POLITECHNIKA WROCŁAWSKA
WYDZIAŁ GEOINŻYNIERII, GÓRNICTWA I GEOLOGII

TŁO HYDROGEOCHEMICZNE RADONU W WODACH PODZIEMNYCH SUDETÓW

mgr inż. Anna Adamczyk-Lorenc

Rozprawa doktorska

Promotor: dr hab. inż. Wojciech Ciężkowski, prof. PWr.

Słowa kluczowe:
tło hydrogeochemiczne, radon, woda podziemna,
woda lecznicza, woda radonowa, Sudety,
rozpad promieniotwórczy, rozkład lognormalny

Wrocław, 2007 r.

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP ... 3
2. RADON JAKO SKŁADNIK WÓD PODZIEMNYCH ... 5
2.1. RYS HISTORYCZNY ODKRYCIA I POZNAWANIA RADONU ... 5
2.1.1. Odkrycie i poznanie ... 5
2.1.2. Historia badań w Sudetach ... 8
2.2. WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNE RADONU ... 10
2.3. RADON W WODACH PODZIEMNYCH ... 14
2.3.1. Klasyfikacje wód radonowych ... 16
2.3.2. Radon w wodach leczniczych ... 20
2.3.3. Wody radonowe jako kopalina ... 21
2.3.4. Radon w wodach przeznaczonych do spożycia ... 23
3. TŁO HYDROGEOCHEMICZNE I METODY JEGO WYZNACZANIA ... 25
4. ZARYS WARUNKÓW GEOLOGICZNYCH I HYDROGEOLOGICZNYCH SUDETÓW ... 31
4.1. BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU BADAŃ ... 32
4.2. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE ... 39
4.2.1. Wody zwykłe ... 39
4.2.2. Wody mineralne i swoiste ... 46
5. CELE PRACY ... 48
6. ZAKRES BADAŃ TERENOWYCH I LABORATORYJNYCH ... 49
6.1. LOKALIZACJA PUNKTÓW POMIAROWYCH ... 52
6.2. METODYKA POBORU PRÓBEK WODY ... 52
6.3. POMIARY TERENOWE I LABORATORYJNE ... 54
6.3.1. Pomiary terenowe ... 54
6.3.2. Aparatura do pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych ... 54
6.3.3. Inne metody oznaczania stężenia radonu ... 60
7. WYNIKI POMIARÓW STĘŻENIA RADONU W WODACH PODZIEMNYCH SUDETÓW ... 64
8. ANALIZA WYNIKÓW ... 77
8.1. WYZNACZENIE TŁA HYDROGEOCHEMICZNEGO RADONU W WODACH PODZIEMNYCH SUDETÓW ... 77
8.1.1. Weryfikacja danych ... 77
8.1.2. Lokalne tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych z poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów ... 81
8.1.3. Podsumowanie ... 112
8.2. PORÓWNANIE GRANICZNEJ ZAWARTOŚCI RADONU W POTENCJALNIE LECZNICZYCH WODACH RADONOWYCH Z ZAKRESEM TŁA ... 115
8.3. WYZNACZENIE OBSZARÓW WYSTĘPOWANIA WÓD RADONOWYCH ... 119
8.4. OSZACOWANIE ILOŚCI RADONU WYDOSTAJĄCEGO SIĘ DO ATMOSFERY Z SAMOWYPŁYWÓW RADONOWYCH WÓD PODZIEMNYCH NA OBSZARZE SUDETÓW ... 127
9. WNIOSKI ... 130
10. LITERATURA ... 133

1. WSTĘP

Radon jest pierwiastkiem promieniotwórczym, rozpuszczony w wodach podziemnych jest wykorzystywany w wielu uzdrowiskach w świecie do zabiegów balneologicznych. Medyczne zastosowanie radonu oparte jest o zjawisko hormezy radiacyjnej, które do tej pory nie zostało udowodnione, nie ma jednak jednoznacznych dowodów przeczących jego istnieniu. W myśl tzw. hormezy radiacyjnej niewielkie dawki promieniowania jonizującego wpływają dobroczynnie (leczniczo) na organizm człowieka. W Polsce zabiegi balneologiczne (kąpiele, inhalacje, natryski i in.) wykorzystujące radon zawarty w wodach podziemnych stosowane są jedynie w uzdrowiskach dolnośląskich (Świeradów Zdrój, Lądek Zdrój i in.). Wody uznane za lecznicze, ze względu na obecność rozpuszczonego w nich radonu, według obowiązującego prawa należą do kopalin podstawowych.

Ze względu na bardzo skomplikowaną i różnorodną budowę geologiczną obszar badań stanowią Sudety. Znane są tu ujęcia wód podziemnych, w których stężenie radonu dochodzi do 2000 Bq/dm^3. Woda, w której stężenie ^{222}Rn jest większe od 74 Bq/dm^3 jest wodą potencjalnie leczniczą i może być uznana za leczniczą odpowiednim Rozporządzeniem Rady Ministrów. W ustawodawstwie polskim nie ma określonej górnej granicy stężenia radonu w wodach leczniczych. Brak jest również przepisów określających wprost dopuszczalne stężenie radonu w wodzie do picia. Normy takie natomiast obowiązują w USA i wielu krajach unii europejskiej oraz w Rosji.

Wyznaczenie tła hydrogoechemicznego radonu w wodach podziemnych Sudetów pozwala na określenie obszarów o podwyższonej koncentracji tego pierwiastka oraz dostarczy nowych danych pozwalających na pełniejsze scharakteryzowanie hydrogeochemii radonu. Dzięki temu oprócz uzyskania nowych przyrodniczych wartości poznawczych możliwe jest lepsze wykorzystanie tego cennego surowca w balneologii, a jednocześnie wiedza ta pozwala na zwiększenie skuteczności ochrony radiologicznej w rejonach o szczególnie wysokich stężeniach radonu w wodach podziemnych. Wynikiem podjętych badań jest uzyskanie istotnych informacji niezbędnych do określenia obszarów występowania wód radonowych na obszarze Sudetów. Wyznaczenie obszarów najbardziej zagrożonych działaniem radonu

umożliwia ewentualną ochronę ludności zamieszkującej owe obszary. Pozwala również na lepsze wykorzystanie tego nuklidu w balneoloterapii.

Dotychczas badania związane z występowaniem radonu w wodzie podziemnej ograniczały się głównie do miejsc występowania wód uznanych za lecznicze, zarówno w przeszłości jak i obecnie. Autorka rozszerzyła obszar badań występowania radonu w wodach podziemnych na całą polską część Sudetów. Dzięki temu możliwe jest prześledzenie stężenia radonu w punktach pomiarowych na całym badanym obszarze oraz stworzenie mapy występowania radonu w wodach podziemnych polskiej części Sudetów.

Praca była finansowana przez KBN jako projekt badawczy 4T12B06926.

2. RADON JAKO SKŁADNIK WÓD PODZIEMNYCH

2.1. RYS HISTORYCZNY ODKRYCIA I POZNAWANIA RADONU

2.1.1. Odkrycie i poznanie

Radon został odkryty przez Friedricha Ernesta Dorna w 1900 r. F. E. Dorn badał promieniotwórczy rozpad radu. Gdy próbował ustalić, co dzieje się z masą radu, odkrył promieniotwórczy gaz – „promieniotwórcze promienie pani Curie". Dorn początkowo nazwał ten gaz nitonem. Obecną nazwę przyjęto dopiero w 1923 r. (Heiserman, 1997).

Dwa lata przed odkryciem Dorna Maria i Piotr Curie, ogrzewając blendę uranową zaobserwowali wydzielanie się gazu. Promieniotwórczość tego gazu zanikała po upływie jednego miesiąca (Cothern i Smith, 1987). Ernest Rutheford w swoich badaniach również zetknął się z radonem. Badając promieniotwórczość toru (lata 1899-1900) wysunął przypuszczenie, że tor może wydzielać promieniotwórczy gaz – nazwany przez Rutheforda emanacją. Rutheford odkrył toron – izotop ^{220}Rn. Odkrycia kolejnego naturalnie występującego izotopu radonu dokonali w 1904 r. Geisel i Andre Louis Debierne – był to aktynon, izotop ^{219}Rn (Cothern i Smith, 1987).

Występowanie radonu w wodzie wodociągowej stwierdził już w 1902 r. angielski fizyk John Thomson. Następne badania, prowadzone między innymi przez Marię Skłodowską-Curie, wykazały występowanie radonu w wodzie podziemnej – w źródłach wód mineralnych i termalnych.

Wkrótce po odkryciu promieniotwórczość zaczęła być uważana za dobroczynną dla zdrowia. Również radon wykorzystywano w celach leczniczych. Sprzedawano urządzenia do użytku domowego, które pozwalały dodawać radon do wody pitnej (Eisenbud i Gessel, 1997). W 1914 r. w Wielkiej Brytanii używano kapsułek z radonem przeciwko głuchocie spowodowanej zatkaniem trąbki Eustachiusa (Czerwiński, 1998). W latach dwudziestych i trzydziestych sprzedawano pasty do zębów wzbogacone w rad, emanujące radon, oraz popularne emanatory domowego użytku. Początkowo używano promieniotwórczości do

leczenia nowotworów, w krótkim czasie zaczęto ją wykorzystywać także do leczenia innych dolegliwości (Hayter, 2003).

Pierwsze (pośrednie) wzmianki o radonie pochodzą z XVI wieku. Agricola – niemiecki górnik, geolog i lekarz – zauważył u górników pracujących w kopalniach w Górach Kruszcowych częste zapadanie na choroby płuc. Podobne zjawisko miało miejsce w kopalniach złóż metali w Jáchymovie w Czechach. Chorobę, na którą zapadali górnicy zdiagnozowano w 1879 r. jako rak płuc. W 1921 r. M. Uhlig zasugerowała, że jego przyczyną może być emanacja radowa (Cothern i Smith, 1987). W latach 40. ubiegłego wieku wykazano związek pomiędzy występowaniem radonu w powietrzu kopalni a rakiem płuc u górników.

Kolejnym ważnym wydarzeniem było przypadkowe odkrycie wysokiego stężenia radonu w wodzie używanej w gospodarstwie domowym. W 1957 r. w Raymond (Maine, USA) trzynastoletni chłopiec stwierdził, ze licznik promieniowania, którym się bawił pokazuje wysokie wartości w chwili przyłożenia go do ciśnieniowego zbiornika na wodę. Przeprowadzone badania wykazały, że w wodach ze studni używanych w gospodarstwach domowych stężenie radonu przekraczało 21 600 Bq/dm^3 (Lafevore, 1986).

W latach 60. XX w. zanotowano zwiększoną liczbę zachorowań na raka płuc wśród górników kopalni uranu w południowo-zachodnich stanach USA. Wzrost zachorowań występował także u górników innych kopalni, w których było wysokie stężenie radonu – w nowofunlandzkich kopalniach fluorytów, w kopalniach rud żelaza, cynku i ołowiu w Szwecji, w kopalniach cyny w chińskiej prowincji Huan (Eisenbud i Gessel, 1997).

W 1985 r. pracownik elektrowni jądrowej we wschodniej Pensylwanii – inżynier Stanley Watras uruchomił alarm przed rozpoczęciem pracy. Dokładna kontrola wykazała, że miejscem gdzie otrzymał tak wysoką dawkę promieniowania był jego dom. Wypadek ten przyczynił się do przeprowadzenia badań stężenia radonu w budynkach mieszkalnych, miejscach użyteczności publicznej – przedszkolach, szpitalach oraz biurowcach – w wielu krajach na całym świecie (Cothern i Smith, 1987).

Szkodliwość działania dużych dawek promieniowania na organizmy żywe została z całą pewnością potwierdzona na podstawie obserwacji skutków pierwszych prób jądrowych, wybuchów bomb atomowych w Hiroszimie oraz Nagasaki. Nie ma natomiast wśród naukowców zgodności co do wpływu małych dawek promieniowania na organizmy żywe. Można spotkać się z różnymi zdaniami na ten temat, od stwierdzeń o ich szkodliwości (Darby i in., 2001, 2005) do przypuszczeń, że są one korzystne dla organizmu. Do rozpowszechnienia

radiofobii, lęku przed promieniowaniem, najbardziej przyczyniła się tzw. hipoteza liniowa. Zakłada ona, że te same skutki popromienne, tj. nowotwory dziedziczne, jak po wielkich dawkach (np. 5000 mSv) występują również po dawkach małych (np. 2,4 mSv od naturalnego tła promieniowania), a tylko częstość ich występowania jest mniejsza, proporcjonalnie do dawki. Hipoteza liniowa jest całkowicie sprzeczna z hipotezą hormezy, tj. z występowaniem skutków stymulujących lub ogólnie pożytecznych dla organizmu po małych dawkach czynnika, który jednocześnie jest szkodliwy w dużych dawkach. Nauka jest jeszcze daleka od pełnego zrozumienia mechanizmów hormezy radiacyjnej. Wielu badaczy skłania się obecnie do przypuszczenia, że głównym jej mechanizmem jest stymulacja małymi dawkami procesów naprawy DNA w komórkach, co w efekcie zmniejsza szansę powstania nowotworów (Jaworowski, 1997; Hrynkiewicz, 2001).

Pomimo rozbieżnych opinii naukowców na temat oddziaływania małych dawek promieniowania na organizm ludzki, w wielu polskich i europejskich uzdrowiskach wykorzystuje się wody radonowe i zawarty w nich gaz do inhalacji, kuracji pitnych i zabiegów kąpielowych.

Badania nad radonem trwają ponad 100 lat. Problem występowania radonu w środowisku jest poruszany przez różnych autorów na całym świecie. W literaturze światowej i krajowej poruszane są problemy związane z występowaniem radonu w wodzie podziemnej (Adamczyk-Lorenc, 2005; Adamczyk-Lorenc i Goldsztejn, 2005; Åkerblom i Lindgren, 1997; Aksoy i in., 2002; Alabdula'aly, 1999; Almeida i in., 2004; Asikainen, 1981; Biscaye i in., 1988; Bonotto, 2004; Briggs i in., 2004; Cho i in., 2004; Choubey i Romola, 1997; Choubey i in., 2000, 2001; Ciężkowski, 1990; Galli i in., 2000; Hamada i Miyazaki, 2004; Horvath i in., 2000; Kasztovszky i in., 2000; Przylibski 1997, 2000a, 2000b, 2005; Radolići in., 2005; Skeppström, 2005; Villalba i in., 2005; Vogiannis i in., 2004), w glebie i w powietrzu glebowym (Mazur i in., 1999; Swakoń i in., 2005; Winkler i in., 2001), jak również z zagrożeniem wynikającym z występowania radonu w budynkach mieszkalnych oraz w budynkach użyteczności publicznej (Alexander i in., 1992; Arvela, 2001; Bilban i Vaupotič, 2001; Briggs i in., 2004; Henshow, 1993; Karpińska, 2004; Lehmann i in., 2001; Mnich i in., 2004; Orlando i in., 2004; Papaefthymiou i in., 2003; Sesana i in., 2005; Singh i in., 2004; Vaupotič i in., 2001; Wysocka, 2005), w kopalniach (Csige i in., 1996; Perrier i in., 2004), jaskiniach i w podziemnych trasach turystycznych (Kobal i in., 1986; Latrio i in., 2005; Przylibski, 1997).

Zmiany stężenia radonu w atmosferze obiektów podziemnych w czasie mogą być wykorzystywane przy charakteryzowaniu ich mikroklimatu. W Polsce stosowano radon jako naturalny znacznik ruchów powietrza jedynie w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie i jedynie w odniesieniu do stałych ruchów długookresowych, co wynikało z zastosowania detektorów śladowych do pomiarów stężenia radonu (Olszewski i in., 2005; Przylibski i Piasecki, 1998). Radon może pełnić też rolę znacznika ruchów powietrza atmosferycznego (Allen i in., 1996; Baciu, 2005; Bendick i in., 1997; Hopke, 1996). Jest on wykorzystywany także jako znacznik hydrogeochemiczny do kartowania geologicznego, poszukiwań złóż uranu, ropy naftowej i gazów, przewidywania zjawisk geodynamicznych, tj. tąpań czy wybuchów wulkanów. Jednymi z pierwszych prób zastosowania radonu występującego w wodach podziemnych do badań środowiskowych były próby wykorzystania zmian jego stężenia do przewidywania trzęsień Ziemi. Niestety metoda ta nie pozwala z dobrą skutecznością przewidywać miejsc wystąpienia i czasu rozpoczęcia się trzęsienia (Hammond i in., 1981; Koch i Heinieke, 1994; Steele, 1981). Wykonywanie pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych oraz określenie przyczyn ich zmian w czasie i przestrzeni jest wykorzystywane także do charakteryzowania struktur hydrogeologicznych. Na podstawie tych pomiarów można scharakteryzować proces mieszania się różnych składowych wód podziemnych, bądź też określić ilość wód infiltracyjnych i szybkość ich przedostawania się do głębszych poziomów wodonośnych (Przylibski, 1997).

2.1.2. Historia badań w Sudetach

Pierwsze pomiary stężenia radonu na terenie Sudetów miały miejsce w Lądku Zdroju w roku 1904 (Lachmann, 1909/1910, 1912/1913). Również w 1904 r. w Szczawnie Zdroju odkryte zostało źródło Marta, którego wody także charakteryzują się wysoką zawartością radonu (Szmytówna, 1950). Trzy lata później w Świeradowie Zdroju stwierdzono radioaktywność wód leczniczych (Ciężkowski, 1990). Przed 1910 r. wykazano także, że niektóre wody lecznicze Kudowy Zdroju również wykazują znaczną zawartość radonu (Szmytówna, 1958b).

Po II wojnie światowej pomiary stężenia radonu w wodach podziemnych na terenie Sudetów były prowadzone głównie w ujęciach wód leczniczych. Pierwsze oznaczenia radoczynności wód podziemnych wykonywała Maria Szmytówna, która ponadto ustaliła

dolny próg radoczynności (74 Bq/dm^3), powyżej którego woda wykazuje aktywność farmakodynamiczną. Wyniki swoich badań Szmytówna przedstawiła w kilku publikacjach (Szmytówna, 1950, 1955, 1957, 1958a, b, 1959).

Stężenie radonu w wodach podziemnych było oznaczane w latach 60. i na początku lat 70. XX wieku przez Zakłady Przemysłowe R-1. Badano wówczas zawartość radonu w wodach rejonu Karkonoszy oraz Ziemi Kłodzkiej. Badania te związane były z poszukiwaniem i eksploatacją złóż rud uranu na terenie Sudetów (Adamski, 1989).

Systematyczne badania radonu prowadzone są w Sudetach od lat 60. XX wieku w uzdrowiskach Lądek Zdrój, Świeradów Zdrój oraz Szczawno Zdrój przez uzdrowiskowe zakłady górnicze, a także do niedawna przez laboratorium Biura Projektów i Usług Branży Uzdrowiskowej (BPiUTBU) „Balneoprojekt" w Szczawnie Zdroju. W wyżej wymienionych uzdrowiskach wody radonowe, a w zasadzie rozpuszczony w wodzie radon wykorzystywany jest do kuracji leczniczych. Obecność radonu w wodach leczniczych stwierdzono w każdym sudeckim uzdrowisku, ale do wód leczniczych (ze względu na rozpuszczony w nich radon o stężeniu większym od 74 Bq/dm^3) zaliczane były złoża wód podziemnych z Długopola Zdroju, Jedliny Zdroju, Lądka Zdroju, Szczawiny, Szczawna Zdroju oraz Świeradowa Zdroju (Rozporządzenie..., 2001). Obecnie w Rozporządzeniu Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 r. nie określono typów wód leczniczych występujących na obszarze wymienionych w rozporządzeniu miejscowości.W latach 60. XX wieku Głowiak i Ziółkowski prowadzili badania radioaktywności wód leczniczych Świeradowa Zdroju. Wiązali oni zmienną aktywność w czasie pierwiastków ciężkich ze zmienną koncentracją radonu w wodach (Głowiak i Ziółkowski, 1965). Również w Świeradowie Zdroju pod koniec lat 60. Rymaszewska i Żejmo przeprowadziły pomiary długotrwałej aktywności promieniowania alfa w wodach leczniczych. Podobne badania były wykonywane w Szczawnie Zdroju. Rymaszewska i Żejmo wykazały istnienie rozpuszczonych związków chemicznych radioaktywnych pierwiastków ciężkich oraz zależność pomiędzy zawartością radonu i koncentracją jonu Cl^-. Według autorek stężenie radonu w wodzie podziemnej było odwrotnie proporcjonalne do stężenia jonu Cl^- (Rymaszewska i Żejmo; 1969, 1970).

W latach 80. przeprowadzono kolejne badania w Sudetach w wyniku których Ciężkowski i Solecki (1990) zwrócili uwagę na zgodność obserwowanych anomalii zawartości radonu w powietrzu glebowym z obecnością stref dyslokacyjnych i uskokowych.

Kolejne badania i analizy wykazały spadek zawartości ^{222}Rn w wodach podziemnych Sudetów wraz ze wzrostem głębokości ich ujęcia (Ciężkowski, 1990). W następnych latach swoje badania Ciężkowski kontynuował wraz z Przylibskim. Autorzy ci w 1997 r., na podstawie wyników pomiarów stężenia radonu prowadzonych w uzdrowiskach sudeckich, przedstawili ogólną charakterystykę występowania tego pierwiastka w wodach leczniczych (Ciężkowski i Przylibski, 1997).

Przylibski (1997) na podstawie swoich badań prowadzonych od połowy lat 90. XX wieku oraz oznaczeń stężenia radonu prowadzonych przez uzdrowiska sudeckie wykazał, że na zawartość radonu w wodach podziemnych nie ma wpływu stężenie radu rozpuszczonego w tych wodach, ani też czas kontaktu wody ze skałą; wody te wzbogacają się w gazowy radon powstający w skałach przez które przepływają. Stwierdził, że nie istnieją zależności pomiędzy składem jonowym wód podziemnych a stężeniami rozpuszczonego w nich radonu.

Przylibski (2005) przedstawił kompleksową charakterystykę występowania radonu w radonowych wodach podziemnych uznanych za lecznicze, a także w pozostałych wodach leczniczych eksploatowanych obecnie na terenie Sudetów i bloku przedsudeckiego. Zaproponował on modele migracji radonu wraz z wodami podziemnymi do ujęć i źródeł, opracował metodykę poszukiwania i rozpoznawania złóż wód radonowych. Określił także obszary występowania wód radonowych na terenie Sudetów na tle istniejących eksploatowanych i nieeksploatowanych złóż leczniczych wód radonowych oraz zaproponował klasyfikację wód podziemnych ze względu na zawartość rozpuszczonego w nich radonu.

2.2. WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNE RADONU

Radon powstaje podczas promieniotwórczego rozpadu radu, ulegajc dalsyemu rozpadowi α z utworzeniem polonu i jednoczesną emisją kwantu promieniowania γ (Heiserman, 1997).

Radon jest pierwiastkiem należącym do grupy helowców i przypomina właściwościami inne pierwiastki z tej grupy. Jest to jednoatomowy gaz bezbarwny, bez zapachu i smaku, niepalny. Gęstość radonu w warunkach normalnych wynosi 9,82 kg/m^3 (0,00982 g/cm^3), w stanie ciekłym – 6600 kg/m^3 (6,6 g/cm^3), w stanie stałym – 8040 kg/m^3 (8,04 g/cm^3). Rozpuszcza się on w wodzie i w rozpuszczalnikach organicznych. Podczas wyładowań

w atmosferze rozrzedzonej świeci światłem białym. Oziębiony poniżej temperatury krzepnięcia świeci intensywnym brylantowo-niebieskim światłem (Miliszkiewicz, 1978). Temperatura topnienia wynosi -71^{o}C, natomiast temperatura wrzenia -61,7^{o}C. Radon, jako gaz szlachetny, jest chemicznie nieaktywny. Nawet po wzbudzeniu nie reaguje z tlenem, magnezem, wodorem, sodem, siarką,. Tworzy klatraty. Z fluorem tworzy fluorki, a z chlorem – chlorki. Reaguje z fluorkami: ClF_3, BrF_3, BrF_5.

Znane są 33 izotopy radonu o liczbach masowych od 196 do 229. Radon reprezentowany jest w przyrodzie przez cztery naturalne izotopy promieniotwórcze: ^{222}Rn (radon), ^{220}Rn (toron), ^{219}Rn (aktynon), ^{218}Rn (tab. 2.1.). Ich nazwy zostały utworzone od nazwy szeregów promieniotwórczych, w których powstają poszczególne izotopy radonu. Najdłuższy okres połowicznego rozpadu ma izotop o liczbie masowej 222, pozostałe izotopy są krótkotrwałe (Miliszkiewicz, 1978).

Tabela 2.1. Wybrane izotopy radonu (Miliszkiewicz, 1978).

Izotop	Masa atomowa	Spin	Czas połowicznego rozpadu $T_{1/2}$
^{211}Rn	210,991	1/2	14,6 h
^{212}Rn	211,991	0	24 min
^{217}Rn	217,004	9/2	0,0006 s
^{218}Rn*	218,006	0	0,0035 s
^{219}Rn*	219,.010	5/2	3,96 s
^{220}Rn*	220,011	0	55,61 s
^{222}Rn*	222,018	0	3,8224 d

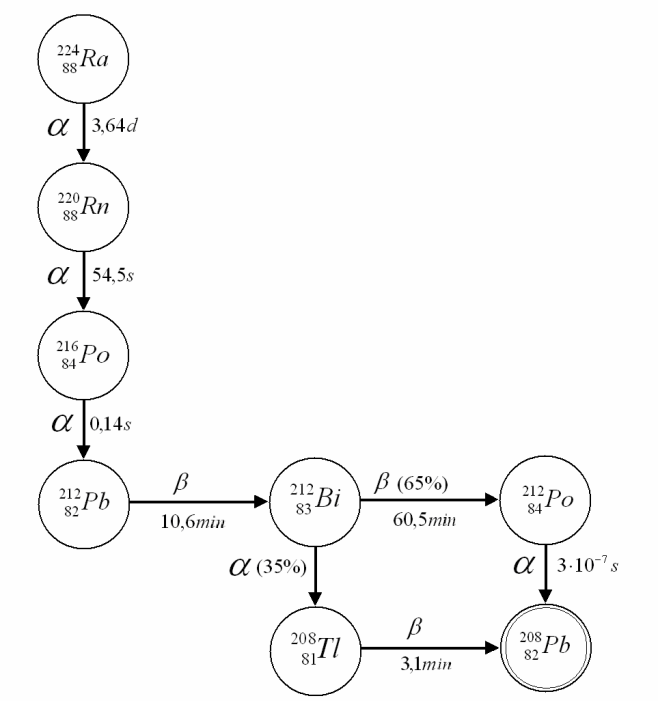
* - izotopy wchodzące w skład trzech naturalnych szeregów promieniotwórczych

Izotopy te powstają w wyniku rozpadu nuklidów radu i uwolnienia energii poprzez emisję cząstki alfa, której towarzyszy niskoenergetyczne promieniowanie gamma. Kolejne produkty tych przemian tworzą tzw. szereg promieniotwórczy. Szereg taki rozpoczyna się długożyciowym izotopem promieniotwórczym, a kończy izotopem trwałym. Znane są cztery szeregi, z czego trzy występują naturalnie w przyrodzie:

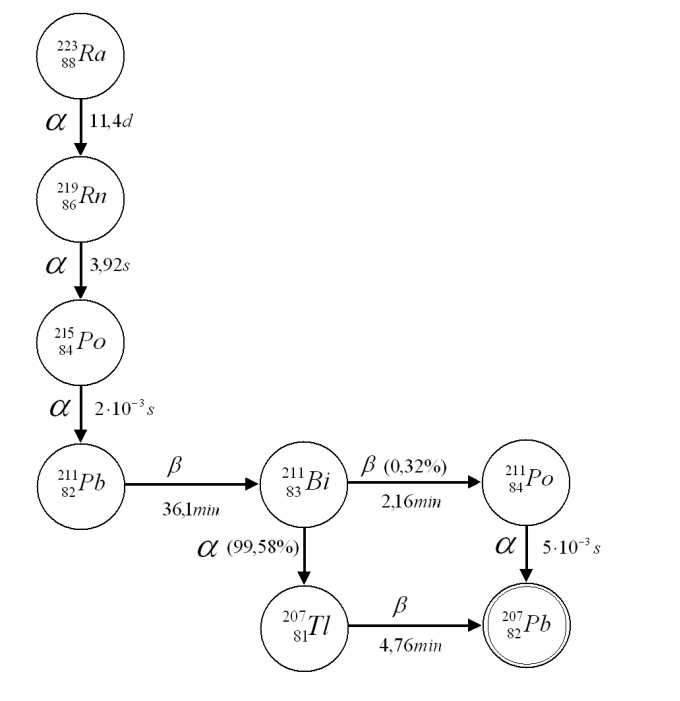
- ✓ torowy, rozpoczynający się izotopem ^{232}Th. W szeregu tym powstaje izotop ^{220}Rn zwany dawniej emanacją torową lub toronem, o okresie półrozpadu $T_{1/2}$=54,5 s (rys. 2.1.),

- ✓ uranowo-aktynowy, rozpoczynający się izotopem ^{235}U. W szeregu tym powstaje izotop ^{219}Rn zwany emanacją aktynową lub aktynonem, o okresie półrozpadu $T_{1/2}$=3,9 s (rys. 2.2.),
- ✓ uranowo-radowy, rozpoczynający się izotopem ^{238}U. W szeregu tym powstaje izotop ^{222}Rn w wyniku rozpadu alfa izotopu radu ^{226}Ra, a także tworzy się izotop potomny ^{218}Rn. Z tego powodu nazwano go emanacją radową lub radonem.

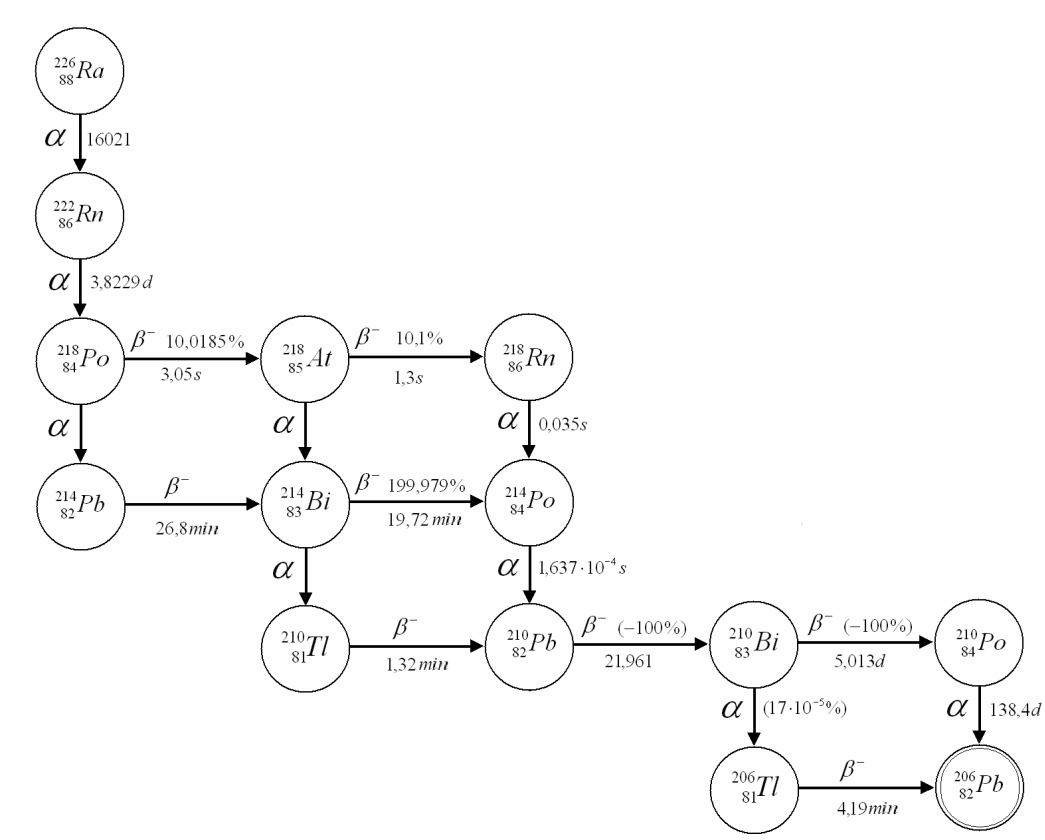
Po odkryciu, że toron, aktynon i radon to izotopy tego samego pierwiastka, nazwę „radon" rozszerzono na wszystkie izotopy. ^{222}Rn ma najdłuższy spośród wszystkich znanych izotopów radonu, okres półrozpadu wynoszący $T_{1/2}$=3,8224 doby (rys. 2.3.).



Rys. 2.1. Miejsce toronu (^{220}Rn) i produktów jego rozpadu w promieniotwórczym szeregu uranowo-aktynowym (Miliszkiewicz, 1978).



Rys. 2.2. Miejsce aktynonu (^{219}Rn) i produktów jego rozpadu w promieniotwórczym szeregu torowym (Miliszkiewicz, 1978).



Rys. 2.3. Miejsce radonu (^{222}Rn) i produktów jego rozpadu w promieniotwórczym szeregu uranowo-radowym (Miliszkiewicz, 1978).

2.3. RADON W WODACH PODZIEMNYCH

Radon (^{222}Rn) w wodach podziemnych powstaje w wyniku rozpadu α atomów ^{226}Ra. Stężenie radonu w wodzie podziemnej zależy głównie od stężenia radu w skałach zbiornikowych, a więc jest większe jeżeli woda znajduje się w obrębie skał krystalicznych, a zwłaszcza z granitów, a niższe jeżeli są to skały pochodzenia osadowego (Przylibski; 1997, 2004, 2005). Na podstawie badań prowadzonych w wodach podziemnych Sudetów Przylibski (2005) stwierdził, że w większości badanych ujęć 99% atomów ^{222}Rn pochodzi z rozpuszczania atomów uwalnianych bezpośrednio do wód podziemnych na skutek rozpadu ^{226}Ra włączonego w struktury minerałów lub znajdującego się w porach i na powierzchni ziaren skał zbiornikowych.

Tabela 2.2. Zawartość ^{226}Ra w skałach pochodzących z Dolnego Śląska (Przylibski, 2005).

Typ skały	Zawartość ^{226}Ra w skałach [Bq/kg]				
	minimum	maksimum	średnia arytmetyczna	odchylenie standardowe	liczba próbek
Skały krystaliczne					
Aplit	66,0	146,0	108,3	37,2	4
Granit	15,0	130,0	64,8	31,4	25
Gnejs	4,0	244,0	63,7	48,2	30
Leukogranit	39,0	72,0	55,3	16,5	3
Granitognejs	22,0	100,0	50,4	31,4	5
Ryolit	16,0	88,0	45,0	32,3	4
Granodioryt	30,0	54,0	45,0	13,1	3
Łupek łyszczykowy	8,0	63,0	33,0	13,1	21
Bazalt	17,0	50,0	28,0	11,8	6
Marmur	1,0	9,0	3,7	2,4	13
Kwarcyt	2,0	6,0	3,3	1,9	4
Skały osadowe					
Mułowiec	28,0	83,0	53,3	23,3	7
Margiel	5,0	36,0	19,3	10,2	8
Piaskowiec	3,0	33,0	12,8	10,7	17
Zlepieniec	4,0	13,0	9,0	4,6	3

W tab. 2.2 zamieszczono wartości stężenia ^{226}Ra w skałach występujących na obszarze Sudetów. Tabelę podzielono na dwie części; w pierwszej wyszczególniono 11 typów skał krystalicznych, natomiast w drugiej 4 typy skał osadowych. Wartości średnie stężenia radu są najwyższe w skałach krystalicznych, a dokładniej w aplitach i granitach. Maksymalna

zanotowana przez Przylibskiego wartość stężenia radu w gnejsach wynosi 244 Bq/kg i stanowi największą wartość we wszystkich badanych próbkach. Wysokie stężenia radu zanotowano również w skałach osadowych, a zwłaszcza w mułowcach.

Wartości stężenia radu w skałach można znaleźć także w pracy Malczewskiego i in. (2004). Badali oni naturalną i antropogeniczną promieniotwórczość skał w rejonie Świeradowa Zdroju. Uzyskane przez nich wyniki zamieszczono w tab. 2.3.

Tabela 2.3. Aktywność ^{226}Ra w skałach krystalicznych bloku izerskiego (Malczewski in., 2004).

Typ skały	Zawartość ^{226}Ra w skałach [Bq/kg]
Granit izerski	31,6 ± 9,7
Granit rumburski	33,1 ± 8,3
Bazalty	35,5 ± 9,2
Granitognejsy	35,6 ± 6,2
Łupki łyszczykowe	36,9 ± 7,4
Leptynity	45,3 ± 4,7
Gnejsy smużyste	60,1 ± 9,3
Grejzeny	64,4 ± 3,3
Gnejsy laminowane	73,6 ± 9,9

Według Malczewskiego i in. (2004) największą aktywnością na obszarze bloku izerskiego charakteryzują się gnejsy laminowane (73,6 ± 9,9 Bq/kg). Nieco mniejszą aktywność zanotowano w grejzenach i gnejsach smużystych (ok. 60 Bq/kg), wartości powyżej 40 Bq/kg zanotowano w leptynitach. Pozostałe skały wykazywały aktywność bliską średniej wartości charakterystycznej dla skorupy kontynentalnej, wynoszącej około 36 Bq/kg (Eisenbud i Gesell, 1997). Porównując wyżej omówione tabele można stwierdzić dużą zgodność wyników stężenia radu w skałach badanych zarówno przez Przylibskiego, jak i Malczewskiego i in.

Obok zawartości radu w skałach na zawartość radonu w wodzie podziemnej ma również wpływ współczynnik emanacji (K_{em}) skały. K_{em} wyraża stosunek atomów radonu uwalnianych ze struktury minerałów do całkowitej liczby atomów powstających w skale. Im jest on większy, tzn. im więcej atomów radonu uwalnia się ze struktury minerału, tym stężenie radonu w wodzie podziemnej jest większe (Przylibski; 1997, 2000b, 2005). Współczynnik emanacji zależy głównie od czynników petrofizycznych danej skały, czyli od zawartości radu, sposobu jego rozłożenia w ziarnach lub w kryształach minerałów, uziarnienia, porowatości i wilgotności (Przylibski, 2005).

Przylibski (2005) wyznaczył współczynniki emanacji ^{222}Rn ze skał zbiornikowych wód podziemnych dla wybranych 111 ujęć w Sudetach. Na podstawie uzyskanych wyników stwierdził on, że w strefach uskokowych wartości współczynnika emanacji mieszczą się w przedziale 0,2–0,6. W okruchowych skałach zbiornikowych wartości współczynnika emanacji wynoszą od 0,05 do 0,40, a w skałach krystalicznych od 0,05 do 0,25. Najmniejsze wartości K_{em} zanotowano w skałach zbiornikowych wód ujętych na głębokościach większych niż 100 m p.p.t. Ponad 75% wszystkich obliczonych przez Przylibskiego wartości współczynników emanacji mieści się w przedziale 0,01–0,30.

Atomy radonu uwalniają się do przestrzeni porowej w wyniku odrzutu po rozpadzie atomu radu. Część atomów radonu przedostaje się bezpośrednio do przestrzeni porowej, część natomiast w wyniku dyfuzji przez nanopory. W przypadku, kiedy przestrzeń porowa bądź szczelinowa wypełniona jest wodą niezwiązaną, możliwe jest rozpuszczenie atomów radonu w wodzie, a następnie transport w tym ośrodku. Radon wraz z wodą podziemną może dotrzeć do jej wypływu na powierzchnię (źródła) lub do ujęcia (studni, odwiertów i in.). Transport atomów radonu rozpuszczonych w wodzie podziemnej możliwy jest nawet na odległość ponad 50-100 m od miejsca powstania. Objętość skał zasilających radonem ujęcia wód podziemnych oszacowano na wynoszącą od kilkunastu do kilkaset metrów sześciennych (Przylibski, 2005). Przy oszacowaniu tej objętości decydujący wpływ miał okres półrozpadu izotopów radonu, głównie ^{222}Rn, a także prędkość przepływu wody podziemnej. Przeprowadzone badania modelowe wykazały, że maksymalne stężenie radonu woda podziemna osiąga po przepłynięciu 1 km w jednorodnym ośrodku skalnym (Tricca i in., 2000).

2.3.1. Klasyfikacje wód radonowych

Zgodnie z Rozporządzeniem Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 roku w sprawie złóż wód podziemnych zaliczanych do solanek, wód leczniczych i termalnych oraz złóż innych kopalin leczniczych, a także zaliczenia kopalin pospolitych z określonych złóż lub jednostek geologicznych do kopalin podstawowych (Dz.U. 2006, nr 32, poz. 220) do wód leczniczych zalicza się wody podziemne niezanieczyszczone pod względem chemicznym i mikrobiologicznym, o naturalnej zmienności cech fizycznych i chemicznych, spełniające co najmniej jeden z następujących warunków:

- ✓ zawartość rozpuszczonych składników mineralnych stałych – nie mniej niż 1 000 mg/dm^3,
- ✓ zawartość jonu żelazawego – nie mniej niż 10 mg/dm^3 (wody żelaziste),
- ✓ zawartość jonu fluorkowego – nie mniej niż 2 mg/dm^3 (wody fluorkowe),
- ✓ zawartość jonu jodkowego – nie mniej niż 1 mg/dm^3 (wody jodkowe),
- ✓ zawartość siarki dwuwartościowej – nie mniej niż 1 mg/dm^3 (wody siarczkowe),
- ✓ zawartość kwasu matakrzemowego – nie mniej niż 70 mg/dm^3 (wody krzemowe),
- ✓ **zawartość radonu – nie mniej niż 74 Bq/dm^3 (wody radonowe),**
- ✓ zawartość dwutlenku węgla niezwiązanego – nie mniej niż 250 mg/dm^3 (250-999 mg/dm^3 wody kwasowęglowe, od 1 000 mg/dm^3 szczawy).

Zgodnie z klasyfikacją fizykochemiczną wód podziemnych zamieszczoną w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia z dnia 13 kwietnia 2006 roku 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. 2006, nr 80, poz. 565) wody podziemnej, które mogą zostać uznane za lecznicze dzieli się na:

1. wody mineralne – wody zawierające w 1 dm^3 co najmniej 1000 mg rozpuszczonych składników, w tym w szczególności chlorki, siarczany i wodorowęglany sodu, wapnia i magnezu, występujące w poszczególnych wodach w różnych stosunkach ilościowych
2. wody swoiste (słabo zmineralizowane) – wody zawierające w dm^3 poniżej 1000 mg rozpuszczonych składników stałych, w tym jeden lub więcej składników leczniczych swoistych, w podanych lub wyższych stężeniach:
    a) 1 mg jodków – woda jodkowa,
    b) 1 mg siarczków lub innych związków siarki (II) – woda siarczkowa,
    c) 2 mg fluorków – woda fluorkowa,
    d) 10 mg żelaza (II) – woda żelazista,
    e) 70 mg kwasu metakrzemowego – woda krzemowa,
    f) 1000 mg niezwiązanego dwutlenku węgla – szczawa,
    g) 250-999 mg niezwiązanego dwutlenku węgla – woda kwasowęglowa lub,

h) wykazująca na wypływie z ujęcia temperaturę co najmniej 20ºC – woda termalna,

i) wykazująca aktywność promieniotwórczą co najmniej 74 Bq/dm^3 – woda radonowa,

3. wody mineralne swoiste – wody mineralne zawierające jeden lub więcej składników swoistych wymienionych w pkt. 2.

Radon występujący w wodach podziemnych nadaje zatem tym wodom leczniczy charakter, gdy jego stężenie w 1 dm^3 jest większe lub równe 74 Bq. Obok leczniczych wód radonowych na obszarze Sudetów powszechnie występują wody podziemne, w których stężenie radonu jest większe od 74 Bq/dm^3. Notowane przez autorkę stężenie radonu w wodach podziemnych sięga 2000 Bq/dm^3 (Adamczyk-Lorenc; 2005, 2006). Są to tak zwane potencjalnie lecznicze wody radonowe, czyli wody podziemne posiadające cechy wody leczniczej, nie uznane jednak za lecznicze odpowiednim rozporządzeniem.

Na podstawie licznych badań Przylibski podzielił wody podziemne zawierające radon na sześć kategorii (tab. 2.4). Zgodnie z klasyfikacją balneologiczną nie istnieje górny próg stężenia radonu w wodach leczniczych. Odnosząc podział balneologiczny do klasyfikacji hydrogeochemicznej Przylibskiego można stwierdzić, że potencjalnie lecznicze oraz lecznicze wody radonowe należą do wód niskoradonowych, radonowych, wysokoradonowych lub ekstremalnie radonowych.

Tabela 2.4. Klasyfikacja wód podziemnych ze względu na zawartość rozpuszczonego w nich radonu (Przylibski, 2005).

Nazwa wód podziemnych	Stężenie ^{222}Rn [Bq/dm^3]
Bezradonowe	<1
Ubogie w radon	1 ÷ 9,9(9)
Niskoradonowe	10 ÷ 99,9(9)
Radonowe	100 ÷ 999,9(9)
Wysokoradonowe	1000 ÷ 9999,9(9)
Ekstremalnie radonowe	>10000

Według Alekina (1948) wody podziemne ze względu na zawartość izotopów promieniotwórczych można podzielić na:

- ✓ słabo radoczynne do 377 Bq/dm^3,
- ✓ średnio radoczynne – od 377 do 1077 Bq/dm^3,

- ✓ silnie radoczynne – powyżej 1077 Bq/dm^3,

Wody radoczynne podzielone są w tej klasyfikacji na dwie kategorie: wody radonowe – wody podziemne zawierające tylko radon oraz wody radowe – zawierające rad i równoważną mu ilość radonu.

Tołstichin i Posochov (1975) zaproponowali inny podział wód podziemnych ze względu na zawartość radonu. Wyróżnili:

- ✓ wody słaboradonowe –od 185 do 1480 Bq/dm^3,
- ✓ wody średnio radonowe – od 1480 do 7400 Bq/dm^3,
- ✓ wody wysoko radonowe – powyżej 7400 Bq/dm^3.

W 1963 roku Ovczynnikov stworzył najpełniejszą spośród dotychczasowych klasyfikację (Ovczynnikov, 1963). Wyróżnił 4 grupy wód radioaktywnych:

1. Wody radonowe
   - ✓ słabe – o zawartości Rn do 370 Bq/dm^3,
   - ✓ średnie – o zawartości Rn do 1100 Bq/dm^3,
   - ✓ silne – o zawartości Rn powyżej 1100 Bq/dm^3.
2. Wody radowe i radonośne – zawierające Rn w ilości mniejszej niż w równowadze radioaktywnej z radem rozpuszczonym w tej wodzie i jednocześnie zawierające więcej niż 10^{-11} g/dm^3 Ra.
3. Wody radonowo-radowe – zawierające radon w ilości mniejszej niż w równowadze radioaktywnej z radem rozpuszczonym w tej wodzie i jednocześnie zawierające więcej niż 10^{-11} g/dm^3 Ra.
4. Wody uranowe – zawierające powyżej $3 \cdot 10^{-5}$ g/dm^3 U:
   - ✓ radonowo-uranowe,
   - ✓ radowo-uranowe,
   - ✓ radonowo-radowo-uranowe,
   - ✓ uranowe.

Pazdro (1983) zaproponował klasyfikację wód podziemnych w odniesieniu do radoczyności. Wydzielił cztery grupy wód podziemnych o różnej radoczynności:

- ✓ słabej < 2 nCi/l (< 74 Bq/dm^3),
- ✓ średniej 2 ÷ 10 nCi/l (74 ÷ 370 Bq/dm^3),
- ✓ silnej 10 ÷ 100 nCi/l (370 ÷ 3700 Bq/dm^3),
- ✓ bardzo silnej > 100 nCi/l (> 3700 Bq/dm^3).

2.3.2. Radon w wodach leczniczych

Jak już wspomniano woda podziemna może być uznana za wodę leczniczą jeżeli stężenie radonu – jako składnika swoistego – jest większe lub równe 74 Bq/dm^3. Medyczne zastosowanie radonu oparte jest na zjawisku hormezy radiacyjnej, które do tej pory nie jest udowodnione. Nie ma także jednoznacznych faktów przeczących jego istnieniu. W myśl hormezy radiacyjnej niewielkie dawki promieniowania jonizującego dobroczynnie wpływają na organizm człowieka. W Polsce zabiegi balneoterapeutyczne wykorzystujące radon zawarty w wodach podziemnych stosowane są jedynie w uzdrowiskach dolnośląskich.

W balneoterapii zastosowanie ma zarówno radon rozpuszczony w wodzie (kuracje kąpielowe i pitne, natryski), jak i radon wydzielony z wody podziemnej (inhalacje radonowe). Lecznicze wody radonowe są eksploatowane i wykorzystywane do zabiegów balneoterapeutycznych w uzdrowiskach sudeckich: Lądku Zdroju i Świeradowie Zdroju.

Minimalny poziom stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych, nadający im leczniczy charakter, jest inny w poszczególnych krajach. W Rosji graniczna wartość stężenia radonu, powyżej której można wodę uznać za leczniczą ustalono na 185 Bq/dm^3. W 30. ujęciach wód mineralnych na obszarze Rosji notowane są stężenia radonu większe od 7400 Bq/dm^3 i właśnie wody wysokoradonowe (wg klasyfikacji Tołstichina i Posochova) uznaje się za najodpowiedniejsze do zabiegów balneoterapeutycznych. W Czechach minimalną wartość stężenia radonu w wodach leczniczych ustalono na 1185 Bq/dm^3, natomiast w Niemczech na 6885 Bq/dm^3 (tab. 2.5.) (Voronov, 2004).

Tabela 2.5. Minimalna wartość stężenia ^{222}Rn w wodach leczniczych w różnych krajach (Voronov, 2004).

Kraj	Stężenie ^{222}Rn [Bq/dm^3]
Włochy	48,0
Polska	**74,0**
Rosja	185,0
Francja	370,0
Czechy	1192,0
Niemcy	6885,0

Pomimo dużych wartości progowych stężenia radonu w niektórych krajach, stwierdzono, że wody mineralne można zaliczyć do radioaktywnych i stosować je w balneoterapii jeśli stężenie radonu jest większe od 37 Bq/dm^3 (Albertini i in., 2007).

2.3.3. Wody radonowe jako kopalina

Przepisy prawa geologicznego i górniczego (Ustawa..., 1994) dotyczące radonu mają dwojaki charakter. Z jednej strony określają maksymalną dawkę promieniowania jaką może otrzymać pracownik zakładów górniczych, czyli wskazują na negatywny wpływ promieniowania na organizm człowieka (Rozporządzenie..., 2002a,b), z drugiej strony uznają wody radonowe z określonych złóż wód podziemnych za wody lecznicze (Rozporządzenie..., 2006).

W artykule 5, pkt. 4 wymienionej ustawy stwierdza się: „W rozumieniu ustawy nie są kopalinami wody podziemne, z wyjątkiem solanek, wód leczniczych i termalnych". O zaliczeniu kopaliny do kopalin podstawowych decyduje Rada Ministrów na podstawie określonych wytycznych. W Rozporządzeniu Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 roku wymieniono miejscowości na terenie Polski, w których występują wody lecznicze, z których wszystkie zaliczone są do kopalin podstawowych. W Rozporządzeniu tym nie określono typu wód leczniczych, a jedynie określono warunki jakim powinna odpowiadać woda podziemna uznana za leczniczą.

W Sudetach w latach 1963-2006 wody podziemne uznawane były za lecznicze w 21 miejscowościach (tab. 2.6.). Obecnie wody lecznicze występują w 17 miejscowościach na omawianym obszarze (Rozporządzenie..., 2006).

Tabela 2.6. Wykaz złóż wód podziemnych z obszaru Sudetów i bloku przedsudeckiego zaliczonych do wód leczniczych Rozporządzeniami Ministra Zdrowia i Opieki Społecznej w latach 1963-1990 (Monitor Polski: 1963r. – nr 28, 1969r. – nr 45, 1974r. – nr 29, 1979r. – nr 6, 1985r. – nr 37, 1990r. – nr 28) oraz Rozporządzeniami Rady Ministrów w latach 1994–2006 (Dziennik Ustaw: 1994r. – nr 89, 2001r. – nr 156, 2006 r.- 32). Symbol „+" oznacza zaliczenie wód ze złoża w danej miejscowości do wód leczniczych; symbol „Rn" oznacza zaliczenie wód (lub części wód) z danego złoża do wód leczniczych radoczynnych (w rozporządzeniach z lat 1963–1994) lub radonowych (2001) (vide Przylibski, 2005).

Lp.	Miejscowość	1963	1969	1974	1979	1985	1990	1994	2001	2006
1	Boborowniki Stare	+	+							
2	Cieplice Śląskie Zdrój	+	+	+	+	+	+	+	+	+
3	Czerniawa Zdrój	+Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+	+
4	Długopole Zdrój	+	+	+	+	+	+	+	+ Rn	+
5	Duszniki Zdrój	+	+	+	+	+	+	+	+	+
6	Gorzanów		+	+	+					+
7	Jedlina Zdrój			+	+	+	+	+	+ Rn	+
8	Jeleniów		+	+	+	+	+	+	+	+
9	Kowary		+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn			
10	Kudowa Zdrój	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+	+
11	Lądek Zdrój	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+
12	Polanica Zdrój	+	+	+	+	+	+	+	+	+
13	Przerzeczyn Zdrój	+	+	+	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+
14	Sosnówka	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn					
15	Stare Bogaczowice									+
16	Stare Rochowice	+	+	+	+	+	+	+	+	+
17	Stary Wielisław									+
18	Szczawina				+	+	+	+	+ Rn	+
19	Szczawno Zdrój	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+
20	Szklarska Poręba			+ Rn	+ Rn	+ Rn				
21	Świeradów Zdrój	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+ Rn	+
	Razem	13 (6)	16 (7)	17 (8)	18 (9)	16 (8)	15 (7)	14 (6)	14 (7)	17

Na obszarze Sudetów oprócz radonowych wód leczniczych występują również wody potencjalnie lecznicze, czyli takie, które spełniają kryteria jakie wymagane są wobec wód leczniczych, ale nie są uznane za lecznicze rozporządzeniem Rady Ministrów. W pracy Przylibskiego (2005) wymieniono regiony występowania radonowych wód potencjalnie leczniczych na obszarze Sudetów. Są to okolice miejscowości Kowary, Sosnówka, Szklarska Poręba, Kamienica oraz Sobótka (na bloku przedsudeckim). Wody podziemne Kowar,

Sosnówki oraz Szklarskiej Poręby były w przeszłości uznane za lecznicze. Innymi regionami występowania radonowych wód potencjalnie leczniczych są okolice Gorzanowa oraz Bobrownik Starych. Autorka w swojej pracy stwierdziła występowanie radonowych wód potencjalnie leczniczych w ponad 100 ujęciach wód podziemnych na obszarze całych Sudetów.

2.3.4. Radon w wodach przeznaczonych do spożycia

Woda podziemna jest bardzo często ujmowana i wykorzystywana w gospodarstwach domowych do celów sanitarnych oraz spożywczych. Duża zawartość radonu w wodzie wykorzystywanej w gospodarstwie domowym może spowodować znaczne zwiększenie ryzyka zachorowania na nowotwory złośliwe płuc. Ryzyko to związane jest głównie z wdychaniem radonu uwalnianego z wody w trakcie korzystania z niej w kuchni czy w łazience i jest ono dziesięciokrotnie większe, niż narażenie organów wewnętrznych związane ze spożyciem wody (Kim i in., 2001).

Korzystanie z wody o stężeniu radonu 100 Bq/dm^3 powoduje narażenie organizmu człowieka na promieniowanie jonizujące w wysokości 0,45 mSv/rok, z czego 0,40 mSv/rok pochodzi od inhalacji radonowej, a tylko 0,05 mSv/rok bezpośrednio ze spożycia wody (Åkerblom i Lindgren, 1996). Jednak dużo większe zagrożenie dla człowieka stanowią produkty rozpadu radonu, krótkożyciowe izotopy promieniotwórcze, które zwykle dostają się do płuc przyczepione do cząsteczek aerozoli. Osadzone w płucach promieniują i penetrują komórki błon śluzowych, oskrzeli i tkanki płucnej. Radioaktywne izotopy uszkadzają kod genetyczny DNA komórek, co po latach, a nawet dziesięcioleciach może prowadzić do powstania i rozwoju chorób nowotworowych (Skubacz, 2006).

W Polsce ograniczenia dotyczące występowania radionuklidów w wodzie przeznaczonej do spożycia przez ludzi zawarte są w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia (2002), według którego woda taka może zawierać maksymalnie 100 Bq trytu w 1 dm^3, a całkowita dopuszczalna dawka od wszystkich radionuklidów rozpuszczonych w tej objętości wody nie może przekraczać 0.10 mSv/rok. Te same wytyczne znajdują się w Dyrektywie Rady Unii Europejskiej (98/83/WE) z dnia 3 listopada 1998 r., w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia. Przy założeniu, że cała dawka pochodzi od radonu oraz konsumpcja wody jest na poziomie 2 litrów na dobę, dopuszczalne stężenie radonu w wodzie

wynosi 14 Bq/dm^3 (Przylibski, 2005). Jest to stężenie bardzo małe i w wielu ujęciach wód podziemnych Sudetów jest ono znacznie (do dwóch rzędów wielkości) przekroczone. Zgodnie jednak z zaleceniami World Health Organization (WHO) nie należy uwzględniać radonu w obliczaniu średniorocznego efektywnego równoważnika dawki promieniowania jonizującego, pochodzącego od izotopów promieniotwórczych zawartych w wodach przeznaczonych do spożycia. Istnieje zatem konieczność wprowadzenia przepisu regulującego kwestię maksymalnego stężenia radonu w wodzie przeznaczonej do picia, jak ma to miejsce w niektórych krajach Europy oraz w Stanach Zjednoczonych (tab. 2.7). The Environmental Protection Agency (EPA) w Stanach Zjednoczonych opublikowała w 1999 r. dokument (Health Risk Reduction and Costs Analysis for Radon in Drinking Water), w którym określono maksymalny poziom stężenia radonu w wodzie przeznaczonej do picia – wynosi on 150 Bq/dm^3 (EPA, 1999). Rekomendowaną wartością stężenia radonu dla ujęć publicznych w wodach pitnych w krajach europejskich jest stężenie równe 100 Bq/dm^3. Dla ujęć prywatnych poziom stężenia radonu, przy którym powinno rozważać się jego usunięcie wynosi 1000 Bq/dm^3 (Commission Recommendation..., 2001). Według najnowszych zaleceń Światowej Organizacji Zdrowia (WHO, 2004) wszystkie ujęcia wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi powinny być kontrolowane pod względem zawartości radonu, a w przypadku kiedy stężenie ^{222}Rn przekracza 100 Bq/dm^3, powinny zostać zastosowane rozwiązania techniczne powodujące obniżenie stężenia ^{222}Rn w wodzie znajdującej się jeszcze w ujęciu poniżej 100 Bq/dm^3. Jednocześnie Komisja Europejska uważa, że wody o stężeniu ^{222}Rn przekraczającym 1000 Bq/dm^3 nie powinny być przeznaczone do powszechnego lub komercyjnego wykorzystania (Commission Recommendation..., 2001).

Tab. 2.7. Wartości graniczne stężenia ^{222}Rn w wodach przeznaczonych do picia w wybranych krajach Europy i w USA (Åkerblom, 1999; George i Bredhoff, 2001).

Kraj	**Ujęcia publiczne [Bq/dm^3]**	**Ujęcia prywatne [Bq/dm^3]**
Czechy	300* 50**	1000** 200**
Słowacja	1000* 50**	1000* 50**
Rosja	120*	120*
Szwecja***	100*	100**
Norwegia	500**	500**
Finlandia	300*	
Wielka Brytania	100**	100**
Stany Zjednoczone	150*	150**

*- wartości obowiązujące, ** - wartości zalecane, *** - wody o zawartości radonu > 1000 Bq/dm^3 nie nadają się do spożycia.

3. TŁO HYDROGEOCHEMICZNE I METODY JEGO WYZNACZANIA

Tło hydrogeochemiczne jest pojęciem często stosowanym w hydrogeologii, geologii i hydrologii. Przez tło hydrogeochemiczne rozumie się „zakres stężeń badanych substancji lub zakres wartości cech hydrochemicznych, charakterystycznych dla badanego środowiska, jednostki lub fragmentu jednostki hydrogeologicznej jednolitej pod względem hydrogeochemicznym" (Dowgiałło i in., 2002).

Charakterystyka chemizmu wód podziemnych wymaga przedstawienia informacji w krótkiej i rzeczowej formie. Jedną z takich form jest zakres tła hydrogeochemicznego (Macioszczyk, 1975; Macioszczyk i Dobrzyński, 2002), który odnosi się do ściśle wyznaczonych, jednorodnych pod względem hydrogeochemicznym obszarów. Wartości charakterystyczne badanego elementu hydrogeochemicznego ograniczone są przez anomalie. Anomalie ujemne są to wartości mniejsze od dolnej granicy zakresu tła hydrogeochemicznego, natomiast anomalie dodatnie są wartościami większymi od maksymalnej wartości należącej do tła i określającej jego górną granicę (Macioszczyk, 1976a,b, 1989a, Macioszczyk i in., 1980, 1989a,b).

Tło hydrogeochemiczne wyznaczone dla jednego elementu zwane jest tłem cząstkowym. Tło ogólne określa zbiór badanych elementów – cech fizycznych, składników chemicznych wody. Wartości charakterystyczne poszczególnych elementów hydrochemicznych wyznacza się dla określonych warstw, pięter lub poziomów wodonośnych. W przypadku analizy danych hydrogeochemicznych pochodzących z dużych jednostek ma się do czynienia z tłem regionalnym, natomiast w odniesieniu do niewielkiego obszaru posługuje się pojęciem tła lokalnego. Jeżeli tło hydrogeochemiczne wyznaczone jest na podstawie wyników aktualnych badań, wówczas tło hydrogeochemiczne określa się jako współczesne. Często działalność człowieka może wpłynąć na skład chemiczny wód podziemnych. Tło hydrogeochemiczne wyznaczone w środowisku naturalnym, wyznaczone przed zmianami antropogenicznymi to tło pierwotne lub naturalne. Obok anomalii antropogenicznych spotykane są również anomalie geogeniczne, pochodzenia naturalnego, bądź też anomalie poligenetyczne (Liszkowska, 1989a; Macioszczyk, 1976a, b, 1983, 1986). Wyznaczenie i porównanie zakresu wartości tła współczesnego i pierwotnego daje obraz przekształceń

chemizmu wody, jakie miały miejsce w danym interwale czasowym (Macioszczyk; 1976a, 1986, 1989a; Macioszczyk i Dobrzyński, 2002, Pruszkowska, 1999).

Wyznaczenie wartości tła hydrogeochemicznego jest jedną z głównych metod charakteryzowania składu chemicznego wód podziemnych. Stosuje się ją głównie w regionalnych badaniach hydrogeochemicznych (Bagińska, 1989, 1993; Ciężkowski i in., 1987; Pluta i in., 2005).

Badania te stanowią podstawę do monitoringu obiektów zagrażających jakości wód podziemnych (Kryza i in., 1985), bądź też to wyznaczenia zmian w chemiźmie wód podziemnych spowodowanych działalnością człowieka.

Zakresy aktualnego tła hydrogeochemicznego wyznaczone dla wybranych obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) znajdują się w pracach Macioszczyk (1991) oraz w „Katalogu wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania" (Witczak i Adamczyk, 1995).

Badania nad wyznaczeniem tła hydrogeochemicznego w GZWP były realizowane w ramach projektu BASELINE, będącego częścią V Programu Ramowego. W Polsce badania obejmowały dwa zbiorniki w utworach trzeciorzędu: GZWP 332 Subniecka Kędzierzyńsko-Głubczycka oraz GZWP 451 Subzbiornik Bogucice (Witczak i in., 2001). Celem projektu było wypracowanie metodyki oceny standardów jakości wód, jako podstawy zarządzania zasobami wód podziemnych. Przepisy Dyrektywy (2000) zaostrzają wymogi dotyczące zawartości składników organicznych i nieorganicznych wody przeznaczonej do picia. Wymaga to ochrony zarówno wód powierzchniowych, jak i podziemnych. Dyrektywa zakłada również odwrócenie znaczących i trwałych trendów we wzroście stężenia zanieczyszczenia wód podziemnych spowodowanych działalnością człowieka oraz monitorowanie stanu chemicznego i ilościowego zasobów wód podziemnych.

Metody określania tła oraz anomalii hydrogeochemicznych oparte są na analizie statystycznej. Wyróżnić można metody obliczeniowe (analityczne) oraz metody graficzne – analiza histogramów, wykresów prawdopodobieństwa, czy też wykresów ramkowych. Nie są to metody jednoznaczne i obiektywne – opierają się w dużym stopniu na doświadczeniu, bądź też na intuicji badacza.

Smirnov (1963) stwierdził, na podstawie badań empirycznych, że w wodach podziemnych najczęściej spotyka się dane o rozkładzie symetrycznym – normalnym bądź zbliżonym do normalnego, asymetryczne – ze skośnością dodatnią, czyli rozkłady

lognormalne oraz rzadziej spotykane – rozkłady asymetryczne ze skośnością ujemną. Za pomocą podstawowych metod statystycznych możliwe jest określenie charakteru rozkładu danych. Nie jest to jednak tak oczywiste w przypadku wyznaczenia zakresu wartości tła hydrogeochemicznego. Wśród badaczy zajmujących się zagadnieniem tła nie ma zgodności co do metody wydzielania wartości charakterystycznych – zakresu tła hydrogeochemicznego badanego elementu oraz wartości anomalnych.

W badaniach geologicznych przyjęto, że tło oblicza się na podstawie ściśle określonego wzoru – po ustaleniu czy przedział wartości ma rozkład normalny, obliczana jest wartość średnia, do której dodaje się bądź odejmuje trzykrotną wartość odchylenia standardowego ($\mu \pm 3\sigma$, gdzie: μ – wartość średnia, σ – odchylenie standardowe) (Albul, 1969).

Do wyznaczenia tła hydrogeochemicznego dla danych o rozkładzie normalnym Macioszczyk (1977) sugeruje sporządzenie krzywej kumulacyjnej i założenie 5% lub 10% populacji jako wartości anomalnych. Jest to założenie wstępne, które może być weryfikowane, aż do uzyskania logicznego i przejrzystego obrazu kartograficznego.

Rozkłady asymetryczne z wyraźną skośnością należy traktować, według Smirnova (1963), jako rozkłady normalne, których charakter został zmieniony przez wartości anomalne. Proponuje on aby na osi symetrii przyjętej w miejscu wartości modalnej wykreślić oś krzywej parabolicznej. Punkty, które wyraźnie odstają (leżą na zewnątrz paraboli) należą do subpopulacji wartości anomalnych (dodatnich i ujemnych).

Macioszczyk (1977) proponuje, aby dane o rozkładzie asymetrycznym ze skośnością dodatnią analizować podobnie jak w przypadku danych o rozkładzie normalnym. Różnica polega na zastosowaniu skali półlogarytmicznej. Według Macioszczyk możliwa jest również analiza proponowana przez Smirnova.

Wartości anomalne mogą być również wyznaczane metodami graficznymi za pomocą odpowiednich testów statystycznych (Bølviken, 1971; Adamczyk i in., 1979). Jedna z metod graficznych polega na wykreśleniu krzywej kumulacyjnej na siatce laplaso-regularnej, a następnie określeniu stopnia zmieszania i parametrów rozkładów badanych podzbiorów tła i anomalii. Wykorzystuje się tu zasadę, że na siatce laplaso-regularnej, dane o rozkładzie normalnym układają się w linię prostą. Zbiór wartości tła interpolowany jest linią prostą, odchylenia od tej linii tworzą wartości anomalne.

Przy monitoringu wód podziemnych wyznaczenie wartości tła – ogólnego czy też cząstkowego – jest bardzo istotne. Tło jest poziomem odniesienia dla potencjalnych zmian

w chemiźmie wód. Stosowane w monitoringu metody również odnoszą się do rozkładu normalnego, bądź zbliżonego do normalnego. Najczęściej przy wyznaczaniu tła stosuje się wzór: $\mu \pm 1{,}96\sigma$, gdzie: μ – wartość średnia, σ – odchylenie standardowe (Nielsen, 1991).

Do wykonywania map tła zalecana jest metoda krigingu przy oszacowaniu 90% lub 95% prawdopodobieństwa, co odpowiada wartości średniej powiększonej bądź pomniejszonej o wielkość odchylenia standardowego (σ) – odpowiednio $1{,}28\sigma$ i $1{,}96\sigma$ (Macioszczyk i Witczak, 1999).

Analitycznie tło hydrogeochemiczne można wyznaczyć na kilka sposobów. W przypadku rozkładów normalnych są to przedziały wyznaczone na podstawie wartości średniej pomniejszanej bądź powiększanej o wielokrotności odchylenia standardowego. Gdy dysponuje się zbiorem wartości o rozkładzie lognormalnym lub zbliżonym do lognormalnego sugerowane jest, aby w metodach obliczeniowych używać mediany zamiast wartości średniej. Mediana jest wówczas lepszą miarą tendencji centralnej (Reimann i Garrett, 2005).

Ze względu na niejednorodny charakter danych uzyskiwanych w badaniach hydrogeologicznych spotykane są również inne metody graficzne, tj. analiza histogramu czy analiza wykresu kwantylowego, analiza wykresu prawdopodobieństwa, analiza wykresu ramkowego (tzw. „skrzynki z wąsami") (Kmiecik i Postawa, 2003; Macioszczyk, 1987, 1991; Szczepańska i Kmiecik, 2005).

Problem związany ze znalezieniem obiektywnej metody wyznaczania tła hydrogeochemicznego był poruszany w pacy Liszkowskiej (1989b) oraz w pracy Kmiecik i Postawy (2003). Nie znaleziono jednak metody, za pomocą której możliwe byłoby wyznaczenie zakresu tła hydrogeochemicznego na podstawie danych o rozkładzie innym niż normalny.

W przypadku danych o rozkładzie normalnym bądź zbliżonym do normalnego, tło hydrogeochemiczne stanowić będzie 95% lub 90% wszystkich wartości, w zależności od liczby danych. Przyjmując założenie, że rozkład wartości tła jest rozkładem normalnym, zaburzonym przez wartości anomalne, można próbować wyznaczyć wartości charakterystyczne poprzez usunięcie wartości anomalnych (Adamczyk i in., 1979; Janica, 2001). W celu wydzielenia subpopulacji tła o rozkładzie normalnym posłużono się wykresami kwantylowymi (centylowymi). Wykres kwantylowy służy głównie do sprawdzenia, na ile rozkład jakiejś zmiennej odpowiada rozkładowi teoretycznemu – w tym przypadku

rozkładowi normalnemu (Wieczorowska i in., 2002). Wykres kwantylowy tworzony jest w następujący sposób: na jednej osi wykreślane są centyle pochodzące z rozkładu normalnego, a na drugiej centyle badanej zmiennej. Jeżeli punkty układają się wzdłuż prostej, znaczy to, że rozkład ma charakter normalny.

Na podstawie wykresów kwantylowych podjęto próbę wyznaczenia przedziałów, w których wszystkie grupy zmiennych będą miały rozkład normalny (Adamczyk-Lorenc, 2006). Po eliminacji danych zaburzających rozkład normalny, czyli kolejnych skrajnych wyników powinno się uzyskać wykres kwantylowy, na którym wszystkie dane można aproksymować linią prostą. 90% wartości o rozkładzie normalnym jest przedziałem tła hydrogeochemicznego.

Jeżeli rozkład nie ma charakteru normalnego i nie jest możliwe wyznaczenie z populacji danych subpopulacji o rozkładzie normalnym, wówczas należy zastosować inne metody analizy danych. W literaturze spotykane są inne metody wyznaczania tła hydrogeochemicznego – oprócz prezentowanej metody graficznej – analiza histogramu czy analiza wykresu kwantylowego, wymieniane są takie metody graficzne jak: analiza wykresu prawdopodobieństwa, analiza wykresu ramkowego (tzw. „skrzynki z wąsami") (Kmiecik i Postawa, 2003). Wykres prawdopodobieństwa jest wykresem bardzo zbliżonym do wykresu kwantylowego, z tą różnicą, że na osiach wykresu prawdopodobieństwa przedstawione jest skumulowane prawdopodobieństwo rozkładu normalnego (wartość oczekiwana) oraz rozkładu analizowanej zmiennej (wartość obserwowana). W tej metodzie również odrzuca się punkty najbardziej odstające zakłócające rozkład normalny. Wykres ramkowy prezentuje wartości tła na podstawie przyjętych percentyli. Najczęściej stosowane to percentyl 16 i 84 oraz kwartyle (percentyl 25 i 75). Wszystkie wyżej wymienione sposoby wyznaczania tła hydrogeochemicznego bazują na normalnym rozkładzie zmiennych.

W przypadku rozkładów asymetrycznych można analizowany rozkład sprowadzić do rozkładu normalnego dzięki skali półlogarytmicznej, bądź logarytmując wszystkie wyniki, następnie za pomocą analizy sporządzonych wykresów wyznaczyć wartości tła. Jest to metoda bardziej skuteczna, ponieważ analizę wykonuje się na szerszym zakresie danych, gdyż nie usuwamy wartości, które mogą zaburzać rozkład normalny. Inna metoda graficzna pozwala wyznaczyć tło hydrogeochemiczne na podstawie wykresu rozkładu asymetrycznego. Przyjmuje się medianę za oś symetrii danego wykresu i sporządza prawą gałąź wykresu

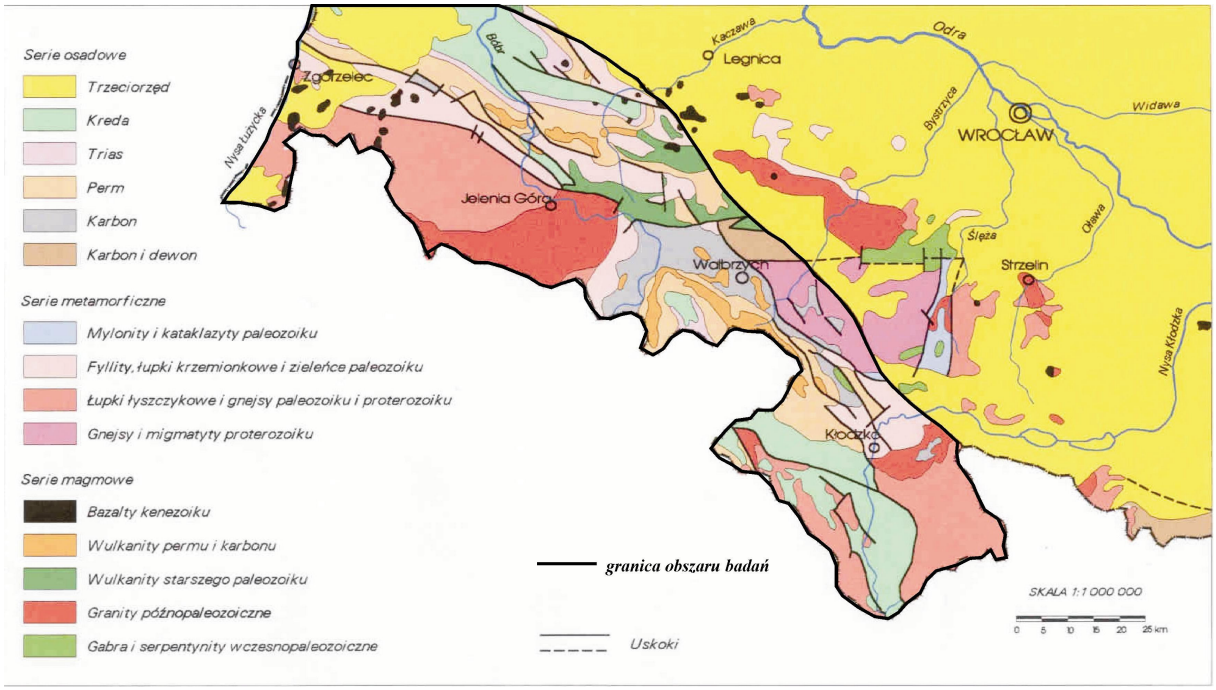
symetryczną do lewej (tzw. „wykres symetryczny"). Różnica pomiędzy dwoma wykresami stanowić będzie anomalię, natomiast nowopowstały wykres będzie miał wartości tła.

Tło hydrogeochemiczne można wyznaczyć także na podstawie interpretacji wykresów kumulacyjnych. Jest to metoda mało dokładna, ale jedyna możliwa do zastosowania w przypadku rozkładów bezkształtnych. Należy sporządzić krzywą kumulacyjną w skali półogarytmicznej, a następnie sporządzić linię prostą najdokładniej przylegającą do wznoszącego się odcinka krzywej. Wartości, które nie przylegają do linii prostej są wartościami anomalnymi.

Pozostałe metody to tzw. metody obliczeniowe. Najczęściej stosowane to metoda percentyli, czyli odcinania wartości mniejszych i większych od założonej pary percentyli, np. 16 i 84, bądź 25 i 75, tak jak ma to miejsce na wykresach ramkowych. Obliczeniowo można wyznaczyć tło na kilka sposobów. W przypadku rozkładów normalnych są to przedziały wyznaczone na podstawie wartości średniej pomniejszanej bądź powiększanej o wielokrotności odchylenia standardowego. Podczas interpretacji wyników uzyskanych metodami obliczeniowymi należy zachować szczególną ostrożność. Nie należy stosować metod obliczeniowych do obliczania tła w przypadku danych niejednorodnych, o rozkładzie bezwierzchołkowym, jak również w przypadku serii danych o zbyt małej liczbie wartości.

4. ZARYS WARUNKÓW GEOLOGICZNYCH I HYDROGEOLOGICZNYCH SUDETÓW

Sudety stanowią północno-wschodni fragment masywu czeskiego, największego masywu krystalicznego Europy środkowej. Badania prowadzone przez autorkę obejmowały polską część Sudetów, a ściślej – polską część Sudetów zachodnich. Granicę południową, południowo-wschodnią, południowo-zachodnią i zachodnią obszaru badań stanowi granica państwa z Republiką Czeską i Niemcami. Natomiast granicę północną i północno-wschodnią wyznacza uskok brzeżny sudecki, oddzielający względnie wyniesione w czasie ruchów alpejskich Sudety od obniżonego bloku przedsudeckiego, na obszarze którego skały krystaliczne przykryte są młodszymi osadami kenozoiku. Jedynie w części północno-zachodniej obszaru, w której uskok sudecki brzeżny zanika, a w morfologii staje się zupełnie niewidoczny, granicę obszaru badań poprowadzono równoleżnikowo przez obszar niecki północnosudeckiej i metamorfiku kaczawskiego (rys. 4.1).



Rys. 4.1. Uproszczona mapa geologiczna Dolnego Śląska z zaznaczoną granicą obszaru badań.

4.1. BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU BADAŃ

Sudety, pomimo że należą do najstarszych obszarów górskich w Europie, dzisiejszą swoją wyniosłość zawdzięczają orogenezie alpejskiej. Fałdowanie obszaru Sudetów rozpoczęło się prawdopodobnie jeszcze przed erą paleozoiczną. Na początku ery paleozoicznej obszar sudecki był zalany przez morze. Z tego okresu pochodzą osady wapieni, piaskowców, łupków, szarogłazów. W karbonie – po wycofaniu się morza – Sudety objęte były orogenezą waryscyjską. W tym czasie obszar charakteryzował się aktywnością wulkaniczną, o czym świadczy powstanie skał wylewnych, takich jak porfiry i melafiry. Orogeneza alpejska spowodowała potrzaskanie Sudetów, wydźwignięcie ich oraz wylewy law bazaltowych. Dzięki tym właśnie procesom powstały liczne źródła mineralne oraz termalne (cieplice). Ostateczne piętno na dzisiejszej rzeźbie Sudetów wywarły zlodowacenia czwartorzędowe (Aleksandrowski i in., 2000, Kobylański, 1964; Oberc, 1972; Mizerski, 2002; Stupnicka, 1989).

Sudety wraz z Przedgórzem Sudeckim (blokiem przedsudeckim) łączone są w jednostkę zwaną blokiem dolnośląskim (Stupnicka, 1989). Według niektórych autorów nazwa Sudety odnosi się do całego bloku dolnośląskiego (Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski i Mazur, 2002). Podział Sudetów na Sudety zachodnie i Sudety wschodnie można znaleźć w pracach Oberca (1972), Stupnickiej (1989), Żelaźniewicza (1995), Aleksandrowskiego i in. (2000) oraz Aleksandrowskiego i Mazura (2002). Granica pomiędzy Sudetami zachodnimi a Sudetami wschodnimi jest dość problematyczna. Według Suessa (1912) granica ta przebiega wzdłuż nasunięcia ramzowskiego. Zdaniem Skacela (1989) oraz Schulamanna i Gayera (2000) przebiega nieco na zachód od nasunięcia ramzowskiego, a mianowicie wzdłuż nasunięcia nýznerowskiego. Według najnowszych badań obszary Sudetów zachodnich i Sudetów wschodnich oddzielone są strefą Starego Mesta (Aleksandrowski i Mazur, 2002). Często Sudety zachodnie dzielone są na dwie części – Sudety zachodnie oraz Sudety środkowe (Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski i Mazur; 2002; Stupnicka, 1989; Żelaźniewicz, 1995). Podział ten podkreśla znaczące różnice w budowie geologicznej poszczególnych części Sudetów.

Tabela 4.1. Podział polskiej części Sudetów na jednostki geologiczne (Oberc, 1972).

NAZWA JEDNOSTKI	LITOLOGIA I STRATYGRAFIA
Sudety środkowe	
Metamorfik Lądka – Śnieżnika	Seria łupków łyszczykowych, gnejsy (górny proterozoik), tonality, granitoidy
Intruzja granitoidowa kłodzko – złotostocka	Granitoidy waryscyjskie
Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich	Seria łupków łyszczykowych, fyllitów i gnejsów (proterozoik), piaskowce i margle (kreda)
Metamorfik kłodzki	Łupki łyszczykowe, gnejsy, amfibolity, mylonity (proterozoik), zieleńce, fyllity, wapienie (głównie sylur), granitoidy waryscyjskie
Masyw granitoidowy Kudowy	Granitoidy waryscyjskie
Struktura bardzka	Skały staro- i młodopaleozoiczne, osady dolnego karbonu w facji kulmu
Kra gnejsowa Gór Sowich (do uskoku brzeżnego sudeckiego)	Prekambryjskie gnejsy, osadowe skały kulmu sowiogórskiego, Osadowe utwory kenozoiczne
Niecka śródsudecka	Skały osadowe od dolnego karbonu po górną kredę, wulkanity od górnego karbonu do dolnego permu
Depresja Świebodzic	Górnodewońskie i dolnokarbońskie osady gtuboklastyczne, głównie otoczki gnejsów kry sowiogórskiej
Sudety zachodnie	
Metamorfik Rudaw Janowickich	Dolnopaleozoiczne matasedymenty i biomodalne wulkanity ze śladami metamorfizmu; gnejsy kowarskie
Granit karkonoski	Pluton dolnokarboński złożony z dwóch odmian granitów: równokrystalicznych i porfirowatych
Metamorfik izerski	Granity górnokambryjskie i dolnoordowickie przeobrażone w górnym dewonie/dolnym karbonie w gnejsy i granitognejsy; występują również łupki łyszczykowe
Metamorfik kaczawski	Skały zmetamorfizowane w facji zieleńcowej (od kambru do dolnego karbonu) – różnego rodzaju zmetamorfizowane skały klastyczne, wulkanoklastyczne, skały krzemionkowe, węglanowe oraz skały wulkaniczne – kwaśne i zasadowe
Niecka północnosudecka	Osady – głównie morskie – od górnego karbonu po górną kredę, z luką sedymentacyjną obejmującą jurę i dolną kredę; wulkanity dolnego permu; bazaltoidy trzeciorzędowe

Ogólną charakterystykę jednostek geologicznych polskiej części Sudetów przedstawiono w tab. 4.1. Przyjęto podział Sudetów na część zachodnią oraz środkową. W części środkowej wydzielono dziewięć jednostek geologicznych: metamorfik Lądka-Śnieżnika, intruzję kłodzko-złotostocką, metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich, metamorfik kłodzki, masyw granitoidowy Kudowy, strukturę bardzką, krę gnejsową Gór Sowich (do uskoku brzeżnego sudeckiego), nieckę śródsudecką, oraz depresję Świebodzic; natomiast w części zachodniej wyszczególniono pięć jednostek: metamorfik Rudaw Janowickich, granit karkonoski, metamorfik izerski, metamorfik kaczawski, nieckę północnosudecką.

Metamorficzny Masyw Lądka-Śnieżnika położony jest w południowo-wschodniej części Ziemi Kłodzkiej. Graniczy od północy i północnego-zachodu z intruzja granitoidową kłodzko-złotostocką, od południowego zachodu z rowem górnej Nysy Kłodzkiej. Metamorfik Lądka-Śnieżnika zbudowany jest ze skał przeobrażonych, głównie gnejsów i łupków łyszczykowych, z których pochodzą wszystkie składniki rozpuszczone w wodach. Ogólnie skały krystaliczne zajmują około 95% powierzchni jednostki, pozostałą część stanowią trzeciorzędowe i czwartorzędowe osady związane głównie z dolinami rzek. Skały krystaliczne pokryte są z reguły warstwą zwietrzeliny i rumoszu o zmiennej grubości, malejącej na wierzchołkach wzgórz, na grzbietach i na bardzo stromych zboczach, gdzie często na powierzchni pojawiają się skały krystaliczne (Don i in., 1990; Frąckiewicz i Teisseyre, 1973; Oberc, 1972; Smulikowski, 1979).

Masyw kłodzko-złotostocki jest granitoidową intruzją w północno-wschodniej części Ziemi Kłodzkiej. Granica wschodnia i południowa intruzji przebiega od Złotego Stoku w stronę Ołdrzychowic Kłodzkich, a stąd przez Żelazno w stronę Czerwoniaka położonego 4 km na południe od Kłodzka. Granica północna ma przebieg bardziej zawiły w skutek odgałęziania się apofiz (Gunia i Wojciechowska, 2002; Oberc, 1972). Uogólniając – biegnie przez Podzamek, Laskówkę do Dzbanowa. Intruzja ta powstała w czasie fazy asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej, wykorzystując istniejącą dyslokację. W obrębie intruzji występują bardzo zróżnicowane typy petrograficzne skał granitoidowych. Przeważają granodioryty, tonaliny i dioryty. Występują w nich enklawy skał zasadowych. Wokół intruzji powstała aureola kontaktowa (termiczna), złożona z hornfelsów, kwarcytów i łupków krystalicznych (Cwojdziński, 1974; Gunia i Wojciechowska, 2002).

Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich zbudowany jest ze skał staro- i młodopaleozoicznych. Na większej części obszaru znajdują się osady karbonu dolnego z facji kulmu. Za najstarsze skały metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich uważa się kwarcyty ordowickie. Wyżej zalegają łupki graptolitowe z syluru oraz łupki ilaste i krzemionkowe (Don i in., 1990), a na nich osady dolnego karbonu (łupki ilaste, piaskowce, zlepieńce). Wśród okruchowych osadów górnokarbońskich liczne są otoczaki skał krystalicznych pochodzących z bloku gnejsowego Gór Sowich, granitu karkonoskiego i metamorfiku kaczawskiego (Oberc, 1972).

Metamorfik kłodzki zawiera osadowe skały, których wiek sięga od dolnego paleozoiku do dewonu, oraz różne, głównie zasadowe, skały magmowe przeobrażone w warunkach metamorfizmu facji zieleńcowej do amfibolitowej. Metamorfik kłodzki podzielony jest na dwie części, których granicę stanowi rów Święcka, wypełniony osadami czerwonego spągowca. Część wschodnia zbudowana jest głównie z amfibolitów z wkładkami wapieni krystalicznych i porfiroidów, łupków chlorytowych i gnejsów. Część zachodnia zbudowana jest z fyllitów z przewarstwieniami lidytów oraz łupków chlorytowych i epidotowo-amfimolowych z przewarstwieniami kwarcytów i wapieni krystalicznych oraz metadiabazów, amfibolitów i gabr (Oberc, 1972, Wojciechowska, 1982).

Masyw granitoidowy Kudowy jest to synorogeniczna, waryscyjska intruzja przecinająca skały metamorficzne metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich. Tworzą ją różne odmiany granitoidów – od granitów do tonalitów (Gierwielaniec, 1965).

Jednostka Gór Bardzkich jest zbudowana ze skał staro- i młodopaleozoicznych, ale na zdecydowanej większości obszaru na powierzchni znajdują się osady karbonu dolnego w facji kulmu. Osady paleozoiczne składające się na strukturę bardzką wykazują liczne luki stratygraficzne. Za najstarsze skały uważa się kwarcyty zaliczane do ordowiku. Nad nimi leżą łupki graptolitowe syluru, w obrębie których następuje przejście do najniższego dewonu oraz łupki ilaste i krzemionkowe reprezentujące pozostałą część dewonu aż po famen. Na nich spoczywają osady dolnego karbonu i być może namuru, reprezentowane przez łupki ilaste, piaskowce, zlepieńce i brekcje z dwoma poziomami wapieni wizeńskich. Wśród osadów okruchowych powszechne są struktury spływowe i olistolity. Wśród górnokarbońskich osadów okruchowych liczne są otoczaki skał krystalicznych pochodzących z bloku gnejsowego Gór Sowich, masywu karkonoskiego i metamorfiku kaczawskiego (Oberc, 1972; Wajsprych, 1978).

Kra gnejsowa Gór Sowich jest jednostką geologiczną o kształcie trójkąta, podzieloną uskokiem brzeżnym sudeckim na dwie części. Część południowa jest wyodrębniona morfologicznie tworząc Góry Sowie. Cześć północna wchodzi w skład bloku przedsudeckiego i jest pokryta w wielu miejscach osadami trzeciorzędu (Jamrozik, 1980).

W Górach Sowich występują trzy różnowiekowe formacje skalne:

- prekambryjskie gnejsy i towarzyszące im skały metamorficzne,
- osadowe skały kulmu sowiogórskiego i związane z waryscyjskimi ruchami górotwórczymi skały ogniowe takie jak aplity młodsze, porfiry, porfiryty i kersantyty, a na przedgórzu sjenity,
- utwory kenozoiczne w postaci osadów neogenu i bazaltów trzeciorzędowych na przedpolu sudeckim i pokrywy czwartorzędowej na całym obszarze gnejsów sowiogórskich.

Starokrystaliczna formacja gnejsów sowiogórskich stanowi trzon Gór Sowich. Jest to wypiętrzony fragment głębokiego podłoża skalnego Sudetów, odpowiadający wiekowo najstarszym formacjom skalnym bloku czeskiego (Grocholski, 1969). Gnejsy sowiogórskie oraz towarzyszące im skały metamorficzne były kilkukrotnie przeobrażane, w różny sposób, w odrębnych okresach następujących po sobie ruchów górotwórczych (polimetamorfizm). Gnejsy sowiegórskie noszą znamiona ultrametamorfizmu – zupełnej przebudowy struktur i tekstur metamorficznych pod wpływem wysokich temperatur, które prowadzą do wybiórczego różnicowania składników mineralnych w zespole skalnym. W wyniku tych procesów powstały różnego rodzaju migmatyty, a nawet gnejsy o uziarnieniu granitowym i chemiźmie tonalitów (Grocholski, 1969). Przeważająca część gnejsów sowiogórskich zawiera oligoklaz, kwarc, biotyt oraz łyszczyki jasne jako główne minerały skałotwórcze, którym zazwyczaj towarzyszą granat, sylimanit i dysten. Kulm sowiogórski występuje w środkowej części Gór Sowich jako resztki pokrywy osadowej skał krystalicznych zachowanej w obniżeniach tektonicznych Glinna, Kamionek, Walimia i Sokolca. Łączna miąższość dolnego karbonu wynosi około 200 m (Grocholski, 1969).

Depresja śródsudecka jest jednostką o osi NW-SE, wypełnioną osadami od dolnego karbonu po górną kredę. Depresja śródsudecka jest waryscyjskim zapadliskiem śródgórskim powstałym na początku karbonu, w którym osadziły się węglonośne utwory górnego karbonu. Najstarsze skały, należące do dolnego karbonu, występują tylko w północnej części niecki. Są to lądowe zlepieńce, których otoczaki pochodzą z erodowanego bloku kaczawskiego

i bloku gnejsowego Gór Sowich. Wśród zlepieńców występują wkładki osadów piroklastycznych. Górny karbon rozpoczyna się formacją wałbrzyską. Składa się ona ze zlepieńców, piaskowców, mułowców i iłowców, wśród których występują 24 pokłady węgla kamiennego. Wyżej zalegają gruboziarniste piaskowce z przewarstwieniami mułowców – formacja z iałego Kamienia. Nad nią leży formacja żaclerska – zlepieńce i piaskowce z podrzędnymi wkładkami mułowców, iłowców i pokładami węgla. Profil kończy formacja glinicka i ludwikowska. W późnym karbonie i permie na obszarze zagłębia wałbrzyskiego ożywiła się działalność wulkaniczna – powszechne są ryolity i trachyandezyty, tworzące np. lakkolit Chełmca (Mastalerz i Prouza, 1995).

Depresja Świebodzic wypełniona jest górnodewońskimi i dolnokarbońskimi osadami gruboklastycznymi, zdominowanymi przez otoczaki gnejsów kry sowiogórskiej.

Metamorfik Rudaw Janowickich podzielony jest według Mazura (1995). który opisał wschodnią osłonę granitu Karkonoszy, na trzy jednostki tektoniczne: jednostkę Kowar (grupa gnejsów z Kowar i formacja łupków z Czarnowa). jednostkę Niedamirowa (formacja łupków z Niedamirowa). jednostkę Leszczyńca (kompleks metamagmowy z Leszczyńca). Na badanym terenie w serii skał metamorficznych wyróżniono łupki łyszczykowe, chlorytowe, kwarcowo–skaleniowe, serycytowo–chlorytowe, chlorytowo–albitowo–kwarcowe, chlorytowo–węglanowe, chlorytowo–albitowe; amfibolity aktynolitowe, biotytowe, diopsydowo–hornblendowe, epidotowo–aktynolitowe, epidotowo–hornblendowe; fylity serycytowo–chlorytowe; hornfelsy; diabazy; dolomity krystaliczne (marmury); gnejsy oczkowe i warstewkowe; zieleńce oraz utwory czwartorzędowe – zwietrzeliny stokowe, osady dolin rzecznych i in. (Mazur, 1995; Szałamacha, 1960a,b).

Masyw granitowy Karkonoszy powstał w wyniku intruzji magmy granitowej w staropaleozoiczną osłonę skał zmetamorfizowanych. W obrębie stygnącego plutonu granitowego doszło do deformacji magmy i powstania różnych odmian petrograficznych granitu (Stupnicka, 1989; Szałamacha, 1965).

Metamorfik izerski zbudowany jest, poza czwartorzędem, wyłącznie z utworów krystalicznych złożonych z różnych odmian gnejsów, granitognejsów, granitoidów i łupków krystalicznych. Pas łupków, zwany pasmem kamienickim, ciągnie się od granicy z Republiką Czeską aż po Jelenią Górę. W środkowej partii tych łupków występują warstwy drobnolaminowanego gnejsu. Od południa łupki graniczą – za pośrednictwem leukogranitów – z gnejsami izerskimi. Od północy łupki łyszczykowe ograniczone są również gnejsami lecz

nie obserwuje się tu leukogranitów. Kontakt gnejsów z łupkami łyszczykowymi nie ma charakteru tektonicznego lecz jest to stopniowe przejście łupków w gnejsy. Warstwę wierzchnią stanowi czwartorzęd o miąższości do 15 m. Czwartorzęd reprezentowany jest przez plejstoceńskie gliny zboczowe przemieszane z gruzem skalnym oraz holoceńskie gliny zwietrzelinowe i żwiry (Starzyńska, 1972; 1993; Szałamacha i Szałamacha, 1964).

Metamorfik kaczawski zbudowany jest z silnie sfałdowanych skał metamorficznych wieku – od kambru po karbon, na których leżą niezgodnie osadowe skały karbonu górnego i permu oraz triasu i kredy (Stupnicka, 1989). Dolna część profilu jest reprezentowana przez zmetamorfizowane lawy zasadowe z licznymi strukturami poduszkowymi oraz skały piroklastyczne i brekcje wulkaniczne, tworzące serię zieleńcową, w obrębie której występują soczewy białych i różowych wapieni wojcieszowskich w różnym stopniu zmetamorfizowanych. Skały te należą najprawdopodobniej do kambru. Miąższość skał wulkanogenicznych i węglanowych przekracza 1500. Powyżej leżą zmetamorfizowane mułowce z przewarstwieniami skał piroklastycznych – o miąższości do 100 m. Wyższe partie profilu tworzą zmetamorfizowane łupki graptolitowe syluru oraz łupki ilasto-krzemionkowe dewonu i wapienie dolnego karbonu. Szczególna pozycję wśród skał bloku kaczawskiego zajmują łupki radzimowickie, których wiek obejmuje szeroki przedział czasowy: ordowik – wczesny karbon. Skały osadowe wchodzące w skład metamorfiku kaczawskiego zostały zmetamorfizowane i silnie sfałdowane podczas fazy bretońskiej orogenezy waryscyjskiej. Po ruchach waryscyjskich, w warunkach platformowych powstawały okruchowe skały karbonu górnego, wulkaniczne i okruchowe skały permu, okruchowe i węglanowe osady triasu dolnego i środkowego oraz okruchowe skały kredowe,. W paleogenie ruchy tektoniczne spowodowały pocięcie obszaru przez liczne uskoki i powstanie zrębów i rowów tektonicznych, w których zachowały się osady kredy (Awdankiewicz, 1992; Kryza i in., 1989).

Niecka północnosudecka powstała na zdenudowanym w karbonie metamorfiku bloku kaczawskiego. Oś niecki nachylona jest ku północnemu zachodowi. Jest wypełniona osadami od najwyższego karbonu po górną kredę. Osady te leżą przeważnie prawie poziomo, ulegając deformacjom w sąsiedztwie uskoków. Najstarsze skały osadowe – pochodzące z górnego karbonu – to zlepieńce i piaskowce, występujące tylko w zachodniej części południowego skrzydła niecki. Skały czerwonego spągowca występują w niecce powszechnie – są to grube, o miąższości sięgającej do 1500 m, lądowe osady okruchowe z wkładkami skał wulkanogenicznych. Na nich leżą morskie osady cechsztynu: piaskowce i iłowce, warstwa łupków miedzionośnych oraz wapienie, dolomity, margle, a w części osiowej niecki nawet sole kamienne. Osady te mają

miąższość do 100 m. Na tych skałach, z luką stratygraficzną (obejmującą wyższą część triasu, jurę i dolną kredę), spoczywają dopiero skały kredy górnej. Osady kredy to piaskowce różnoziarniste i zlepieńcowate przechodzące ku górze w margle i wapienie (Oberc, 1972, Stupnicka, 1989).

4.2. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

4.2.1. Wody zwykłe

Sudety oraz blok przedsudecki pod względem hydrogeologicznym należą do południowego makroregionu hydrogeologicznego Polski. Podział hydrogeologiczny polskiej części Sudetów przedstawiono w tab. 4.2.

Tabela 4.2. Podział hydrogeologiczny południowego makroregionu Polski (Malinowski, 1991; Paczyński 1993, 1995).

Region	Subregion
Sudecki	żytawsko-węgloniecki
	bolesławiecki
	śródsudecki
	wschodniosudecki
Wrocławski	przedsudecki

Michniewicz i Mroczkowska (1991) proponują podział hydrogeologiczny Sudetów znacznie bardziej powiązany z podziałem geologicznym. Wyróżnia się w nim dwa subregiony na obszarze Sudetów (tab. 4.3).

Tabela 4.3. Podział hydrogeologiczny polskiej części Sudetów (Michniewicz i Mroczkowska, 1991).

Region	Subregion	
Sudecki	baseny paleozoiczno-mezozoiczne	śródsudecki
		północnosudecki
	obszary wychodni skał krystalicznych	izersko-karkonoski
		sowiogórski
		północnokaczawski
		bystrzycko-orlicki
		śnieżnicko-złotostocki
		jesionicki

Najbardziej szczegółowy podział hydrogeologiczny Sudetów przedstawił Malinowski i in. (1988), w oparciu geologię i geomorfologię obszaru. Zaproponowany przez

Malinowskiego i współautorów podział wyodrębnia jednostki hydrogeologiczne wyższego rzędu, w których obrębie występują jednostki niższego rzędu z różnowiekowymi piętrami lub poziomami wodonośnymi (tab. 4.4).

Tabela. 4.5. Podział hydrogeologiczny Sudetów (Malinowski i in., 1988).

Główne jednostki geologiczno-strukturalne	Jednostki hydrogeologiczne		Dominujące piętro
	wyższego rzędu	niższego rzędu	
1	2	3	4
A. Synklinorium północno-sudeckie	I. Doliny, rzeki i wyniesienia Pogórza Kaczawskiego	1. synklina grodziecka	kredowo-triaswo-permskie
		2. synklina leszczyniecka	
		3. synklina lwówecka	kredowo-permskie
		4. niecka Węglińca	trzeciorzędowe
		5. dolina Nysy Łużyckiej	czwartorzędowe
		6. dolina Bobru	
		7. dolina Kwisy	
		8. dolina Czernej	
		9. zlewnie (międzyrzecze) Bobru i Kwisy	
B. Metamorfik izerski wraz z granodiorytem zawidowskim	II. Doliny, niecki i wzniesienia Pogórza Izerskiego z pokrywą zwietrzelinową w rozcięciach erozyjnych i strefy rozłamów tektonicznych Gór Izerskich	1. niecka Turoszowa	trzeciorzędowe
		2. niecka Radomierzyc	
		3. dolina Nysy Łużyckiej	czwartorzędowe
		4. dolina Kwisy	
		5. dolina Czerwonej Wody	
		6. kopalna dolina Olzy	
		7. międzyrzecze Nysa Łużycka- Kwisa	
		8. zlewnia Kwisy	czwartorzędowo-prekambryjskie
		9. zlewnia Małej Kamienicy	
		10. strefa wypływów wód mineralnych Świeradowa-Czerniawy	
C. Intruzja granitoidowa Karkonoszy ze wschodnią ich okrywą metamorficzną	III. Kotlina Jeleniogórska ze strefami rozłamów tektonicznych i pokrywą zwietrzelinową w rozcięciach erozyjnych Karkonoszy	1. dolina Bobru	czwartorzędowe
		2. dolina Kamiennej	
		3. dolina Łomnicy	
		4. zlewnia Łomnicy	czwartorzędowo-karbońsko-prekambryjskie
		5. zlewnia Kamiennej	
		6. strefa wypływów wód mineralnych Cieplic Zdoju	karbońskie
D. Wschodnia część strefy kaczawskiej ze strukturą Świebodzic	IV. Kotliny i doliny śródgórskie Gór Kaczawskich i depresji Świebodzic z pokrywą zwietrzelinową w rozcięciach erozyjnych, strefami szczelin i rozłamów tektonicznych	1. rów Wlenia	kredowo-czwartorzędowe
		2. zapadlisko Wierzchosławice-Rochowice	permsko-czwartorzędowe
		3. dolina Kaczawy	czwartorzędowe
		4. dolina Nysy Szalonej	
		5. dolina Bobru	
		6. dolina Lubiechowskiej Wody	

Główne jednostki geologiczno-strukturalne	Jednostki hydrogeologiczne		Dominujące piętro
	wyższego rzędu	niższego rzędu	
1	2	3	4
		7. dolina Strzegomki	
		8. zlewnia Kaczawy	czwartorzędowo-staropaleozoiczne
		9. zlewnia Nysy Małej	
		10. strefa wypływów wód mineralnych Starych Rochowic	staropaleozoiczne
E. Góry Sowie	V. Doliny i obniżenia tektoniczne oraz pokrywa zwietrzelinowa w rozcięciach erozyjnych i strefy szczelin Gór Sowich	1. depresja „kulmu z Kamionek”	karbońskie
		2. dolina Bystrzycy	czwartorzędowe
		3. dolina Dziećmierowic-Rusinowej	czwartorzędowo-prekambryjskie
		4. zlewnie Walimki, Budzówki, Jadkowej, cieku ze Zdanowa i Witoszówki	
F. Synklinarium śródsudeckie	VI. Kotlina Kamieniogórska z trzonem skał wulkanicznych oraz pokrywą zwietrzelinową w rozcięciach erozyjnych skłonu wschodniej części okrywy metamorficznej Karkonoszy	1. trzon krystaliczny Gór Kruczych i Kamiennych	permskie
		2. niecka krzeszowska	górnokredowo-triasowo-permskie
		3. kotlina (obniżenie) Lubawki	czwartorzędowo-karbońsko-prekambryjskie
		4. dolina Bobru	czwartorzędowe
		5. dolina Lesku	
		6. dolina Czarnuszki	
		7. dolina Zadrnej	
	VII. Niecki, doliny śródgórskie, trzony skał wulkanicznych i strefy rozłamów tektonicznych w obrębie Gór Wałbrzyskich	1. niecka wałbrzyska	karbońskie
		2. niecka noworudzka	
		3. dolina Ścinawki	czwartorzędowo-karbońskie
		4. doliny Szczawnika i Pełcznicy	
		5. trzony melafirowe Gór Wałbrzyskich	permskie
		6. trzony porfirowe Chełmca i Trójgarbu	
		7. strefa wpływów wód mineralnych Stare Bogaczowice – Szczawno Zdrój – Kopalnia „Thorez” – Jedlina-Słupiec	karbońskie
	VIII. Zapadlisko Kudowy ze strefami rozłamów tektonicznych i pokrywą zwietrzelinową w rozcięciach erozyjnych zboczy skał krystalicznych	1. zlewnie Bystrej, Kudowskiego Potoku	czwartorzędowo-karbońskie
		2. synklina Kudowy	kredowo-triasowo-permskie
		3. dolina Bystrej i Kudowskiego Potoku	czwartorzędowe
		4. strefa wpływów wód mineralnych Kudowy Zdroju	czwartorzędowo-kredowo-karbońskie

Główne jednostki geologiczno-strukturalne	Jednostki hydrogeologiczne		Dominujące piętro
	wyższego rzędu	niższego rzędu	
1	2	3	4
	IX. Góry Stołowe ze strefami rozłamów tektonicznych	1. zrąb Gór Stołowych	kredowo-permskie
		2. obniżenie Dusznickie (synklina Gór Stołowych)	kredowe
		3. obniżenie (zapadlisko) Polanicy	kredowo-prekambryjskie
G. Metamorfik Śnieżnika, Krowiarek, Gór Złotych i Bialskich oraz Gór Bystrzyckich i Orlickich	X. Kotlina Kłodzka ze strefami rozłamów tektonicznych i pokrywą zwietrzelinową w rozcięciach erozyjnych zboczy krystalicznych	1. rów górnej Nysy Kłodzkiej	kredowe
		2. strefa wypływów wód mineralnych Sokołówka-Gorzanów	
		3. dolina Nysy Kłodziej	czwartorzędowe
		4. zlewnia Nysy Kłodzkiej	czwartorzędowo-prekambryjskie
	XI. Trzon skał krystalicznych z pokrywą zwietrzelinową w rozcięciach erozyjnych (lokalnym krasem) i rozłamami tektonicznymi masywu Śnieżnika	1. zlewnia Wilczki	czwartorzędowo-prekambryjskie
		2. zlewnia Kleśnicy	
		3. zlewnia Kamienicy	
		4. zlewnia Morawki	
		5. zlewnia górnej Białej Lądeckiej	
		6. strefa wypływów wód mineralnych Lądka Zdroju	prekambryjskie
	XII. Trzon skał krystalicznych i osadowych z pokrywą zwietrzelinową i rozłamami tektonicznymi Gór Bystrzyckich i Orlickich	1. zlewnia Bystrzycy Łomnickiej	czwartorzędowo-kredowo-prekambryjsie
		2. zlewnia Orlicy	
		3. zlewnia Bystrzycy Dusnickiej	
		4. strefa wypływów wód mineralnych Dusznik Zdroju-Bobrownik-Długopola Zdroju	prekambryjskie
H. Struktura bardzka z pokrywą górnodewońską okolic Kłodzka, intruzja kłodzko-złotostocka z metamorfikiem kłodzkim	XIII. Doliny śródgórskie Gór Bardzkich (N część Kotliny Kłodzkiej) oraz pokrywa zwietrzelinowa w rozcięciach erozyjnych Gór Bardzkich, okrywy górnodewońskiej oraz intruzji kłodzko-złotostockiej	1. dolina Nysy Kłodzkiej	czwartorzędowe
		2. dolina Ścinawki	czwartorzędowo-karbońskie
		3. zlewnia Wilczycy	
		4. zlewnia Wojborza	czwartorzędowo-permsko-karbońskie
		5. zlewnia cieków okolicy	
I. Strefa bloku przedsudeckiego	XIV. Trzony skał krystalicznych i pokrywa zwietrzelinowa w rozcięciach erozyjnych wzgórz Przedgórza Sudeckiego	1. rozcięcia erozyjne i strefy szczelin masywu Strzegom-Sobótka-Strzelin	czwartorzędowo-karbońsko-prekambryjskie
	XV. Doliny, niecki i wyniesienia Przedgórza Sudeckiego	1. dolina Skory	czwartorzędowe
		2. dolina Nysy Szalonej	
		3. dolina kopalna Nysy Szalonej	

Główne jednostki geologiczno-strukturalne	Jednostki hydrogeologiczne		Dominujące piętro
	wyższego rzędu	niższego rzędu	
1	2	3	4
		4. dolina Wierzbiaka	
		5. dolina Cichej Wody	
		6. dolina Strzegomki	
		7. dolina Bystrzycy	
		8. dolina kopalna Bystrzycy	
		9. Kotlina Dzierżoniowska	
		10. dolina Oławy	
		11. dolina kopalna Oławy-Krynki	
		12. dolina Krynki	
		13. dolina kopalna Nysy Kłodzkiej	
		14. dolina Nysy Kłodzkiej	
		15. zlewnia Nysy Kłodzkiej – Osobłogi	
		16. dolina Czarnej Wody	czwartorzędowo-trzeciorzędowe
		17. dolina Ślęży	
		18. niecka Chojnowa	trzeciorzędowe
		19. niecka Jaworzyny-Świdnicy	
		20. niecka Ziębic	
		21. niecka Nysy	
		22. niecka kamieniecka	
	XVI. Pokrywa zwietrzelinowa w rozcięciach erozyjnych skał krystalicznych i osadowych Sudetów wschodnich	1. rozcięcia erozyjne i szczeliny w krysaliniku okolic Głuchołaz	czwartorzędowo-prekambryjskie
		2. wzniesienia dewonu i karbonu głuchołazko-prudnickiego	czwartorzędowo-dewońsko-karbońskie

W sudeckim regionie hydrogeologicznym wydzielono trzy typy głównych zbiorników wód podziemnych (Kleczkowski, 1990; Paczyński, 1995):

- ✓ w masywach krystalicznych,
- ✓ w skałach osadowych triasu i kredy niecki śródsudeckiej oraz kredy niecki północnosudeckiej,
- ✓ w skałach osadowych czwarto- i trzeciorzędu (paleogenu i neogenu).

W regonie sudeckim występują wszystkie trzy rodzaje wód podziemnych, tj. warstwowe, szczelinowe oraz lokalnie krasowe. Przepływ wody odbywa się w skałach porowatych, porowato-szczelinowatych i szczelinowatych, w szczelinach tektonicznych o zasięgu regionalnym, a także w szczelinach międzylawowych. Wody krasowe związane są z

lokalnymi nieciągłościami tektonicznymi i fugami międzyławicowymi. Najbardziej korzystne warunki występowania wód podziemnych panują w utworach piaszczystych kenozoiku (głównie plejstocenu) oraz w piaskowcach ciosowych górnej kredy i triasu. Najmniej korzystne natomiast występują w łupkach epimetamorficznych starszego paleozoiku (Kowalski, 1992). Cechą wspólną wód regionu sudeckiego, a równocześnie wyróżniającą je spośród wód innych regionów Polski, jest na ogół mała ich mineralizacja. Szczególnie niskimi wartościami TDS (ang. *Total Dissolved Solids*) charakteryzują się wody krystalicznych formacji geologicznych. Dlatego też strefa wód o wartościach TDS poniżej 1 g/dm^3 sięga aż do głębokości około 800 m p.p.t. w skałach krystalicznych i do około 150–200 m p.p.t. w skałach osadowych (Michniewicz i Mroczkowska, 1991). W Sudetach sporadycznie tylko występują wody, w których wartości TDS przekraczają 3 g/dm^3 .

Zasobność Sudetów w wody podziemne jest przedmiotem dyskusji. Problem ten przedstawiono bliżej w pracy Olichwera i Tarki (2005). Omawiają oni ten temat na przykładzie Ziemi Kłodzkiej. Zwracają uwagę na dużą rozbieżność opinii na temat zasobów wód podziemnych. Z jednej strony Sudety są zaliczane do obszarów o niskiej zasobności wodnej, a nawet do obszarów bezwodnych (Malinowski, 1991; Paczyński, 1995, portal Aquadocinter). O niskiej, a wręcz deficytowej zasobności wód podziemnych na terenie Sudetów można wnioskować na podstawie Mapy wskaźnika infiltracji efektywnej, która została sporządzona dla potrzeb oceny wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenia (Herbich i in., 2004). Z drugiej jednak strony Sudety są obszarem obfitującym w wodę. Potwierdzenie tego faktu można znaleźć w publikacjach, z których wynika, że masywy krystaliczne otaczające Ziemię Kłodzką oraz zlewnie w krystalicznych strukturach bloku karkonosko-izersko-łużyckiego charakteryzują się dużą zasobnością w wody podziemne (Jokiel, 1994; Olichwer, 2003; Staśko 1996; Tarka, 1997; Walkowicz, 1989). Olichwer i Tarka (2005) stwierdzają, że niska ocena zasobności Sudetów wynika z trudności ujęcia na tym obszarze wód podziemnych tradycyjnymi metodami otworowymi, a wiele klasyfikacji opiera się głównie na kryterium wydajności studni pionowej. Autorzy postulują o opracowanie mapy zasobów wód podziemnych Sudetów.

Wielkość zasobów wód podziemnych Sudetów warunkowana jest wielkością zasilania, głównie przez wody opadowe. Infiltracja wód opadowych na terenie Sudetów ma charakter nieciągły. Znaczny skok wartości zasilania wód podziemnych obserwuje się wiosną i latem.

Zasoby odnawialne wyrażone jako odpływ podziemny wykazują duże wartości. Dla systemów szczelinowych wynosi on średnio 5 $dm^3/(s \cdot km^2)$ (Bocheńska i in., 2002).

Na obszarze Sudetów dominują źródła i wysięki descenzyjne. Liczbę wszystkich źródeł szacuje się na ponad 10 000, z czego około 20% to źródła szczelinowe. Gęstość występowania źródeł na badanym obszarze jest bardzo zróżnicowana. Wskaźnik krenologiczny zmienia się w granicach 0,1–10. Wydajność większości źródeł występujących w Sudetach zalicza się do małych – od 0,1do 1 dm^3/s. Wahania wydajności sudeckich źródeł klasyfikują je jako mało zmienne i zależą głównie od zasilania opadami atmosferycznymi. Ujęcia pionowe charakteryzują się niską wydajnością, natomiast wydajność niektórych ujęć pionowych (sztolniowych) sięga do 100 m^3/h (tab. 4.5) (Bocheńska i in, 1997; Kryza 1997; Staśko, 1996, 2002; Staśko i Tarka, 2002).

Na obszarze Sudetów wyróżnić można trzy wodonośne strefy głębokościowe (Malinowski i in, 1988; Staśko, 2002, Staśko i Tarka, 2002):

- ✓ strefa zwietrzelinowa – najpłytsza, o miąższości od 1 m do kilkunastu metrów,
- ✓ strefa płytkich spękań – sięga do około 50 m p.p.t.,
- ✓ strefa głębokich spękań.

Prędkość przepływu wód podziemnych w strefie zwietrzelinowej wynosi do 0,1 m/d. W systemach szczelinowych zwiększa się do rzędu 1,0 m/d. Parametry filtracyjne poszczególnych stref są zróżnicowane, co determinuje ich zdolności retencyjne. Współczynnik filtracji (k) w rumoszach oraz zwietrzelinach gnejsów i łupków łyszczykowych zawierają się w przedziale od 1 do 5 m/d. Zwietrzeliny wapieni krystalicznych charakteryzują się współczynnikiem filtracji k = 8 m/d (Tarka, 1997), dla glin stokowych wartości współczynnika filtracji wahają się od 0,01 do 1,1 m/d, natomiast dla aluwiów rzecznych od 0,01 do prawie 40 m/d (Kryza H., 1985).

Tabela 4.5. Wydajność ujęć wód podziemnych Sudetów (Bocheńska i in., 1997; Kryza 1997, Staśko, 1996, 2002; Staśko i Tarka, 2002).

Rodzaj ujęcia		**Wydajność [m^3/h]**
Ujęcia pionowe	w skałach krystalicznych	0,7 ÷ 4,7
	w skałach osadowych	34,8*
Ujęcia poziome (sztolniowe)	w skałach krystalicznych	< 100

*- wartość średnia arytmetyczna

4.2.2. Wody mineralne i swoiste

Obok zwykłych wód podziemnych na obszarze Sudetów dość powszechnie występują wody mineralne oraz wody zawierające tzw. składniki swoiste (wymienione w rozdziale 2.3.1). Część tych wód została uznana za wody lecznicze, natomiast pozostała część jest wodami potencjalnie leczniczymi. Wszystkie wody lecznicze i potencjalnie lecznicze są pochodzenia infiltracyjnego. Wiek tych wód (rozumiany jako czas przepływu podziemnego) jest różny, zmienia się od około roku do kilku lat dla wód radonowych płytkiego krążenia, poprzez dziesiątki i setki lat dla szczaw, do kilku tysięcy lat dla termalnych wód swoistych Lądka Zdroju i Cieplic Zdroju (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in. 1992, 1996; Zuber i in. 1995).

Wody te należą do sudeckiej prowincji wód mineralnych – według regionalnego podziału Polski ze względu na występowanie wód mineralnych i leczniczych (Paczyński i Płochniewski, 1996). Na obszarze tej prowincji występują wody termalne, szczawy, wody kwasowęglowe, wody radonowe i wody siarczkowe oraz mieszaniny wszystkich wymienionych typów wód (tab. 4.5) (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i Rajchel, 2005; Paczyński i Płochniewski, 1996).

Wody mineralne i lecznicze, jako surowiec balneologiczny, wykorzystywane są do leczenia, rehabilitacji oraz profilaktyki przez stosowanie kąpieli leczniczych, kuracji pitnej, inhalacji, irygacji i płukań. Oprócz stosowania wód leczniczych w lecznictwie uzdrowiskowym wykorzystuje się je również w rozlewnictwie oraz do produkcji dwutlenku węgla (Ciężkowski i Rajchel, 2005).

Tabela 4.5. Podstawowa charakterystyka wód leczniczych Sudetów występujących w miejscowościach uzdowiskowych oraz w miejscowościach nie posiadających statusu uzdrowiska.

Uzdrowisko/Miejscowość	Liczba ujęć	Zasoby** [m^3/h]	Mineralizacja [g/dm^3]	Typ wody*
Cieplice Zdrój	8	56,5	0,6-0,7	SO_4-HCO_3-Na, F, Si, T
Czerniawa Zdrój	2	3,5	0,9-3,3	HCO_3-Ca-Mg, CO_2, (F), (Rn)
Długopole Zdrój	3	2,0	0,9-1,5	HCO_3-Ca-Mg-(Na), CO_2, Fe
Duszniki Zdrój	7	107,5	0,2-2,7	HCO_3-Ca-(Na)-(Mg), CO_2, Fe, (Rn)

Uzdrowisko/Miejscowość	Liczba ujęć	Zasoby** [m^3/h]	Mineralizacja [g/dm^3]	Typ wody*
Jedlina Zdrój	2	5,7	0,6-2,1	HCO_3-Ca- Mg-Na, CO_2, Fe
Kudowa Zdrój	6	29,1	1,3-6,0	HCO_3-Na-Ca, CO_2, (Fe), (H_2S)
Lądek Zdrój	7	59,9	0,16-0,27	HCO_3-F-Na, Rn, H_2S, T
Polanica Zdrój	6	53,0	0,9-2,7	HCO_3-Ca, CO_2, (Fe), (H_2S)
Szczawno Zdrój	10	0,5	0,9-4,7	HCO_3-Na-Ca, CO_2, (Rn)
Świeradów Zdrój	8	5,9	0,2-2,2	HCO_3-Ca-Mg, CO_2, Fe, (F), (Rn)
	8		0,05-0,1	SO_4- HCO_3-Ca-Na-(Mg), Rn
Jeleniów	2	11,4	1,1-2,5	HCO_3-Na-Ca, CO_2, (Fe), (Rn)
Stare Rochowice	5	0,7	2,0-6,7	SO_4- HCO_3-Na-Ca, (CO_2)
Szczawina	2	3,4	0,5-0,7	HCO_3-Ca-Mg, CO_2, Fe, Rn

*- jony w ilości powyżej 20% mval, w nawiasach jony i składniki swoiste występujące nie we wszystkich ujęciach, zawartość Si w postaci H_2SiO_3, ** - zasoby podano wg Bilansu złóż kopalin i wód podziemnych w Polsce, według stanu na 31.12.2005 r., Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 2006.

5. CELE PRACY

W świetle przeprowadzonego rozeznania literaturowego dotyczącego: metod wyznaczania tła hydrogeochemicznego, występowania radonu w wodach podziemnych – zarówno zwykłych jak i leczniczych bądź potencjalnie leczniczych oraz geologii i hydrogeologii Sudetów wyznaczono następujące cele pracy:

- ✓ sprecyzowanie cząstkowego tła hydrogeochemicznego zawartości radonu w wodach podziemnych Sudetów,
- ✓ porównanie granicznej zawartości radonu w wodach radonowych będących kopaliną podstawową z tłem zawartości tego gazu w wodach podziemnych,
- ✓ identyfikacja obszarów występowania wód radonowych w polskiej części Sudetów,
- ✓ oszacowanie ilości radonu wydostającego się do atmosfery z samowypływów radonowych wód podziemnych na obszarze Sudetów.

6. ZAKRES BADAŃ TERENOWYCH I LABORATORYJNYCH

Badania stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów, które prowadzono w ramach realizacji rozprawy doktorskiej, podzielone były na kilka etapów. Etap pierwszy obejmował wybór miejsc poboru próbek wody. Kolejnym krokiem był pobór próbek oraz pomiary w terenie podstawowych parametrów fizycznych i chemicznych (temperatura wody, odczyn pH, PEW – przewodność elektrolityczna właściwa) wody podziemnej. Etap ostatni obejmował pomiar stężenia radonu w wodzie za pomocą aparatu AlphaGUARD w Laboratorium Hydrogeologicznym w Instytucie Górnictwa na Wydziale Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii w Politechnice Wrocławskiej. Pomiary stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów autorka przeprowadziła w latach 2002 – 2006.

W pracy, do wyznaczenia tła hydrogeochemicznego oraz do określenia obszarów o podwyższonym potencjale radonowym, posłużono się wynikami uzyskanymi przez autorkę w wyniku kilkuletnich prac terenowych i pomiarów laboratoryjnych, a także danymi archiwalnymi zgromadzonymi w Zakładzie Geologii i Wód Mineralnych. Wykorzystano również wyniki pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych uzyskane w Laboratorium Badania Niskich Aktywności Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach (LBNAUŚ), próbki badane przez LBNAUŚ pobrane były przez autorkę. Pozostałą cześć bazy danych stanowią oznaczenia stężenia radonu wykonane przez laboratorium Zakładu Biofizyki Akademii Medycznej w Białymstoku (ZB AMB) na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego. Baza ta obejmuje 126 punktów pomiarowych, w których wykonano analizy stężenia radonu w wodzie podziemnej. Badania te wykonywano w ramach opracowania „Wyznaczenie obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach" (Przylibski i in., 2006). Zestawienie liczby wykonanych oznaczeń przez wyżej wymienione laboratoria znajduje się w tab. 6.1.

W efekcie wieloletnich pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych na terenie Sudetów powstała baza danych składająca się 529 punktów pomiarowych, w których wykonano 972 oznaczeń. Autorka wyznaczyła i opróbowała 295 punktów pomiarowych, co stanowi 56% wszystkich punktów. Spośród 972 oznaczeń 478 autorka wykonała samodzielnie

w trakcie realizacji rozprawy doktorskiej. Stanowi to 49% wszystkich oznaczeń stężenia radonu wykorzystanych w pracy.

Lokalizację poszczególnych punktów pomiarowych przedstawia załącznik nr 1.

W załączniku nr 2 przedstawiono wyniki oznaczeń stężenia radonu w wodach podziemnych polskiej części Sudetów. Oprócz nazwy jednostki geologicznej, z której pochodzi próbka, podano nazwę miejscowości położonej najbliżej punktu pomiarowego oraz nazwę punktu pomiarowego wraz z symbolem. Podano również średnie wartości stężenia radonu z błędem pomiaru, liczbę oznaczeń wykonanych w każdym punkcie pomiarowym oraz podstawowe statystyki, tj. minimum, maksimum, odchylenie standardowe (dla liczby oznaczeń większej od 6), rozstęp (dla liczby oznaczeń mniejszej od 7) oraz medianę (dla liczby oznaczeń większej od 2).

Każdemu punktowi pomiarowemu został nadany symbol składający się z kombinacji liter i cyfr. Pierwsza cyfra symbolu oznacza jednostkę geologiczną, w której zlokalizowany jest punkt pomiarowy (1 – metamorfik Lądka-Śnieżnika, 2 – metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich, 3 – intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka, 4, 6, 9 – niecka śródsudecka, w której wydzielono rów górnej Nysy Kłodzkiej (numer 4) oraz zapadlisko Kudowy (numer 6), 5 – metamorfik kłodzki, 7 – struktura bardzka, 8 – kra gnejsowa Gór Sowich, 10 – metamorfik Rudaw Janowickich, 11 – granit karkonoski, 12 – metamorfik izerski, 13 – blok kaczawski, 14 – granit kudowski, 15 – niecka północnosudecka, 16 – depresja Świebodzic). Kolejny znak w oznaczeniu to litera Z (oznaczająca źródło), S (oznaczająca studnię kopaną), Sz (wypływ ze sztolni) bądź O (odwiert), ostatnia liczba szereguje punkty w jednostce geologicznej. Do symbolu może być dodana litera L – co oznacza, że woda podziemna z danego punktu pomiarowego jest wodą leczniczą.

Tabela 6.1. Zestawienie liczby punktów pomiarowych oraz oznaczeń stężenia radonu wykorzystanych w pracy.

Jednostka geologiczna	Archiwalne wyniki Zakładu Geologii i Wód Mineralnych		Wyniki autorki		Wyniki archiwalne uzupełnione przez oznaczenia wykonane przez autorkę		ZB-AMB		Wyniki autorki uzyskane w ramach badań porównawczych z laboratorium ZB-AMB		Liczba wszystkich punktów pomiarowych	Liczba oznaczeń
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2		
Matamorfik Lądka-Śnieżnika	16	78	44	69	16	25	1	1			61	173
Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka			32	38							32	38
Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich	13	40	21	23	5	26	3	3			37	92
Metamorfik kłodzki			5	7			1	1			6	8
Granit kudowski			1	1							1	1
Struktura bardzka			17	19			2	2			19	21
Kra sowiogórska	1	3	13	14	1	2	7	7			21	26
Niecka śródsudecka	34	80	23	29	18	18	43	43	3	5	100	170
Metamorfik Rudaw Janowickich			10	10			4	4	2	2	14	14
Granit karkonoski	23	74	28	34	17	22	6	6			57	136
Metamorfik izerski	19	102	24	24	19	19	30	30	4	4	73	175
Metamorfik kaczawski	2	2	39	42	1	2	11	11			52	57
Niecka północnosudecka			33	38			18	18			51	56
Depresja Świebodzic			5	5							5	5
Sudety	**108**	**379**	**295**	**353**	**77**	**114**	**126**	**126**	**9**	**11**	**529**	**972**

1 – liczba punktów pomiarowych, 2 – liczba oznaczeń stężenia radonu w wodzie podziemnej

6.1. LOKALIZACJA PUNKTÓW POMIAROWYCH

Punkty pobory próbek wody zostały zlokalizowane na podstawie analizy map geologicznych, hydrogeologicznych oraz topograficznych, jaki na podstawie analizy materiałów archiwalnych znajdujących się w Zakładzie Geologii i Wód Mineralnych na Wydziale Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii w Politechnice Wrocławskiej. Przy doborze punktów pomiarowych starano się również, aby były one oddalone od siebie o kilka-, kilkanaście kilometrów, tak – aby uzyskać w miarę możliwości jednolitą siatkę opróbowania na całym obszarze badań. Istotna była również fizyczna dostępność wybranych punktów pomiarowych. Dokładną lokalizację punktów pomiarowych przedstawiono w załączniku nr 1.

W każdej jednostce geologicznej wymienionej w tab. 4.1. wyznaczono od kilku do kilkudziesięciu punktów pomiarowych. W większości punktów pomiar stężenia radonu był powtarzany w różnych porach roku. W dalszej części pracy posłużono się wszystkimi wynikami z opracowanej bazy danych. Najwięcej punktów pomiarowych znajduje się w niecce śródsudeckiej (100), najmniej w granicie kudowskim (1), najwięcej oznaczeń stężenia radonu wykonano w metamorfiku izerskim (175) (tab. 4.1). Porządek wymieniania jednostek geologicznych w tabelach związana jest z kolejnością opróbowywania punktów pomiarowych usytuowanych w tych jednostkach, czyli od wschodu na zachód (z wyłączeniem depresji Świebodzic – jednostka ta została opróbowana jako ostatnia, choć nie jest umiejscowiona w zachodniej części obszaru badań).

6.2. METODYKA POBORU PRÓBEK WODY

W trakcie badań terenowych pobierano próbki wód podziemnych do oznaczenia w nich stężenia radonu oraz wyznaczano podstawowe parametry fizyczne i chemiczne wód w opróbowywanych ujęciach.

Próbki wody podziemnej były pobierane do szklanych naczyń o pojemności 330 cm^3, zamykanych plastikowym korkiem. Z każdego ujęcia pobierano próbki do co najmniej trzech takich naczyń. Bardzo istotny w trakcie poboru był nieturbulentny sposób napełniania szklanych naczyń. Należało w możliwie największym stopniu wyeliminować możliwość odgazowania próbki podczas poboru.

W przypadku wypływów ujętych i zaopatrzonych w przelew (rys. 6.1a) lub zawór próbkę wody pobierano bezpośrednio do szklanego naczynia, dbając o nieturbulentne napełnianie. Gdy próbka pobierana była ze studni posługiwano się pompą zanurzeniową. W trakcie kilkuletnich badań stwierdzono, że taki sposób poboru jest najkorzystniejszy, czyli pozwala uzyskać największe wartości (najbardziej zbliżone do rzeczywistych). Przylibski i Adamczyk (2003) porównywali ze sobą wyniki stężenia radonu w wodzie podziemnej z Romanowskiego źródła nr 1 (1Z61) i stwierdzili, że spośród kilku zastosowanych metod poboru próbki wody zastosowanie pompy zanurzeniowej daje pewność najmniejszego odgazowania.

Pobór próbek ze źródeł nieujętych (rys. 6.1b) powoduje pewne trudności. W tym przypadku woda podziemna pobierana była do plastikowej zlewki, a następnie przelewana w sposób jak najmniej turbulentny do szklanych naczyń z plastikowym korkiem.

Bardzo ważnym zagadnieniem jest jej pobranie próbki wody bezpośrednio z ujęcia, a jeśli nie pozwalają na to rozwiązania techniczne, jak najbliżej ujęcia. Uniemożliwia to ucieczkę badanego gazu pomiędzy ujęciem a miejscem poboru.

a)

b)

Rys. 6.1. Przykładowe miejsca poboru próbek wód podziemnych a) ujęcie wody podziemnej zaopatrzone w przelew (Bardo Śląskie, źródło Maria), b) naturalny, nieujęty wypływ wody podziemnej (okolice Kowar, źródło nr 8 – Gruszkówka).

Ryzyko odgazowania próbki istnieje również podczas transportu do laboratorium, jak i podczas przelewania wody do układu pomiarowego. Aby zapobiec odgazowaniu próbki przed jej umieszczeniem w układzie pomiarowym należy wodę pobierać do naczynia szklanego zaopatrzonego w szczelny korek, dbając o jego wypełnienie, bez pozostawienia poduszki gazowej pod korkiem. Transport do laboratorium powinien być w miarę możliwości szybki. Zmniejsza to ryzyko rozszczelnienia pojemnika z próbką i ucieczki gazu. Pomiar w laboratorium wymaga umieszczenia próbki wody w aparaturze pomiarowej, ta czynność również powinna odbyć się szybko, z zachowaniem jednak laminarnego napełnienia. Korzystne jest również utrzymanie niskiej temperatury wody podczas jej transportu i przechowywania w laboratorium w celu zwiększenia rozpuszczalności radonu w wodzie.

6.3. POMIARY TERENOWE I LABORATORYJNE

6.3.1. Pomiary terenowe

Podczas pobierania próbek wody podziemnej w polskiej części Sudetów mierzono jej podstawowe wskaźniki fizyko-chemiczne, tj.: temperaturę wody (T), odczyn pH oraz PEW - przewodność elektrolityczną właściwą. Wszystkich pomiarów dokonano za pomocą konduktometru oraz pehametru firmy Slandi, jakimi dysponuje Laboratorium Hydrogeologiczne na Wydziale Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej.

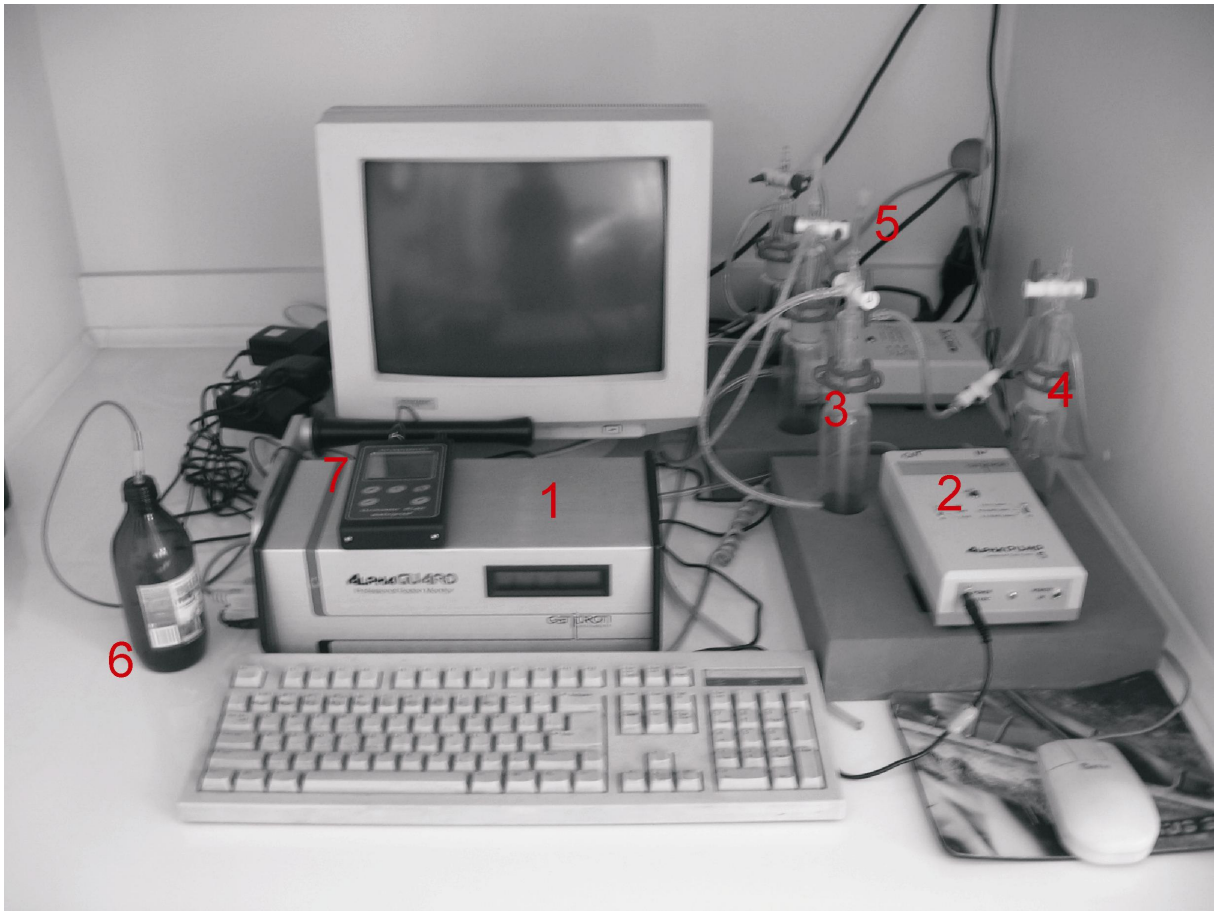
Pomiary parametrów fizyko-chemicznych były prowadzone – o ile warunki techniczne na to pozwalały – przy braku kontaktu badanej wody z powietrzem atmosferycznym.

Podczas opróbowywania poszczególnych punktów konieczne było zanotowanie czasu pobrania próbki (z dokładnością do jednej minuty). Jest to informacja niezbędna do obliczenia czasu t, który upływa od momentu pobrania próbki do wykonania pomiaru.

6.3.2. Aparatura do pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych

Pomiary stężenia radonu w wodzie prowadzone były w Laboratorium Hydrogeologicznym na Wydziale Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej. Stężenia radonu mierzone były za pomocą urządzenia AlphaGUARD, wyprodukowanego przez niemiecką firmę Genitron Instruments GmbH. System ten w wersji

służącej do pomiarów stężenia radonu w wodzie składa się z elementów przedstawionych na rys. 6.3. Podstawę zestawu pomiarowego stanowi przenośny monitor radonowy (AlphaGUARD), AlphaPUMP – gazoszczelna pompka o regulowanym przepływie gazu oraz AquaKIT – gazoszczelny zestaw służący do odgazowania próbki wody, a zwłaszcza uwolnienia rozpuszczonego w niej radonu.



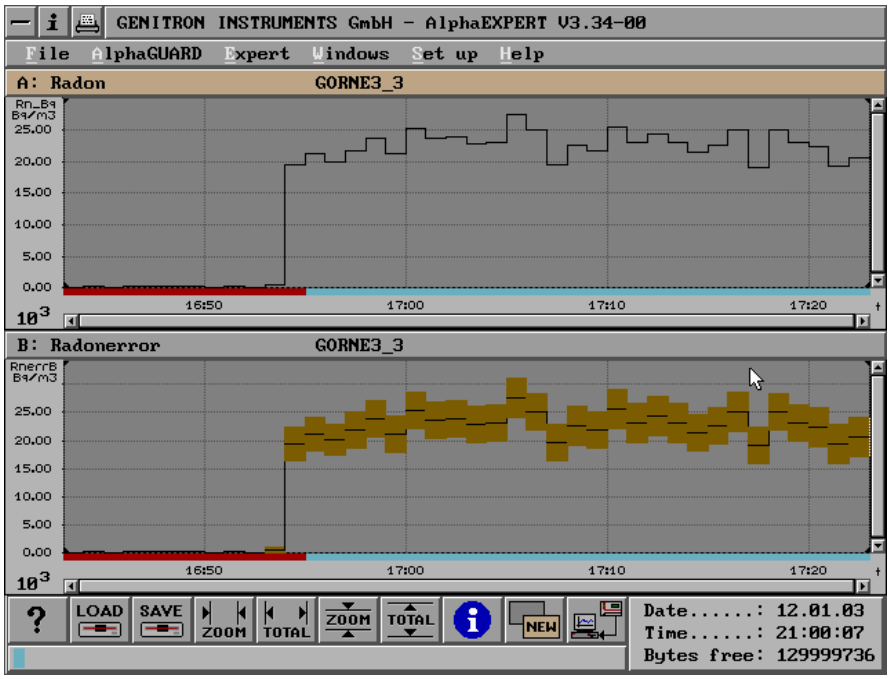
Rys. 6.3. Stanowisko do pomiarów stężenia radonu w wodzie w Laboratorium Hydrogeologicznym na Wydziale Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej.
1 – AlphaGUARD monitor, 2 – pompa AlphaPUMP, 3 – naczynie odgazowujące (część AquaKIT), 4 – naczynie asekuracyjne (część AquaKIT), 5 – „doker", 6 – próbka wody, 7 – termometr zanurzeniowy.

Wszystkie elementy połączone są w hermetycznie zamknięty obieg. Stanowisko pomiarowe oprócz wyżej wymienionych urządzeń dodatkowo wyposażono w termometr zanurzeniowy oraz „doker" służący do włączenia w system strzykawki z pobraną próbką wody oraz w strzykawkę o pojemności 100 cm^3, będącą częścią zestawu AquaKIT (Przylibski i Adamczyk, 2003).

Podstawowym urządzeniem wykonującym pomiar jest AlphaGUARD monitor. Mierzy on stężenie radonu za pomocą wbudowanej komory jonizacyjnej wyposażonej w filtry zatrzymujące radioaktywne produkty rozpadu radonu. Radon jest dostarczany do komory jonizacyjnej wraz z powietrzem atmosferycznym poprzez pompę AlphaPUMP z wydajnością 0,3 dm^3/min. Wcześniej powietrze pompowane jest przez naczynie odgazowujące próbkę wody, zaopatrzone w napowietrzacz, powodujący turbulentny przepływ gazu przez próbkę wody, a następnie przez naczynie asekuracyjne, w którym zatrzymywany jest nadmiar wilgoci. Badaną próbkę wody umieszcza się bezpośrednio w naczyniu odgazowującym poprzez przyłączenie do „dokera" wylotu strzykawki i delikatnie wstrzyknięcie wody, w taki sposób, aby nie wywołać turbulentnego przepływu, co mogłoby spowodować częściową ucieczkę radonu. Natychmiast po wprowadzeniu próbki wody o objętości 100 cm^3 do naczynia odgazowującego zamykane są zawory w tym naczyniu i w naczyniu asekuracyjnym w celu hermetycznego zamknięcia układu pomiarowego.

Po wprowadzeniu próbki wody do układu pomiarowego i jego hermetycznym zamknięciu oraz włączeniu AlphaGUARDa w 1. minutowym cyklu pomiarowym następuje właściwy pomiar stężenia radonu w próbce wody, a właściwie w powietrzu, do którego wyekstrahowano radon z wody. Pompa AlphaPUMP pracuje w układzie przez 10 minut pomiaru z wydajnością 0,3 dm^3/min. Sam pomiar trwa jeszcze 20 minut. Po pół godzinie od rozpoczęcia pomiaru wyłączany jest monitor AlphaGUARD, co kończy pomiar. W tym momencie w pamięci zapisanych jest ok. 30 wyników pomiarów stężenia radonu w powietrzu komory jonizacyjnej. Wbudowane czujniki w monitorze zapisują w pamięci także dane o temperaturze otoczenia, wilgotności względnej powietrza oraz ciśnieniu atmosferycznym dla każdego z minutowych pomiarów. Wyniki pomiarów stężenia radonu w powietrzu komory jonizacyjnej są przeliczane i zapisywane w Bq/dm^3, a przy stężeniach powyżej 99.000,00 Bq/dm^3 w kBq/dm^3. Po zakończeniu pomiaru istotne jest przewentylowanie całego systemu w celu usunięcia radonu oraz produktów jego rozpadu, które mogłyby zaburzyć kolejny pomiar. Minimalny czas wietrzenia systemu powietrzem atmosferycznym wynosi 3 godziny, co związane jest z okresem półrozpadu krótkożyciowych produktów rozpadu radonu (izotopów ^{218}Po, ^{218}At, ^{218}Rn, ^{214}Pb, ^{214}Bi, ^{214}Po, ^{210}Tl). Po tym okresie można wykonać kolejny pomiar. W pamięci monitora AlphaGUARD mieszczą się 32 wyniki wykonanych pomiarów. Wyniki te przesyłane są do komputera klasy PC, pracującego w systemie operacyjnym DOS.

Po przesłaniu i zapisaniu wyników pomiarów, odczyt oraz ich wstępna obróbka możliwa jest w programie AlphaEXPERT dołączonym przez producenta do monitora AlphaGUARD. Oprócz odczytu wyników możliwe jest również odczytanie błędu pomiaru (rys. 6.4). Ostateczną wartość stężenia ^{222}Rn oraz błędu jego oznaczenia stanowią średnie wartości z ok. 25 wyników pomiarów wykonanych przez AlphaGUARD monitor. Są to wartości zmierzone w komorze jonizacyjnej przeliczone na stężenia w objętości 1 m^3.



Rys. 6.4. Widok ekranu monitora przy uruchomionym programie AlphaEXPERT w czasie przeglądania wyników pomiarów stężenia ^{222}Rn w próbce wody z ujęcia Górne nr 3 (zbiorcze) w Świeradowie Zdroju. W oknie A widoczne są wartości stężenia ^{222}Rn w powietrzu komory jonizacyjnej mierzone co 1 minutę. W oknie B widoczne są odpowiadające im wartości błędów.

Stężenie radonu w mierzonej próbce wody należy obliczyć stosując równanie podane przez producenta zestawu:

$$C_w = \frac{C_P \times \left(\frac{V_S - V_P}{V_P} + k \right) - C_0}{1000} \qquad (1)$$

gdzie:

C_w – stężenie radonu w badanej próbie wody [Bq/dm^3] (w czasie pomiaru);

C_P – stężenie radonu [Bq/m^3] zmierzone w powietrzu komory jonizacyjnej, średnia wartość z 24–25 pomiarów;

C_0 – początkowe stężenie radonu w powietrzu systemu pomiarowego (przed rozpoczęciem pomiaru); przy dokładnym przewietrzeniu systemu po poprzednim pomiarze równe stężeniu radonu w powietrzu laboratorium [Bq/m^3];

V_S – objętość całego systemu pomiarowego [cm^3]; w przypadku mniejszego naczynia odgazowującego, stosowanego dla próbki wody o objętości 100 cm^3 V_S wynosi 1122 cm^3;

V_P – objętość próbki wody [cm^3]; najczęściej 100, rzadziej 500 cm^3;

k – współczynnik rozpuszczalności radonu w wodzie [-].

Powyższe równanie zapisano w postaci algorytmów w arkuszu kalkulacyjnym Excel w celu przyspieszenia obliczeń.

W celu ostatecznego obliczenia wyniku, tj. wartość stężenia ^{222}Rn w wodzie w momencie pobrania próbki, należy skorzystać z prawa rozpadu promieniotwórczego:

$$N = N_0 \times e^{-\lambda t} \tag{2}$$

gdzie:

N – ilość jąder izotopu promieniotwórczego po czasie t; w tym konkretnym przypadku najwygodniej jest wyrazić ją jako stężenie objętościowe po czasie t - C_w [Bq/dm^3];

N_0 – początkowa liczba jąder izotopu promieniotwórczego; w tym konkretnym wypadku najwygodniej jest wyrazić ją jako początkowe stężenie objętościowe C_1 [Bq/dm^3];

λ – stała rozpadu promieniotwórczego ^{222}Rn; jest ona równa 1,259×10^{-4} [min.$^{-1}$];

t – czas pomiędzy N_0 i N (C_1 i C_w) [min.];

e – podstawa logarytmu naturalnego. Powyższe równanie zapisano w postaci algorytmów w arkuszu kalkulacyjnym Excel, przy czym zamiast stałej rozpadu skorzystano z okresu półrozpadu ($T_{1/2}$) dla ^{222}Rn, który ze stałą rozpadu jest związany zależnością:

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0{,}693}{\lambda} = 5504{,}256 \pm 2{,}592\,[\text{min}] \tag{3}$$

i wynosi według najnowszych pomiarów 5504,256±2,592 [min] (Collé, 1995 a, b). Czas t liczony jest od chwili pobrania próbki wody do połowy czasu pomiaru, tj. łącznie z pierwszymi 15. minutami pomiaru. Wartość C_w wynika z rozwiązania równania (1).

Otrzymanie ostatecznego wyniku, stężenia ^{222}Rn w badanej próbce wody w chwili jej pobrania jest równoznaczne z wyznaczeniem wartości C_1 (N_0) z równania (3). Obliczanie

błędów pomiaru wymaga zastosowania analogicznej procedury obliczeń, z tą różnicą, że do równania (1) podstawiana jest średnia wartość błędu oznaczenia stężenia radonu C_P, którą także odczytuje się w programie AlphaEXPERT, gdyż jest ona automatycznie liczona przez monitor AlphaGUARD w czasie pomiaru (rys. 6.4). Dla tej wartości C_p, uzyskana wartość C_w jest następnie podstawiona (jako N) do równania (3). Po rozwiązaniu równania (3) ze względu na C_1 (N_0) otrzymujemy błąd oznaczenia stężenia ^{222}Rn w badanej wodzie w chwili pobrania próbki.

Opisane powyżej stanowisko pomiarowe umożliwia wykonywanie pomiarów stężenia ^{222}Rn w dowolnej próbve wody – podziemnej, powierzchniowej, wodociągowej, o wysokiej lub niskiej mineralizacji, o wysokiej lub niskiej zawartości innych rozpuszczonych gazów. Jedynymi utrudnieniami w pomiarach mogą być wysokie (rzędu 10 i więcej g/dm^3) stężenia trudno rozpuszczalnych soli, które wytrącając się w czasie pomiaru w naczyniu odgazowującym mogą doprowadzić do kolmatacji (zatkania) napowietrzacza, powodującego turbulentny przepływ powietrza przez próbkę wody. Wówczas należy wymienić napowietrzacz. Jedynym gazem, który może sprawiać trudności w pomiarach jest inny izotop radonu – toron (^{220}Rn). Jednakże jego krótki okres półrozpadu ($T_{1/2}$ = 54,5 s) powoduje, że wystarczy odczekać około 10 minut ($10 \cdot T_{1/2}$) od chwili pobrania próbki wody, aby praktycznie cała jego ilość uległa rozpadowi promieniotwórczemu.

Dolny próg detekcji wynosi około 0,05 Bq/dm^3, przy niepewności wyniku rzędu 100%, co wynika z dokładności oznaczenia stężenia radonu w powietrzu komory jonizacyjnej monitora AlphaGUARD, która wynosi 2 Bq/m^3. Większe stężenia, mierzone np. w wodach wodociągowych i powierzchniowych, rzędu kilku Bq/dm^3 mierzone są z niepewnością około 5–25%. Przy jeszcze większych mierzonych stężeniach ^{222}Rn, głównie w wodach podziemnych, błąd oznaczenia wynika z dokładności kalibracji urządzenia oraz niepewności w oznaczeniu aktywności źródła kalibracyjnego i mieści się w granicach 3–6%.

Dokładność oznaczeń można zwiększyć poprzez zastosowanie filtra z węglem aktywnym, włączanego do obiegu powietrza pomiędzy naczyniem odgazowującym a asekuracyjnym przed przystąpieniem do właściwego pomiaru. Po kilkunastominutowym okresie przepompowywania powietrza w układzie zamkniętym: AlphaPUMP – AlphaGUARD – AquaKIT z filtrem węglowym, można spowodować obniżenie wartości tła (stężenia C_0) do poziomu poniżej 1–2 Bq/m^3. Jak wynika jednak z wyżej opisanych

zależności wartość ta może wpływać na ostateczny wynik pomiarów jedynie dla bardzo małych wartości stężenia radonu w wodzie – poniżej 1 Bq/dm^3.

Próbka wody pobierana jest do trzech naczyń aby wyeliminować możliwość odgazowania podczas pobierania, transportu lub w trakcie wykonywania pomiarów. Jeżeli uzyskane wyniki trzech niezależnych pomiarów mieszczą się w granicach zmierzonych błędów, wówczas ostateczny wynik jest ich średnią ważoną. W przypadku uzyskania wyniku odbiegającego od pozostałych nie bierze się go pod uwagę, a średnia obliczana jest z dwóch pozostałych. Jeżeli każdy z trzech wyników pomiarów danej próbki wody znacznie różni się od pozostałych (o wartości przekraczające obliczone błędy), wówczas należało powtórzyć opróbowanie.

6.3.3. Inne metody oznaczania stężenia radonu

Stężenia radonu w środowisku są oznaczane przez kilka laboratoriów w Polsce. Są to laboratoria Centralnego Laboratorium Ochrony Radiologicznej w Warszawie, Instytutu Fizyki Jądrowej PAN w Krakowie, Głównego Instytutu Górnictwa oraz Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, Instytutu Medycyny Pracy w Łodzi, Akademii Medycznej w Białymstoku i Politechniki Wrocławskiej we Wrocławiu.

W celu porównania wyników uzyskiwanych przez wszystkie wymienione ośrodki zorganizowano kilka eksperymentów porównawyczych metod pomiarowych. Badania w kolejnych latach odbywały się w Szczawnie Zdroju, Świeradowie Zdroju i Warszawie. W trakcie badań porównawczych oznaczano zarówno stężenie radonu w próbkach naturalnych wód podziemnych, jak i przygotowanych laboratoryjnie. W wyniku eksperymentów porównawczych stwierdzono dużą zgodność przeprowadzonych pomiarów pomiędzy wszystkimi laboratoriami uczestniczącymi w badaniach. Uzyskane wyniki opublikowano w pracy Przylibskiego i in. (2005).

Pomiary stężenia radonu w Polsce dokonywane są za pomocą kilku metod. Jedną z nich jest pomiar przy zastosowaniu aparatu AlphaGUARD opisany w rozdziale 6.2.2. W Laboratorium Badania Niskich Aktywności na Uniwersytetu Śląskiego wykonuje się oznaczenia stężenia radonu w wodach techniką ciekłoscyntylacyjną. W tym celu stosuje się licznik ciekłoscyntylacyjny 1414 WinSpectral α/β firmy Wallac. W tym modelu widmo promieniowania rozdzielane jest na dwie składowe pochodzące od emiterów α i β

promieniotwórczych. Jest to możliwe poprzez zastosowanie układu separacji impulsów PSA – *Pulse Shape Analyser*. Wydajność detekcji cząstek α wynosi 100% i dlatego analizę wszystkich mierzonych próbek wykonuje się na podstawie składowej α widma promieniowania. W trakcie pomiaru rejestrowana jest całkowita liczba zliczeń, pochodzących od izotopów rozpadających się przez emisję cząstki α – od radonu i jego pochodnych. Za pomocą równań Batemana oraz wcześniej wyznaczonego współczynnika kalibracyjnego, oblicza się aktywność właściwą próbki w momencie pobrania. Pobór próbki przeprowadzany jest za pomocą strzykawki o pojemności 10 cm^3. Próbka wody wprowadzana jest ze strzykawki do szklanego pojemnika scyntylacyjnego o pojemności 20 cm^3. Pojemnik w połowie wypełniony jest ciekłym scyntylatorem Insta-Fluor. Próbka wody zostaje wstrzyknięta do szklanego pojemnika pod warstwę scyntylatora, następnie należy szczelnie zamknąć pojemnik i energicznie wstrząsnąć – umożliwia to przejście radonu z wody do scyntylatora. Właściwy pomiar dokonywany jest w laboratorium na liczniku ciekłoscyntylacyjnym. Dolny próg detekcji dla tej metody wynosi 0,2 Bq/dm^3 (Kozłowska i in., 1999). Takiej samej metody użyto do oznaczeń stężenia radonu w wodach podziemnych wykonanych w Zakładzie Biofizyki Akademii Medycznej w Białymstoku na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego.

Istotną część wykorzystanych w pracy oznaczeń stężenia radonu stanowią wyniki archiwalne. Są to, oprócz oznaczeń wykonanych przez Laboratorium Hydrogeologiczne w Instytucie Górnictwa na Wydziale Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej, wyniki z przeprowadzanych od roku 1963 oznaczeń (sporadycznie również wcześniej) w wodach leczniczych, potencjalnie leczniczych i niskozmineralizowanych wodach podziemnych na terenie Dolnego Śląska. Większość wyników była wykonywana przez laboratorium BPiUTBU „Balneoprojekt" w Szczawnie Zdroju. Pozostałe oznaczenia były wykonywane w laboratoriach uzdrowiskowych Świeradowa Zdroju i Lądka Zdroju.

Pomiary w laboratorium BPiUTBU „Balneoprojekt" w Szczawnie Zdroju były wykonywane za pomocą elektrometru SG-11 produkcji ZSRR. Do zestawu podłączona jest komora jonizacyjna. Metoda pomiaru oparta jest na zjawisku wywołania jonizacji cząsteczek powietrza wewnątrz komory jonizacyjnej przez cząstki alfa emitowane przez atomy radonu po rozpadzie. Prędkość przemieszczania indeksu (nici) kwarcowego w zjonizowanym polu mierzy się za pomocą stopera. Wbudowany mikroskop umożliwia dokonanie odczytu.

Wychylenie nici zależy od stopnia jonizacji, a zatem od stężenia radonu. Metoda ta jest mniej dokładna od np. metody ciekłych scyntylatorów i zależy od wielu czynników subiektywnych, takich jak precyzja wyboru przejścia nici przez działkę skali, czas pomiaru (włączenie i wyłączenie stopera), itp.

W laboratorium uzdrowiskowym w Świeradowie Zdroju wykonuje się pomiary stężenia radonu dla wód leczniczych Świeradowa Zdroju oraz Czerniawy Zdroju. Korzysta się tu z zanurzeniowej sondy scyntylacyjnej SSU-70 z kryształem NaI(Tl), rejestrującej promieniowanie γ. Sonda współpracuje z układem elektronicznym radiometru URS-3, wyposażonym w zasilacz, układ formowania impulsu, jednokanałowy analizator amplitudy i przelicznik. Okno analizatora ustawia się na jedną z linii γ ^{214}Bi – krótkożyciowego produktu rozpadu ^{222}Rn. Po ustaleniu się równowagi promieniotwórczej pomiędzy izotopami ^{214}Bi i ^{222}Rn, następuje pomiar. Pomiar polega na zanurzeniu sondy w otwartym naczyniu wypełnionym pobraną próbką wody o objętości 1 dm^3 i odczytaniu wartości zliczeń z przelicznika częstości impulsów, co jest następnie przeliczane na aktywność właściwą badanej próbki. Dolny próg detekcji wynosi 37 Bq/dm^3.

W Lądku Zdroju również prowadzi się pomiary stężenia ^{222}Rn w wodzie leczniczej. W latach 1964-1993 stosowano do tego celu elektrometr typu SG-11, podłączony do komory jonizacyjnej. Od roku 1993 do scyntylatora podłączona jest komora scyntylacyjna. Jest to odmiana komory Lucasa, o objętości 1 dm^3. Komora ta (oprócz dna) jest pokryta scyntylatorem (ZnS(Ag)). Scyntylator rejestruje cząstki α wysyłane w trakcie rozpadu jąder radonu i jego pochodnych. Zasadniczy pomiar polega na odczytaniu liczby zliczeń z przelicznika częstości impulsów.

Obok wyżej wymienionych metod, służących głównie do pomiarów stężenia radonu w wodzie, istnieją również inne umożliwiające pomiar stężenia radonu w powietrzu, np. metoda detektorów śladowych (ang. SSNTD – *solid state nuclear track detector*) czy też użycie pojemników z węglem aktywnym. Ogólnie wszystkie najważniejsze i najpowszechniej stosowane metody służące do pomiarów stężenia radonu w środowisku można podzielić ze względu na (Kozłowska i Kozak, 2006):

1. źródło promieniowania:
    - ✓ promieniowanie emitowane podczas rozpadu jąder ^{222}Rn,
    - ✓ promieniowanie emitowane podczas rozpadu jąder produktów rozpadu radonu,

2. typ detektora:
    - ✓ scyntylacyjny,
    - ✓ półprzewodnikowy,
    - ✓ termoluminescencyjny (TLD),
    - ✓ śladowy (SSNTD),
3. sposób próbkowania:
    - ✓ naturalny,
    - ✓ wymuszony,
4. czas trwania pomiaru:
    - ✓ chwilowe (screening),
    - ✓ długotrwały (monitoring),
5. cel pomiaru:
    - ✓ dozymetria indywidualna,
    - ✓ pomiar stacjonarny w danym środowisku.

7. WYNIKI POMIARÓW STĘŻENIA RADONU W WODACH PODZIEMNYCH SUDETÓW

Analiza statystyczna wyników pomiarów stężenia radonu zebranych w pracy ma na celu zwięzłe przedstawienie właściwości badanych zbiorowości oraz możliwość porównywania ich ze sobą. Wyznaczenie tła hydrogeochemicznego dla poszczególnych jednostek geologicznych polskiej części Sudetów wymaga osobnej analizy wyników w każdej jednostce. Dlatego też określenie przeciętnego rozmiaru wartości zmiennej dokonano za pomocą podstawowych statystyk opisowych, czyli przez obliczenie miar położenia (średniej arytmetycznej, mediany), miar zmienności (minimum, maksimum, kwartyli 25 i 75), miarę asymetrii (skośność) oraz kurtozę. Współczynnik skośności przyjmuje wartość zero dla rozkładu symetrycznego, wartości ujemne dla rozkładów o lewostronnej asymetrii (wydłużone lewe ramię rozkładu) i wartości dodatnie dla rozkładów o prawostronnej asymetrii (wydłużone prawe ramię rozkładu). Rozkłady prawdopodobieństwa można podzielić ze względu na wartość kurtozy na rozkłady:

- ✓ mezokurtyczne – wartość kurtozy wynosi 0,0; spłaszczenie rozkładu jest podobne do spłaszczenia rozkładu normalnego (dla którego kurtoza wynosi dokładnie 0,0),
- ✓ leptokurtyczne – kurtoza jest dodatnia, wartości cechy są bardziej skoncentrowane, niż przy rozkładzie normalnym,
- ✓ platykurtyczne – kurtoza jest ujemna, wartości cechy są mniej skoncentrowane, niż przy rozkładzie normalnym.

Wartości miar położenia oraz zmienności, dla większości wykonanych oznaczeń stężenia radonu, przedstawiono w postaci wykresów statystycznych.

Do prezentacji wyników użyto również histogramów sporządzonych w programie Statistica. Wykresy rozkładu częstości stężenia radonu w wodzie podziemnej w poszczególnych jednostkach odniesiono do rozkładów lognormalnych zmiennych losowych oraz przedstawiono je w skali półlogarytmicznej.

Do prześledzenia zależności pomiędzy wartościami stężenia radonu a parametrami fizyko-chemicznymi w wodzie podziemnej mierzonymi w terenie użyto współczynnika

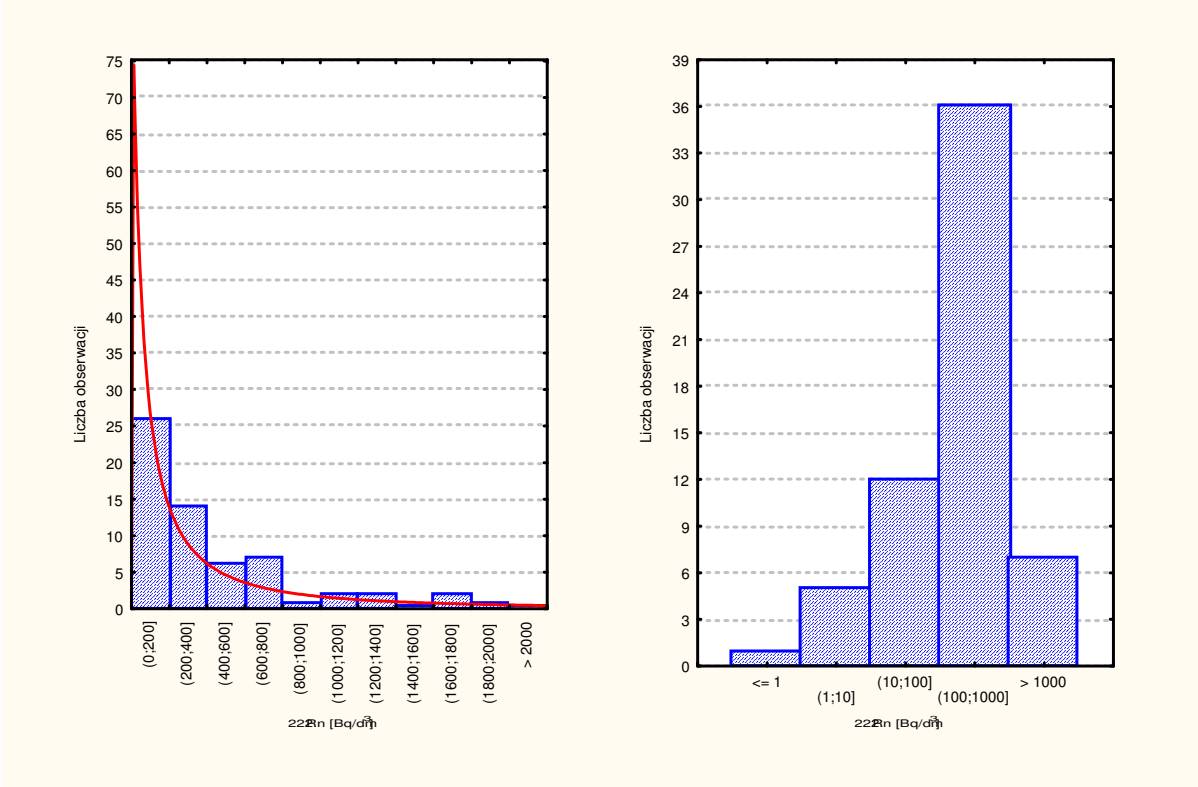
korelacji liniowej r (współczynnik Pearsona). Współczynniki korelacji przyjmują wartości z przedziału od -1,0 do +1,0. Wartość -1,0 reprezentuje doskonałą korelację ujemną, a wartość +1,0 doskonałą korelacją dodatnią. Wartość 0.0 wyraża brak korelacji. Interpretacji uzyskanych wyników dokonano przyjmując następujące kryteria (Zieliński, 1999):

- ✓ $-1{,}0 \leq r \leq -0{,}7$ bardzo silna korelacja ujemna,
- ✓ $-0{,}7 < r \leq -0{,}5$ silna korelacja ujemna,
- ✓ $-0{,}5 < r \leq -0{,}3$ korelacja ujemna o średnim natężeniu,
- ✓ $-0{,}3 < r \leq -0{,}2$ słaba korelacja ujemna,
- ✓ $-0{,}2 < r < 0{,}2$ brak korelacji,
- ✓ $0{,}2 \leq r < 0{,}3$ słaba korelacja dodatnia,
- ✓ $0{,}3 \leq r < 0{,}5$ korelacja dodatnia o średnim natężeniu,
- ✓ $0{,}5 \leq r < 0{,}7$ silna korelacja dodatnia,
- ✓ $0{,}7 \leq r \leq 1{,}0$ bardzo silna korelacja dodatnia.

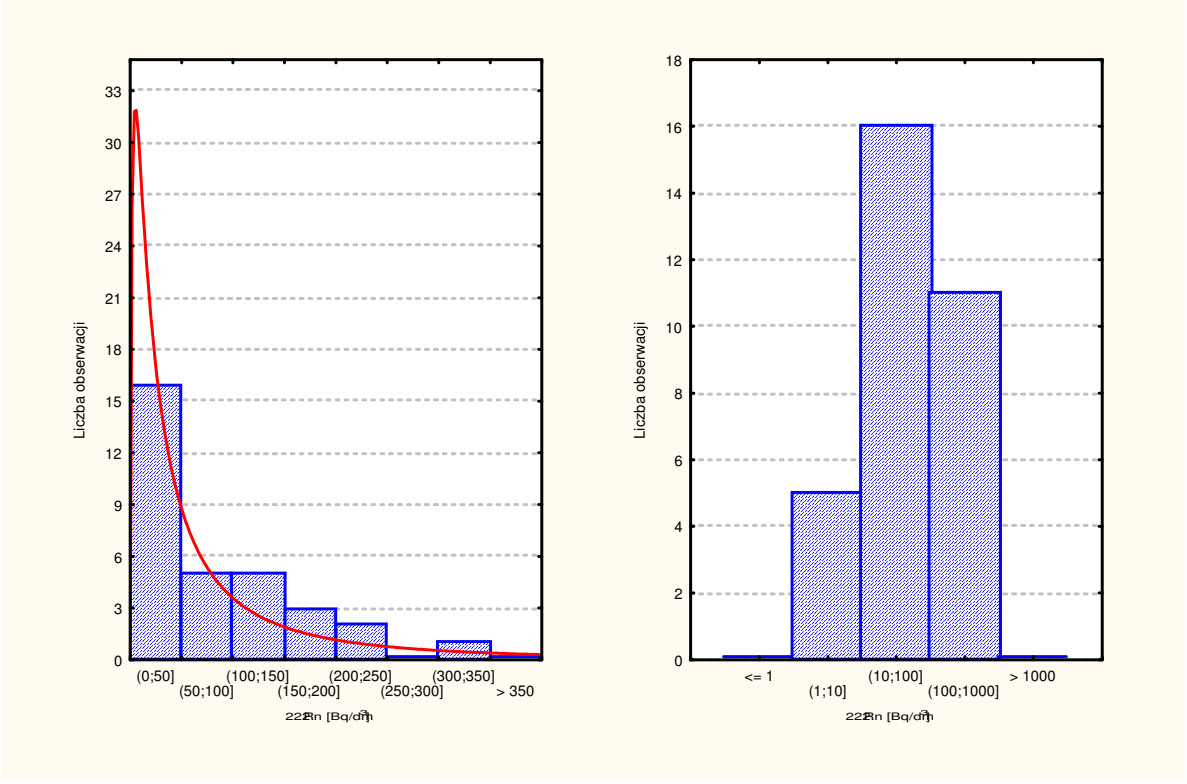
W przypadku, gdy liczba korelowanych danych była mniejsza niż 95, posłużono się wartościami krytycznymi współczynnika korelacji liniowej r na poziomie istotności $\alpha = 0{,}05$ (Zieliński, 1972).

Graficzną prezentację wyników przedstawiono na rys 7.1. – 7.11.

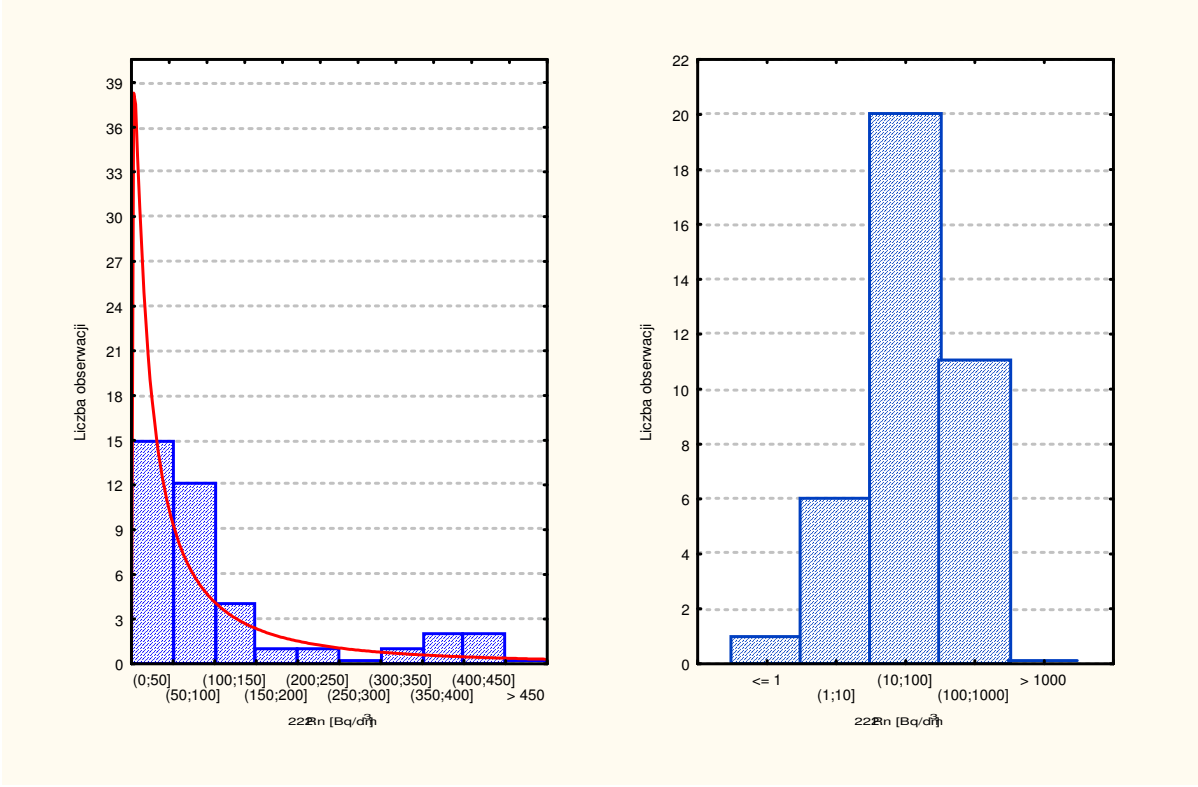
Analiza histogramów wykazała, że rozkłady zmiennych nie mają charakteru rozkładu normalnego. W większości serii danych rozkłady wartości maja charakter asymetryczny ze skośnością dodatnią. Jest to typ rozkładu, który występuje najczęściej podczas analizy elementów hydrochemicznych w wodach podziemnych (Macioszczyk, 1987). W przypadku danych stężenia radonu w wodach podziemnych pochodzących z metamorfiku kłodzkiego oraz z depresji Świebodzic nie wykonano analizy rozkładu, ze względu na zbyt małą liczbę danych. Analizy przeprowadzone na serii danych stężenia radonu pochodzących z kry gnejsowej Gór Sowich, intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej, struktury bardzkiej oraz matamorfiku Rudaw Janowickich nie wykazały ani normalnego ani też lognormalnego charakteru rozkładów zmiennej, może to świadczyć o zbyt małej liczbie danych użytych do analizy, bądź też o bardzo dużej zmienności badanego składnika. Rozkłady te zwane w literaturze rozkładami bezwierzchołkowmi J-kształtnymi (Macioszczyk, 1987).



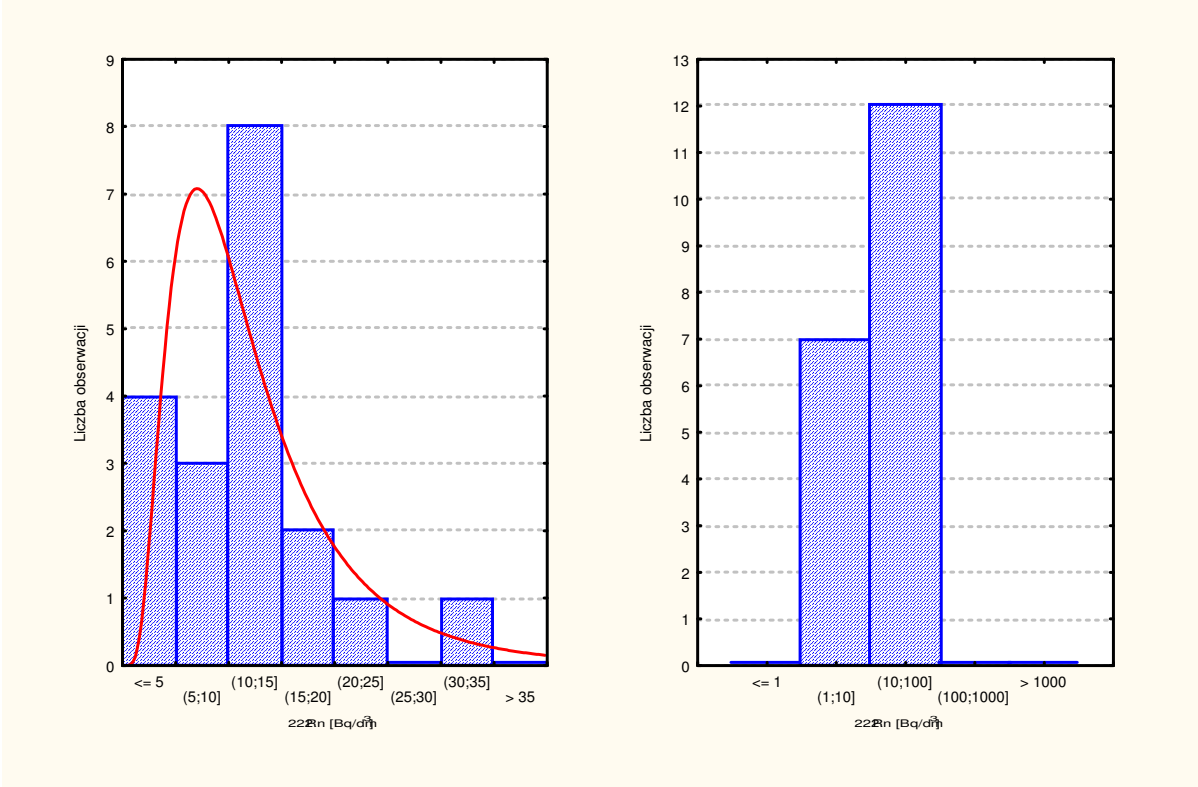
Rys. 7.1. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika: a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.



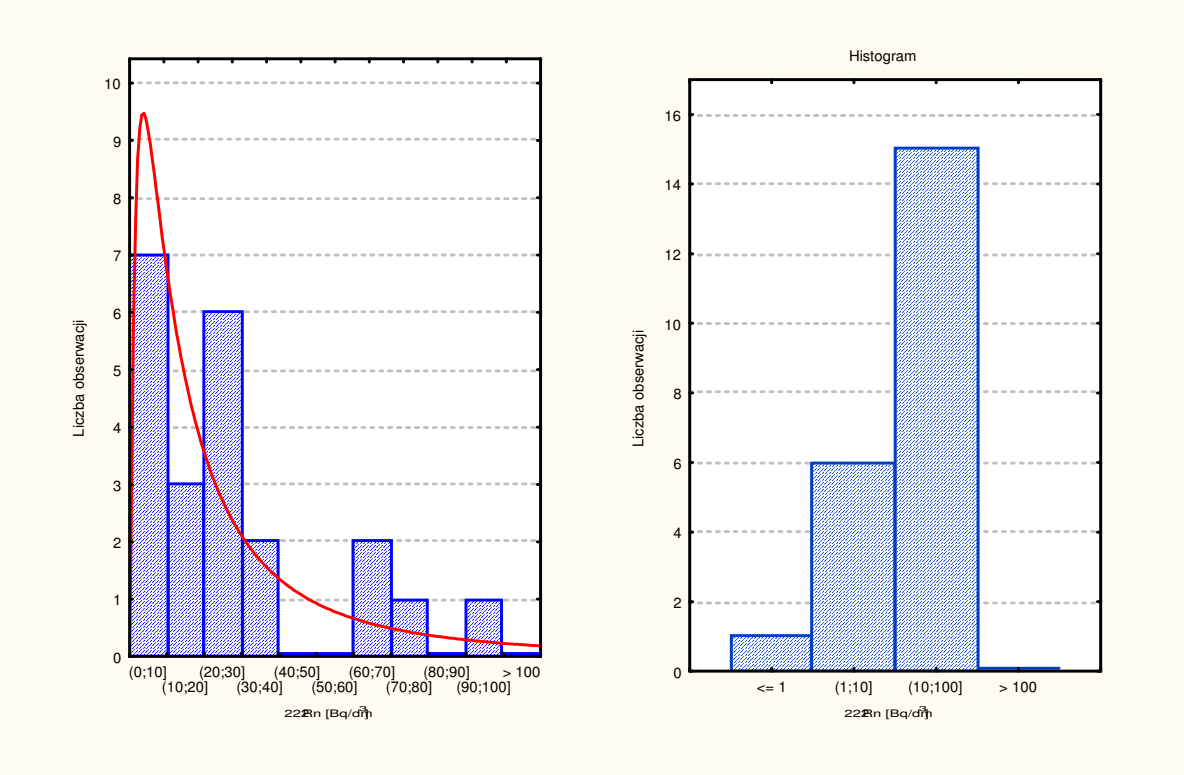
Rys. 7.2. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej: a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.



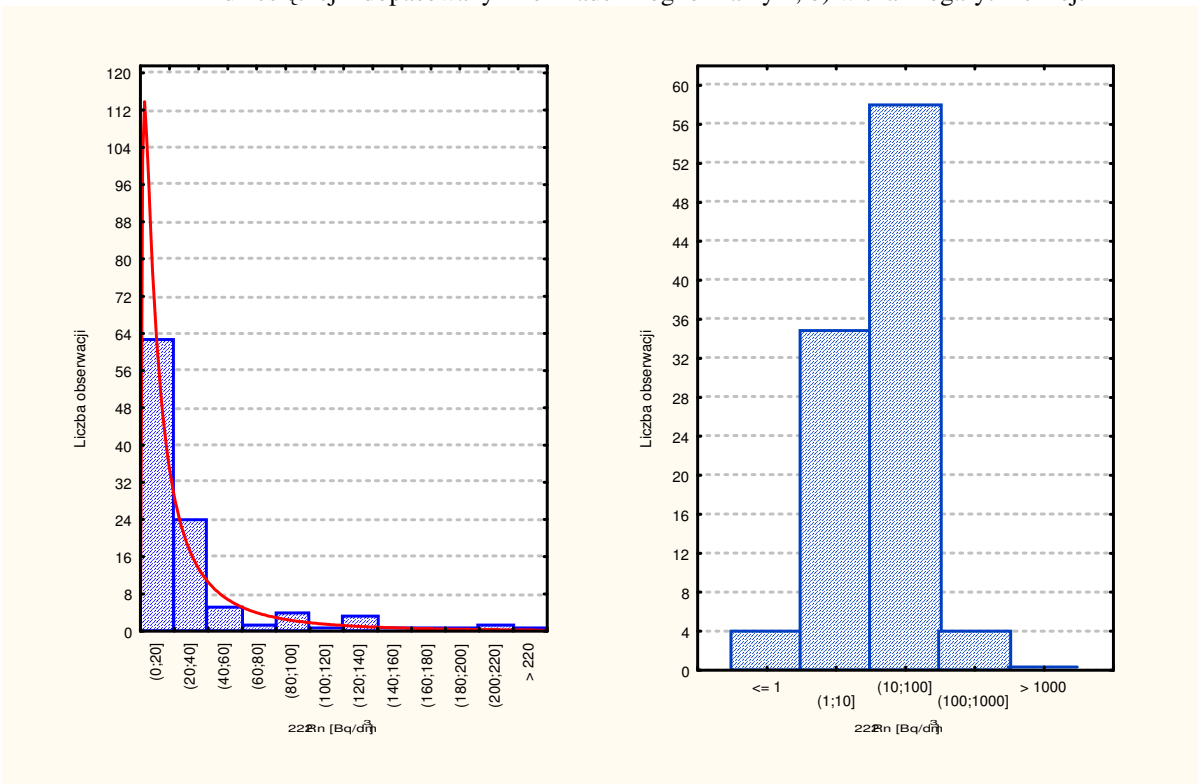
Rys. 7.3. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich:
a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym,
b) w skali logarytmicznej.



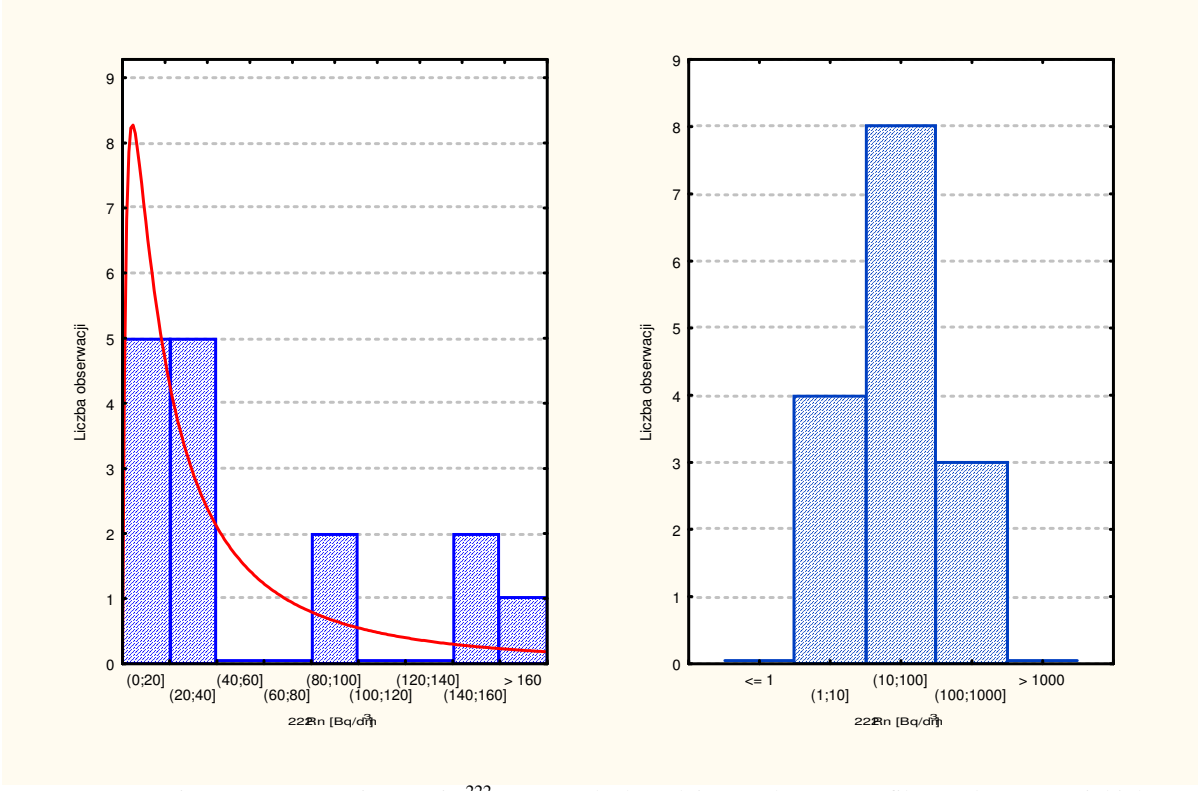
Rys. 7.4. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych struktury bardzkiej: a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.



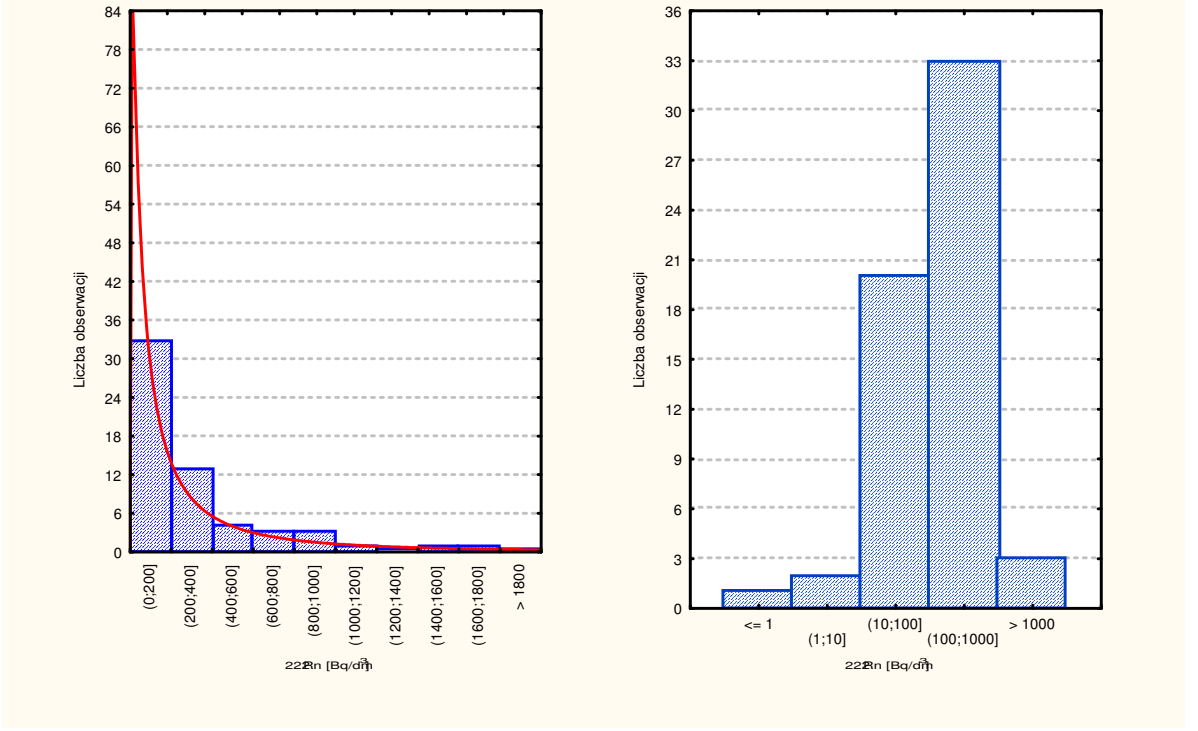
Rys. 7.5. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych kry gnejsowej Gór Sowich: a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.



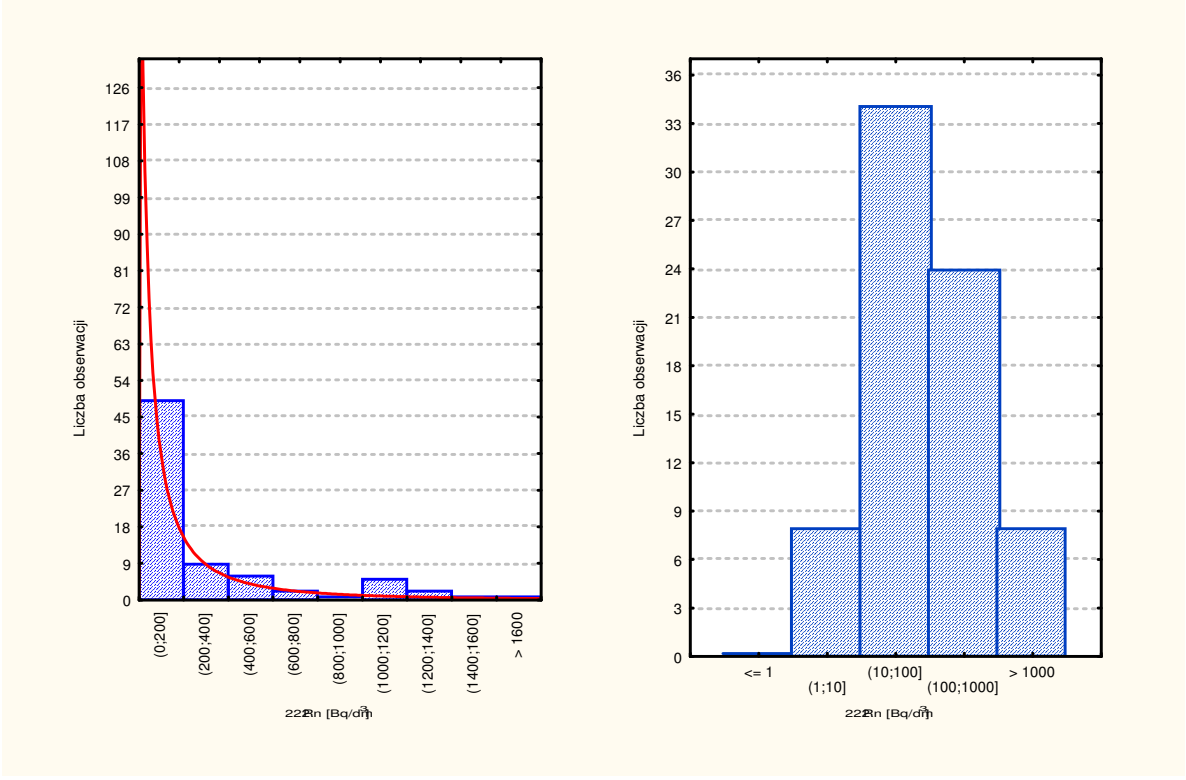
Rys. 7.6. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych niecki śródsudeckiej: a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.



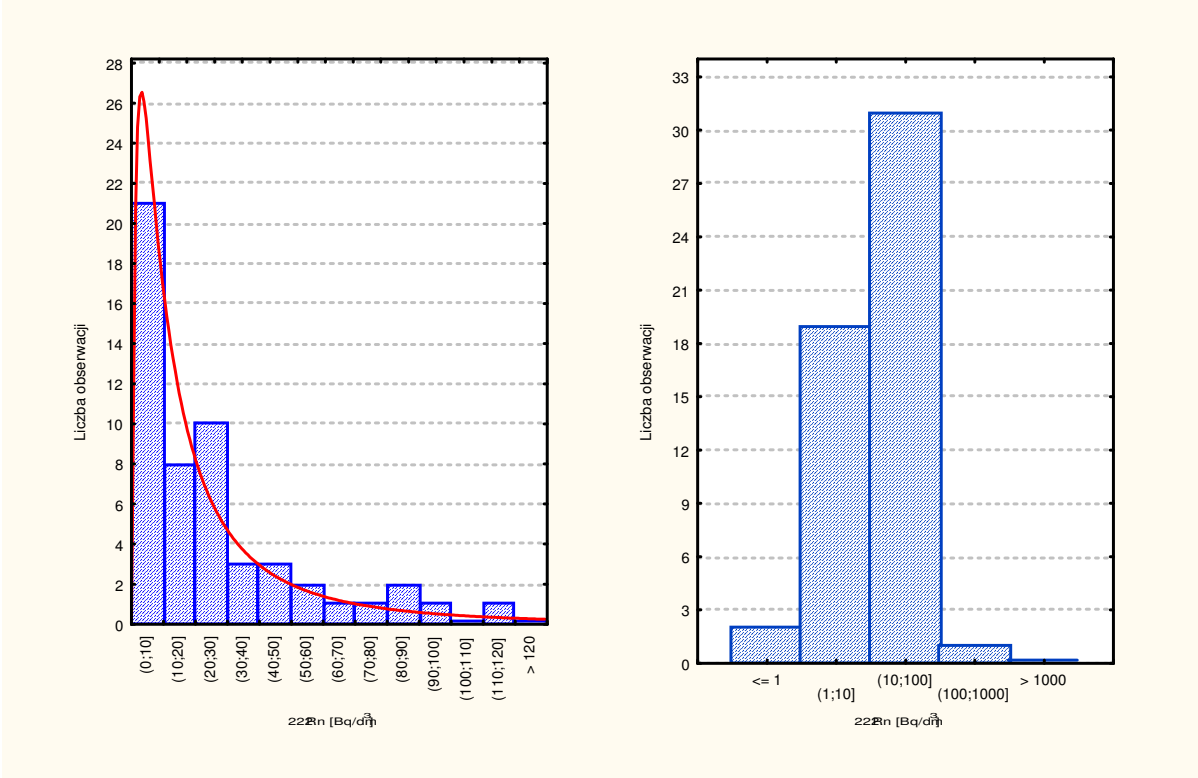
Rys. 7.7. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych metamorfiku Rudaw Janowickich: a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.



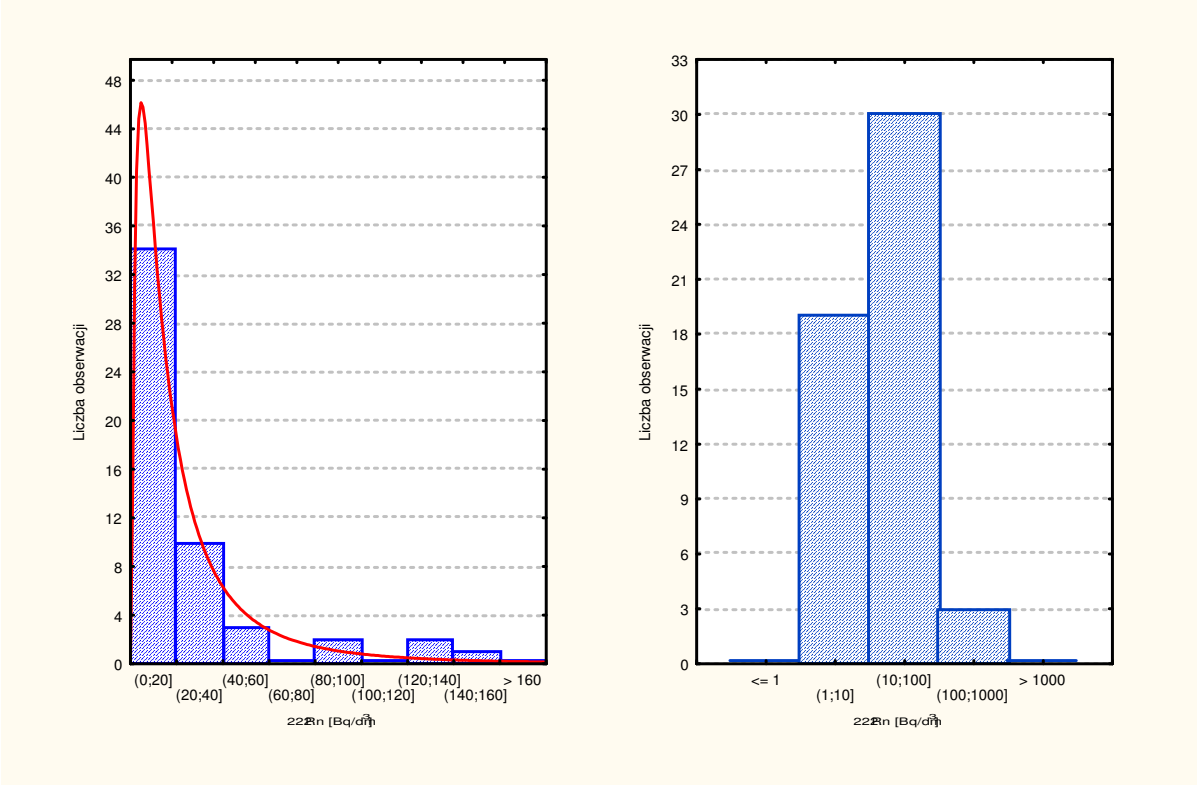
Rys. 7.8. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych granitu karkonoskiego: a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.



Rys. 7.9. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych metamorfiku izerskiego: a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.



Rys. 7.10. Histogram wartości stężenia 222Rn w wodach podziemnych metamorfiku kaczawskiego: a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.



Rys. 7.11. Histogram wartości stężenia 222Rn w wodach podziemnych niecki północnosudeckiej a) w skali dziesiętnej z dopasowanym rozkładem lognormalnym, b) w skali logarytmicznej.

Wykonane dopasowania rozkładu stężenia radonu w stosunku do rozkładu lognormalnego, analizy skośności i kurtozy, wykazały że:

- ✓ w metamorfiku Lądka-Śnieżnika dane stężenia radonu w wodach podziemnych mają rozkład asymetryczny, prawoskośny (skośność wynosi 1,7) oraz leptokurtyczny, lognormalny,
- ✓ wyniki pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych intruzji kłodzko-złotostockiej mają rozkład asymetryczny, prawoskośny (skośność wynosi 1,4) oraz leptokurtyczny, lognormalny,
- ✓ wyniki pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich również mają rozkład asymetryczny, prawoskośny, lognormalny, kurtoza natomiast wynosi 1,8; jest to rozkład leptokurtyczny; na histogramie można wyróżnić dwa przedziały danych: od 0 do 250 Bq/dm^3 oraz od 300 do 450 Bq/dm^3,
- ✓ do analizy stężenia radonu w wodach podziemnych metamorfiku kłodzkiego użyto wyników z pięciu punktów pomiarowych, ilość ta nie jest wystarczająca, aby przeprowadzić wnioskowanie statystyczne na podstawie histogramu,

- ✓ wartości stężenia radonu w wodach podziemnych struktury bardzkiej mają rozkład asymetryczny prawoskośny (skośność wynosi 1,2) oraz leptokurtyczny,
- ✓ wartości stężenia radonu w wodach podziemnych kry gnejsowej Gór Sowich nie posiadają lognormalnego rozkładu danych; 23 analizowane wyniki rozłożyły się w dwóch przedziałach od 0 do 40 Bq/dm^3 oraz od 60 do 80 Bq/dm^3,
- ✓ analiza rozkładu wartości stężenia radonu w wodach podziemnych na obszarze niecki śródsudeckiej wykazała, że dane te mają rozkład o skośności dodatniej wynoszącej 3,2 i kurtozie 12,4, świadczy to o tym, że rokład ten jest prawoskośny oraz leptokurtyczny, lognormalny,
- ✓ wyniki pomiarów stężenia radonu pochodzące z wód podziemnych metamorfiku Rudaw Janowickich na histogramie charakteryzującym ich rozkład posiadają trzy przedziały wartości: od 0 do 40 Bq/dm^3, od 80 do 100 Bq/dm^3 oraz wartości od 140 do 180 Bq/dm^3; rozkład ten nie ma charakteru rozkładu lognormalnego,
- ✓ w metamorfiku izerskim wyniki pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych mają rozkład asymetryczny (prawoskośny), lognormalny, o skośności 1,9 oraz leptokurtyczny (kurtoza równa 2,8); na histogramie wyraźnie wydzielone zostały dwa przedziały wartości od 0 do 800 Bq/dm^3 oraz wartości od 1000 do 1400 Bq/dm^3,
- ✓ w metamorfiku kaczawskim wyniki stężenia radonu w wodach podziemnych mają rozkład asymetryczny (prawoskośny), lognormalny, o skośności 1,7 oraz leptokurtyczny (kurtoza równa 2,8),
- ✓ w rozkładzie wartości stężenia radonu w wodach podziemnych niecki północnosudeckiej zauważono trzy przedziały wartości: od 0 do 60 Bq/dm^3, od 80 do 100 Bq/dm^3 oraz wartości od 120 do 160 Bq/dm^3; rozkład ten jest asymetryczny (prawoskośny), lognormalny, o skośności 2,6 oraz leptokurtyczny (kurtoza równa 6,8),
- ✓ do analizy stężenia radonu w depresji Świebodzic użyto wyników z sześciu punktów pomiarowych, ilość ta nie jest wystarczająca, aby przeprowadzić wnioskowanie statystyczne na podstawie histogramu .

Podstawowe parametry statystyczne zbioru wartości stężenia radonu w wodach podziemnych poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów zawiera tab. 7.1.

Tabela 7.1. Podstawowe parametry statystyczne stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów, wyznaczone na podstawie wartości średnich dla każdego punktu pomiarowego.

Jednostka geologiczna	Liczba punktów pomiarowych	Miary położenia		Miary zmienności					
		Średnia arytmetyczna	Mediana	Minimum	Maksimum	25. kwantyl	75. kwantyl	Skośność	Kurtoza
Matamorfik Lądka-Śnieżnika	61	402,6	289,7	0,3	1852,3	73,0	496,9	1,7	2,5
Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka	32	79,0	49,2	1,5	344,2	15,0	117,5	1,4	2,2
Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich	37	104,7	66,6	0,3	448,0	17,0	126,1	1,7	1,8
Metamorfik kłodzki	6	7,9	7,5	2,2	13,8	5,0	11,2	0,2	-1,4
Granit kudowski	1								
Struktura bardzka	19	12,4	12,4	3,8	33,4	6,5	14,4	1,2	2,2
Kra sowiogórska	21	23,5	23,2	0,6	71,9	7,5	26,9	1,3	0,9
Niecka śródsudecka	100	24,2	14,6	0,1	210,3	7,2	25,0	3,2	12,4
Metamorfik Rudaw Janowickich	14	52,0	23,5	3,2	161,3	8,8	80,2	1,1	-0,4
Granit karkonoski	57	296,1	189,4	0,3	1715,9	42,3	364,8	2,1	4,9
Metamorfik izerski	73	254,7	74,8	1,7	1466,4	24,9	292,0	1,9	2,8
Metamorfik kaczawski	52	23,6	15,0	0,6	113,0	5,7	30,1	1,7	2,8
Niecka północnosudecka	51	25,1	14,1	1,4	146,8	7,8	26,2	2,6	6,8
Depresja Świebodzic	5	10,8	9,6	2,6	20,8	3,0	18,0	0,2	-2,7

Do obliczenia podstawowych paramertów statystycznych stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów, jak i w dalszych analizach wyników, posłużono się wartościami średnimi obliczonymi w każdym punkcie pomiarowym (o ile liczba oznaczeń w punkcie pomiarowym jest większa od 1).

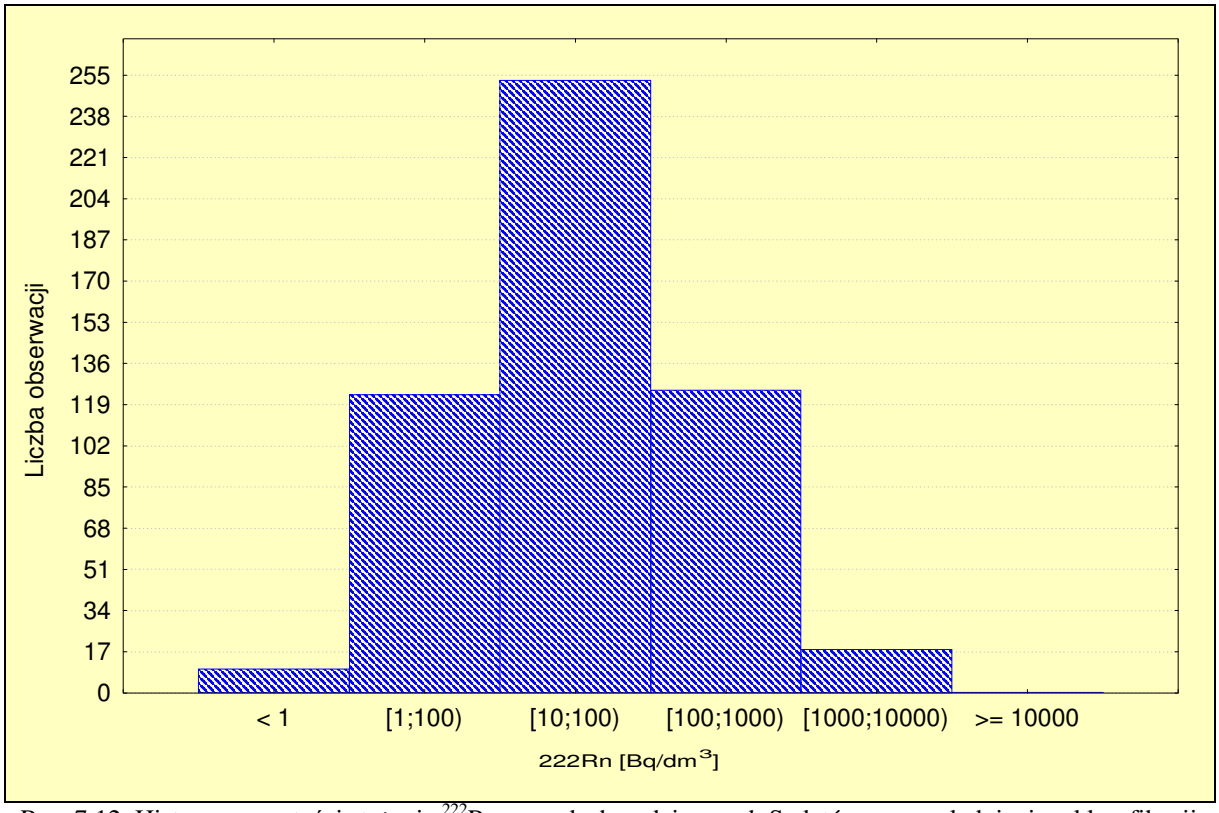
Współczynniki korelacji liniowej obliczone dla wartości stężenia radonu oraz wartości przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW), temperatury (T) oraz pH wody przedsawiono w tab. 7.2. Jedyną istotną zależnością między korelowanymi parametrami jest zależność pomiędzy stężeniem radonu a przewodnictwem elektrolitycznym właściwym wody. Współczynnik korelacji r wynosi -0,2602 i świadczy o słabej korelacji ujemnej. Zależność pomiędzy stężeniem radonu a przewodnictwem właściwym wody świadczyć może o występowaniu wysokiego stężenia radonu w wodach niskozmineralizowanych. Z małych wartości współczynnika r wynika, że istnieją liczne odstępstwa od tej reguły. Wody niskozmineralizowane są zwykle wodami płytkiego krążenia, a ich czas przepływu podziemnego jest krótki. Większy współczynnik emanacji skał zbiornikowych powoduje większe stężenie radonu w wodach podziemnych. Istnienie takiej zależności stwierdził również Przylibski (2005).

Tabela 7.2. Współczynniki korelacji liniowej pomiędzy stężeniem ^{222}Rn a PEW, T i pH w wodzie podziemnej.

Parametr korelowany z wartościami stężenia ^{222}Rn	**Współczynnik korelacji r (na poziomie istotności α=0,05)**
PEW	**-0,2602**
T	-0,1089
pH	-0,0240

Przedstawione powyżej histogramy w skali logarytmicznej umożliwiają w prosty sposób odniesienie wartości stężenia radonu w wodach podziemnych do klasyfikacji Przylibskiego (2005). W tab. 7.3 zestawiono wyniki uzyskane na podstawie analizy histogramu wraz z przedziałami klas wód radonowych proponowanych przez Przylibskiego. W przedziale wód bezradonowych (<1 Bq/dm^3) znalazły się wyniki pochodzące z 10 opróbowanych ujęć. Na obszarze Sudetów nie występują wody ekstremalnie radonowe, natomiast stężenia większe od 1000 Bq/dm^3 zanotowano w 18 ujęciach. Wody radonowe stanowią ponad 23%, natomiast wody niskoradonowe prawie połowę całości (48%). Pozostałą część stanowią wody ubogie w radon – wody takie zanotowano w 121 spośród 529 badanych ujęć.

Ilustracją tab. 7.3 jest rys. 7.12, na którym przedstawiono histogram wartości stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów. Granice przedziałów histogramu stanowią wartości uznane za graniczne dla poszczególnych klas w klasyfikacji Przylibskiego (2005). Wyniki pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów, w skali logarytmicznej, mają rozkład normalny.



Rys. 7.12. Histogram wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych Sudetów, z uwzględnieniem klasyfikacji Przylibskiego (2005).

W 170 punktach pomiarowych średnie stężenie radonu w wodzie podziemnej jest większe od 74 Bq/dm^3. Jest to 32 % wszystkich badanych punktów – studni, źródeł i płytkich odwiertów. Woda z tych punktów jest leczniczą bądź potencjalnie leczniczą wodą radonową, według obowiązujących w Polsce przepisów prawnych.

Tabela 7.3. Liczba punktów pomiarowych wód podziemnych Sudetów w poszczególnych klasach wód podziemnych za względu na stężenie radonu wyróżnionych przez Przylibskiego (2005).

Jednostka geologiczna	Wody						
	bezradonowe	ubogie w radon	niskoradonowe	radonowe	wysokoradonowe	ekstremalnie radonowe	Razem
	<1	1 ÷ 9,9(9)	10 ÷ 99,9(9)	100 ÷ 999,9(9)	1000 ÷ 9999,9(9)	> 10000	
	[Bq/dm^3]						
Metamorfik Lądka-Śnieżnika	1	5	12	36	7	0	61
Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka	0	5	16	11	0	0	32
Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich	1	6	19	11	0	0	37
Metamorfik kłodzki	0	4	2	0	0	0	6
Granit karkonoski	0	0	1	0	0	0	1
Struktura bardzka	0	7	12	0	0	0	19
Kra sowiogórska	1	6	14	0	0	0	21
Niecka śródsudecka	4	34	58	4	0	0	100
Metamorfik Rudaw Janowickich	0	4	7	3	0	0	14
Granit karkonoski	1	1	20	32	3	0	57
Metamorfik izerski	0	8	33	24	8	0	73
Metamorfik kaczawski	2	19	30	1	0	0	52
Niecka północnosudecka	0	19	29	3	0	0	51
Depresja Świebodzic	0	3	2	0	0	0	5
Σ	**10**	**121**	**255**	**125**	**18**	**0**	529
%	**1.9**	**22.9**	**48.2**	**23.6**	**3.4**	**0**	**100**

8. ANALIZA WYNIKÓW

8.1. WYZNACZENIE TŁA HYDROGEOCHEMICZNEGO RADONU W WODACH PODZIEMNYCH SUDETÓW

Wszystkie prezentowane w pracy metody wyznaczania tła hydrogeochemicznego mają podobny algorytm postępowania. Pierwszym etapem jest analiza hydrogeologiczna obszaru badań (rozdział 4), następnie – weryfikacja danych. Kolejnym etapem jest wybór odpowiednich narzędzi do wyznaczenia zakresu tła i wyciągnięcie wniosków (Kmiecik i Postawa, 2003).

Obliczenia i analizy danych przeprowadzono w programie Statistica oraz w arkuszu kalkulacyjnym Excel.

8.1.1. Weryfikacja danych

Weryfikacja danych przebiega w kilku etapach. Etap pierwszy polega na odrzuceniu wyników obarczonych błędami grubymi. Przyczyny powstawania błędów grubych mają charakter instrumentalny oraz personalny. Eliminacja tych błędów polega na odrzuceniu wyniku w rezultacie zauważenia nagłej i jawnej nienormalności działania przyrządu pomiarowego lub błędu we własnym postępowaniu. Inny sposób, użyty przez autorkę, polega na zastosowaniu odpowiednich testów statystycznych – testu Q-Dixona oraz testu Grafa (Szczepańska i Kmiecik, 1998):

- ✓ Test Q-Dixona stosuje się w przypadku serii wyników o liczności mniejszej od 25. Po uporządkowaniu danych w ciąg rosnący, należy obliczyć wartość współczynnika Q:

  $Q = \frac{|x_n - x_w|}{x_{max} - x_{min}}$, gdzie:

  χ_n – wynik najbliższy co do wielkości wątpliwemu,

  χ_w – wynik wątpliwy,

χ_{max}, χ_{min} – odpowiednio największy i najmniejszy wynik w analizowanej serii pomiarowej.

Następnie porównuje się obliczona wartość współczynnika Q z wartością krytyczną Q_t. Wartość Q_t zależy od liczby wyników w serii pomiarowej i od przyjętego poziomu istotności α (tab. 8.1.). Wynik wątpliwy odrzuca się gdy wartość $Q > Q_t$.

Tabela 8.1. Wartości krytyczne współczynnika Q_t (Szczepańska i Kmiecik, 1998).

Liczba wyników (n)	Przedział istotności α	
	α = 0,05	α = 0,01
3	0,941	0,988
4	0,765	0,889
5	0,642	0,780
6	0,560	0,689
7	0,507	0,637
8	0,554	0,683
9	0,512	0,635
10	0,477	0,597
11	0,576	0,679
12	0,546	0,642
13	0,521	0,615
14	0,546	0,641
15	0,521	0,616
16	0,546	0,595
17	0,490	0,577
18	0,475	0,561
19	0,462	0,547
20	0,450	0,535
21	0,440	0,524
22	0,421	0,505
23	0,413	0,497
24	0,406	0,489

- ✓ W przypadku długich serii pomiarów (≥ 25 wyników) stosuje się test Grafa. Wartość χ_w jest odrzucona jako wynik wątpliwy, jeżeli leży poza przedziałem $\chi_{odrz} \pm 4s_{odrz}$, gdzie χ_{odrz}, s_{odrz} to odpowiednio wartość średnia pomiarów i odchylenie standardowe obliczone po wyłączeniu wyniku wątpliwego χ_w (Danzer i Lube 1996).

Analizę wystąpienia ewentualnych błędów grubych przeprowadzono dla serii uzyskanych wyników stężenia radonu we wszystkich opróbowanych jednostkach geologicznych na obszarze Sudetów. Wyniki te zestawiono w tab. 8.2. W żadnym z testowanych zbiorów danych nie wykryto błędów grubych. Wszystkie wartości poddano dalszej analizie.

Tabela 8.2. Analiza wystąpienia błędów grubych za pomocą testów Q-Dixona i Grafa w wynikach pomiarów stężenia radonu w wodzie podziemnej z obszaru Sudetów.

Jednostka geologiczna	Użyty test	Wyniki analizy
Metamorfik Lądka-Śnieżnika	Test Grafa	Nie wykryto błędów grubych
Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka	Test Grafa	Nie wykryto błędów grubych
Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich	Test Grafa	Nie wykryto błędów grubych
Metamorfik kłodzki	Test Q-Dixona	Nie wykryto błędów grubych
Struktura bardzka	Test Q-Dixona	Nie wykryto błędów grubych
Kra sowiogórska	Test Q-Dixona	Nie wykryto błędów grubych
Niecka śródsudecka	Test Grafa	Nie wykryto błędów grubych
Metamorfik Rudaw Janowickich	Test Q-Dixona	Nie wykryto błędów grubych
Granit karkonoski	Test Grafa	Nie wykryto błędów grubych
Metamorfik izerski	Test Grafa	Nie wykryto błędów grubych
Metamorfik kaczawski	Test Grafa	Nie wykryto błędów grubych
Niecka północnosudecka	Test Grafa	Nie wykryto błędów grubych
Depresja Świebodzic	Test Q-Dixona	Nie wykryto błędów grubych

W następnym etapie niektórzy autorzy sugerują wyznaczanie wartości ekstremalnych i odstających, które również powinny być odrzucane. Ze względu na bardzo szeroki zakres danych stężenia radonu w wodach podziemnych w poszczególnych jednostkach geologicznych Sudetów zdecydowano się na wyznaczenie wartości ekstremalnych i odstających z badanych zbiorów po uprzednim logarytmowaniu danych. Pozwala to uzyskać bardziej jednolite zbiory danych oraz w przypadku rozkładów zbliżonych do lognormalnych umożliwia usunięcie potencjalnych wartości ekstremalnych bądź odstających o najniższych wartościach. Byłoby to niemożliwe w przypadku analizy danych nielogarytmowanych. W rozkładach lognormalnych bądź zbliżonych do lognormalnych wartości ekstremalnie wysokie bądź odstające bardzo silnie wpływają na wartość średnią całego zbioru danych. W przypadku takich rozkładów wartości ekstremalnie niskie nie są wykrywane. Poddanie całego zbioru

danych działaniu logarytmowania ma na celu zmniejszenie szerokości zakresu danych oraz dokładniejsze wykrycie wartości odstających i ekstremalnych – zarówno małych, jak i dużych.

Tabela 8.3. Wartości odstające i ekstremalne oraz zakres wartości nieodstających stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów.

Jednostka geologiczna	Liczba wartości odstających	Liczba wartości ekstremalnych	Zakres wartości nieodstających [Bq/dm^3] (Liczba danych)
Metamorfik Lądka-Śnieżnika	2	-	4,3 ÷ 1852,3 (59)
Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka	-	-	1,5 ÷ 344,2 (32)
Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich	1	-	2,3 ÷ 448,0 (36)
Metamorfik kłodzki	-	-	2,2 ÷ 13,8 (6)
Struktura bardzka	-	-	3,8 ÷ 33,4 (19)
Kra sowiogórska	1	-	3,2 ÷ 71,9 (20)
Niecka śródsudecka	5	-	1,5 ÷ 138,8 (95)
Metamorfik Rudaw Janowickich	-	-	3,2 ÷ 161,3 (14)
Granit karkonoski	1	-	3,3 ÷ 1715,9 (56)
Metamorfik izerski	-	-	1,7 ÷ 1466,4 (73)
Metamorfik kaczawski	-	-	0,6 ÷ 113,0 (52)
Niecka północnosudecka	-	-	1,4 ÷ 146,8 (51)
Depresja Świebodzic	-	-	2,6 ÷ 20,8 (5)

Wartości ekstremalne i odstające wyznaczono na podstawie następującej zasady: punkty odstające to takie, których wartość leży w odległości 1,5 rozstępu międzykwartylowego (1,5×H), natomiast punkty ekstremalne to te, które przewyższają trzykrotnie rozstęp międzykwartylowy (3×H), licząc od kwartyla górnego lub dolnego (Janica, 2001) (rys. 8.1).

Odrzucenie wartości odstających i ekstremalnych daje możliwość uzyskania jednolitego zbioru danych. Usunięcie tych wartości nie ma ujemnego wpływu na prawidłowe obliczenie zakresu tła, ponieważ nie należą one do wartości charakterystycznych.

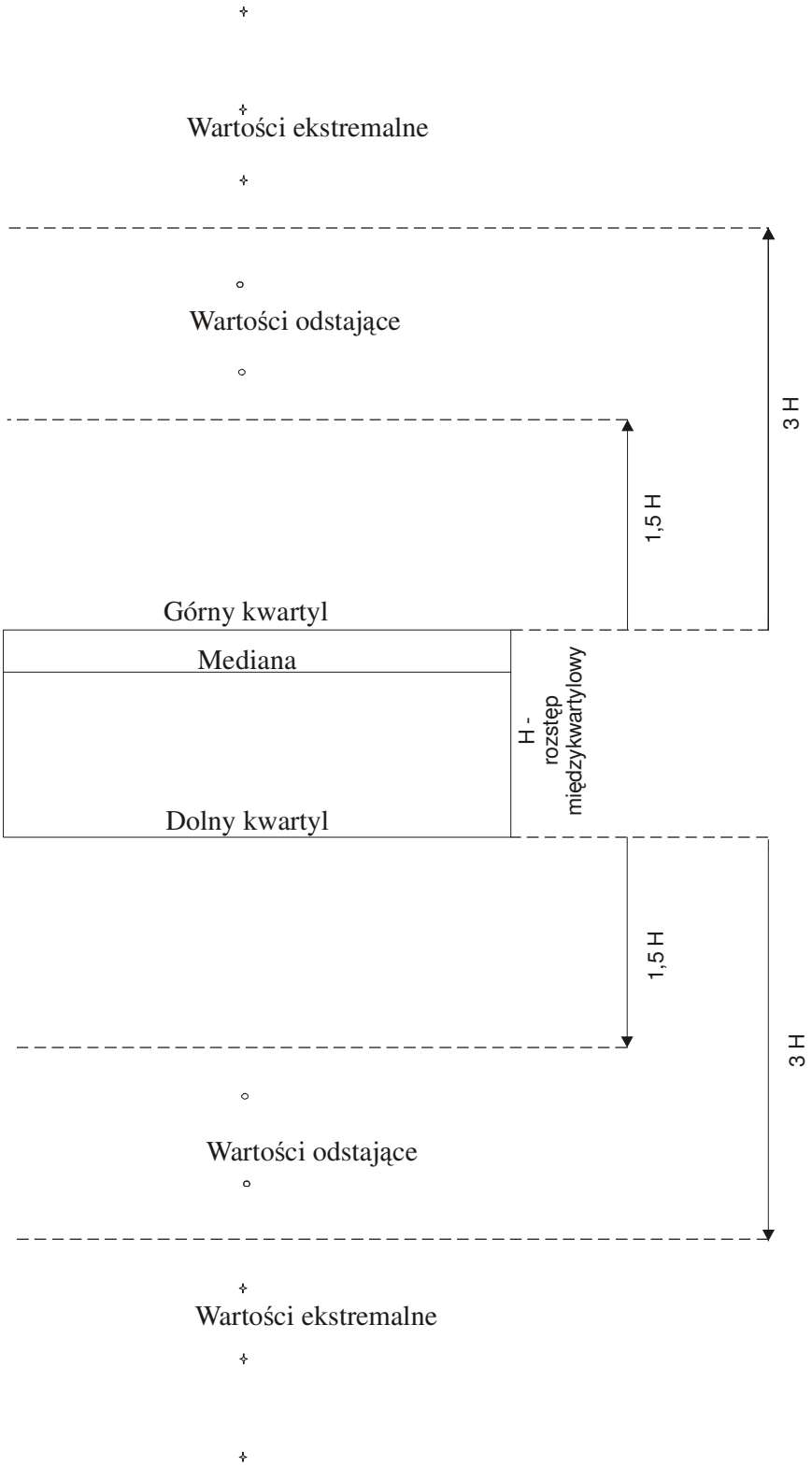
Zakresy zmiennych nieodstających, po odrzuceniu wartości odstających i ekstremalnych stężenia radonu w wodach podziemnych poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów zestawiono w tab. 8.3. Po weryfikacji danych odrzucono dwie wartości odstające z zakresu danych stężenia radonu w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika, jedną ekstremalnie małą w metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich, podobnie w krze gnejsowej Gór Sowich oraz w granicie karkonoskim. Z danych stężenia radonu z wód podziemnych niecki śródsudeckiej usunięto pięć wartości – cztery zbyt małe oraz jedną za dużą. Ze wszystkich zakresów danych usunięto ogółem 11 wartości odstających, analiza danych nie wykazała istnienia wartości ekstremalnych.

Zbiór pozostałych danych poddany został analizie mającej na celu wyznaczenie tła hydrogeochemicznego.

8.1.2. Lokalne tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych z poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów

W pracy przedstawiono szczegółową analizę wartości tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych dla poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów. W zależności od typu rozkładu danych przeprowadzono odpowiednie analizy. Do wyznaczenia tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych użyto danych zlogarytmowanych. Uzyskane w ten sposób dane mają rozkłady normalne, zbliżone do normalnych bądź bezwierzchołkowe. Dla rozkładów normalnych oraz zbliżonych do normalych użyto metod graficznych, takich jak analizy histogramu, wykresu kwartylowego oraz krzywej kumulacyjnej w skali logarytmicznej. Wyniki przedstawiono również w postaci wykresów ramkowych, na których przyjęty 16. i 84. percentyl stanowi dolną i górną granicę tła. Wyznaczony w ten sposób przedział wartości charakterystycznych stanowi 68% wszystkich wyników, czyli w rozkładach normalnych jest to przedział wartości średniej powiększonej i pomniejszonej o jedno odchylenie standardowe. Oprócz metod graficznych użyto również metod obliczeniowych, ale tylko dla serii danych o liczebności większej od 30. Do wyznaczenia zakresu tła hydrogeochemicznego serii danych o rozkładach bezwierzchołkowych wykorzystano krzywe kumulacyjne oraz histogramy (tab. 8.4). Ponadto podjęto próbę wyznaczenia przedziału tła hydrogeochemicznego w wodach podziemnych

poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów na podstawie histogramu w skali dziesiętnej, użyto do tego celu histogramów przedstawionych w rozdziale 7 (rys. 7.1 – 7.10).



Rys. 8.1. Diagram ilustrujący zakresy wartości odstających i ekstremalnych przy współczynniku wartości odstających równym 1,5; objaśnienie w tekście.

Tabela 8.4. Metody wyznaczania tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych w zależności od typu rozkładu.

Typ rozkładu	Użyta metoda wyznaczania tła
Rozkład normalny	✓ **Metody graficzne:** • histogram, • krzywa kumulacyjna, • wykres ramkowy (tzw. „skrzynka z wąsami” • wykres kwantylowy ✓ **Metody obliczeniowe:** • $Z \pm 3\times\sigma$, • $Z \pm 1{,}96\times\sigma$, • $Z \pm 1{,}28\times\sigma$ • $M \pm 3\times\sigma_{M,}$ • $M \pm 1{,}96\times\sigma_M$ • $M \pm 1{,}28\times\sigma_M$
Rozkład bezwierzchołkowy	✓ **Metody graficzne:** • histogram, • krzywa kumulacyjna, • wykres ramkowy (tzw. „skrzynka z wąsami”) • wykres kwantylowy

Na wykresach przedstawiających graficzne metody wyznaczania tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów (rys. 8.3, 8.5, 8.7, 8.9, 8.11, 8.13, 8.15, 8.17, 8.19, 8.21, 8.23) granice zakresu tła zaznaczono za pomocą strzałek.

Wartości graniczne obliczonego zakresu lokalnego tła radonu w wodach podziemnych poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów zaokrąglono do wartości całkowitych. Stwierdzono, że dokładoność wyznaczenia granicy tła nie może być taka sama, a w pewnych przypadkach nawet precyzyjniejsza, od dokładoności pojedynczego oznaczenia stężenia radonu.

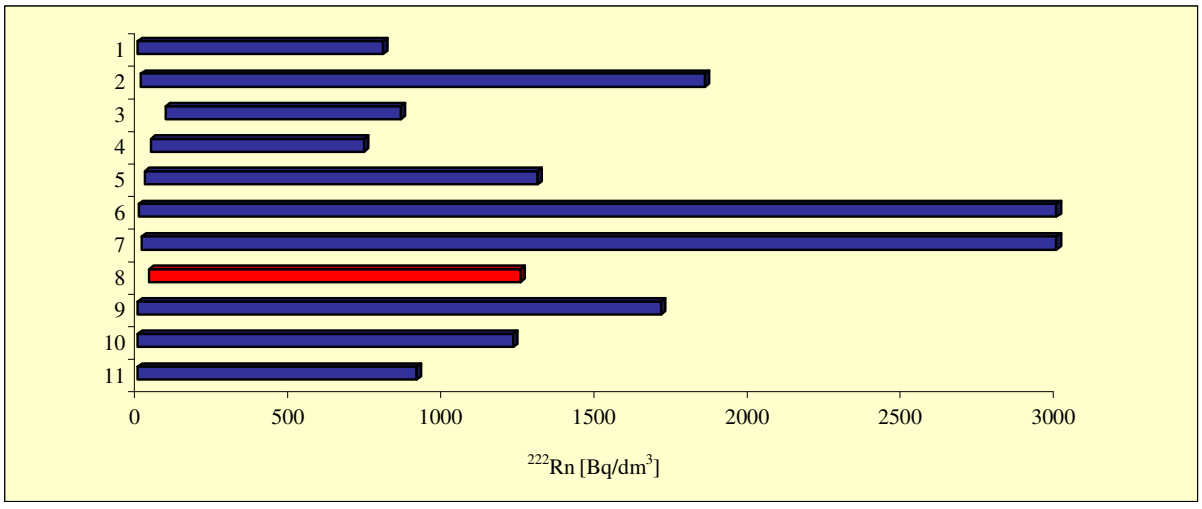
Metamorfik Lądka-Śnieżnika

Tło hydrogeochemiczne radonu w wodzie podziemnej metamorfiku Lądka-Śnieżnika wyznaczono na podstawie 59 danych. Po zlogarytmowaniu wyników sporządzono histogram, krzywą kumulacyjną, wykres ramkowy oraz wykres kwantylowy (rys 8.3). W przypadku analizy wykresu kwantylowego zastosowano zasadę, że tło stanowić będzie 90% wartości, które mają rozkład normalny, czyli leżą na linii prostej. Na wykresie kwantylowym zaznaczono strzałkami zakres wartości, z którego wyznaczono tło hydrogeochemiczne

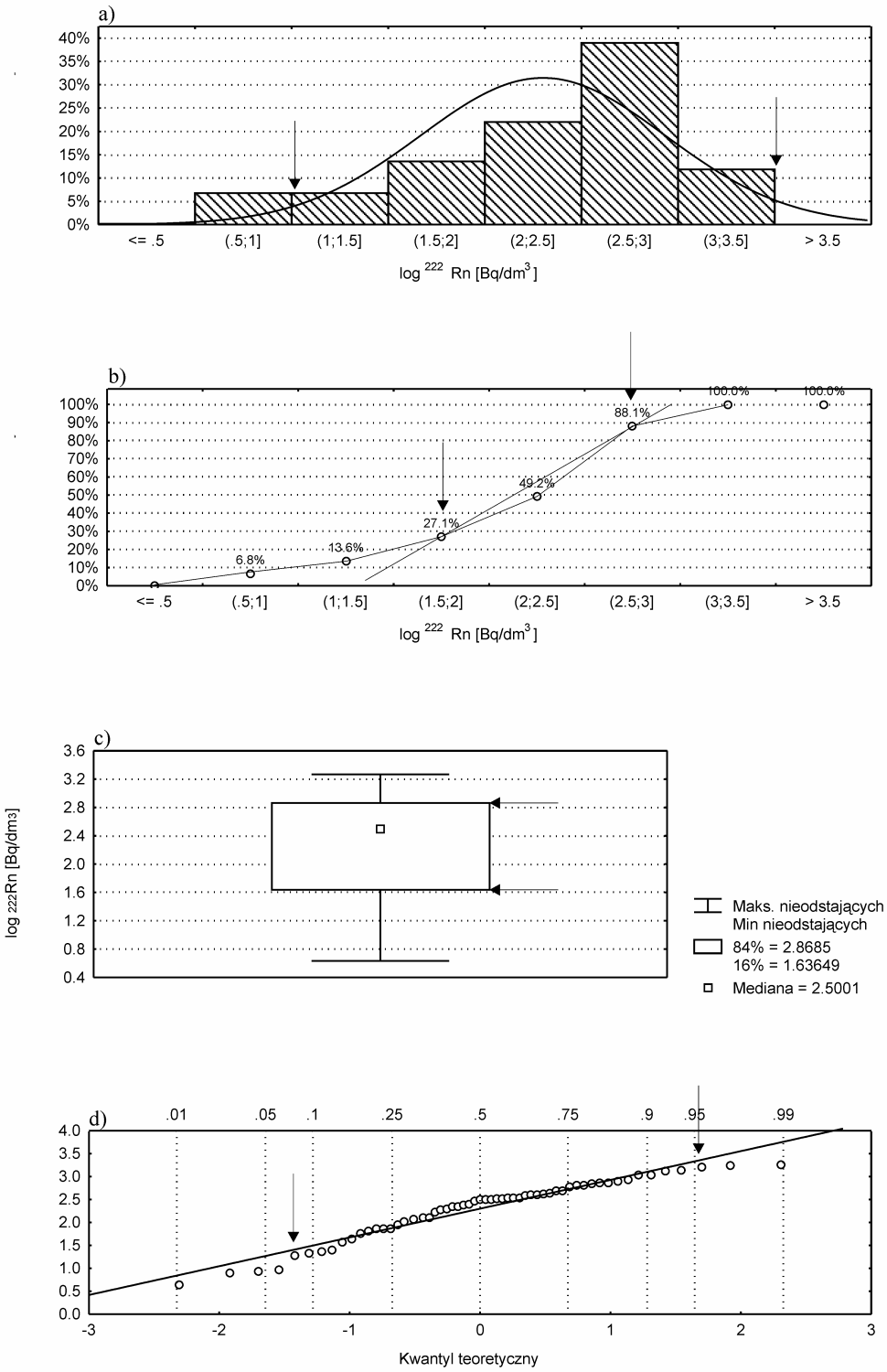
radonu. Do wyznaczenia wartości tła użyto również metod obliczeniowych. Dla danych zlogarytmowanych wyznaczono przedziały wartości charakterystycznych stężenia radonu w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika jako 90%, 95% oraz 99% całości. Dla wartości nie poddanych żadnym działaniom matematycznym przedziały te obliczono używając wartości mediany zamiast średniej (ze względu na lognormalny rozkład danych). Wszystkie wyniki zestawiono w tab. 8.5 oraz na rys. 8.2.

Tabela 8.5. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika wyznaczone różnymi metodami.

Metoda wyznaczania tła	Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]
Histogram	0 ÷ 800
Histogram (dane zlogarytmowane)	10 ÷ 1852
Krzywa kumulacyjna	91 ÷ 859
Wykres ramkowy (16 i 84. percentyl)	43 ÷ 739
Wykres kwartylowy	23 ÷ 1305
$Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	3 ÷ 13426
$Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	14 ÷ 3195
$Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	**36 ÷ 1250**
$M \pm 3\times\sigma_M$	0 ÷ 1708
$M \pm 1{,}96\times\sigma_M$	0 ÷ 1226
$M \pm 1{,}28\times\sigma_M$	0 ÷ 910



Rys. 8.2. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika wyznaczone różnymi metodami, 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy, 5 – wykres kwantylowy, 6 – $Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 7 – $Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 8 – $Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 9 – $M \pm 3\times\sigma_M$, 10 – $M \pm 1{,}96\times\sigma_M$, 11 – $M \pm 1{,}28\times\sigma_M$, (dla przedziału 6 i 7, ze względu na bardzo wysoką górną granicę tła oraz przejrzystość rysunku, przyjęto górną granicę na poziomie 3000 Bq/dm^3).



Rys. 8.3. Metamorfik Lądka-Śnieżnika – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzono, że wszystkie użyte metody dają różne wartości przedziałów tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika. Przyjęto, że najbardziej wiarygodnym wynikiem jest przedział tła wynoszący od 36 do 1250 Bq/dm^3, obliczony za pomocą wzoru $Z \pm 1{,}28 \times \sigma$, gdzie: Z jest wartością średnią obliczoną dla danych po zlogarytmowaniu, natomiast σ stanowi odchylenie standardowe dla tego zbioru. Przedział ten stanowi 90% całego zbioru danych. Jest to bardzo prosta metoda obliczania tła, wymaga jednak normalnego rozkładu danych bądź też takich przekształceń danych, aby taki rozkład uzyskać. Przyjęcie przedziału wartości tła hydrogeochemicznego na podstawie interpretacji wykresów daje zbyt dużą możliwość popełnienia błędów. Zbyt duża rozbieżność interpretacji oraz zupełnie subiektywne podejście do danych nie pozwala uznać tych metod za dobre. Można ich użyć wyłącznie w przypadku, kiedy nie ma możliwości użycia innych – bardziej wiarygodnych metod. Wyznaczenie tła przy użyciu mediany oraz odchylenia standardowego, w którym zamiast wartości średniej użyto mediany, również nie daje zadowalających wyników. Nie można określić dolnej granicy tła, ze względu na zbyt duży rozstęp danych. Dobrą metodą jest natomiast metoda 16. i 86. percentyla, która jest ona precyzyjna i jednoznaczna. Obliczony za pomocą percentyli przedział danych stanowi 68% całości wyników. Zastosowanie tej metody jest jednak ryzykowne, gdyż może prowadzić do odrzucenia danych, które należą do tła.

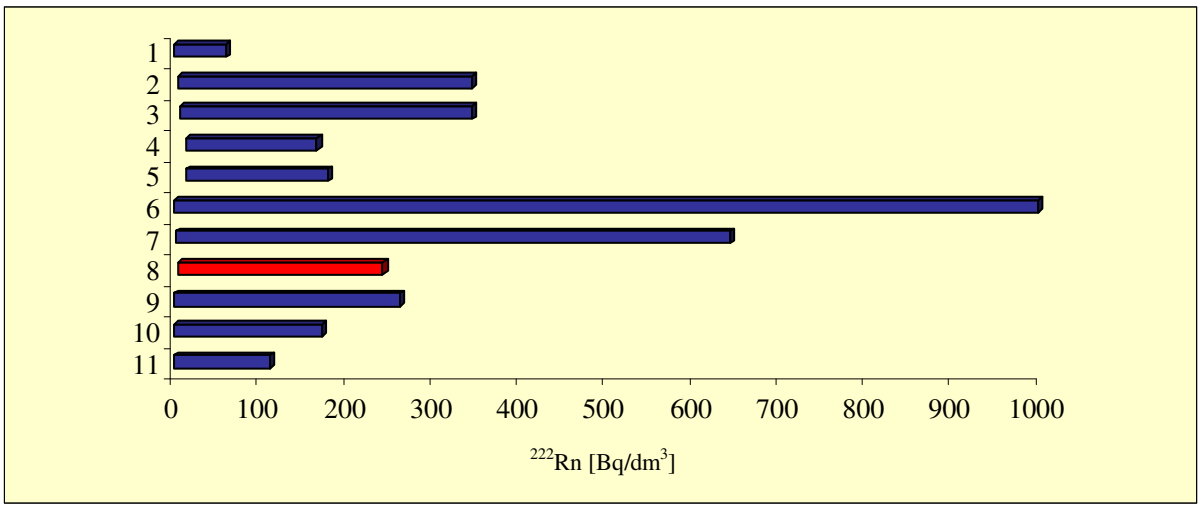
Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka

W wodach podziemnych intruzji kłodzko-złotostockiej wyznaczono tło hydrogeochemiczne na podstawie 32 danych. Podobnie jak w przypadku wyników pomiaru stężenia radonu w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika do wyznaczania tła użyto metod graficznych oraz obliczeniowych. Wyniki uzyskane za pomocą metod graficznych przedstawione są na rys. 8.5. Użyte do obliczenia tła wartości stężenia radonu były uprzednio poddane transformacji logarytmicznej. Tło obliczono również używając wartości mediany zamiast średniej oraz zastępując we wzorze na odchylenie standardowe wartość średnią medianą. W ten sposób uzyskano przedziały wartości tła, które w bardziej wiarygodny sposób odzwierciedlają zakres wartości charakterystycznych. Nie można jednak za pomocą tej metody wyznaczyć anomalii ujemnych. Dolna granica tła została wyznaczona za pomocą metod graficznych oraz pozostałych metod obliczeniowych. Wszystkie uzyskane wyniki przedstawiono w tab. 8.6 i na rys. 8.4. Ostatecznie przyjęto wartość tła

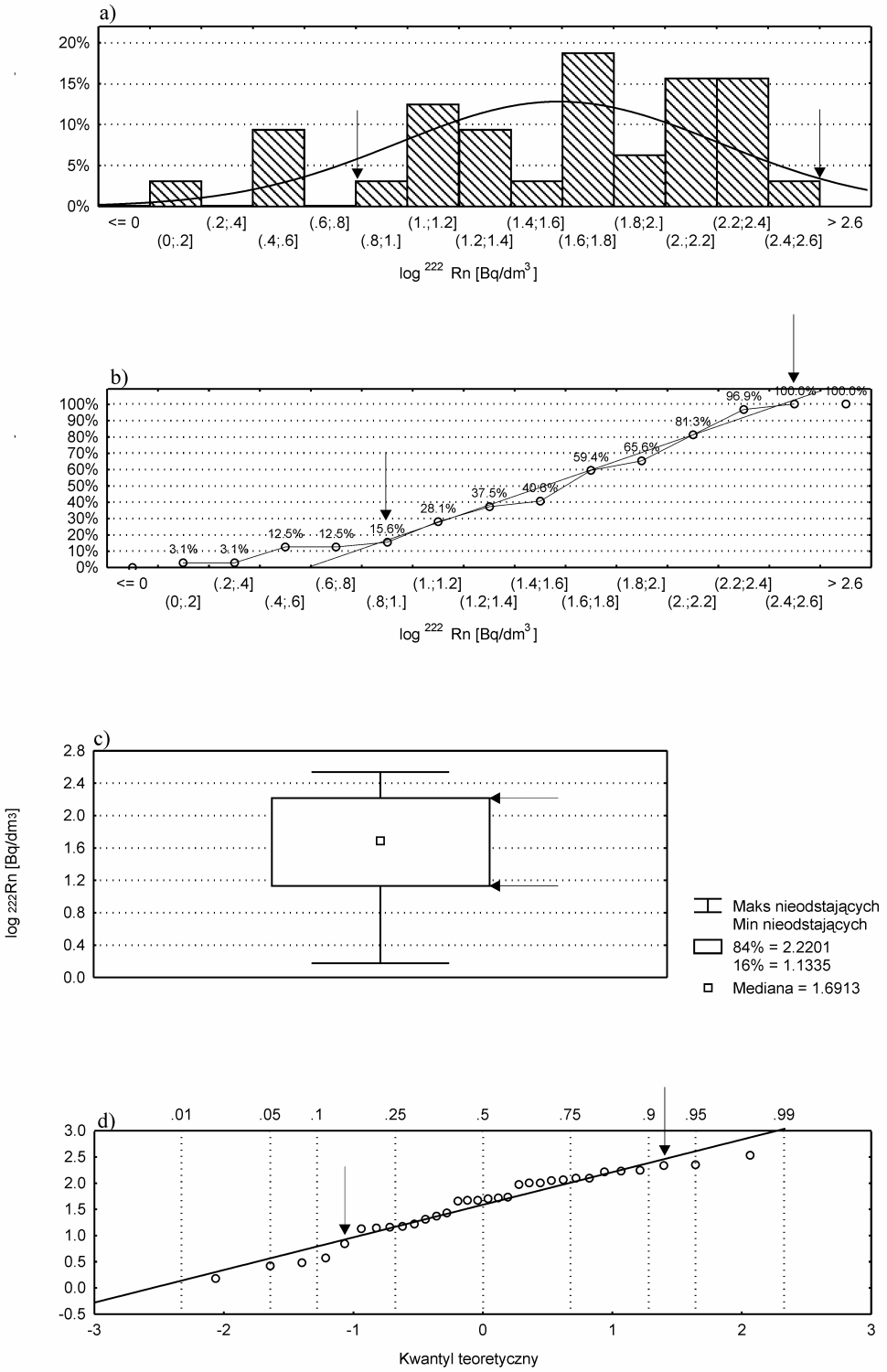
hydrogeochemicznego w intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej od 6 do 242 Bq/dm^3. Wartości mniejsze oraz większe od przedstawionego zakresu stanowią anomalie ujemne oraz dodatnie.

Tabela 8.6. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej wyznaczone różnymi metodami.

Metoda wyznaczania tła	Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]
Histogram	0 ÷ 60
Histogram (dane zlogarytmowane)	6 ÷ 344
Krzywa kumulacyjna	7 ÷ 344
Wykres ramkowy (16 i 84. percentyl)	14 ÷ 166
Wykres kwantylowy	14 ÷ 178
$Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	1 ÷ 2854
$Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	2 ÷ 642
$Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	**6 ÷ 242**
$M \pm 3\times\sigma_M$	0 ÷ 262
$M \pm 1{,}96\times\sigma_M$	0 ÷ 171
$M \pm 1{,}28\times\sigma_M$	0 ÷ 112



Rys. 8.4. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej wyznaczone różnymi metodami, 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy, 5 – wykres kwantylowy, 6 – $Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 7 – $Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 8 – $Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 9 – $M \pm 3\times\sigma_M$, 10 – $M \pm 1{,}96\times\sigma_M$, 11 – $M \pm 1{,}28\times\sigma_M$; (dla przedziału 6, ze względu na bardzo wysoką górną granicę tła oraz przejrzystość rysunku, przyjęto górną granicę na poziomie 1000 Bq/dm^3).



Rys. 8.5. Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

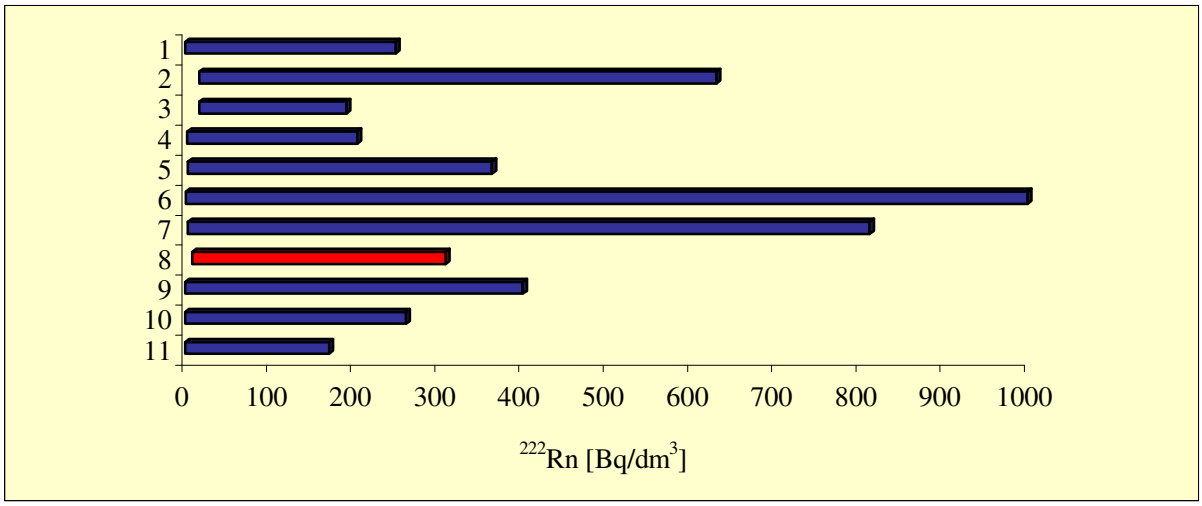
Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich

Tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich wyznaczono używając tych samych narzędzi, jakich użyto w przypadku wyznaczania tła w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika oraz intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej. Liczebność zbioru analizowanych danych wynosi 36. Wszystkie uzyskane wyniki przedstawiono w tab. 8.7 oraz na rys. 8.6. Użyte metody graficzne zaprezentowano na rys. 8.7.

Na podstawie przeprowadzonych analiz i obliczeń przyjęto, że wartość tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich wynosi od 8 do 309 Bq /dm^3. Jest to przedział uzyskany za pomocą metody obliczeniowej opartej na wartości średniej oraz odchyleniu standardowym. Dane poddane tej analizie były zlogarytmowane. Pozwoliło to uzyskać przedział wartości charakterystycznych, czyli tła wraz z wartościami anomalnie niskimi oraz anomalnie wysokimi.

Tabela 8.7. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich wyznaczone różnymi metodami.

Metoda wyznaczania tła	**Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]**
Histogram	0 ÷ 250
Histogram (dane zlogarytmowane)	16 ÷ 631
Krzywa kumulacyjna (dane zlogarytmowane)	16 ÷ 191
Wykres ramkowy (16 i 84. percentyl) (dane zlogarytmowane)	2 ÷ 204
Wykres kwartylowy (dane zlogarytmowane)	3 ÷ 364
$Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	1 ÷ 3162
$Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	3 ÷ 813
$Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	**8 ÷ 309**
$M \pm 3\times\sigma_M$	0 ÷ 401
$M \pm 1{,}96\times\sigma_M$	0 ÷ 262
$M \pm 1{,}28\times\sigma_M$	0 ÷ 171



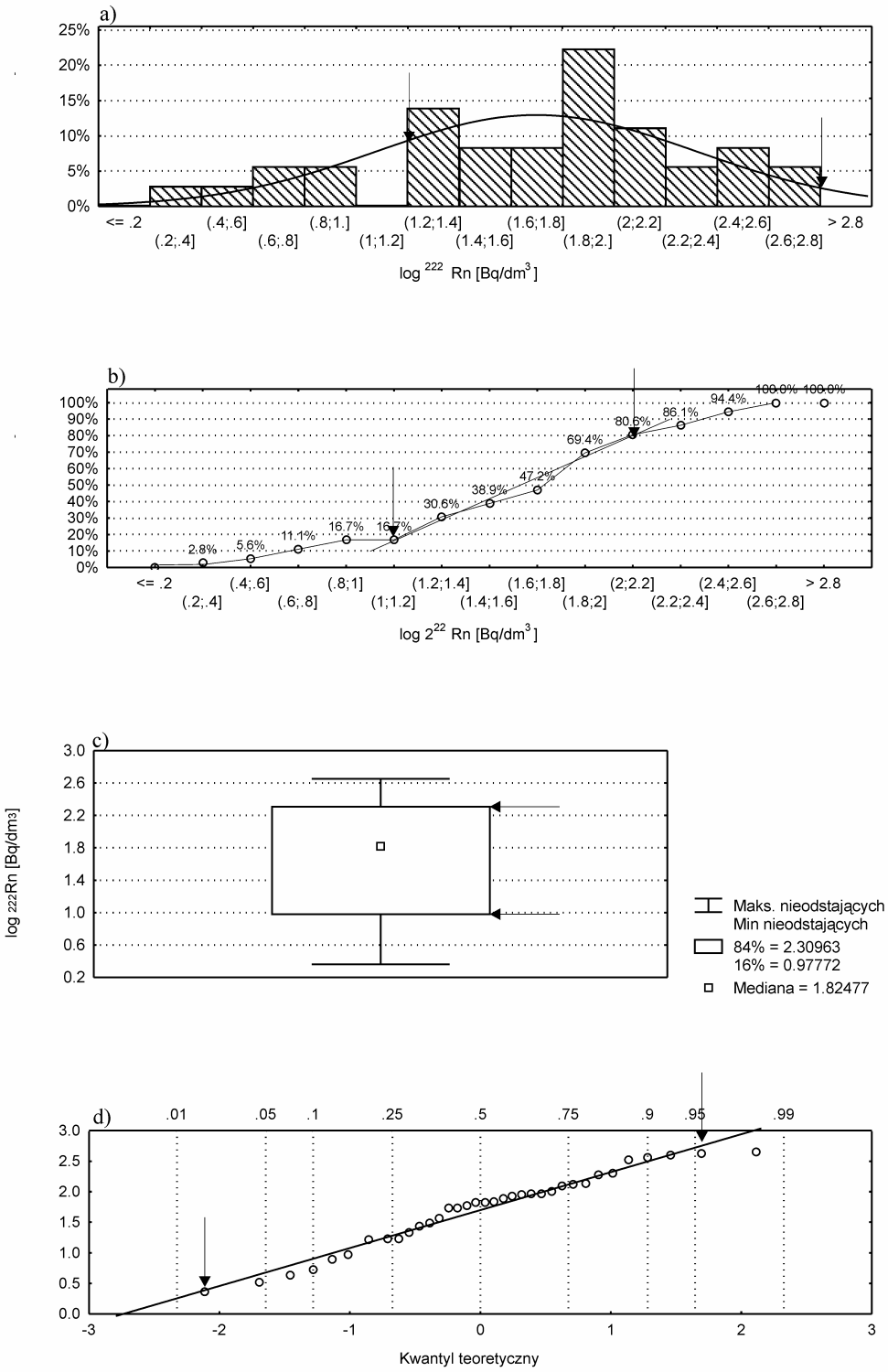
Rys. 8.6. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich wyznaczone różnymi metodami, 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy, 5 – wykres kwantylowy, 6 – $Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 7 – $Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 8 – $Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 9 – $M \pm 3\times\sigma_M$, 10 – $M \pm 1{,}96\times\sigma_M$, 11 – $M \pm 1{,}28\times\sigma_M$, (dla przedziału 6, ze względu na bardzo wysoką górną granicę tła oraz przejrzystość rysunku, przyjęto górną granicę na poziomie 1000 Bq/dm^3).

Metamorfik kłodzki

Wartość tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych metamorfiku kłodzkiego jest trudna do wyznaczenia ze względu na małą liczbę danych. Stężenie radonu oznaczone w sześciu punktach pomiarowych waha się od 2,2 do 13,8 Bq/dm^3. Nie stwierdzono występowania wartości odstających ani ekstremalnych w przedstawionym przedziale danych. W związku z tym przyjęto, że przedział ten należy do wartości charakterystycznych, czyli do tła hydrogeochemicznego.

Struktura bardzka

W wodach podziemnych struktury bardzkiej wyznaczenie tła hydrogeochemicznego radonu sprawia pewne trudności. Liczba punktów pomiarowych, a zarazem analizowanych wyników wynosi 19. Jest to zbyt mało, aby przedział wartości charakterystycznych wyznaczyć za pomocą metod obliczeniowych. Dodatkowo uzyskane dane mają rozkład bezwierzchołkowy. Metodami jakie można zastosować w tym przypadku jest analiza histogramu oraz krzywej kumulacyjnej. Histogram dla danych stężenia radonu w wodach podziemnych struktury bardzkiej znajduje się w rozdziale 7.2 (rys. 7.4). Na podstawie przedstawionego histogramu najprościej jest stwierdzić, że tło hydrogeochemiczne radonu zawiera się w najliczniejszym przedziale od 0 do 25 Bq/dm^3.



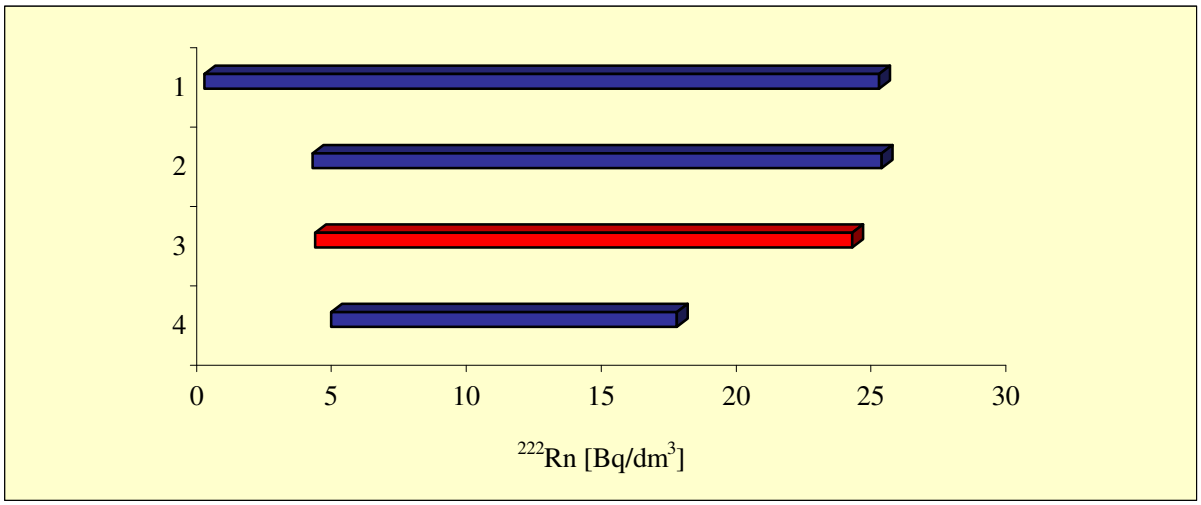
Rys. 8.7. Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

Krzywa kumulacyjna (rys. 8.9) sporządzona dla wartości zlogarytmowanych ma bardzo nieregularny kształt. Na jej podstawie wyznaczono przedział wartości charakterystycznych od 4 do 24 Bq/dm^3. Próba wyznaczenia tła hydrogeochemicznego na podstawie wykresu ramkowego dała wynik w przedziale od 5 ÷ 18 Bq/dm^3. Wszystkie wyznaczone przedziały zestawiono w tab. 8.8 oraz na rys. 8.8. Dolna granica tła jest podobna, jak w przypadku tła wyznaczonego za pomocą krzywej kumulacyjnej. Przedział tła wyznaczony na podstawie 16. i 84. kwantyla jest zbyt wąski i istnieje ryzyko, że wartości tła będą uznane za wartości anomalne. Bezpieczniej jest w tym przypadku, przy niewielkiej liczbie danych, przyjąć wartość tła hydrogeochemicznego radonu wyznaczoną na podstawie krzywej kumulacyjnej oraz histgramu. Jak już wspominano, wszystkie metody oparte na analizie wykresów, są raczej metodami intuicyjnymi. Niemniej jednak po odrzuceniu wartości odstających górna granica tła powinna być w miarę możliwości symetryczna do dolnej, przy założeniu że oś symetrii stanowi wartość średnia. W tym przypadku dolną granicę stanowi 5. centyl, natomiast górną centyl 95. Tło stanowi 90% całości danych. Analiza wykresu kwantylowego nie przyniosła odpowiedzi o zakres tła. Wartości położone są w znacznej odległości od prostej, co oznacza, że nie mają one rozkładu normalnego, który stanowi punkt wyjścia do dalszej analizy. Usunięcie wartości najbardziej odstających jest niemożliwe z powodu i tak niewielkiej liczby danych. Na podstawie danych stężenia radonu pochodzących z wód podziemnych struktury bardzkiej nie można wyznaczyć zakresu danych o rozkładzie normalnym, czyli wykres kwantylowy nie jest w tym przypadku odpowiednim narzędziem do wyznaczenia tła.

Ostatecznie przyjęto wartość tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych struktury bardzkiej na poziomie od 4 do 24 Bq/dm^3.

Tabela 8.8. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych struktury bardzkiej wyznaczone różnymi metodami.

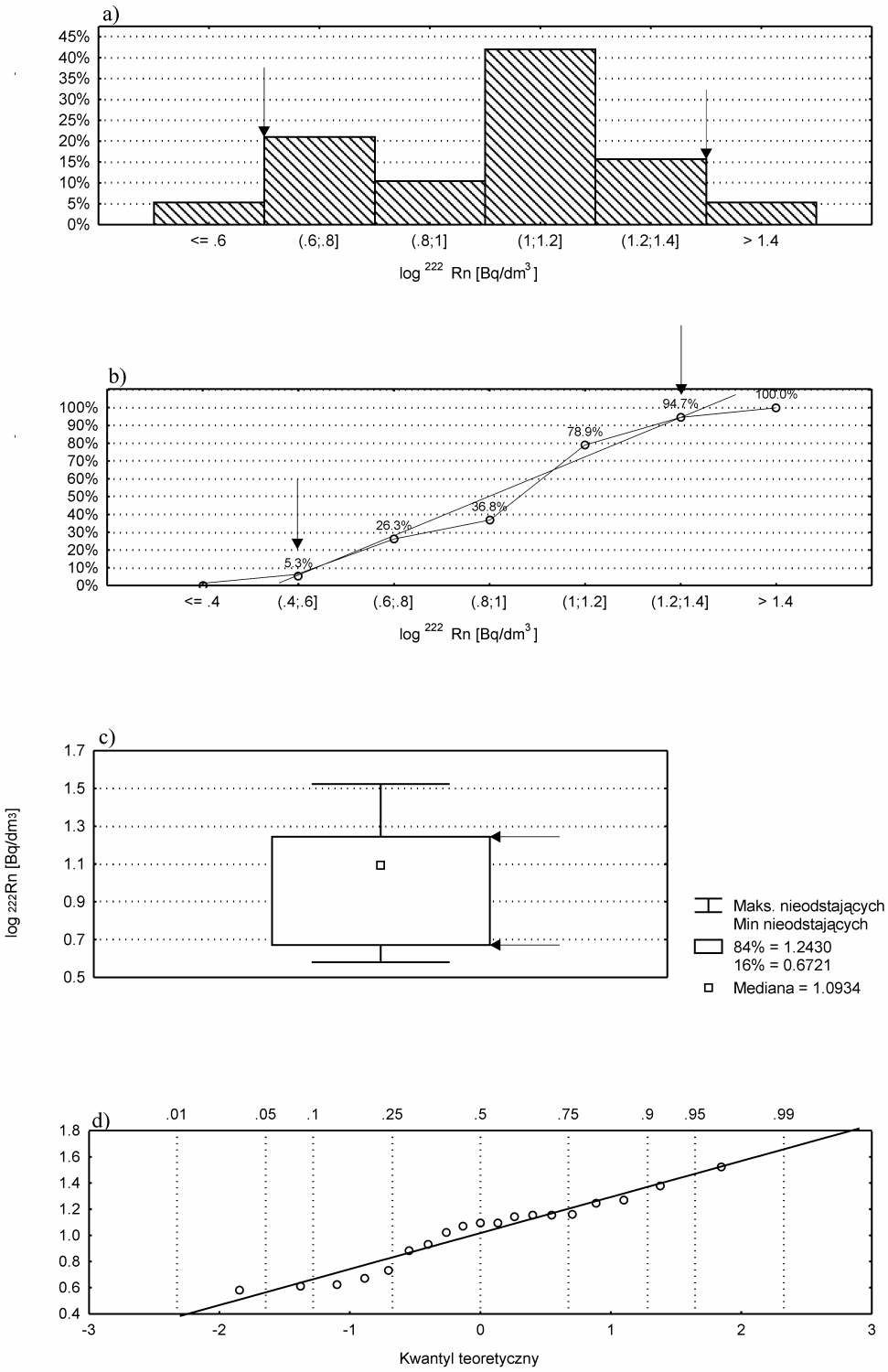
Metoda wyznaczania tła	**Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]**
Histogram	0 ÷ 25
Histogram (dane zlogarytmowane)	4 ÷ 25
Krzywa kumulacyjna	**4 ÷ 24**
Wykres ramkowy (16 i 84. percentyl)	5 ÷ 18
Wykres kwantylowy	-



Rys. 8.8. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych struktury bardzkiej wyznaczone różnymi metodami: 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy.

Kra sowiogórska

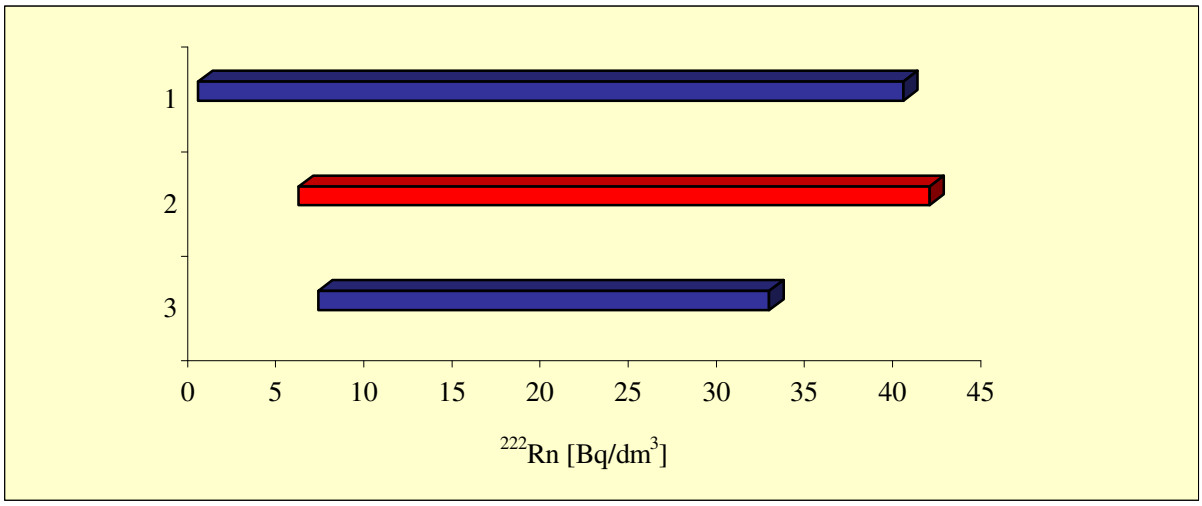
Liczba danych, po odrzuceniu wartości odstającej, wynosi 20. Tak samo, jak w przypadku wyznaczania tła hydrogeochemicznego radonu w strukturze bardzkiej, posłużono się metodami graficznymi. Na podstawie histogramu (rys. 7.5) wyznaczono tło hydrogeochemiczne radonu w przedziale od 0 do 40 Bq/dm^3. Po przekształceniu logarytmicznym danych próba wyznaczenia tła polegała na ponownym przedstawieniu danych w postaci histogramu oraz za pomocą krzywej kumulacyjnej, wykresu ramkowego oraz sprawdzeniu na wykresie kwantylowym, czy ewentualne usunięcie skrajnych danych pozwoli uzyskać rozkład normalny. Na podstawie histogramu nie wyznaczono zakresu wartości tła. Również analiza wykresu kwantylowego skończyła się niepowodzeniem, którego głównym źródłem jest mała liczba danych. Próba ta powiodła się jednak przy zastosowaniu krzywej kumulacyjnej (rys. 8.11). Tło stanowi na krzywej wartość od 15 do 85% całości, liczbowo dolną i górną granicę tła określają wartości 6 oraz 47 Bq/dm^3 (tab. 8.9). Wszystkie wyznaczone przedziały tła hydrogeochemicznego radonu przedstawiono na rys. 8.10.



Rys. 8.9. Struktura bardzka – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

Tabela 8.9. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych kry gnejsowej Gór Sowich wyznaczone różnymi metodami

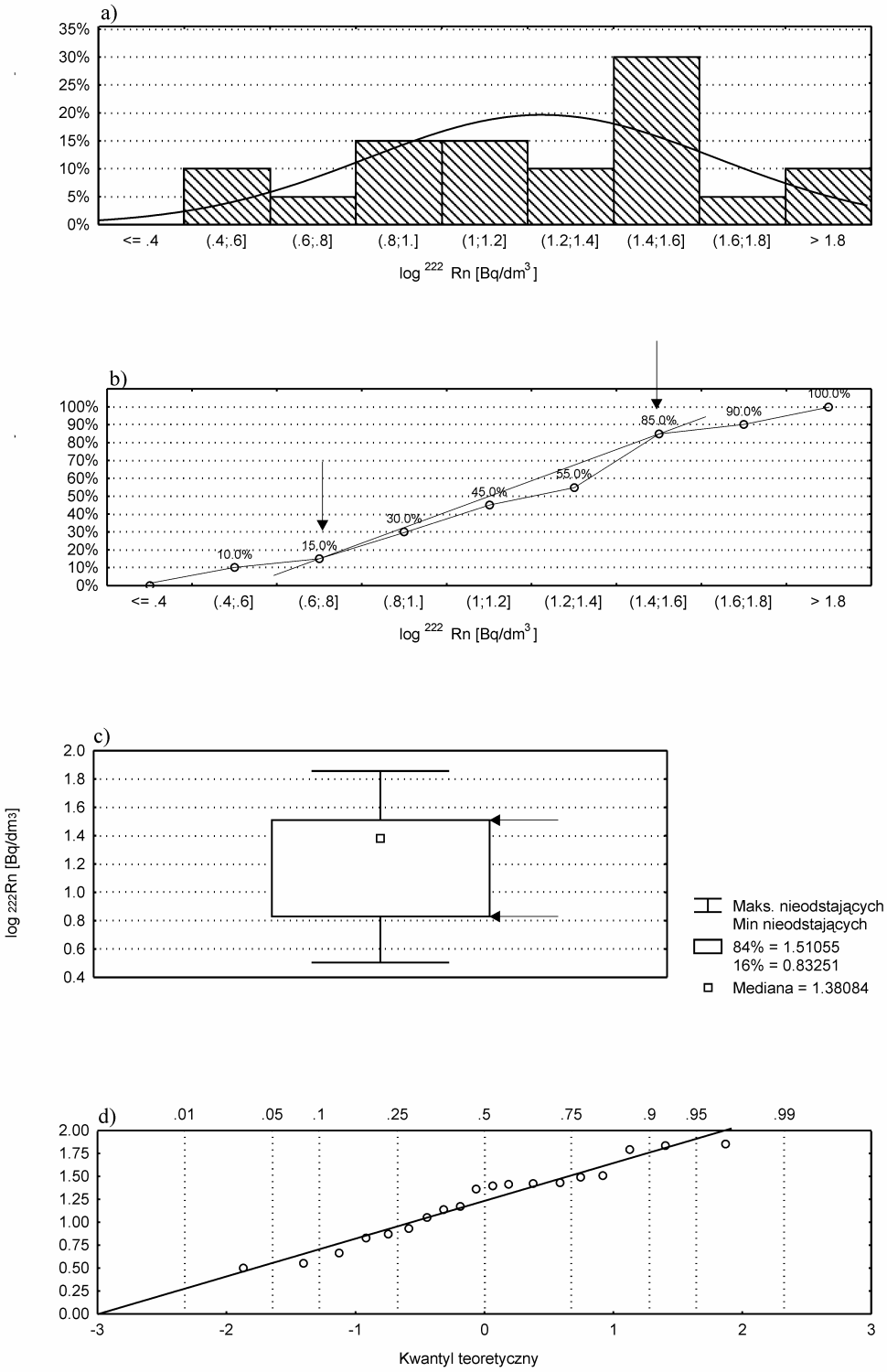
Metoda wyznaczania tła	Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]
Histogram	0 ÷ 40
Histogram (dane zlogarytmowane)	-
Krzywa kumulacyjna	**6 ÷ 47**
Wykres ramkowy (16 i 84. percentyl)	7 ÷ 32
Wykres kwantylowy	-



Rys. 8. 10. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych kry gnejsowej Gór Sowich wyznaczone różnymi metodami, 1 – histogram, 2 – krzywa kumulacyjna, 3 – wykres ramkowy.

Niecka śródsudecka

Analiza danych stężenia radonu w wodach podziemnych niecki śródsudeckiej pozwoliła wyznaczyć tło hydrogeochemiczne za pomocą metod graficznych (rys 8.13), jak i obliczeniowych. W rezultacie uzyskano kilka, znacznie różniących się od siebie, przedziałów wartości tła hydrogeochemicznego radonu (tab. 8.10). Zgodne wartości uzyskano za pomocą analizy krzywej kumulacyjnej, wykresu kwartylowego oraz wartości średniej ze zbioru danych uzyskanych w wyniku przekształcenia logarymicznego powiększonego i pomniejszonego o 1,28 odchylenia standardowego.

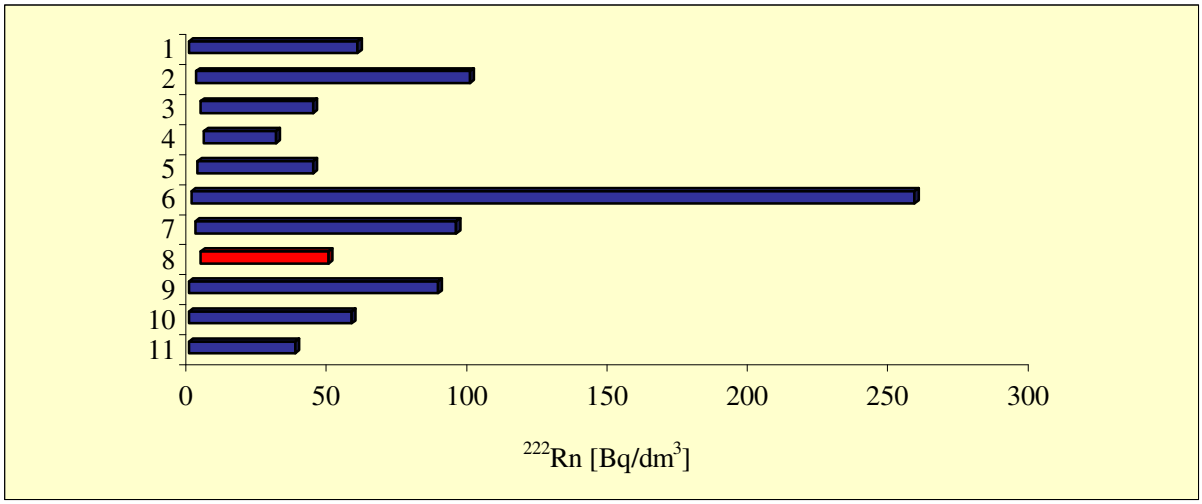


Rys. 8.11. Kra gnejsowa Gór Sowich – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

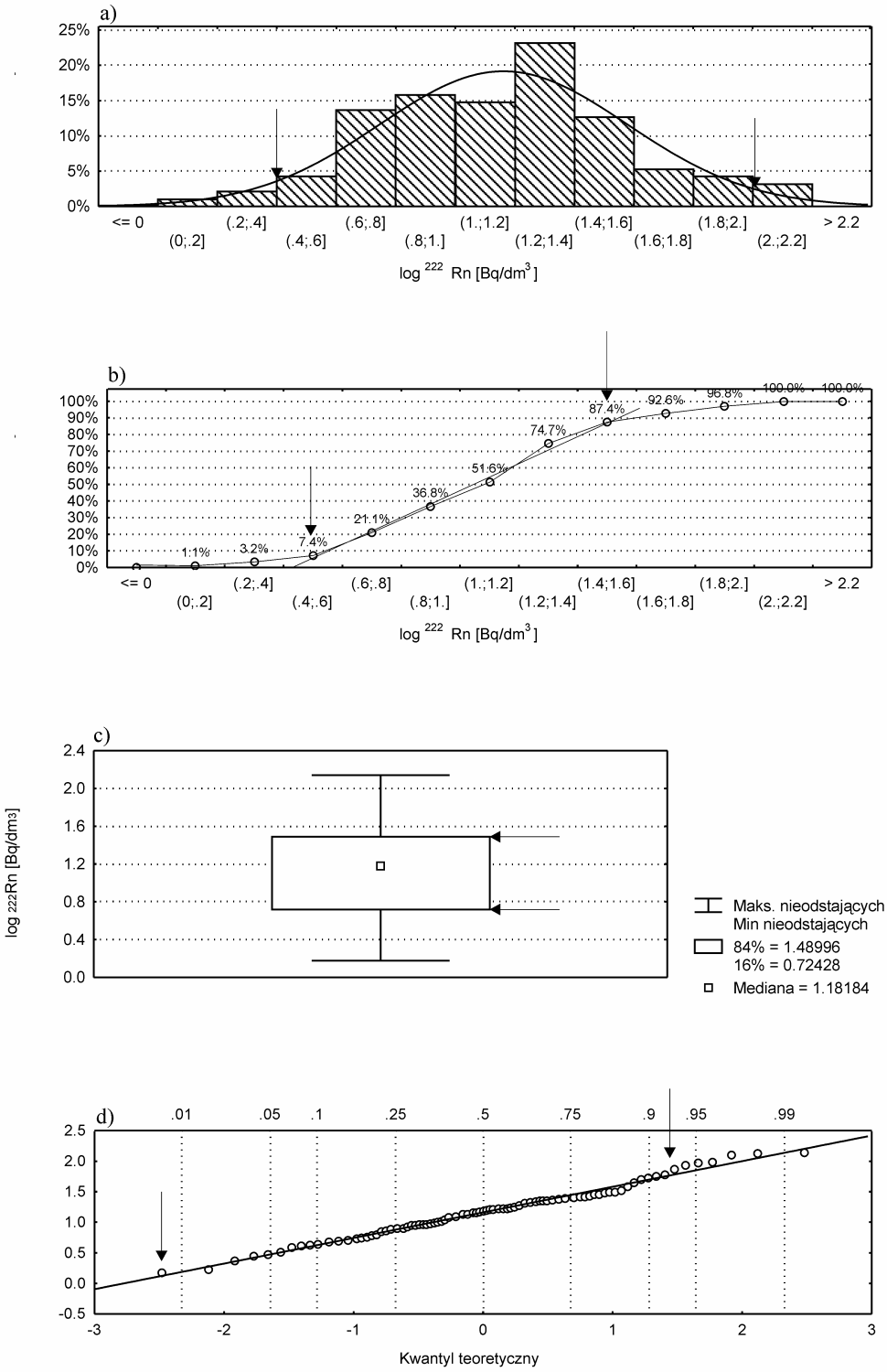
Na podstawie uzyskanych wyników przyjęto, że wartość tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych niecki śródsudeckiej wynosi od 4 do 50 Bq/dm^3. Są to wartości obliczone na podstawie wzoru: $Z \pm 1{,}28\times\sigma$, gdzie Z oznacza wartość średnią, a σ – odchylenie standardowe. W przypadku obliczania tła na podstawie populacji danych o liczebności sięgających 100 (oraz większych), metody obliczeniowe są najbardziej wiarygodne. Wszystkie wyznaczone przedziały tła hydrogeochemicznego radonu przedstawiono na rys. 8.12.

Tabela 8.10. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych niecki śródsudeckiej wyznaczone różnymi metodami

Metoda wyznaczania tła	Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]
Histogram	0 ÷ 60
Histogram (dane zlogarytmowane)	2 ÷ 100
Krzywa kumulacyjna	4 ÷ 44
Wykres ramkowy (16. i 84. percentyl)	5 ÷ 31
Wykres kwartylowy	3 ÷ 44
$Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	1 ÷ 258
$Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	2 ÷ 95
$Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	**4 ÷ 50**
$M \pm 3\times\sigma_M$	0 ÷ 89
$M \pm 1{,}96\times\sigma_M$	0 ÷ 58
$M \pm 1{,}28\times\sigma_M$	0 ÷ 38



Rys. 8.12. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych niecki śródsudeckiej wyznaczone różnymi metodami, 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy, 5 – wykres kwantylowy, 6 – $Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 7 – $Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 8 – $Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 9 – $M \pm 3\times\sigma_M$, 10 – $M \pm 1{,}96\times\sigma_M$, 11 – $M \pm 1{,}28\times\sigma_M$.



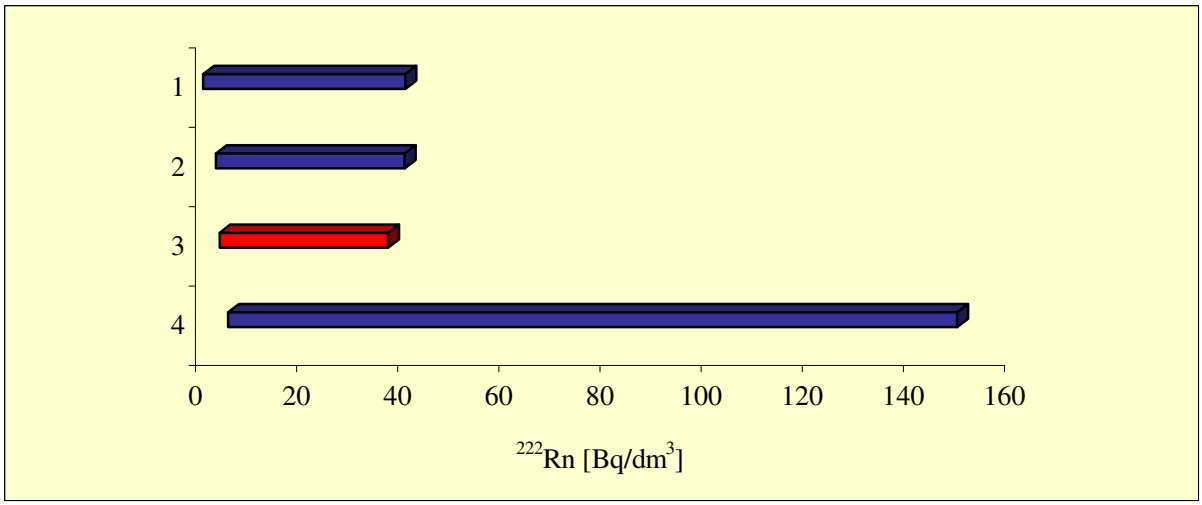
Rys. 8.13. Niecka śródsudecka – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

Metmorfik Rudaw Janowickich

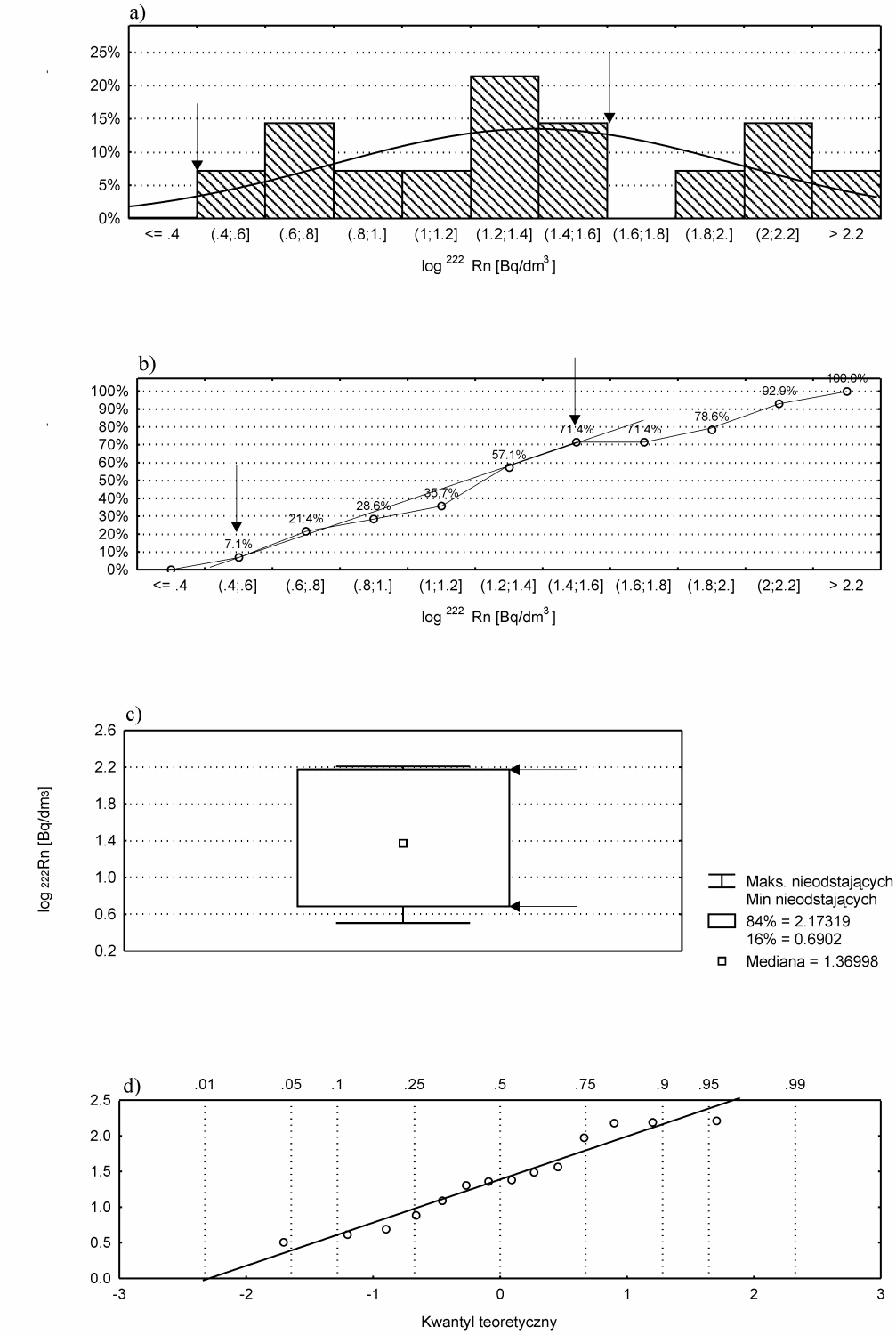
Tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych metamorfiku Rudaw Janowickich wyznaczono na podstawie 16 danych. Liczba ta wykluczyła użycie metod obliczeniowych. Do analizy wyników użyto histogramu (dla danych przed i po przekształceniu logarytmicznym), krzywej kumulacyjnej, wykresu ramkowego oraz wykresu kwantylowego (rys 8.15). Uzyskane wyniki zestawiono w tab. 8.11. Za wartość tła przyjęto przedział wartości uzyskany na podstawie krzywej kumulacyjnej, wynosi on od 3 do 36 Bq/dm^3. Zarówno na histogramie, jak i na krzywej kumulacyjnej widoczny jest podział na dwie subpopulacje danych. Można zatem uznać, że subpopulacja danych o większej liczebności stanowić będzie tło, natomiast dane z subpopulacji mniejszej uznać można za anomalie, w tym przepadku za anomalie dodatnie. Wszystkie wyznaczone przedziały tła hydrogeochemicznego radonu przedstawiono na rys. 8.14.

Tabela 8.11. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku Rudaw Janowickich wyznaczone różnymi metodami

Metoda wyznaczania tła	Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]
Histogram	0 ÷ 40
Histogram (dane zlogarytmowane)	2 ÷ 40
Krzywa kumulacyjna	**3 ÷ 36**
Wykres ramkowy (16 i 84. percentyl)	5 ÷ 149
Wykres kwantylowy	-



Rys. 8.14. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku Rudaw Janowickich wyznaczone różnymi metodami: 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy.



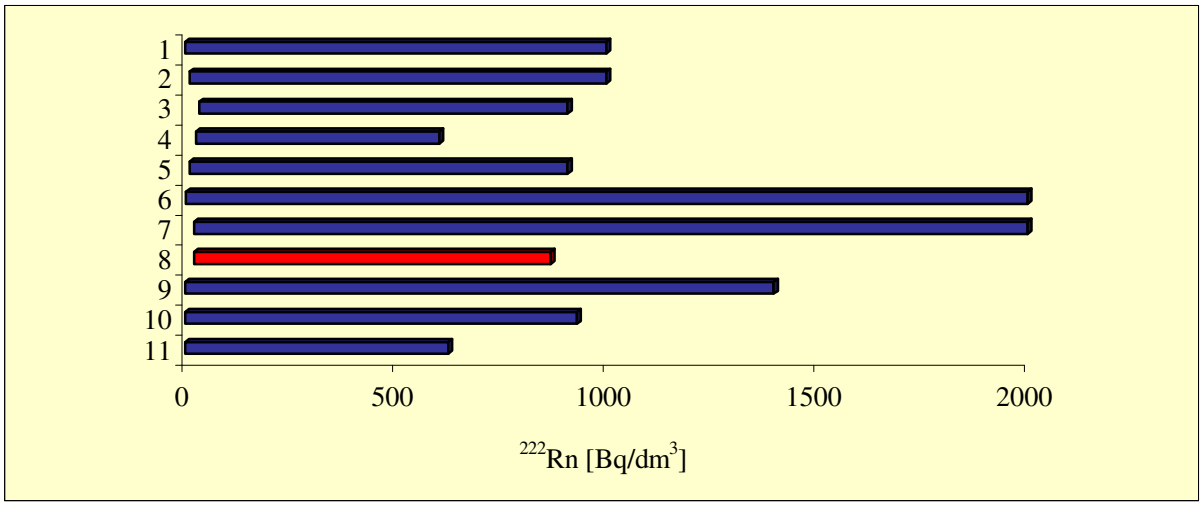
Rys. 8.15. Metamorfik Rudaw Janowickich – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

Granit karkonoski

W granicie karkonoskim tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych granitu karkonoskiego wyznaczono na podstawie 56 danych. Zarówno analiza metod graficznych (rys. 8.17), jak i obliczeniowych dała różne wyniki. Zbliżone wartości tła dały jednak te same metody co we wcześniejszych analizach, a mianowicie wartości uzyskane na podstawie krzywej kumulacyjnej, wykresu kwantylowego oraz przedział wartości obliczony na podstawie wzoru: $Z \pm 1{,}28 \times \sigma$, dla wartości zlogarytmowanych (tab. 8.12). Dolna granica tła hydrogeochemicznego radonu wynosi 21 Bq/dm^3, górna natomiast 868 Bq/dm^3. Poniżej dolnej granicy znajdują się wartości anomalnie niskie, powyżej górnej – anomalnie wysokie. Wszystkie wyznaczone przedziały tła hydrogeochemicznego radonu przedstawiono na rys. 8.16 i w tab. 8.12.

Tabela 8.12. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych granitu karkonoskiego wyznaczone różnymi metodami

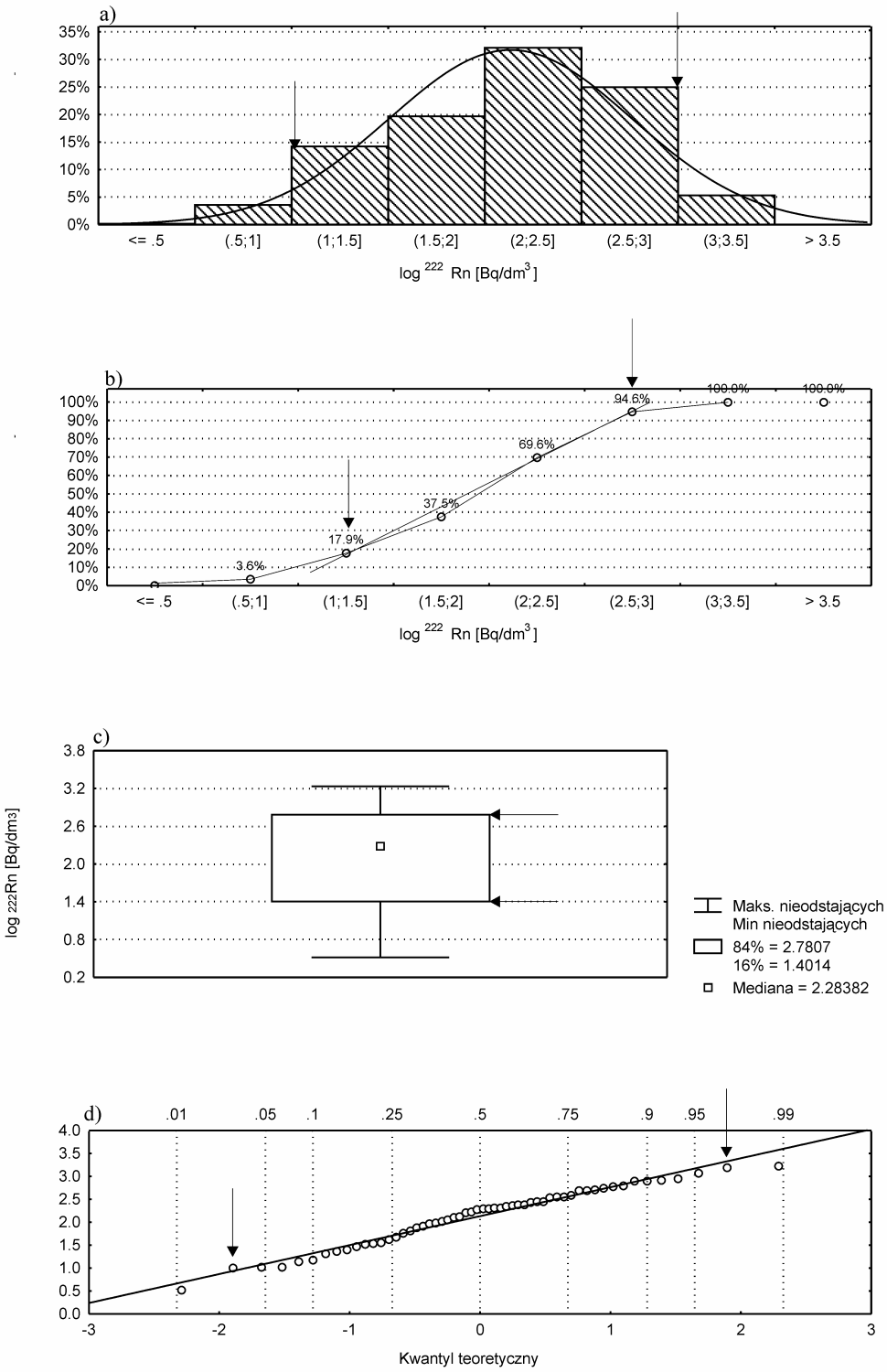
Metoda wyznaczania tła	Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]
Histogram	0 ÷ 1000
Histogram (dane zlogarytmowane)	10 ÷ 1000
Krzywa kumulacyjna	33 ÷ 908
Wykres ramkowy (16. i 84. percentyl)	25 ÷ 604
Wykres kwartylowy	11 ÷ 908
$Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	2 ÷ 10472
$Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	21 ÷ 2323
$Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	**21 ÷ 868**
$M \pm 3\times\sigma_M$	0 ÷ 1397
$M \pm 1{,}96\times\sigma_M$	0 ÷ 930
$M \pm 1{,}28\times\sigma_M$	0 ÷ 625



Rys. 8.16. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych granitu karkonoskiego wyznaczone różnymi metodami, 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy, 5 – wykres kwantylowy, 6 – $Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 7 – $Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 8 – $Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 9 – $M \pm 3\times\sigma_M$, 10 – $M \pm 1{,}96\times\sigma_M$, 11 – $M \pm 1{,}28\times\sigma_M$, (dla przedziału 6 i 7, ze względu na bardzo wysoką górną granicę tła oraz przejrzystość rysunku, przyjęto górną granicę na poziomie 2000 Bq/dm^3).

Metamorfik izerski

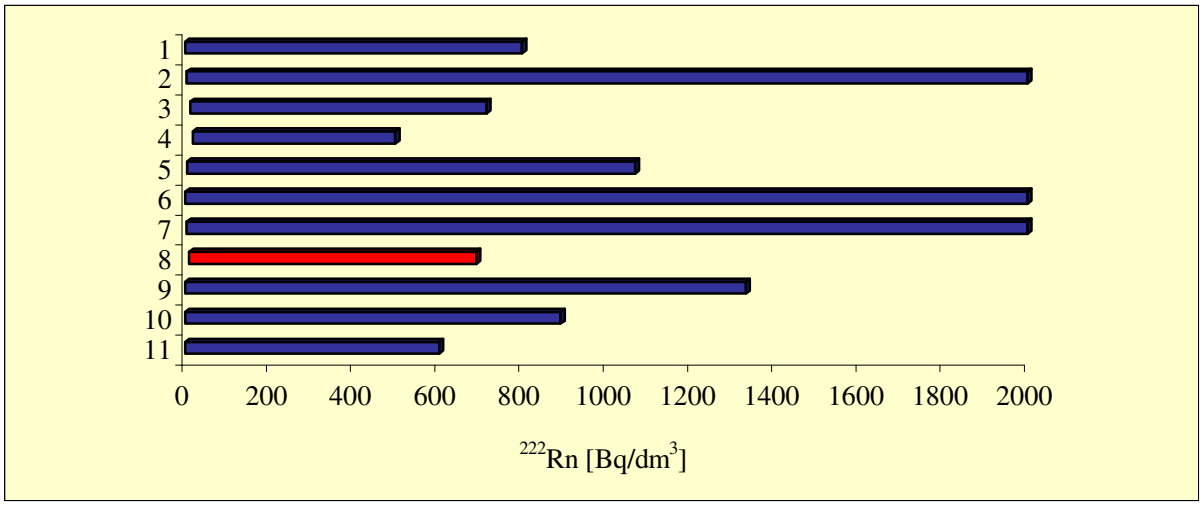
Zbór danych poddanych analizie prowadzącej do wyznaczenia tła hydrogeochemicznego radonu w wadach podziemnych metamorfiku izerskiego wynosi 73. Tło wyznaczono za pomocą metod graficznych (rys 8.19) oraz obliczeniowych. Również w tym przypadku najbardziej wiarygodne wyniki dała metoda oparta na wzorze: $Z \pm 1{,}28\times\sigma$, Wartości tła odpowiadają 90% danych o rozkładzie normalnym. Zbliżone wyniki dała analiza krzywej kumulacyjnej (tab. 8.13). Wartość tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych metamorfiku izerskiego wynosi od 10 do 691 Bq/dm^3. Wszystkie wyznaczone przedziały tła hydrogeochemicznego radonu przedstawiono na rys. 8.18.



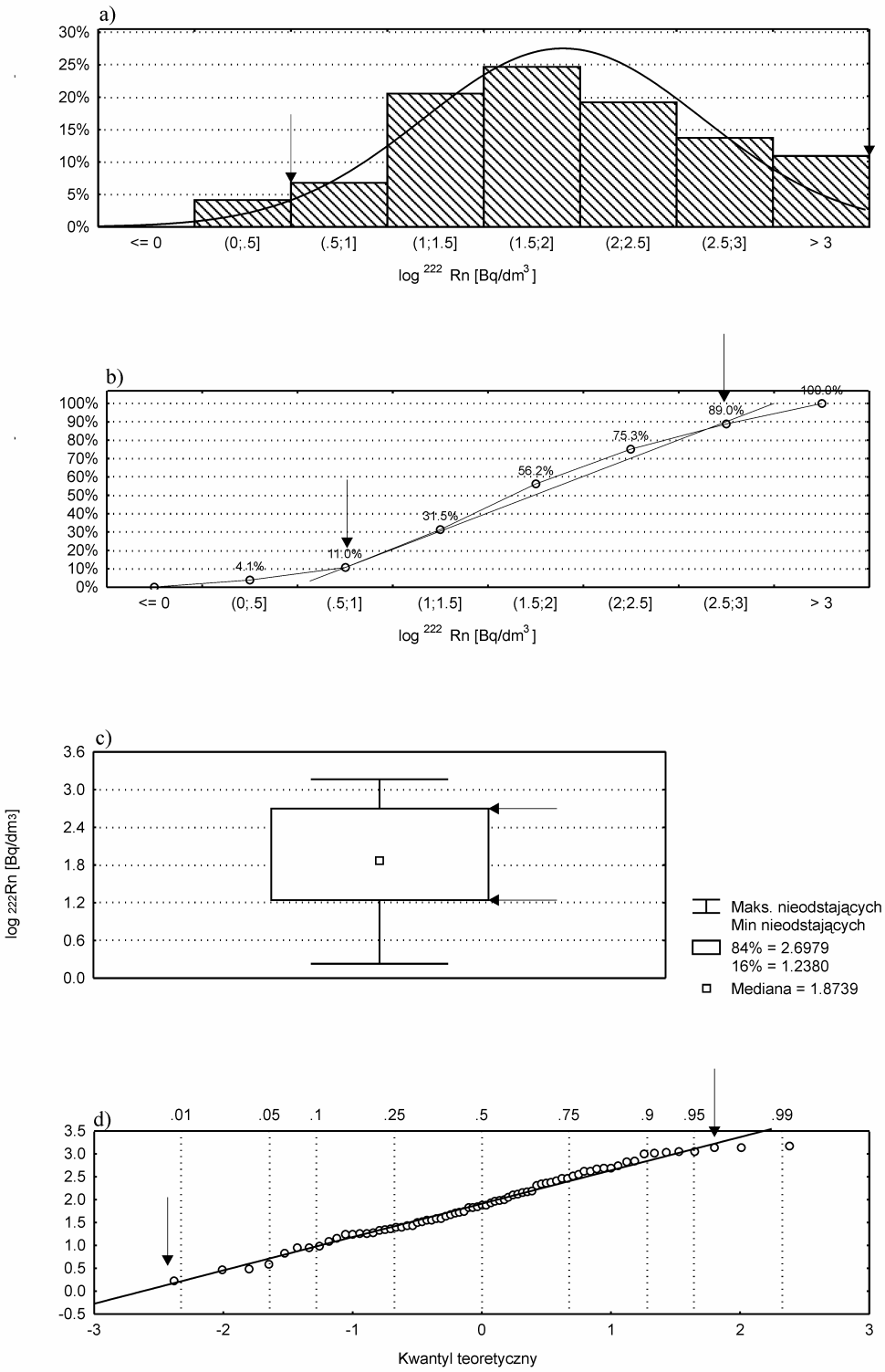
Rys. 8.17. Granit karkonoski – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

Tabela 8.13. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku izerskim wyznaczone różnymi metodami

Metoda wyznaczania tła	Zkres tła lokalnegoradonu [Bq/dm^3]
Histogram	0 ÷ 800
Histogram (dane zlogarytmowane)	3 ÷ 3162
Krzywa kumulacyjna	12 ÷ 716
Wykres ramkowy (16 i 84. percentyl)	17 ÷ 499
Wykres kwartylowy	4 ÷ 1068
Z±3×σ (dane zlogarytmowane)	1 ÷ 12199
Z±1,96×σ (dane zlogarytmowane)	3 ÷ 2150
Z±1,28×σ (dane zlogarytmowane)	**10 ÷ 691**
M±3×σ_M	0 ÷ 1331
M±1,96×σ_M	0 ÷ 891
M±1,28×σ_M	0 ÷ 603



Rys. 8.18. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku izerskim wyznaczone różnymi metodami 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy, 5 – wykres kwantylowy, 6 – Z ± 3×σ (dane zlogarytmowane), 7 – Z ± 1,96×σ (dane zlogarytmowane), 8 – Z ± 1,28×σ (dane zlogarytmowane), 9 – M ± 3×σ_M, 10 – M ± 1,96×σ_M, 11 – M ± 1,28×σ_M, (dla przedziału 2, 6 i 7, ze względu na bardzo wysoką górną granicę tła oraz przejrzystość rysunku, przyjęto górną granicę na poziomie 2000 Bq/dm^3).



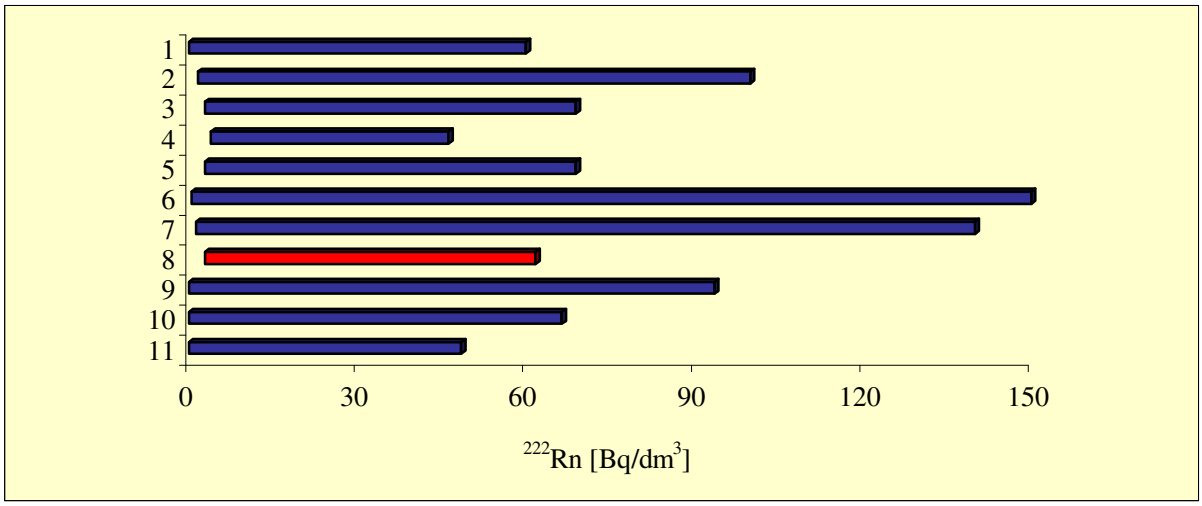
Rys. 8.19. Metamorfik izerski – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

Metamorfik kaczawski

Po weryfikacji danych nie stwierdzono w zbiorze danych stężenia radonu w wodach podziemnych metamorfiku kaczawskiego wartości odstających, ani też wartości ekstremalnych. Tło hydrogeochemiczne radonu wyznaczono za pomocą kilku metod – graficznych (rys. 8.21) oraz obliczeniowych, przy wykorzystaniu 52 wyników. Tak jak w poprzednich przypadkach podobne wartości uzyskano za pomocą metod graficznych, takich jak: analiza krzywej kumulacyjnej i wykresu kwantylowego oraz metody obliczeniowej opartej na średniej pomniejszonej i powiększonej o 1,28 odchylenia standardowego (tab. 8.14). Za zakres tła przyjęto przedział 3 ÷ 62 Bq/dm^3. Jest to zakres wartości charakterystycznych wyznaczony za pomocą metody obliczeniowej, czyli dającej jednoznaczne wyniki, a co z tym idzie bardziej wiarygodnej. Wszystkie wyznaczone przedziały tła hydrogeochemicznego radonu przedstawiono na rys. 8.20 i w tab. 8.14.

Tabela 8.14. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku kaczawskiego wyznaczone różnymi metodami

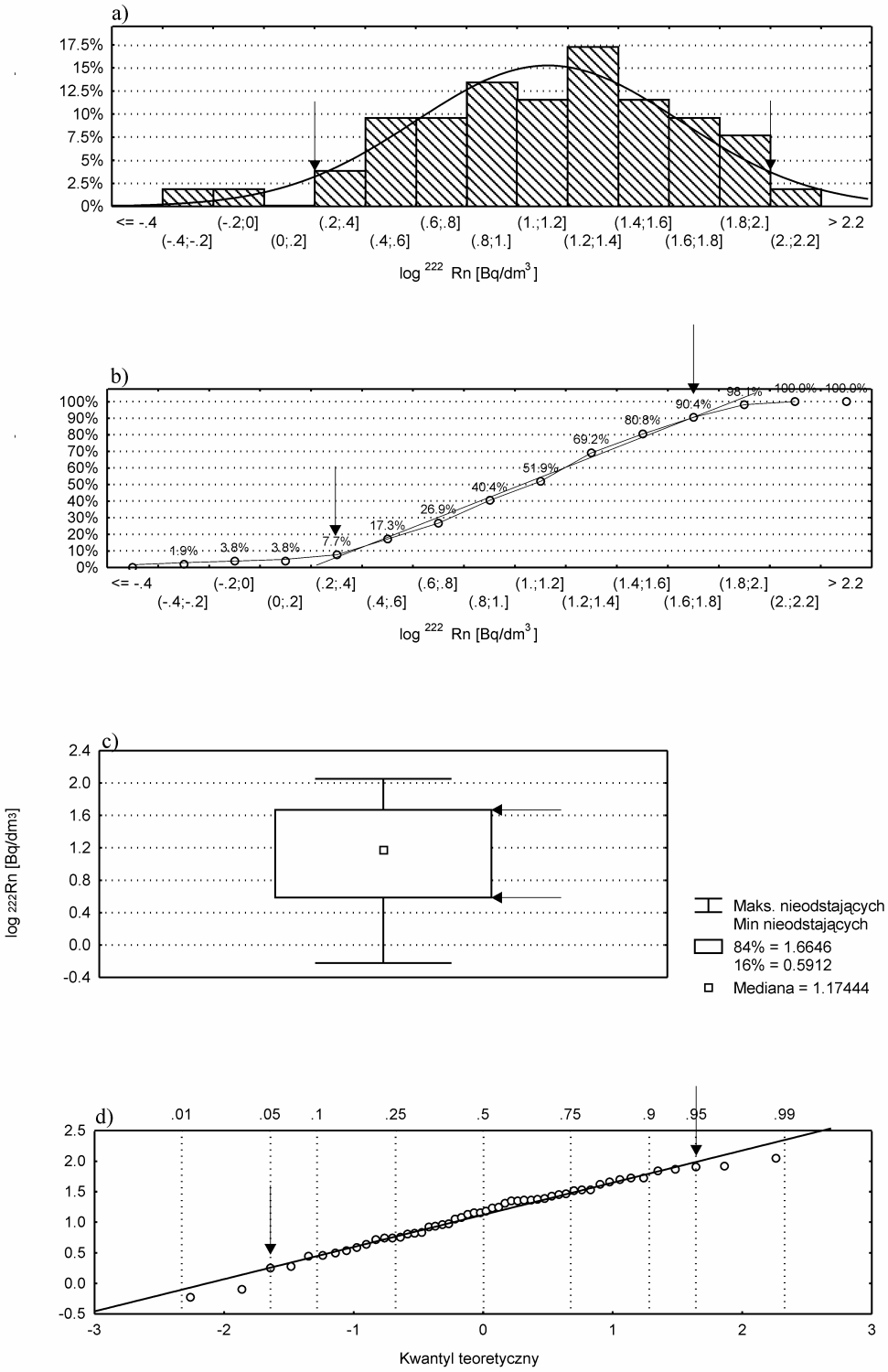
Metoda wyznaczania tła	Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]
Histogram	0 ÷ 60
Histogram (dane zlogarytmowane)	2 ÷ 100
Krzywa kumulacyjna	3 ÷ 69
Wykres ramkowy (16 i 84. percentyl)	4 ÷ 46
Wykres kwartylowy	3 ÷ 69
$Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	1 ÷ 489
$Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	1 ÷ 140
$Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	**3 ÷ 62**
$M \pm 3\times\sigma_M$	0 ÷ 94
$M \pm 1{,}96\times\sigma_M$	0 ÷ 66
$M \pm 1{,}28\times\sigma_M$	0 ÷ 48



Rys. 8.20. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych metamorfiku kaczawskiego wyznaczone różnymi metodami, 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy, 5 – wykres kwantylowy, 6 – $Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 7 – $Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 8 – $Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 9 – $M \pm 3\times\sigma_M$, 10 – $M \pm 1{,}96\times\sigma_M$, 11 – $M \pm 1{,}28\times\sigma_M$, (dla przedziału 6, ze względu na bardzo wysoką górną granicę tła oraz przejrzystość rysunku, przyjęto górną granicę na poziomie 150 Bq/dm^3).

Niecka północnosudecka

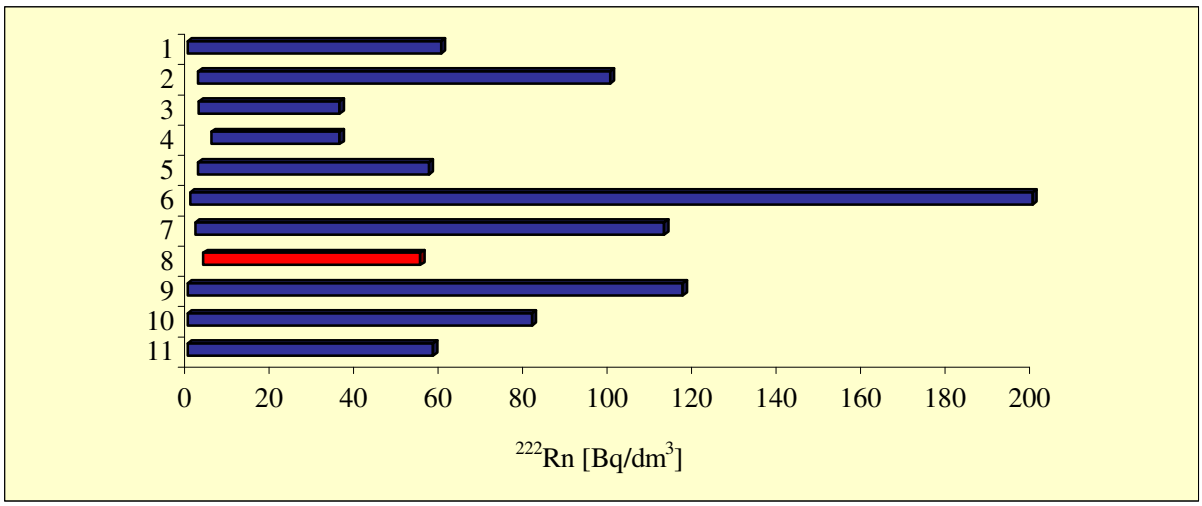
Na podstawie 51 wartości stężenia radonu w wodach podziemnych niecki północnosudeckiej przeprowadzono analizę, za pomocą metod graficznych (rys. 8.23), jak i obliczeniowych, prowadzącą do wyznaczenia tła hydrogeochemicznego. Uzyskane wyniki znajdują się w tab. 8.15. Stwierdzono, podobnie jak w poprzednich analizach, że najbardziej wiarygodny zakres wartości tła uzyskano na podstawie metody obliczeniowej. Przyjęto, ze wartości tła stanowią 90% zakresu danych poddanych analizie. Dolna granica tła wynosi 4 Bq/dm^3, natomiast górna – 55 Bq/dm^3. Wszystkie wyznaczone przedziały tła hydrogeochemicznego radonu przedstawiono na rys. 8.22 i w tab. 8.15.



Rys. 8.21. Metamorfik kaczawski – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

Tabela 8.15. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych niecki północnosudeckiej wyznaczone różnymi metodami

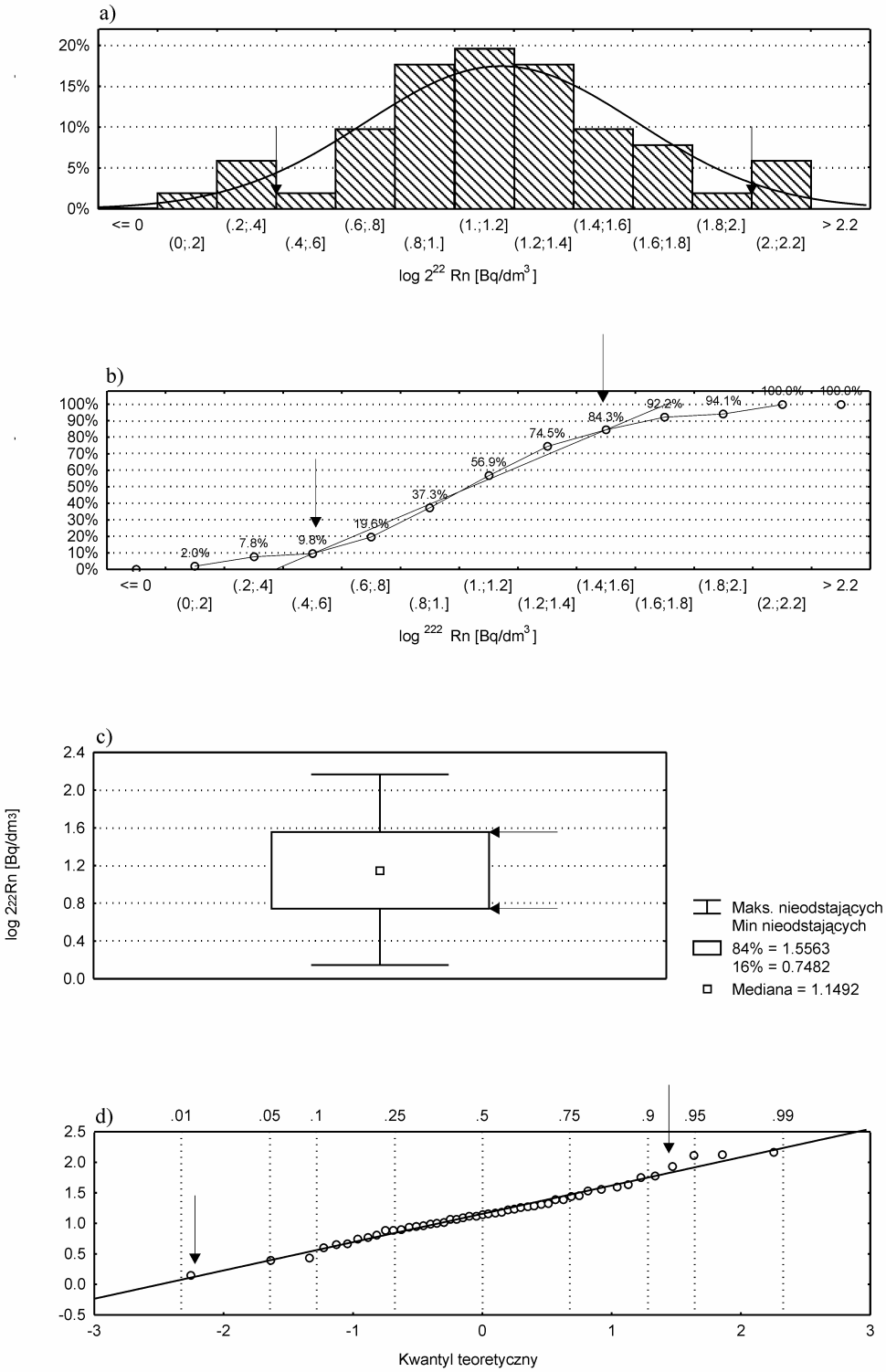
Metoda wyznaczania tła	Zakres tła lokalnego radonu [Bq/dm^3]
Histogram	0 ÷ 60
Histogram (dane zlogarytmowane)	2 ÷ 100
Krzywa kumulacyjna	3 ÷ 36
Wykres ramkowy (16 i 84. percentyl)	6 ÷ 36
Wykres kwartylowy	2 ÷ 57
$Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	1 ÷ 337
$Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	2 ÷ 113
$Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane)	**4 ÷ 55**
$M \pm 3\times\sigma_M$	0 ÷ 117
$M \pm 1{,}96\times\sigma_M$	0 ÷ 82
$M \pm 1{,}28\times\sigma_M$	0 ÷ 58



Rys. 8.22. Zakresy tła lokalnego radonu w wodach podziemnych niecki północnosudeckiej wyznaczone różnymi metodami: 1 – histogram, 2 – histogram dla danych po przekształceniu logarytmicznym, 3 – krzywa kumulacyjna, 4 – wykres ramkowy, 5 – wykres kwantylowy, 6 – $Z \pm 3\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 7 – $Z \pm 1{,}96\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 8 – $Z \pm 1{,}28\times\sigma$ (dane zlogarytmowane), 9 – $M \pm 3\times\sigma_M$, 10 – $M \pm 1{,}96\times\sigma_M$, 11 – $M \pm 1{,}28\times\sigma_M$, (dla przedziału 6, ze względu na bardzo wysoką górną granicę tła oraz przejrzystość rys., przyjęto górną granicę na poziomie 200 Bq/dm^3).

Depresja Świebodzic

Wartość tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych depresji Świebodzic jest trudna do wyznaczenia, podobnie jak w metamorfiku kłodzkim, ze względu na małą liczbę danych. Stężenie radonu oznaczone w pięciu punktach pomiarowych waha się od 2,6 do 20,8 Bq/dm^3. Nie stwierdzono występowania wartości odstających ani ekstremalnych w przedstawionym przedziale danych. Stwierdzono, że przedział ten należy do wartości charakterystycznych, czyli do tła hydrogeochemicznego.



Rys. 8.23. Niecka północnosudecka – zlogarytmowane dane stężenia radonu w wodach podziemnych: a) histogram, b) krzywa kumulacyjna, c) wykres ramkowy, d) wykres kwantylowy.

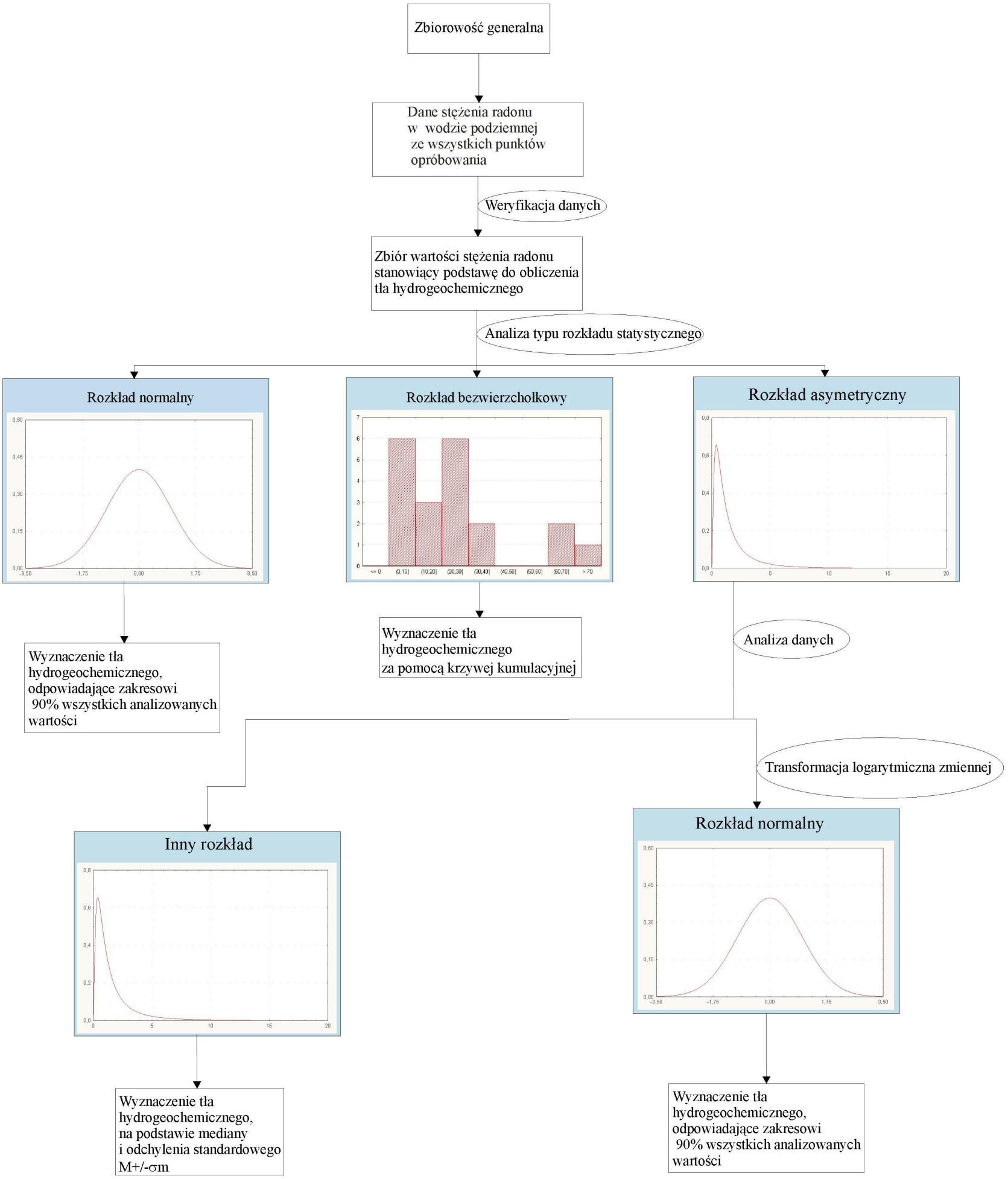
8.1.3. Podsumowanie

Wartości ustalonego tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych zależą od przyjętej metody. Jest to tło cząstkowe, gdyż odnosi się tylko do jednego składnika wód podziemnych. Tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych w poszczególnych jednostkach Sudetów jest tłem lokalnym, wyznaczonym na podstawie danych pochodzących z tych jednostek. Za najbardziej wiarygodną metodę uznano metodę obliczeniową $Z \pm 1{,}28 \times \sigma$. W przypadku danych o rozkładzie normalnym tło stanowi tu 90% wartości, po wcześniejszym odrzuceniu wartości ekstremalnych i odstających. Dla danych o rozkładach lognormalnych bądź zbliżonych do lognormalnych należy użyć przekształcenia logarytmicznego $\log_{10} x_i$. Z uzyskanego w ten sposób zbioru danych o rozkładzie normalnym należy wyznaczyć średnią oraz odchylenie standardowe, a następnie posługując się równaniem $Z \pm 1{,}28 \times \sigma$, wyznaczyć tło hydrogeochemiczne. W przypadku danych o rozkładach bezwierzchołkowych najbardziej wiarygodna okazała się metoda krzywej kumulacyjnej. Kształt rozkładu danej zmiennej w tym przypadku zależy od liczebności zbioru, tak więc w przypadku analizowania kilkunastu wyników ta metoda jest najlepsza. Sugeruje się, aby w miarę możliwości posługiwać się zbiorami o liczebności co najmniej 30 danych. Wówczas możliwe jest bardziej precyzyjne określenie tła za pomocą metod obliczeniowych. Dokładny schemat metodyki wyznaczania zakresu tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych przedstawiono na rys. 8.24.

Uzyskane zakresy lokalnego tła hydrogeochemicznego w wodach podziemnych w poszczególnych jednostkach geologicznych Sudetów zestawiono w tab. 8.16. Wszystkie wartości, które są mniejsze lub przewyższają podane przedziały tła, stanowią wartości anomalne. Metamorfik Lądka-Śnieżnika, metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich, granit karkonoski oraz metamorfik izerski to jednostki geologiczne Sudetów, na obszarze których górna granica wartości tła jest większa od 100 Bq/dm^3, czyli od poziomu powyżej którego radon powinien być usuwany z ujęć wód podziemnych (WHO, 2004). W pozostałych jednostkach wartości tła wahają się od kilku do kilkudziesięciu Bq/dm^3. Charakterystyczne wartości stężenia radonu w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika przekraczają 1000 Bq/dm^3. Jak już wspomniano, wody o takim stężeniu ^{222}Rn nie powinny być przeznaczone do powszechnego lub komercyjnego wykorzystania (Commission Recommendation..., 2001).

Odnosząc uzyskane wyniki do klasyfikacji Przylibskiego (2005) stwierdzono, że na obszarze metamorfiku Lądka-Śnieżnika, metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich, granitu karkonoskiego oraz metamorfiku izerskiego tło stanowią głównie wody radonowe. Stężenie radonu wyższe od 100 Bq/dm^3 notowane w wodach podziemnych intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej również należy do wartości stanowiących zakres tła. W przypadku wód podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika w zakresie wartości charakterystycznych mieszczą się tak wody niskoradonowe, jak i wody wysokoradonowe. W granicie karkonoskim zakres tła rozszerza się również o wody niskoradonowe, natomiast w przypadku zakresu tła metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich, intruzji kłodzko-złotostockiej oraz metamorfiku izerskiego o wody niskoradonowe oraz ubogie w radon. W pozostałych jednostkach geologicznych, na podstawie uzyskanych wartości tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych, można wody podziemne uznać za ubogie w radon oraz niskoradonowe.

Tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych Sudetów wyznaczono na podstawie 526 wyników, po wcześniejszym przekształceniu logarytmicznym oraz odrzuceniu wartości odstających. Wyznaczone tło hydrogeochemiczne stanowi regionalne tło stężenia radonu w wodach podziemnych całego obszaru badań, czyli polskiej części Sudetów. Do wyznaczenia tła regionalnego użyto metody, która dała najbardziej wiarygodne wyniki w analizie tła lokalnego w odrębnych jednostkach geologicznych Sudetów, czyli metody obliczeniowej opartej na średniej oraz odchyleniu standardowym.



Rys. 8.24. Schemat metodyki wyznaczania zakresu tła hydrogeochemicznego

Tabela 8.16. Zakresy tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów (tło lokalne) oraz Sudetów (tło regionalne)

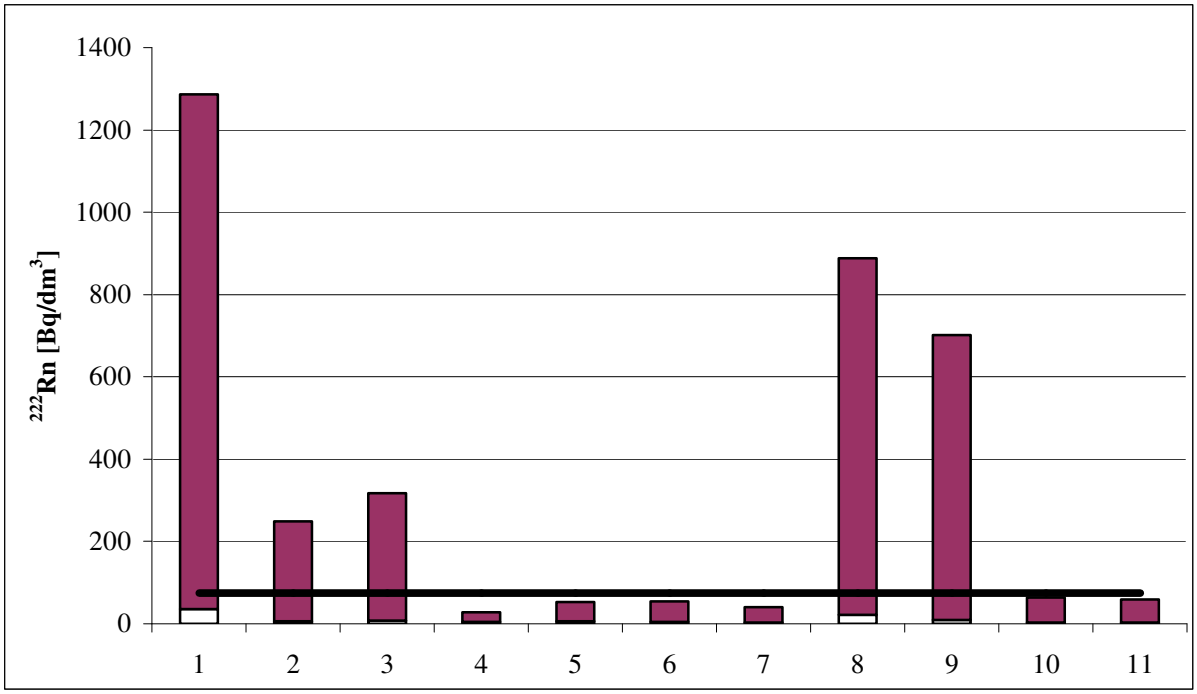
Jednostka geologiczna	Użyta metoda	Zakres tła hydrogeochemicznego
Metamorfik Lądka-Śnieżnika	Z±1,28×σ	36 ÷ 1250
Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka	Z±1,28×σ	6 ÷ 242
Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich	Z±1,28×σ	8 ÷ 309
Struktura bardzka	Krzywa kumulacyja	4 ÷ 24
Kra sowiogórska	Krzywa kumulacyja	6 ÷ 47
Niecka śródsudecka	Z±1,28×σ	4 ÷ 50
Metamorfik Rudaw Janowickich	Krzywa kumulacyja	3 ÷ 36
Granit karkonoski	Z±1,28×σ	21 ÷ 868
Metamorfik izerski	Z±1,28×σ	10 ÷ 691
Metamorfik kaczawski	Z±1,28×σ	3 ÷ 62
Niecka północnosudecka	Z±1,28×σ	4 ÷ 55
SUDETY	**Z±1,28×σ**	**4 ÷ 306**

Według Przylibskiego (2005) tło regionalne radonu w wodach podziemnych Sudetów wynosi od 3 do 1000 Bq/dm^3. Przylibski wyznaczył wartość tła regionalnego radonu w wodach podziemnych Sudetów na podstawie 282 oznaczeń tego pierwiastka. Zakres wartości tła uzyskany przez autorkę w niniejszej pracy jest znacznie węższy i wynosi od 4 do 306 Bq/dm^3. Ze względu na mozaikową budowę geologiczną Sudetów oraz stwierdzoną zależność pomiędzy rodzajem skał zbiornikowych, a stężeniem radonu w wodzie podziemnej tło hydrogeochemiczne radonu należy wyznaczać w mniejszych jednostkach geologicznych. Tylko wówczas uzyskane przedziały tła będą prawidłowe.

8.2. PORÓWNANIE GRANICZNEJ ZAWARTOŚCI RADONU W POTENCJALNIE LECZNICZYCH WODACH RADONOWYCH Z ZAKRESEM TŁA

W pięciu jednostkach geologicznych (metamorfik Lądka-Śnieżnika, intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka, metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich, granit karkonski oraz metamorfik izerski), górna granica tła hydrogeochemcznego radonu wyznaczona w rozdziale 8.1 jest znacznie większa od 74 Bq/dm^3. Graniczna dla wód leczniczych wartość 74 Bq/dm^3 została przekroczona w każdej z tych jednostek kilku-, a nawet kilkunastokrotnie

(rys. 8.25). Stężenie radonu w wodach podziemnych nadające wodom potencjalnie leczniczy charakter występuje również na obszarze niecki śródsudeckiej, metamorfiku Rudaw Janowickich, metamorfiku kaczawskiego oraz niecki północnosudeckiej. Wartości te nie należą do tła i uznać je należy jako anomalnie wysokie.



Rys. 8.25. Zakresy tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów oraz wartość graniczna radonu (linia pozioma; 74 Bq/dm^3), nadająca wodom leczniczy charakter; 1 – metamorfik Lądka Śnieżnika, 2 – intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka, 3 – metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich, 4 – struktura bardzka, 5 – kra gnejsowa Gór Sowich, 6 – niecka śródsudecka, 7 – metamorfik Rudaw Janowickich, 8 – granit karkonoski, 9 – metamorfik zerski, 10 – metamorfik kaczawski, 11 – niecka północnosudecka.

Wody podziemne w poszczególnych jednostkach geologicznych, na podstawie wartości stężenia rozpuszczonego w nich radonu należącego do zakresu wartości tła, podzielono według wymienionych w rozdziale 2.3.1. klasyfikacji (tab. 8. 17).

Uzyskane przez autorkę przedziały tła hydrogeochemicznego radonu w wodzie podziemnej pochodzącej z poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów porównano z klasyfikacjami wód podziemnych ze względu na stężenie rozpuszczonego w nich radonu (tab. 8.18).

Tabela 8. 17. Odniesienie zakresów tła hydrogeochemicznego radonu w poszczególnych jednostkach geologicznych Sudetów do klasyfikacji wód podziemnych ze względu na stężenie radonu.

Tło hydrogeochemiczne radonu	1. metamorfik Lądka-Śnieżnika
	2. intruzja kłodzko-złotostocka
	3. metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich
	4. struktura bardzka
	5. gra gnejsowa Gór Sowich
	6. niecka śródsudecka
	7. metamorfik Rudaw Janowickich
	8. granit karkonoski
	9. metamorfik izerski
	10. metamorfik kaczawski
	11. niecka północnosudecka
	12. Sudety
	13. Sudety, według Przylibskiego (2005)
Klasyfikacje wód podziemnych ze względu na rozpuszczony w nich radon	1. według Przylibskiego (2005) (a – bezradonowe, b – ubogie w radon)
	2. według Alekina (1948)
	3. według Tołstichina i Posochova (1975)
	4. według Ovczynnikova (1963)
	5. według Pazdry (1983)

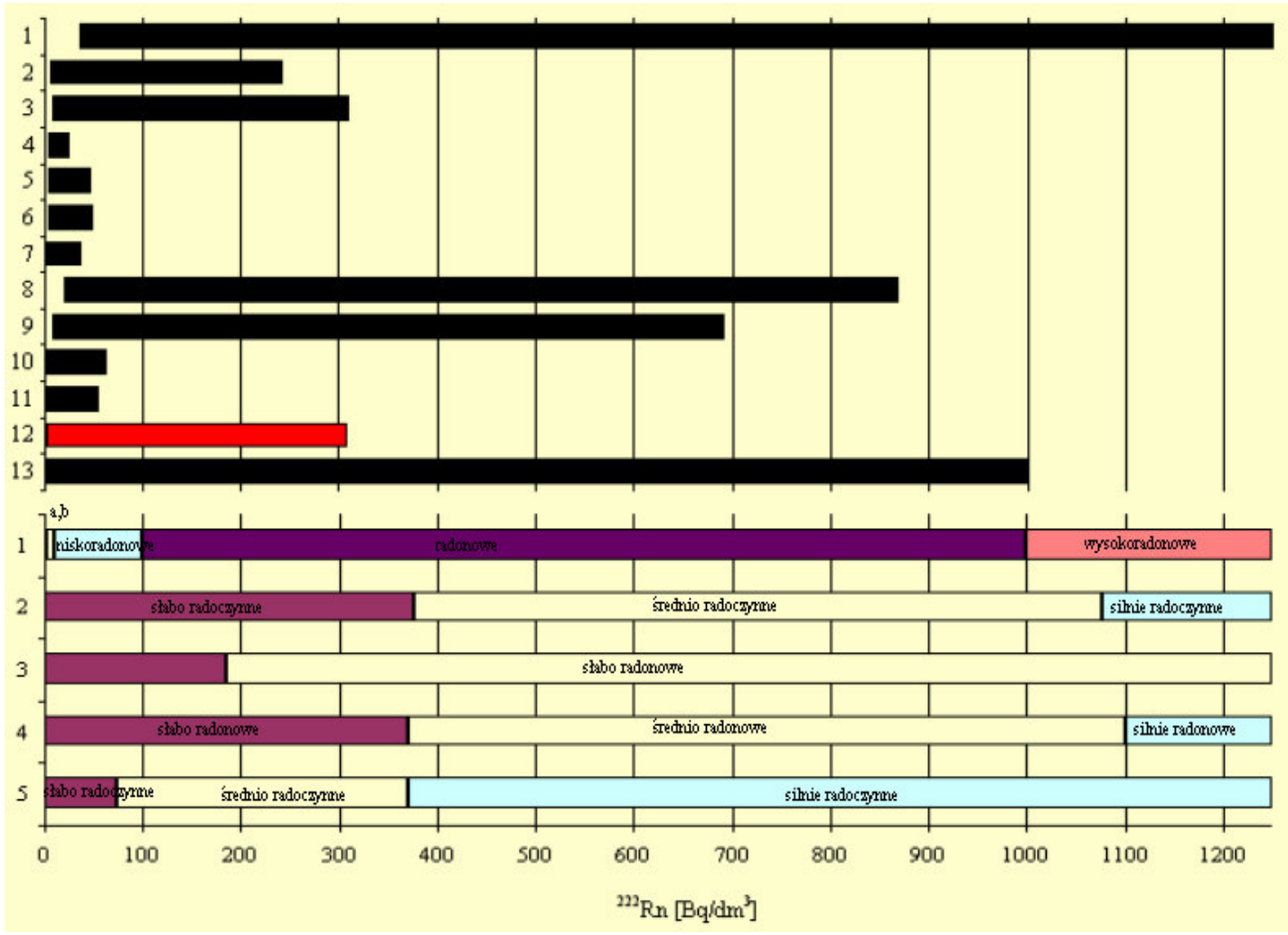


Tabela. 8.18. Klasyfikacja wód podziemnych ze względu na stężenie rozpuszczonego w nich radonu w poszczególnych jednostkach geologicznych Sudetów i w Sudetach.

Klasyfikacja		Jednostka geologiczna											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1. Przylibskiego (2005)	bezradonowe												
	ubogie w radon		■	■	■	■	■	■		■	■	■	■
	niskoradonowe	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	radonowe	■	■	■					■	■			■
	wysokoradonowe	■											
	ekstremalnie radonowe												
2. Alekina (1948)	słabo radoczynne	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	średnio radoczynne	■							■	■			
	silnie radoczynne	■											
3. Tołstichina i Posochova (1975)	słabo radonowe	■	■	■					■	■			■
	średnio radonowe												
	wysoko radonowe												
4. Ovczynnikova (1963)	słabo radonowe	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	średnio radonowe	■							■	■			
	silnie radonowe	■											
5. Pazdry (1983)	słabo radoczynne	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	średnio radoczynne	■	■	■					■	■			■
	silnie radoczynne	■							■	■			
	bardzo silnie radoczynne												

1 – metamorfik Lądka Śnieżnika, 2 – intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka, 3 – metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich, 4 – struktura bardzka, 5 – kra gnejsowa Gór Sowich, 6 – niecka śródsudecka, 7 – metamorfik Rudaw Janowickich, 8 – granit karkonoski, 9 – metamorfik zerski, 10 – metamorfik kaczawski, 11 – niecka północnosudecka, 12 - Sudety

8.3. WYZNACZENIE OBSZARÓW WYSTĘPOWANIA WÓD RADONOWYCH

Obszary o podwyższonym potencjale radonowym (z ang. *radon prone areas*) wyznaczane były w kilku krajach na świecie, m.in. w Niemczech, Czechach i Szwajcarii. Wyznaczenie tych obszarów oparte było na pomiarach stężenia radonu w powietrzu wewnątrz budynków (głównie w piwnicach bądź na parterze). Uzyskane wyniki odnoszono do wartości progowej stężenia radonu w budynkach, wahającej się w granicach od 200 Bq/m^3 w Niemczech do 3000 Bq/m^{3}w Szwajcarii (Synnott i Fenton, 2005). W Polsce nie ma przepisów regulujących stężenie radonu w budynkach mieszkalnych oraz gospodarczych. Z tego względu autorka zdefiniowała obszary o podwyższonym potencjale radonowym jako obszary, w których radon w wodach podziemnych występuje w stężeniu większym niż 100 Bq/dm^3, czyli obszary występowani wód radonowych. Wartość 100 Bq/dm^3 jest zalecanym progiem powyżej którego radon powinien być usuwany z ujęć wód podziemnych (WHO, 2004). Są to, według klasyfikacji Przylibskiego, obszary występowania wód radonowych oraz wysokoradonowych. Rozpatrując dwa aspekty występowania stężenia radonu większego od 100 Bq/dm^3 w wodach podziemnych – zarówno ochrony radiologicznej ludności korzystającej z ujęć wód o wysokim stężeniu radonu, jak i ewentualnego wykorzystania wód radonowych jako kopaliny, stwierdzono że wyznaczenie obszarów występowania wód radonowych jest niezbędne w Sudetach.

Na podstawie uzyskanych wyników stężenia radonu w wodach podziemnych wyznaczono 10 obszarów spełniających powyższe warunki. Wyznaczone obszary usytuowane są głównie w jednostkach geologicznych, w których górna granica wartości tła hydrogeochemicznego radonu znacznie przekracza 100 Bq/dm^3 (załącznik nr 3, nr 4 i tab. 9.1).

Łączna powierzchnia wyznaczonych obszarów występowania wód radonowych wynosi 1024,0 km^2, co stanowi 15,8% powierzchni obszaru badań, czyli polskiej części Sudetów.

Tabela 9.1. Obszary o podwyższonym potencjale radonowym w Sudetach wyznaczone na podstawie stężenia radonu w wodach podziemnych.

Numer obszaru	Jednostka geologiczna, w której wydzielono obszar	Powierzchnia wydzielonego obszaru [km^2]
1	Metamorfik Lądka-Śnieżnika	75,9
2		130,9
3	Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka	52,6
4	Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich	61,2
5	Metamorfik Rudaw Janowickich	12,4
6	Granit karkonoski	504,5
7	Metamorfik izerski	85,6
8		12,2
9		15,6
10	Niecka północnosudecka	73,2
	Σ	**1024,0**

Obszar nr 1 i 2

W metamorfiku Lądka-Śnieżnika wyznaczono dwa obszary występowania wód radonowych – obszary zbudowane z gnejsów śnieżnickich oraz z gnejsów gierałtowskich. Obszar nr 1 i 2 leżą w XI. jednostce hydeogeologicznej wyższego rzędu według podziału hydrogeologicznego Sudetów (Malinowski i in., 1988) (tab. 4.5). Powierzchnia obszaru nr 1 wynosi 75,9 km^2, natomiast obszaru nr 2 – 130,9 km^2. W obu rodzajach gnejsów notowane są duże koncentracje uranu. Średnia zawartość uranu w gnejsach śnieżnickich wynosi 11,3 g/Mg skały, przy średniej zawartości tego pierwiastka w litosferze wynoszącej około 1,5 g/Mg skały (Jeliński, 1965; Polański, 1988) Wartości anomalnie wysokie, czyli większe od przyjętego górnego progu tła hydrogeochemicznego radonu na obszarach występowania wód radonowych w metamorfiku Lądka-Śnieżnika, występują w pięciu punktach pomiarowych położonych w okolicy miejscowości Kamienica (1Z8, 1Z9, 1Z10, 1O16, 1Z12). Wartość anomalnie wysoką zanotowano również w ujęciu Jerzy w Lądku Zdroju (1Z19L). W przypadku dwóch ujęć wód podziemnych doliny rzeki Kamienicy oraz ujęcia Jerzy w Lądku Zdroju badania przeprowadzone przez Przylibskiego (2005) pozwalają stwierdzić, że główną przyczyną anomalnych koncentracji radonu jest wysoki współczynnik emanacji K_{em} (tab. 9.2). W dolinie Kamienicy w Masywie Śnieżnika, leżącej w całości w granicach obszaru nr 2 wyznaczonego na terenie metamorfiku Lądka-Śnieżnika, występowanie źródeł o anomalnie dużych stężeniach radonu w wodzie podziemnej jest niewątpliwie związane

ze strefą nasunięcia Kletna (Frąckiewicz i Teisseyre, 1973; Przeniosło i Sylwestrzak, 1971) oraz z wystąpieniami punktów mineralizacji uranowej oraz złoża uranu w Kletnie. Źródła wód wysokoradonowych występują wzdłuż tej strefy, zarówno po polskiej, jak i czeskiej stronie Sudetów. Zatem oprócz skał zbiornikowych (gnejsów) zawierających zwiększone koncentracje ^{226}Ra, także tektonika ogrywa w tej strefie istotną rolę (poprzez zwiększenie wartości K_{em}) dla genezy obszarów o podwyższonym potencjale radonowym. W metamorfiku Lądka-Śnieżnika na uwagę zasługuje także brak występowania wód radonowych w obrębie łupkowej (i węglanowej) serii strońskiej. Poza obszarem o podwyższonym potencjale radonowym duże stężenie radonu, wynoszące średnio 1751,5 Bq/dm^3, stwierdzono w studni położonej koło leśniczówki Biała Góra (1S44). Punkt ten leży w obrębie mylonitycznej strefy Złotego Stoku. Jest to obszar bardzo silnie zaangażowany tektonicznie, co może mieć wpływ na anomalne stężenie radonu w omawianym ujęciu.

Tabela 9.2. Stężenie radonu i radu oraz wartości współczynnika emanacji skał w wybranych ujęciach metamorfiku Lądka-Śnieżnika (Przylibski 2005).

Jednostka geologiczna	Ujęcie	Symbol punktu wg niniejszej pracy	Stężenie ^{222}Rn [Bq/dm^3] średnia - maksymalna	Stężenie ^{226}Ra [Bq/dm^3]	Współczynnik emanacji K_{em} [-]
Metamorfik Lądka-Śnieżnika	Jerzy	1Z19L	1109,0 - 1332,8	0,088	0,665
	Sztolnia Śnieżnik	1Z12	1087,1 - 1446,0	0,011	0,275
	SO-3	1O16	1647,4 - 2380,2	0,013	0,405

Obszar nr 1 usytuowany jest w jednostce Międzygórza, której granice są jednocześnie granicą wyznaczonego obszaru. Granica ta przebiega od miejscowości Jodłów na północ – przez Międzygórze do Kamiannej, następnie na południowy-wschód – do Czarnej Góry. Wschodnia granica biegnie od Czarnej Góry do Jodłowa, natomiast południową granicę stanowi granica państwa. Granica obszaru nr 2 od strony południowej i wschodniej również jest granicą państwa, od południowego-zachodu granica przebiega na linii Śnieżnik – Janowa Góra, przebiega prze Kletno, obejmując jednak całą jednostkę Suszycy, następnie granicę stanowi uskok Młynowca. Północno-zachodnia granica obszaru nr 2 biegnie klika kilometrów na północ od Lądka Zdroju, aż do granicy państwa.

Obszar nr 3

Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka, ze względu na wartość stężenia radonu w wodach podziemnych, podzielona jest wyraźnie na trzy części – południową, północno-wschodnią oraz zachodnią (załącznik nr 3). W części południowo-wschodniej oraz północno-wschodniej stężenia radonu w wodach podziemnych są większe w stosunku do części zachodniej. Na tym obszarze stwierdzono również występowanie ujęcia o anomalnie wysokiej koncentracji radonu, przekraczającej 242 Bq/dm^3. Jest to źródło w Chwalisławiu (3Z28), w którym zanotowane stężenie radonu w wodzie wynosi 344,2 Bq/dm^3. W jedenastu ujęciach (3S1, 3S9, 3Z11, 3S14, 3S20, 3S21, 3Z26, 3Z27, 3Z28, 3Z29, 3Z30) zanotowano stężenie radonu większe od 100 Bq/dm^3, a w kolejnych dwóch (3S23, 3Z31) – większe od 74 Bq/dm^3. Stanowi to podstawę, aby stwierdzić że na wydzielonym obszarze występują potencjalnie lecznicze wody radonowe. W północno-zachodniej części intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej nie zanotowano wystąpień potencjalnie leczniczych wód radonowych, a maksymalna wartość stężenia radonu w wodach wynosi tam 52,3 Bq/dm^3.

Skały intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej cechuje zmienność składu chemicznego i mineralnego. Stosunki ilościowe poszczególnych składników dały podstawę do wydzielenia szeregu odmian skał, tj. granity zwyczajne, monzonitowe, „syenity", monzonity, granodioryty, granogabra, tonality oraz dioryty (Wojciechowska, 1975). W budowie intruzji znaczny udział mają również skały obojętne i zasadowe (Lorenc, 1994).

Według Wojciechowskiej (1975) intruzję kłodzko-złotostocką można podzielić na trzy części: obszar północny, obszar środkowy oraz obszar południowy. Do obszaru północnego należy część intruzji rozciągająca się pomiędzy uskokiem brzeżnym sudeckim, tj. od miejscowości Laskówka-Ożary-Mąkolno, do miejscowości Laski-Chwalisław, na południu. Warto tutaj zaznaczyć, że wychodnie skał granitoidowych występują również na obszarze struktury bardzkiej (Cwojdziński, 1974) i są one również zaliczane do północnej części intruzji kłodzko-złotostockiej. W części północnej wyróżnia się rejon Laskówki (reprezentowany głównie przez średniokrystaliczne, często porfirowate granodioryty), rejon Olchówki (reprezentowany głównie przez dioryty, zwane również „gnejsami hornblendowymi" lub „syenitami hornblendowymi") oraz rejon Chwalisławia (reprezentowany głównie przez porfirowate granodioryty oraz odmiany leuko- i melanokratyczne). Część środkowa intruzji położona jest pomiędzy Podzamkiem

a Droszkowem. W części środkowej spotykane są odmiany leukogranitów oraz granodiorytów. Największą część stanowi obszar południowy, leżący pomiędzy miejscowościami: Kłodzko-Krosnowice i Droszków-Skrzynka. Najpospoliciej występują tu granodioryty, tonality oraz syenodioryty. Na znacznym obszarze intruzji kłodzko-złotostockiej zachowały się skały osłony stropowej, zwłaszcza w części środkowej (Cwojdziński, 1974; Gunia i Wojciechowska, 2002).

Wyznaczony przez autorkę obszar występowania wód radonowych odpowiada obszarowi północnemu oraz obszarowi południowemu wydzielonych przez Wojciechowską (1975). W występujących tam odmianach granitoidów mogą występować większe niż w części środkowej koncentracje radu, co tłumaczyłoby znacznie większe stężenia radonu w wodzie podziemnej na tym obszarze.

Według podziału hydrogeologicznego Sudetów (Malinowski i in., 1988) obszar nr 3 leży w północno-wschodniej części jednostki nr XI oraz w południowo-wschodniej części jednostki nr XIII (tab. 4.5).

Obszar nr 4

Na obszarze wyznaczonym w metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich aż pięć ujęć wód podziemnych wykazuje stężenie radonu większe od górnego progu tła, czyli powyżej 309 Bq/dm^3 (2Z3, 2Z5, 2Z6, 2Z29, 2Z31). W sześciu ujęciach stężenie radonu przekracza 74 Bq/dm^3, w tym w trzech jest większe od 100 Bq/dm^3. Poza wyznaczonym obszarem potencjalnie lecznicze wody radonowe oraz lecznicze wody radonowe występują w Dusznikach Zdroju – w ujęciu B-3 (2O21L), Bobrownikach Starych – źródło Maria (2Z1), w Długopolu Zdroju – ujęcie Emilia (2Z15L) oraz w Szczawinie w ujęciu Studzienne (2S26).

Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich podzielony jest na jednostki tektoniczne niższego rzędu: jednostka Spalonej, jednostka Wójtowic, jednostka Czerńca, jednostka Lesicy oraz strefy oddzielające te elementy – strefa Równi Łomnickiej, Mostowice-Jagodna, Gniewoszów, Kamieńczyk, Niemojów-Czerwony Strumień (Don i in., 1990; Juroszek, 1975). Obszar nr 4 położony jest w granicach jednostki Spalonej. Występują tu granitognejsy, wśród których wyróżnia się cztery odmiany petrograficzne: granitognejsy lamino-oczkowe, pręcikowe, granitognejsy o słabo widocznej teksturze kierunkowej oraz gnejsy aplitowe (Grocholski, 1956; Sawicki, 1962). Granitognejsy występują również w pozostałych jednostkach. W jednostce Czerńca zanotowano w źródle o symbolu 2Z33 stężenie radonu

o wartości 191,2 Bq/dm^3. Wystąpienia granitognejsów widoczne są również w północnej części jednostki – w okolicy Dusznik Zdroju oraz Bobrownik Starych. W serii łupkowej, czyli na obszarze wyżej wymienionych stref – notowane stężenia radonu w wodach podziemnych są znacznie mniejsze, nie przekraczają 100 Bq/dm^3.

Obszar nr 4 według Malinowskiego i in. (1988) leży w jednostce hydrogeologicznej wyższego rzędu nr XII (tab. 4.5).

Granicę obszaru nr 4 od południowego-zachodu stanowi granica państwa, od południa granica przebiega od miejscowości Poniatów w stronę Ponikwy; dalej do Nowej Bystrzycy i Młotów. Od miejscwości Młoty granica biegnie na północny-zachód w stronę torfowiska pod Zieleńcem i w okolicach Zieleńca przebiega na południe – do granicy państwa. Cały obszar ma powierzchnę 61,2 km^2.

Obszar nr 5

Spośród 14 badanych ujęć metamorfiku Rudaw Janowickich, w czterech stwierdzono występowanie potencjalnie leczniczych wód radonowych. Woda podziemna z trzech ujęć wykazuje stężenie radonu większe od 100 Bq/dm^3. Wyznaczone przez autorkę tło hydrogeochemiczne radonu ma wartość od 3 do 36 Bq/dm^3. W czterech ujęciach z Leszczyńca (10S1), Rędzin (10Z3, 10S5) oraz Mielnicy (10Z6) wartości tła zostały znacznie przekroczone. Wartości stężenia radonu zanotowane w tych ujęciach stanowią anomalię dodatnią. Na podstawie tych punktów pomiarowych wyznaczono obszar występowania wód radonowych.

Metamorfik Rudaw Janowickich podzielony został na trzy jednostki tektoniczne niższego rzędu: jednostkę Kowar, jednostkę Niedamirowa oraz jednostkę Leszczyńca (Szałamacha, 1960a, 1960b; Szałamacha i Szałamacha, 1988). Wyznaczony przez autorkę obszar leży głównie w jednostce Niedamirowa, ale sięga do miejscowości Leszczyniec, gdzie występują gnejsy chlorytowe. Serie skalne jednostki Niedamirowa to głównie łupki kwarcytowo-skaleniowe, amfibolity i zieleńce (Szałamacha i Szałamacha, 1988). Największe zarejestrowane stężenia radonu w metamorfiku Rudaw Janowickich mogą być również związane z ich lokalizacją w pobliżu uskoków, które licznie występują w strefie kontaktowej z masywem granitu karkonoskiego.

Według podziału hydrogeologicznego Sudetów (Malinowski iin., 1988), obszar nr 5 leży w III. jednostce hydrogeologicznej wyższego rzędu (tab. 4.5).

Obszar nr 5 ma powierzchnię 12,4 km^2 i położony jest pomiędzy miejscowościami Ogorzelec, Leszczyniec oraz Rędziny. Północna granica obszaru przebiega koło Przełęczy Rędzińskiej. Jak już wspomniano na obszarze nr 5 stężenie radonu w wodzie podziemnej większe od 100 Bq/dm^3 zanotowano tylko w czterech punktach pomiarowych. Z tego względu zalecane jest przeprowadzenie dokładniejszych badań, zwłaszcza w seriach skalnych Niedamirowa oraz Leszczyńca, gdzie stwierdzono występowanie wód radonowych.

Obszar nr 6

Granit karkonoski w całości został wyznaczony jako obszar występowania wód radonowych, gdyż na całym obszarze notowano stężenia radonu w wodzie podziemnej większe od 100 Bq/dm^3. Według podziału hydrogeologicznego Sudetów (Malinowski iin., 1988), obszar nr 6, podobnie jak obszar nr 5, leży w III. jednostce hydrogeologicznej wyższego rzędu (tab. 4.5). Powierzchnia granitu karkonoskiego wynosi 504,5 km^2, co stanowi prawie 50% całej powierzchni obszarów występowania wód radonowych w Sudetach. Stężenia radonu w wodach podziemnych granitu karkonoskiego są bardzo duże i sięgają ponad 1700 Bq/dm^3. Zakres tła hydrogeochemicznego wynosi od 21 do 868 Bq/dm^3. W czterech ujęciach w Szklarskiej Porębie średnie stężenie radonu w wodzie podziemnej przekracza górny próg tła (11S50, 11S41, 11S39, 11Z17). Dodatkowo w 30 badanych ujęciach stężenie radonu było większe od 100 Bq/dm^3, a w kolejnych pięciu większe od 74 Bq/dm^3.

Masyw granitowy Karkonoszy powstał w wyniku intruzji magmy granitowej w staropaleozoiczną osłonę skał zmetamorfizowanych. W obrębie stygnącego plutonu granitowego doszło do deformacji magmy i powstania różnych odmian petrograficznych granitu. Masyw ten wzbogacony jest w uran. Zawartość tego pierwiastka wynosi średnio 12,7 g/Mg i stawia ten granit wśród tzw. gorących granitów (Jeliński, 1965). Produkty rozpadu uranu – w tym najbardziej mobilny ^{222}Rn – wydostają się na powierzchnię dzięki spękaniom masywu (Stupnicka, 1989).

Granicą obszaru nr 6 od południa oraz od zachodu jest granica państwa. Na wschodzie przebiega ona od Śnieżki na północ do Karpacza, następnie w stronę Kowar i w kierunku północno-wschodnim do Janowic Wielkich. Północno-wschodnią granicę stanowi uskok śródsudecki, biegnący w okolicy miejscowości Radomierz, Komorno, Dziwiszów, aż do Jerzowa Sudeckiego. Północno zachodnia granica obszaru przebiega od Jeleniej Góry

w stronę Szklarskiej Poręby a następnie przebiega w kierunku zachodnim sięgając do granicy państwa.

Obszar nr 7, 8, 9

W metamorfiku izerskim wyznaczono trzy obszary o występowania wód radonowych. Obszary nr 7, 8 i 9 różnią się powierzchnią, najmniejszy jest obszar nr 8 (12,2 km^2), największy natomiat obszar nr 7 (85,6 km^2). Powierzchnia obszaru nr 9 wynosi 15,6 km^2. Obszar nr 7 stanowi południowa część metamorfiku z wyłączeniem pasma Szklarskiej Poręby oraz pasma Starej Kamienicy – zbudowanych z łupków krystalicznych. Pasmo Starej Kamienicy stanowi jednocześnie północną granicę obszaru nr 7. Na tym obszarze zanotowano najwięcej wystąpień wód radonowych oraz wysokoradonowych. Górna granica tła radonu w wodach podziemnych metamorfiku izerskiego wynosi 691 Bq/dm^3. Większość anomalnie dużych wartości stężenia radonu stwierdzono w wodach podziemnych Świeradowa Zdroju. Są to wody uznane za lecznicze, a maksymalne, zmierzone w ujęciu MCS nr 5 (12S27L), stężenie radonu wynosi 1955 Bq/dm^3. Wartość anomalna stężenia radonu występuje również w nieujętym źródle (12Z1) położonym na południe od Świeradowa Zdroju i wynosi 1395,1 Bq/dm^3. W dziewięciu źródłach na Wysokim Grzbiecie Gór Izerskich stężenia radonu były większe od 74 Bq/dm^3, przy czym w ośmiu większe od 100 Bq/dm^3. Na wschód od Świeradowa Zdroju, w miejscowościach Chromiec i Antoniów, również stwierdzono duże stężenia radonu w wodach podziemnych. Obszar nr 7 zbudowany jest ze skał metamorficznych, z tzw. gnejsów izerskich (granitognejsy, gnejsy gruboziarniste i średnioziarniste, leukogranity) (Szałamacha i Szałamacha; 1968,1982).

W okolicy Mirska, a dokładnie w Gierczynie (12S18) oraz Rębiszowie (12S16) stwierdzono występowanie wód radonowych. Oba te punkty stanowiły podstawę do wyznaczenia obszaru nr 8. Jest to jedak obszar, który powinien być w przyszłości dokładniej rozpoznany z uwagi na niewielką liczbę oznaczeń oraz na fakt wystąpienia wody wysokoradonowej w ekspolatowanej studni gospodarczej w miejscowości Rębiszów.

W północnej części metamorfiku izerskiego wystąpienia wód radonowych zanotowano w okolicy Świecia (12S55), Złotnik Lubańskich (12S59) oraz w okolicach Leśnej (12Z43) – na tej podstawie wyznaczono obszar nr 9.

Według podziału hydrogeologicznego Sudetów (Malinowski i in., 1988), obszary nr 6, 7 i 8 leżą w II. jednostce hydrogeologicznej wyższego rzędu (tab. 4.5).

Obszar nr 10

W niecce północnosudeckiej wydzielono jeden obszar występowania wód radonowych (obszar nr 10). Według podziału hydrogeologicznego Sudetów (Malinowski i in., 1988), obszar ten leży w I. jednostce hydrogeologicznej wyższego rzędu (tab. 4.5). Na wydzielonym obszarze występują wszystkie ujęcia, w których zanotowano anomalnie wysoką zawartość radonu w wodzie podziemnej. Górna granica tła cząstkowego radonu w wodach podziemnych niecki północnosudeckiej wynosi 55 Bq/dm^3. W czterech ujęciach stężenie radonu jest większe od 74 Bq/dm^3, natomiast w trzech przekracza 100 Bq/dm^3. Skały budujące ten obszar pochodzą z permu i są to głównie zlepieńce, piaskowce, mułowce, margle i wapienie z miejscowymi wystąpieniami skał wulkanicznych – ignimbrytytów, tufów, andezytów, dacytów. I właśnie z wystąpieniami tych skał należy łączyć wystąpienia podwyższonych stężeń radonu w wodach podziemnych.

Granice obszaru nr 10 od południowego-wschodu wyznaczają miejscowości Stara Kraśnica, Sędziszowa, Gozdno, Konradów, od północy i północnego-zachodu: Biegoszów, Nowy Kościół, Sokołowiec, Bełczyna. Granica biegnie dalej w stronę Przeździedzy. Południowo-zachodnia granica przebiega łukiem Bystrzyca-Rząśnik-Lubiechowa. Powierzchnia obszaru nr 10 wynosi 73,2 km^2.

8.4. OSZACOWANIE ILOŚCI RADONU WYDOSTAJĄCEGO SIĘ DO ATMOSFERY Z SAMOWYPŁYWÓW RADONOWYCH WÓD PODZIEMNYCH NA OBSZARZE SUDETÓW

Średnie stężenie ^{222}Rn w powietrzu atmosferycznym na otwartej przestrzeni w większości krajów świata zawiera się w przedziale 4 – 19 Bq·m^{-3}, chociaż na pokrytej lodem Antarktydzie jest o dwa rzędy wielkości mniejsze (Eisenbud i Gessel, 1997). Koncentracja radonu maleje ze względną wysokością nad poziomem morza. Zaobserwowano też duże wahania stężenia radonu w ciągu doby. Maksimum przypada na wczesny ranek, a minimum na późne popołudnie i wynosi około 1/3 rannego maksimum. Na przestrzeni roku poziom stężenia ^{222}Rn jest największy podczas miesięcy jesiennych i zimowych, a najmniejszy w okresie wiosny. Zmiany stężenia radonu w atmosferze zależą od czynników meteorologicznych, które wpływają zarówno na szybkość wydostawania się gazu z gruntu, jak

i na jego rozprzestrzenianie się. Koncentracja ^{222}Rn w danej chwili zależy m.in. od tego, jak przemieszczały się masy powietrza przez ostatnie kilka dni, od wilgotności, ilości opadów i wartości ciśnienia atmosferycznego. Nad oceanami stężenie radonu jest niewielkie. Stąd też przychodzące nad kontynent masy powietrza oceanicznego powodują zmniejszenie koncentracji radonu w atmosferze (Eisenbud i Gessel, 1997).

Jednym z głównych źródeł radonu w atmosferze jest jego wydostawanie się z ujęć wód podziemnych (tab. 9.3). Radon bardzo dobrze rozpuszcza się w wodzie. Jego rozpuszczalność zależy od kilku czynników, m.in. od ciśnienia parcjalnego radonu nad powierzchnią wody, temperatury wody, odczynu pH oraz od mineralizacji wody. Ciśnienie parcjalne radonu jest największe w środowisku wód podziemnych i tam należy spodziewać się największych wartości jego stężeń. Wody powierzchniowe zawierają niewielkie ilości rozpuszczonego radonu, gdyż jest on bardzo łatwo uwalniany, ze względu na niskie ciśnienie parcjalne (Przylibski, 2005).

Tabela 9.3. Źródła i ilość dostarczanego przez nie radonu do atmosfery (Nevissi i Bodansky, 1987).

Źródło radonu	**Ilość radonu przedostającego się do atmosfery w ciągu roku [10^{16}Bq]**
Ekshalacja z gleb	7400
Wody podziemne	1850
Oceany	111
Wydobycie i przeróbka fosforytów	11,1
Wydobycie i przeróbka uranu	7,4
Wydobycie i przeróbka węgla	0,0777
Naturalne gazy	0,037

W przypadku wód podziemnych ujmowanych i wykorzystywanych w gospodarstwach domowych, bez wcześniejszego odgazowania, uwalniany radon może znacznie podnieść poziom promieniowania w budynkach mieszkalnych. Szacuje się, że z 10000 Bq/m^3 radonu rozpuszczonego w wodzie, w którą zaopatrywany jest budynek, otrzymuje się zwiększenie stężenia radonu w powietrzu wnętrza budynku o 1 Bq/m^3 (Karpińska i in., 2005).

Zawartość radonu w badanych punktach pomiarowych wód podziemnych jest różna i waha się od 0,1 Bq/dm^3 do około 2 kBq/dm^3. Do oszacowania ilości radonu wydostającego się do atmosfery z samowypływów wód podziemnych na obszarze Sudetów przyjęto wartość mediany obliczonej na podstawie ponad 500 wyników, wynoszącej 24,7 Bq/dm^3. Wartość ta

jest wartością reprezentatywną dla 10000 źródeł występujących na badanym obszarze, których wydajność waha się w przedziale od 0,1 do 1 dm^3/s (do obliczeń przyjęto wartość 0,5 dm^3/s). Radon jest gazem szlachetnym, nie wchodzącym w reakcje z innymi substancjami. Dzięki temu założono, że całość rozpuszczonego radonu w wodzie podziemnej wydostaje się z niej po wypływie na powierzchnię.

Ilość radonu wynoszonego wraz z wodami podziemnymi do atmosfery oszacowano na podstawie wzoru:

$$C_A = C_{Mwp} \times Q_{śr} \times n,$$

gdzie:

C_A – ilość radonu, która uwalnia się do atmosfery z wód podziemnych na obszarze Sudetów,

C_{Mwp}– stężenie radonu w wodach podziemnych Sudetów (mediana),

$Q_ś$ – średnia wydajność źródeł w Sudetach,

n – liczba źródeł.

$$C_A = 24{,}7 \times 0{,}5 \times 10000 = 123500 \text{ Bq/s},$$

co daje $3{,}9 \times 10^{12}$ Bq/rok. Stanowi to 0,000021% całości radonu uwalnianego do atmosfery z wód podziemnych na świecie. Obszar Sudetów jest zaledwie 0,0034% częścią wszystkich lądów. Stosunek uwalnianego z wód podziemnych do atmosfery radonu (C_A) do udziału powierzchniowego Sudetów w całości lądów na kuli ziemskiej wznosi 0,006. Zatem udział stężenia radonu wydostającego się z wód podziemnych do atmosfery jest w Sudetach znacznie niższy niż od średniej światowej.

9. WNIOSKI

Baza danych zbudowana na podstawie 972 oznaczeń stężenia radonu w 529 punktach pomiarowych i daje możliwość wyznaczenia zasobów wód radonowych. Umożliwia również dokładniejsze prześledzenie zmienności stężenia radonu zarówno w leczniczych wodach radonowych, jak i w potencjalnie leczniczych wodach radonowych. Oznaczenia stężenia radonu w wodach podziemnych przeprowadzone zostały na całym obszarze Sudetów. Uzyskane wartości stężenia radonu w wodach podziemnych mają bardzo szeroki zakres i wahają się od 0,1 do 1852,3 Bq/dm^3. W jednostkach geologicznych takich jak intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka, metamorfik kłodzki, granit kudowski, struktura bardzka, metamorfik Rudaw Janowickich, niecka północnosudecka oraz depresja Świebodzic, dotychczas nie prowadzono badań występowania radonu w wodach podziemnych. Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzono, że wartości stężenia radonu w poszczególnych jednostkach geologicznych mają w większości rozkład asymetryczny prawoskośny (lognormalny). Potwierdzono istnienie słabej zależności statystycznej pomiędzy stężeniem radonu w wodzie podziemnej a wartością przewodności elektrolitycznej właściwej wody (PEW). Zależność ta wynika z faktu, że wody płytkiego krążenia są zwykle wodami słabozmineralizowanymi, natomiast notowane stężenia radonu w tych wodach są większe niż w wodach głębokiego krążenia, zazwyczaj średnio- lub wyskozmineralizowanych.

W efekcie przeprowadzonych badań w wodach podziemnych Sudetów sformułowano następujące wnioski:

1. Użyte statystyczne metody wyznaczania tła hydrogeochemicznego dają różne wyniki. Najbardziej wiarygodną okazała się metoda obliczeniowa oparta na analizie zmiennych o rozkładzie asymetrycznym, prawoskośnym. Zmienne należy poddać transformacji logarytmicznej, a następnie wyznaczyć przedział tła, stanowiący 90% wyników, po wcześniejszym odrzuceniu wartości odstających i ekstremalnych. W przypadku zmiennych o bezwierzchołkowym

charakterze rozkładu najlepsze wyniki dała metoda graficzna – krzywa kumulacyjna, sporządzona dla zmiennych zlogarytmowanych.

2. Wartości lokalnego tła hydrogeochemicznego w wodach podziemnych poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów mają różne przedziały. W wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika zakres naturalnego tła hydrogeochemicznego radonu jest najszerszy i wynosi od 36 do 1250 Bq/dm^3. Tło hydrogeochemiczne radonu w wodzie podziemnej struktury bardzkiej ma przedział najwęższy i wynosi od 4 do 24 Bq/dm^3.
3. Regionalne tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych Sudetów, wyznaczono na podstawie 526 wyników i wynosi ono od 4 do 306 Bq/dm^3.
4. W metamorfiku Lądka-Śnieżnika, intruzji kłodzko-złotostockiej, metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich, granicie karkonoskim oraz metamorfiku izerskim powszechnie występują wody podziemne o stężeniu radonu znacznie przekraczającym 74 Bq/dm^3. W 170 punktach pomiarowych zanotowano stężenie radonu większe od 74 Bq/dm^3, czyli w 32% wszystkich opróbowanych punktach. Wody te – w ujęciu balneologicznym – są potencjalnie leczniczymi wodami radonowymi. Lecznicze wody radonowe powinny być szczególnie chronione oraz eksploatowane we właściwy sposób.
5. Wyznaczono 10 obszarów o występowania wód radonowych, w których stężenie radonu w wodzie podziemnej przekracza wartość 100 Bq/dm^3. Są to jednocześnie obszary występowania wód radonowych i wysokoradonowych (według klasyfikacji Przylibskiego). Obszary o podwyższonym potencjale radonowym zbudowane są ze skał krystalicznych – głównie gnejsów oraz różnych odmian granitoidów.
6. Sumaryczna powierzchnia wydzielonych obszarów o podwyższonym potencjale radonowym wynosi 1024,0 km^2, co stanowi 15,7 % całego obszaru polskiej części Sudetów.
7. Występowanie wód radonowych, a także wód wysokoradonowych w Sudetach, powoduje powszechne ich użytkowanie do celów pitnych z ujęć prywatnych i publicznych. Korzystanie z wód radonowych oraz wysokoradonowych zwiększa ryzyko zachorowalności na nowotwory. W przeciwieństwie do radonowych wód leczniczych, wody przeznaczone do picia (wody pitne) nie

powinny zawierać radonu (maksymalnie 100 Bq/dm^3). Należy wprowadzić przepisy jednoznacznie określające górny próg zawartości radonu w wodach pitnych.

8. Ilość radonu wynoszonego wraz z wodami podziemnymi do atmosfery oszacowano na 123500 Bq/s, co daje $3{,}9\times10^{12}$ Bq/rok. Radon wydostający się z wód podziemnych do atmosfery na obszarze Sudetów stanowi 0,000021% całości radonu wydostającego się do atmosfery z wód podziemnych na wszystkich lądach. Stosunek uwalnianego z wód podziemnych do atmosfery radonu (C_A) do udziału powierzchniowego Sudetów w całości lądów na kuli ziemskiej wznosi 0,006. Zatem udział stężenia radonu wydostającego się z wód podziemnych do atmosfery jest w Sudetach znacznie niższy niż od średniej światowej.

Dalsze badania występowania radonu w wodach podziemnych powinny objąć pozostałe masywy krystaliczne w Polsce. Wyznaczenia tła hydrogeochemicznego radonu w wodach podziemnych m.in. Przedgórza Sudeckiego oraz polskiej części Karpat da pełniejszy obraz zmienności przestrzennej oraz wystąpień ewentualnych anomalii. Może to być wykorzystane do pełniejszego poznania hydrogeochemi tego pierwiastka.

Dodatkowe wyznaczenie i opróbowanie punktów pomiarowych na obszarze Sudetów pozwoli na dokładniejsze ustalenie granic obszarów występowania wód radonowych ułatwi wyznaczenie zasobów wód radonowych w Sudetach. Rozszerzenie badań na inne obszary kraju pozwoli stworzyć bazę informującą o całości zasobów wód radonowych w Polsce. Po wprowadzeniu przepisów regulujących maksymalne stężenie radonu w wodach przeznaczonych do picia możliwe będzie wyznaczenie obszarów, na których konieczne będzie monitorowanie ujęć wód podziemnych.

10. LITERATURA

Adamczyk-Lorenc A., 2005, Występowanie radonu w wodach podziemnych Ziemi Kłodzkiej. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 110, Seria: Konferencje, Nr 42, „Zagadnienia interdyscyplinarne w górnictwie i geologii" V Konferencja Naukowa Doktorantów, Szklarska Poręba, 30 marca – 1 kwietnia 2005, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, ss. 91-100.

Adamczyk-Lorenc A., 2006, Tło hydrogeochemiczne radonu na przykładzie metamorfiku Lądka-Śnieżnika i intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 116, Seria: Konferencje, Nr 47, „Zagadnienia interdyscyplinarne w górnictwie i geologii", Szklarska Poręba, 23-25 marca 2006, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, ss. 51-62.

Adamczyk-Lorenc A., Goldsztejn P., 2005, Rozkład stężeń radonu w wodach podziemnych metamorfiku Lądka-Śnieżnika. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 113, Seria: Studia i Materiały, Nr 31, Górnictwo i Geologia VIII, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, ss. 3-10.

Adamczyk A.F., Motyka J., Wilk Z., Witczak S., 1979, O wpływie tektoniki uskokowej na zawartość jonu chlorkowego w wodach triasu olkuskiego. Rocz. Pol. Tow. Geol., T XLIX, z. 3-4, Kraków.

Adamski W., 1989, Zakłady przemysłowr R-1 (1948-172). Kowary – szkice z dziejów miasta. T. 2., (red. Budaj T.), Jelenia Góra, ss. 63-76.

Åkerblom G., Lindgren J., 1997, Mapping of ground water radon potential. European Geologist, No. 5, pp.13-22.

Aksoy A., Al-Jarallah M., Al-Haddad M.N., 2002, Natural radioactivity in the scale of water well pipes. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 61, pp. 33-40.

Alabdula'aly A.I., 1999, Occurence of radon in central region groundwater in Saudi Arabia. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 44, pp. 85-95.

Albertini M.C., Dacha M., Teodori L., Conti M.E., 2007, Drinking minerals waters: biochemical effects and health implications – the state-of-the-art. Journal of Environmental Health, Vol. 1., No. 1, pp. 153-167.

Albul S.P., 1969, Rudopojskowaja Gudrogeohimija. Unibi, Druzby Narodob.

Alekin O. A., 1948, Obszczaja gidrochemija. Gidrometeozdat, Leningrad.

Alexander B. V., Bergsten J. W., Phillips J. L., Rodman N. F., White S. B., 1992 Indoor ^{222}Rn concentrations in a probability sample of 43 000 houses across 30 states. Health Physics, Vol. 62, No. 1, pp. 41-50.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J.A., 2000, The Polish Sudeten: Caledonian or Variscan? Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, Vol. 90, pp. 127-146.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2002, Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. [in:] Winchester J. A., Pharaoh T. C., Verniers J. – Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 201, pp. 237-277.

Allen D. J., Hudson R. D., Rood R. B., Thompson A. M, 1996, Three-dimensional radon 222 calculations using assimilated meteorological data and a convective mixing algorithm. Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No. D3, pp. 6871-6881.

Almeida R.M.R., Lauria D.C., Ferreira A.C., Sracek O., 2004, Groundwater radon, radium and uranium concentrations in Regiao dos Logos, Rio de Janeiro State (Brazil). Journal of Enviranmental Radioactivity, No 73, pp. 323-334.

Arvela H., 2001, Experiences in radon-safe building in Finland. The Science of the Total Environment, Vol. 272, pp. 169-174.

Awdankiewicz M., 1992, The Lower Paleozoic volcanoclastic rocks from the Easternmost part of the Bolków unit: their origin and mode of deposition. Ann. Soc. Seol. Pol. Vol. 62, No. 1.

Baciu A.C., 2005, Radon and thoron progeny concentration variability in relation to meteoroligical conditions at Buchrest (Romania), Journal of Enviranmental Radioactivity, No 83, pp. 171-189.

Bagińska B., 1989, Zróżnicowanie tła hydrogeochemicznego w płn. części sandru kurpiowskiego. Mat. Sesji Naukowej z okazji 25-lecia SiTG przy Wydziale Geologii UW „Współczesne problemy geologiczne Polski centralnej", Warszawa.

Bagińska B., 1993, Wybrane stosunki jonowe jako wskaźniki przeobrażeń jakości wód podziemnych na obszarze zagospodarowanym rolniczo, VI Ogólnopolskie Sympozjum „Współczesna Problemy Hydroeologii", Wrocław.

Baza Danych Ogólnogeograficznych, 2005, Raster mapy topograficznej w skali 1:250 000. Marszałek Województwa Dolnośląskiego, Wojewódzki Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej we Wrocławiu, Urząd Marszałkowski Województwa Dolnośląskiego, Wrocław.

Bendick R., Dushe C., Kümmel M., Martens R., Maβmeyer K., 1997, Modelling the atmospheric dispersion of radon originating from area sources connected with uranium milling and mining facilities. Kerntechnik, Vol. 62, Nos. 5-6, pp. 232-238.

Bilans Zasobów Kopalin i Wód Podziemnych w Polsce wg stanu na 31.12.2005., 2006, Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Bilban M., Vaupotič J., 2001, Chromosome aberrations study of pupils in high radon level elementary school. Health Physics, Vol. 80, No. 2, pp. 157-163.

Bocheńska T., Marszałek H., Staśko S., 1997, Hard rocks of the Sudety Mts. as a groundwater collector and its vurnerability. Hardrock Hydrogeology of the Bohemian Massif, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, ss.11-20, Wrocław.

Bocheńska T., Marszałek H., Wąsik M., 2002, Zbiorniki wód podziemnych w obszarach krasowych krystaliniku sudeckiego. Acta Universitatis Wratislaviensis, No. 2460, Hydrogeologia, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.

Bølviken B., 1971, Staticieskij podchod k probliemie interprietacji dannych pri gieochimicieskich poiskach, Gieochimicieskie Poiski, Mir, Moskwa, 289-301.

Bonotto D.M., 2004, Doses from ^{222}Rn, ^{226}Ra and ^{228}Ra in groundwater from Guarani aquifer South America, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 76, pp. 319-335.

Briggs D.J., Denman A.R., Gulliver J., Marley R.F., Kennedy C.A., Philips P.S., Field K., Crockett R.M., 2004, Time activity modelling of domestic exposures to radon. Journal of Enviranmental Radioactivity, No 67, pp. 107-120.

Cho J.S., Ahn J.K., Kim H.Ch., Lee D.W., 2004, Radon concentration in groundwater in Busan measured with aliquid scintillation counter method. Journal of Enviranmental Radioactivity, No 75, pp. 105-112.

Choubey V. M., Ramola R. C., 1997, Correlation between geology and radon levels in groundwater, soil and indoor air in Bhilangana Valley, Garhwal Himalaya (India). Environmental Geology, Vol. 36 (4), pp. 258-262.

Choubey V.M., Bartarya S.K., Ramola R.C., 2000, Radon in Himalayan springs: a geohydrological control. Environmental Geology, Vol. 39 (6), pp. 523-530.

Choubey V. M., Bartarya S. K., Saini N. K., Ramola R. C., 2001, Impact of geohydrology and neotectonic activity on radon concentration in groundwater of intermontane Doon Valley, Outer Himalaya, India. Environmental Geology, Vol. 40 (3), pp. 257-266.

Ciężkowski W., 1990, Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej nr 60, seria Monografie, nr 19, Wrocław.

Ciężkowski W., Przylibski T., 1997, Radon in waters from health resorts of the Sudety Mountains (SW Poland). Applied Radiation and Isotopes, Vol. 48, No. 6, pp. 855-856.

Ciężkowski W., Rajchel L., 2005, Wody lecznicze górskich obszarów Polski i ich wykorzystanie. Współczesne problemy hydrogeologii, Tom XII, ss. 109-116.

Ciężkowski W., Solecki A., 1990, Radon catography as tool of reasearch examples from Sudety Mts area (SW Poland). Materiały konferencyjne: Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement. Actes dy Colloque International sur la Geochemie des Gaz (Mons – 3-6 octobre 1990, Belgique). Mem. Expl. Cartes Geologique et Minieres de la Belgique, No. 32, 322p/b, pp. 133-139.

Ciężkowski W., Kryza H., Poprawski L., Staśko S., 1987, Wstępny model aktualnego tła hydrogeochemicznego strefy sudeckiej i jej przedpola. IV Polsko-Czechosłowackie Sympozjum: „Ochrona i zanieczyszczenie wód podziemnych", Bierutowice.

Ciężkowski W., Gröning M., Leśniak P.M., Weise S.M., Zuber A., 1992, Origin ond age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland. Inferred from isotope, chemical and noble gas data, Journal of Hydrology, Vol. 140, pp. 89-117.

Ciężkowski W., Solecki A., Śliwiński W., 1995, Results of the long term monitoring of radon concent in mineral springs of the Spa of Loądek Zdrój, southwestern Poland. [In:] Dubois C. et al. (eds.), Gas geochemistry, University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, pp. 81-89.

Ciężkowski W., Doktór S., Graniczny M., Kabat T., Liber-Madziarz E., Przylibski T., Teisseyre R., Wiśniewska M., Zuber A., 1996, Próba określenia obszarów zasilania wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych. ZBU Zdroje, Wrocław.

Collé R., 1995a, A precise determination of the ^{222}Rn half-life by 4π-$\alpha\beta$ liquid scintillation measurements. Radioactivity & Radiochemistry, Vol. 6, No. 1, pp. 16-29.

Collé R., 1995b, Critically evaluated half-life for ^{222}Rn radioactive decay and associated uncertainties. Radioactivity & Radiochemistry, Vol. 6, No. 1, pp. 30-40.

Commission Recommendation of 20 December 2001 on the protection of the public against exposure to radon in drinking water supplies. 2001/928/Euratom.

Cothern C.R., Smith J.E., 1987, Environmental radon. Environmental Science Research, Vol. 35., Plenus Press, New York

Csige I., Géczy G., Hakl J., Hunyadi I., Várhegyi A., 1996, Radon transport in fractured porous media - experimental study in caves. Environment International, Vol. 22, Suppl. 1, pp. S 433-S437.

Cwojdziński S., 1974 – Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Złoty Stok. Wyd. Geol., Warszawa.

Cymerman Z., 2004, Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic block. Scale: 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny i Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

Czerwiński A., 1998, Energia jądrowa i promieniotwórczość. Oficyna edukacyjna, Warszawa.

Danzer R., Lube T., 1996, New Fracture Statistics for Brittle Materials. [Iin]: R.C. Bradt, D.P.H. Hasselmann. D. Munz, M. Sakai, V. Ya Shevchenkov (Eds.): Fracture Mechanics of Ceramics, Vol. 11, Plenum Publishing Corp., New York, pp. 425-439.

Darby S., Hill D., Doll R., 2001, Radon: A likely carcinogen at all exposures. Annals of Oncology, Vol. 12, pp. 1341-1351.

Darby S., Hill D., Auvinen A., Barros-Dios J.M., Baysson H., Bochicchio F., Deo H., Falk R., Forastiere F., Hakama M., Heid I., Kreienbrock L., Kreuzer M., Lagarde F., Mäkeläinen I., Muirhead C., Oberaigner W., Pershagen G., Ruano-Ravina A., Ruosteenoja E., Schaffrath Rosario A., Tirmarche M., Tomašek L., Whitley E., Witchmann H.E., Doll R., 2005, Radon in homes and risk of lung cancer: collaborative analysis of individual data from 13 European case-control studies, British Medical Jurnal, Vol. 330, No. 7485, pp. 223-226.

Don J., Dumicz M., Wojciechowska I., Żelaźniewicz A., 1990, Lithology and tectonics of the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes-Recent State of Knowledge, N. Jb .Geol. Paläont. Abh., Vol. 179, pp. 159-188.

Dowgiałło J., Kleczkowski A.S., Macioszczyk T., Różkowski A. (red. nauk.), 2002, Słownik hydrogeochemiczny. PWN, Warszawa.

Dyrektywa Rady Unii Europejskiej 98/83/WE, z dnia 3 listopada 1998 r., w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia.

Dyrektywa Parlamentu Europejskiego i Rady 2000/60/WE, z dnia 23 października 2000 roku w sprawie ustanowienia ram działalności Wspólnoty w zakresie polityki wodnej.

Eisenbud M., Gessel T., 1997, Evironmental Radioactivity, Academic Press, San Diego.

EPA, 1999, Health Risk Reduction and Costs Analysis for Radon in Drinking Water, The Environmental Protection Agency, USA, http://www.epa.gov/safewater/radon/hrrcafr.pdf.

Frąckiewicz W., Teisseyre H., 1973, Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Międzygórze. Wyd. Geol., Warszawa.

Galli G., Mancini C., Quattrocchi F., 2000, Groundwater, Radon Continuous Monitoring System (α-scintillation Counting) for Natural Hazard Surveillance. Pure and Applied Geophysics, Vol. 157, pp. 407-433.

George A.C, Bredhoff N., 2001, The present status of the radon program in the Unated States of America, The Science of Total Enviranmental, Vol. 272, pp. 245-246.

Gierwielaniec J., 1965, Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju, Biul. Inst. Geol., Nr 185.

Głowiak B, Ziółkowski J., 1965, Radioaktywność wód Świeradowa Zdroju. Gaz Woda i Techn. Sanit., Z. 5, ss. 166-169.

Grocholski A., 1956, Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Mostowice. Wyd. Geol., Warszawa.

Grocholski W., 1969, Sudety Środkowe [w]: Przewodnik geologiczny po Sudetach, Pr. Zbior. pod red. W. Grocholskiego, Wyd. Geol, Wrocław

Gunia P., Wojciechowska I., 2002, Geochemistry of hornblende-bearing pyroxenotes within granitoids of Kłodzko-Złoty Stok intrusion, Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, Zeszyt 20, ss. 97-99.

Hamada H., Miyazaki T., 2004, Investigation of unsaturated water flow in a deep vadose zone by applying quasi-partition law to ^{222}Rn, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 71, pp. 89-100.

Hammond D. E., Teng T. L., Miller L., Haraguchi G., 1981, A search for co-variance among seismicity, groudwaterchemistry, and groundwater radon in southern California. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, pp. 445-448.

Hayter Ch. R.R., 2003, Seedsof discord: The politics of radon therapy in Canada in the 1930's. Bulletin of the History of Miedicine, Vol. 77, No. 1, pp. 75-102.

Heiserman D.L., 1997, Księga pierwiastków chemicznych, Prószyński i S-ka, Warszawa.

Henshaw D. L., 1993, Radon exposure in the home: its occurrence and possible health effects. Contemporary Physics, Vol. 34, No. 1, pp. 31-48.

Herbich P., Hordejuk M., Hordejuk J., Jaros M., Kublik J., Majer K., Nałęcz T., 2004, Mapa wskaźnika infiltracji efektywnej dla potrzeb oceny wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie, PIG, Warszawa.

Hopke P. K., 1996, The initial atmospheric behavior of radon decay products. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 203, No. 2, pp. 353-375.

Horvath A., Bohus L.O., Urbani F., Marx G., Piroth A., Greaves E.D., 2000, Radon concentration in hot spring waters in northern Venezuela. Journal of Enviranmental Radioactivity, No 47, pp. 127-133.

Hrynkiewicz A. (red.), 2001, Człowiek i promieniowanie jonizujące. Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.

Janica D., 2002, Naturalne tło hydrogeochemiczne czwartorzędowych wód podziemnych Polski północno-wschodniej. Praca doktorska. Warszawa.

Jamrozik L., 1980, Główne kierunki strukturalne bloku sowiogórskiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., Vol. 50, No. 4.

Jaworowski Z., 1997, Dobroczynne promieniowanie. Wiedza i Życie, Nr 3, s. 20-29.

Jeliński A., 1965, Geochemia uranu w granitowym masywie Karkonoszy z uwzględnieniem innych masywów granitoidowych Dolnego Śląska. Biuletyn Instytutu Geologicznego, Vol. 193, Z badań złóż kruszców, T. V, ss. 5-110.

Jokiel P., 1994, Zasoby, odnawialność I odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. Acta Geographica Lodziensia, Nr 66-67, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.

Juroszek C., 1975, Pertografia łupków krystalicznych okolic Młotów i Wójtowic (Góry Bystrzyckie). Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne IV, No 247, ss. 95-203.

Karpińska M., 2004, Seasonal changes in radon concentration in buildings in the region of northeastern Poland, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 77, pp. 101-109.

Kasztovszky Z., Sajó-Bohus L., Fazekas B., 2000, Parametric changes of radon (^{222}Rn) concentration in ground water in Northeastern Hungary. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 49, pp. 171-180.

Kim E., Little J. C., Chiu N., Chiu A., 2001, Inhalation exposure to volatile chemicals in drinking water. Journal of Environmental Science and Health, Vol. C19, No. 2, pp. 387-413.

Kleczkowski A. S. (red), 1990, Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. Skala 1:500 000, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Akademii Górniczo-Hutniczej, Kraków.

Kmiecik E., Postawa A., 2003, Wybrane aspekty metodyczne wyznaczania tła hydrogeochemicznego, Współczesne Problemy Hydrogeologii, Tom XI, część 2, s. 183 - 191, Gdańsk.

Kobylański R., 1964, Geologia i hydrogeologia. Państ. Wyd. Szkol. Zaw., Warszawa.

Kobal I., Smodiš B., Škofljanec M., 1986, Radon-222 air concentrations in the Slovenian Karst Caves of Yugoslavia. Health Physics, Vol. 50, No. 6, pp. 830-834.

Koch U., Heinieke J., 1994, Radon behaviour in mineral spring water of Bad Brambach (Vogtland, Germany) in the temporal vicinity of the 1992 Roermond earthquake, the Netherlands. Geologie en Mijnbouw, Vol. 73, pp. 399-406.

Kowalski S., 1992, Czynniki naturalne warunkujące występowanie wód podziemnych w regionie sudeckim. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, Vol. XXV, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.

Kozłowska B., Dorda J., Hetman A., Zipper W., 1999, Presence of radium in radon enriched Sudety spring waters. Proceedings of XXXIV Zakopane School of Physics, Zakopane, Poland, pp. 226-229.

Kozłowska B., Kozak K., 2006, Wybrane metody pomiaru radonu. Radon w środowisku życia, pracy i nauki mieszkańców Dolnego Śląska, Polski Klub Ekologiczny, Wrocław.

Kryza H., 1997, Grounwater runoff from hard rocks and its anthropogenic endangerin. Acta Universitatis Wratislaviensis, Vol. 2052, Hydrogeology, The Second Workshop on Hardrock Hydrogeology of Bohemian Massif, September 18-20, 1996, Borowice, Poland, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, ss. 201-211.

Kryza J., Poprawski L., Staśko S., 1985, Wielosezonowe zmiany tła hydrogeochemicznego a migracja frontu zanieczyszczeń wód podziemnych wokół składowiska odpadów stałych w Krępicach k/Wrocławia. Mat. III Ogólnopolskiego Sympozjum „Aktualne Problemy Hydrogeologii", Kraków – Karniowice.

Kryza R., Muszyński A., Furnes H., 1989, Early Paleozoic volcanism in the Kaczawa Mts.: lithologial and geochemical correlations between the western part of the Świerzawa and Bolków units. Guidebook of the excurssions in Poland of MCASSC Conference on Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites in the Polish Sudetes, Wrocław

Lachmann, 1909/1910, Bad Landeck in Schles. Mitteilungen aus Kurorten. Zeitschrift für Balneologie, Klimatologie und Kurort-Hygiene, Jg. II, 168.

Lachmann, 1912/1913, Statistische Betrachtungen über den Einflus der durch die Entdeckung der Radioaktivität gewonnenen neuen Indikationen auf die Frequenz des Bades Landeck i. Schl. Zeitschrift für Balneologie, Klimatologie und Kurort-Hygiene, Jg. V, 280-282.

Lafevore M., 1986, The radon report. New Shelter, pp. 29-34.

Latiro J., Sanchez-Moral S., Canaveras J.C., Cuezva S., Soler V., 2005, Radon continuous monitoring in Altamira Cave (northern Spain) to assess user's annual effective dose, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 80, pp. 161-174.

Lehmann R., Kemski J., Siehl A., Stegemann R., 2001, Approach to identification of radon areas in Germany, The Science of the Total Environmental, Vol. 272, pp. 213-215.

Liszkowska E., 1989a, Cechy diagnostyczne typów strukturalnych anomalii hydrochemicznych, Mat. Sesji Naukowej z okazji 25-lecia SiTG przy Wydziale Geologii UW - Współczesne problemy geologiczne Polski centralnej, Warszawa.

Liszkowska E., 1989b, O możliwości zobiektyzowania metodyki określania tła i anomalii hydrogeochemicznych, Prace Nauk. Instytutu Geotechniki PWr nr 58, seria Konferencja nr 29, Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski, II Konferencja, Wrocław.

Lorenc M.W., 1994, Rola magm zasadowych w ewolucji intruzji granitoidowych. Studium porównawcze wybranych masywów hercyńskich. Geologia Sudetica, Vol. 28, No 1, Kraków.

Macioszczyk A., 1975, Tło hydrogeochemiczne wód podziemnych w badaniach nad ochroną naturalnego środowiska człowieka. Roczniki Uniwersytetu Warszawskiego, Tom 15, str. 183-190.

Macioszczyk A., 1976a, Klasyfikacja anomalii hydrogeochemicznych. Przegląd Geologiczny, Tom 24, Nr 1, str. 22-25.

Macioszczyk A., 1976b, Wyznaczania tła i anomalii hydrogeochemicznych w badaniach hydrogeologicznych. Biul. Geol. Wydz. Geologii U.W., T. 21, s. 67–84.

Macioszczyk A., 1977, Tło hydrogeochemiczne wód podziemnych w badaniach nad ochroną naturalnego środowiska człowieka. Rocz. U.W. Warszawa, T. 15, s. 183–190.

Macioszczyk A., 1983, Tło hydrochemiczne w regionalnych badaniach hydrogeologicznych. W: Mat. Sympozjum „Rozwój Regionalnych Badań Hydrogeologicznych w Polsce", Warszawa, ss. 51–64.

Macioszczyk A., 1986, Regionalne anomalie hydrochemiczne zachodniej części niecki mazowieckiej, Biuletyn Geologiczny, Tom 30, str. 83-123.

Macioszczyk A., 1987, Hydrogeochemia. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Macioszczyk A., 1989a, Regionalne prognozy antropogenicznych zmian chemizmu wód podziemnych. W: Mat. Sesji naukowej „ Współczesne Problemy Geologiczne Polski Centralnej", Warszawa, s. 261–276.

Macioszczyk A., 1989b, Zróżnicowanie tła hydrogeochemicznego wód podziemnych eksploatowanych na terenie środkowej i północnej Polski, Przegląd Geologiczny, Tom 37, Nr 2, str. 73-78.

Macioszczyk A., 1991, Tło hydrogeochemiczne i jakość wód podziemnych eksploatowanych na terenie Polski. W: Ochrona wód podziemnych w Polsce. Stan i kierunki badań. Publ. CPBP 04.10, Wyd. SGGW–AR, z.56, ss. 253–273.

Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2002, Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych, PWN, Warszawa.

Macioszczyk A., Witczak S., 1999, Współczesne problemy hydrogeochemii. Biul. Państ. Instyt. Geolog. – Hydrogeologia, nr 388, s. 139–156.

Macioszczyk A., Latka A., Kubiczek I., 1980, Anomalie hydrogeochemiczne rejonu Żychlina – w: Sympozjum „Współczesna problemy hydrogeologii regionalnej", Jachranka k/Warszawy, str. 213-223.

Macioszczyk A., Bagińska B., Nowicki K., Małecki J., 1989, Prognozowanie zmian tła hydrogeochemicznego w najbliższym 25-leciu dla projektowania obszarów chronionych. Centralny program badań podstaw. CPBP–04.10. zad. 09020602. Arch. AGH, Kraków – program komputerowy.

Malczewski D., Teper L., Dorda J., 2004, Assessment of natural and anthropogenic radioactivity levels in rocks and soils in the environs of Świeradów Zdrój in Sudetes, Poland, by in situ gamma-ray spectometry, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 73, pp. 233-245.

Malinowski J., (red.), 1991, Budowa geologiczna Polski. T. VII. Hydrogeologia. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Malinowski J., Bocheńska T., Kowalski S., 1988, Geologiczno-strukturalne i geomorfologiczne podstawy podziału hydrogeologicznego obszaru sudeckiego. Acta

Universitatis Wratislaviensis, No. 1004, Prace Geologiczno-Mineralne, T. XII, ss. 3-15.

Mastalerz K., Prouza V., 1995, Development of the Intra-Sudetic Basin during Carboniferous and Permian. Guide of Excurssion XIII Intern. Congres on Carboniferous and Permian, Kraków.

Mazur S. 1995, Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i grzbiecie Lasockim. Geol. Sudetica, Vol. 29, No. 1, ss. 31-103.

Mazur D., Janik M., Łoskiewicz J., Olko P., Swakoń J., 1999, Measurements of radon concentration in soil gas by CR-39 detectors, Radiation Measurments, No. 31, pp. 295-300.

Michniewicz M., Mroczkowska B., 1991, Region sudecki. [W:] Budowa geologiczna Polski. T. VII. Hydrogeologia. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 215-235.

Miliszkiewicz A., 1978, Radon, PWN, Wrocław.

Mizerski W., 2002, Geologia Polski dla geografów. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Mnich Z., Karpińska M., Kapała J., Kozak K., Mazur J., Birula A., Antonowicz K., 2004, Radon concentration in hospital buildings erected during the last 40 years in Białystok (Poland), Journal of Enviranmental Radioactivity, No 75, pp. 225-232.

Nielsen D.M., 1991, Practical Handbook of Groun Water Monitoring. Lewis Publishers. Michigan.

Oberc J., 1972, Tektonika [W]: Budowa geologiczna Polski, t. IV, Tektonika, Wyd. Geol., Warszawa.

Olichwer T., 2003, Zasoby wodne w obszarach górskich i przedgórskich na przykładzie Masywu Śnieżnika, Gór Bystrzyckich i rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Rozprawa doktorska, archiwum ING Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.

Olichwer T., Tarka R., 2005, Czy Sudety można zaliczyć do obszarów bezwodnych na przykładzie Ziemi Kłodzkiej? Współczesne problemy hydrogeologii, T. XII, ss. 531-337.

Olszewski J., Chruścielewski W., Jankowski J., 2005, Radon on underground tourist routes in Poland, International Congress Series 1276, s. 360-361.

Orlando P., Trenta R., Bruno M., Orlando C., Ratti A., Ferrari S., Piardi S., 2004, A study about remedial measures to reduce ^{222}Rn concentration in an experimental building, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 73, pp. 257-266.

Ovczynnikov A.M., 1963, Mineralnyje vody. Gosgeoltechizdat, Moskva.

Paczyński B., (red.), 1993, Atlas hydrogeologiczny Polski. Skala 1:500 000, Część I, Systemy zwykłych wód podziemnych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Paczyński B., (red.), 1995, Atlas hydrogeologiczny Polski. Skala 1:500 000, Część II, Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Paczyński B., Płochniewski Z., 1996, Wody mineralne i lecznicze Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Papaefthymiou H., Mavroudis A., Kritidis P., 2003, Indoor radon levels and influencing factors in hauses of Patras (Greece), Journal of Enviranmental Radioactivity, No 66, pp. 247-260.

Pazdro Z., 1983, Hydrogeologia ogólna. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Perrier F., Richon P., Crouzeix C., Morat P., Le Mouel J.-L., 2004, Radon-222 signatures of natural ventilation regimes in an underground quarry, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 71, pp. 17-32.

Pluta I., Szczepańska J., Kmiecik E., 2005, Tło hydrogrochemiczne wybranych wód dopływających do kopalń Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, Współczesne Problemy Hydrogeologii, Tom XII, s. 559 - 562, Toruń.

Portal Aquadocinter, http://www.aquadocinter.pl/.

Pruszkowska M., 1999, Tło i anomalie hydrogeochemiczne wód podziemnych z utworów czwartorzędu Pojezierza Kaszubskiego. Rozprawa doktorska, Politechnika Gdańska, Wydz. Budownictwa Wodnego i Inżynierii Środowiska, (Maszynopis).

Przeniosło S., Sylwestrzak H., 1971, W sprawie budowy geologicznej wschodnich zboczy Śnieżnika Kłodzkiego. Kwartalnik Geologiczny, T. 15, Warszawa.

Przylibski T. A., 1997, Wybrane uwarunkowania występowania radonu-222 w Sudetach. Praca doktorska. Instytut Geotechniki i Hydrotechniki Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.

Przylibski T. A., 2000a, ^{222}Rn concentration changes in medicinal groundwaters of Lądek Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland). Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 48, No. 3, pp. 327-347.

Przylibski T. A., 2000b, Estimating the radon emanation coefficient from crystalline rocks into groundwater. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 53, No. 3, pp. 473-479.

Przylibski T. A., 2004, Concentration of ^{226}Ra in rocks of the southern part of Lower Silesia (SW Poland). Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 75, No. 2, pp. 171-191.

Przylibski T. A., 2005, Radon. Składnik swoisty wód leczniczych Sudetów. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.

Przylibski T. A., Adamczyk A., 2003, Nowe stanowisko do pomiarów stężeń radonu ^{222}Rn w wodzie w Laboratorium Hydrogeologicznym na Wydziale Górniczym Politechniki Wrocławskiej. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 103, Seria: Konferencje, Nr 36, ss. 329-343, „Zagadnienia interdyscyplinarne w górnictwie i geologii", III Konferencja Doktorantów, Szklarska Poręba, 24-26 stycznia 2003, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.

Przylibski T. A., Piasecki J., 1998, Radon as a. natural radioactive trecer of permament air movements in the Niedźwiedzia Cave (Śnieżnik Kłodzki, Sudety Mts.). Kras i Speleologia, T. 9 (XVIII), pp. 179-193.

Przylibski T. A., Mamont-Cieśla K., Stawarz O., Kłos B., Dorda J., 2005, Polish national intercalibrations of measurement methods of ^{222}Rn concentration in waters. Proceedings from the International NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk 2004, May 16 – 21, pp. 329-349 (CD), IAEA-TECDOC-1472, International Atomic Energy Agency,Vienna 2005, pp. 532-541.

Przylibski T. A., Adamczyk-Lorenc A., Żak S., 2006, Wyznaczenie obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach, RAPORT Ser. SPR. I-11/S-76/2006, Archiwum Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej.

Radolić V., Vuković B., Smit G., Stanić D., Planinić J., 2005, Radon in the spas of Croatia, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 83, pp. 191-198.

Reimann C., Garrett R.G., 2005, Geochemical background – concept and reality. Science of the Total Environment, Vol. 350, pp. 12-27.

Rozporządzenie..., 2002a, Rozporządzenie Ministra Gospodarki z dnia 28 czerwca 2002 r. w sprawie bezpieczeństwa i higieny pracy, prowadzenia ruchu oraz specjalistycznego

zabezpieczenia przeciwpożarowego w podziemnych zakładach górniczych. Dz. U. Nr 139, poz. 1169.

Rozporządzenie..., 2002b, Rozporządzenie Ministra Spraw Wewnętrznych i Administracji z dnia 14 czerwca 2002 r. w sprawie zagrożeń naturalnych w zakładach górniczych. Dz. U. Nr 94, poz. 841, z 2003 r. Nr 181, poz. 1777, z 2004 r. Nr 219, poz. 2227.

Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 19 listopada 2002 r. w sprawie wymagań dotyczących jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi. Dz. U. Nr 203, poz. 1718.

Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 13 kwietnia 2006 roku 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 wody podziemne.

Rozporządzenie..., 2006, Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 roku w sprawie złóż wód podziemnych zaliczanych do solanek, wód leczniczych i termalnych oraz złóż innych kopalin leczniczych, a także zaliczenia kopalin pospolitych z określonych złóż lub jednostek geologicznych.

Rymaszewska M., Żejmo I., 1969, Długotrwała α–aktywność wód leczniczych Świeradowa Zdroju. Acta Geophysica Polonica. Vol. 17., Nr 1, ss. 39-43.

Rymaszewska M., Żejmo I., 1970, Długotrwała radioaktywność wód mineralnych Szczawna Zdroju. Acta Geophysica Polonica. Vol. 18., Nr 1, ss. 99-102.

Sawicki L., 1962, Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Międzylesie. Wyd. Geol., Warszawa.

Schulamann K., Gayer R., 2000, A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. Geological Society of London Special Publication 157, pp. 401-416.

Sesana L., Polla G., Facchini U., 2005, De Capitani L., Radon-prone area in the Lombard plain, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 82, pp. 51-62.

Singh S., Kumar Sharma D., Kumar A., 2004, Environmental radon studies using solid state nuclear track detectors, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 76, pp. 369-376.

Skácel J., 1989, Hranice Lugica a Silezika (středních a vychodnich Sudet). Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, t. 17, ss. 45-55.

Skeppström K., 2005, Radon in groundwater – influencing factors and prediction methodology ror a swedish environment. TRITA-LWR LIC 2032. Licentiate Thesis in Land and Water Resource Sciences. KTH Architecture and the Built Environment, Stockholm.

Skłodowska-Curie M.,1954, Promieniotwórczość. PWN, Warszawa

Skubacz K., 2006, Produkty rozpadu radonu. Radon w środowisku życia, pracy i nauki mieszkańców Dolnego Śląska. Polski Klub Ekologiczny, Wrocław.

Smirnov S.I., 1963, Vierojatnostno-staticieskije zakonomiernosti raspiedielenija chimicieskich eliementov v prirodnjch vodach. Gidrochimiczieskije matier. Moskwa, 5-55.

Smulikowski K., 1979, Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Sudetach. Geol. Sudetica, nr 14.

Starzyńska D., 1972, Sprawozdanie z prac hydrogeologicznycch związanych z ujęciem wód leczniczych w otworze nr 4 zastępczym dla źródła „Jan" w Czerniawie Zdroju. B.P i U.T.B.U. „Balneoprojekt", Warszawa, (Maszynopis).

Starzyńska D., 1993, Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w utworach prekambryjskich ujętych odwiertami P-1 i P-2 w Czerniawie Zdroju. B.P i U.T.B.U. „Balneoprojekt", Warszawa, (Maszynopis).

Staśko S., 1996, Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie badań wybranych obszarów Sudetów polskich. Prace Geol.-Mineral. LIII, Wyd. Uni. Wrocł., Wrocław.

Staśko S., 2002, Zawodnienie szczelinowych skał krystalicznych w Sudetach. Biul. PIG, nr 404, Warszawa.

Staśko S., Tarka R., 2002, Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w masywie Śnieżnika. Acta Univ. Wratisl., Nr 2528, seria Hydrogeologia, Wyd. Uniw. Wrocł., Wrocław.

Steele S. R., 1981, Radon hydrologic anomalies on the rough creek fault: possible precursors to the M5.1 eastern kentucky earthqueke, 1980. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, pp. 465-468

Stupnicka E., 1989, Geologia regionalna Polski, Wyd. Geol., Warszawa.

Suess F.E., 1912, Die moravischen Fenster und ihre Bezihung zum Grundgebirge des Hohes Gesenkes. Denkschrifte der Österreichischen Keiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwisseenschaftliche Klasse, Vol. 83, pp. 541-631.

Swakoń J., Kozak K., Paszkowski M., Gradziński R., Łoskiewicz J., Mazur J., Janik M., Bogacz J., Horwacik P., Olko P., 2005, Radon concentration in soil gas around local disjunctive tectonic zones in the Kraków area. Journal of Enviranmental Radioactivity, No 78, pp. 137-149.

Synnott H., Fenton D., 2005, An evoluation of radon reference levels and radon measurement techniques and protocols in european countries, Report for European Comision, NoFIRI-CT-2001-20142.

Szałamacha J., 1960a, Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Kowary. Wyd. Geol., Warszawa.

Szałamacha J., 1960b, Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Janowice Wielkie. Wyd. Geol., Warszawa.

Szałamacha J., 1965, Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Jelenia Góra – Zachód. Wyd. Geol., Warszawa.

Szałamacha J., Szałamacha M., 1964, Problem północnego kontaktu łupków łyszczykowych pasma kamienieckiego z gnejsami izerskimi, Przegl. Geol., nr 7/8.

Szałamacha M., Szałamacha J., 1968, Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Rozdroże Izerskie. Wyd. Geol., Warszawa.

Szałamacha M., Szałamacha J., 1982, Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Świeradów Zdój. Wyd. Geol., Warszawa.

Szałamacha M., Szałamacha J., 1988, Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1:25000, arkusz Pisarzowice. Wyd. Geol., Warszawa.

Szczepańska J., Kmiecik E., 1998, Statystyczna kontrola jakości danych w monitoringu wód podziemnych. Wydawnictwa AGH, Kraków.

Szczepańska J., Kmiecik E., 2005, Ocena stanu chemicznego wód podziemnych w oparciu o wyniki badań monitoringowych. Uczelniane Wydawnictwo Naukowo-Dydaktyczne, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.

Szmytówna M., 1950, Radoczynność wód mineralnych na obszarze Szczawna Zdroju. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, T. 2, nr 2, ss. 131-135.

Szmytówna M., 1955, Nowoczesna klasyfikacja leczniczych wód mineralnych. [w:] Roguski J. (red.) – Pamiętnik Ogólnopolskiego Zjazdu Balneologicznego, Inowrocław 28-29 V 1954 r. Dodatek do Archiwum Medycyny Wewnętrznej, PZWL, Warszawa, ss. 23-26.

Szmytówna M., 1957, Czynniki farmakodynamiczne wód leczniczych Lądka Zdroju. Balneologia Polska, T. 7, ss. 76-84.

Szmytówna M., 1958a, Radoczynność źródeł leczniczych w Górach Izerskich i Karkonoszach. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Farmaceutycznej, T. 1, z. 1/10, ss. 95-106.

Szmytówna M., 1958b, Radoczynność wód leczniczych w uzdrowiskach Ziemi Kłodzkiej. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Farmaceutycznej, T. 1, z. 1/11, ss. 109-113.

Szmytówna M., 1959, Pomiary radoczynności krajowych wód mineralnych. Chemia Analityczna, z. 1-2, ss. 477-480.

Szymański W., 1991, Chemia jądrowa. PWN, Warszawa.

Tarka R., 1997, Zasilanie wód podziemnych w górskich masywach krystalicznych na przykładzie masywu Śnieżnika w Sudetach, Acta Univ. Wratisl., Prace Geol.-Mineral, Nr 56, Wrocław.

Tołstichin N.I., Posochov E.W., 1975, Mineralnyje vody. Wydawnictwo LGI, Leningrad.

Tricca A., Porcelli D., Wasserburg G.J., 2000, Factors controlling the groundwater uf U, Th, Ra and Rn. Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.), Vol. 109, No. 1, pp. 95-108.

Ustawa z dnia 4 lutego 1994 r. Prawo geologiczne i górnicze. Dz. U. Nr 27, poz. 96, z późniejszymi zmianami.

Vaupotič J., Hunyadi I., Baradács E., 2001, Thorough investigation of radon in a school with elevated levels. Radiation Measurements, Vol. 34, pp. 477-482.

Villalba L., Colmenero Sujo L., Montero Cabrera M.E., Cano Jimenez A., Renteria Villalobos M., Delgado Mendoza C.J., Jurado Tenario L.A., Davila Rangel I., Herrera Peraza E.F., 2005, Radon concentration in ground and drinking in the state of Chihuahua (Mexico). Journal of Enviranmental Radioactivity, No 80, pp. 139-151.

Vogiannis E., Nikolopoulos D., Louizi A., Halvadakis C.P., 2004, Radon variation during treatment in thermal spas of Lesvos Island (Greece). Journal of Enviranmental Radioactivity, No 76, pp. 283-294.

Voronov A.N., 2004, Radon-rich watres in Russia. Environmental Geology, Vol. 46, No. 5, pp. 630-634.

WHO, 2004, Guidelines for Drinking-water Quality. Third Edition. World Health Organization, Geneva.

Wajsprych B., 1978, Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich (Sudety). Roczn. Pol. Tow. Geol., Vol. 48., No. 1.

Walkowicz J., 1989, Podstawy hydrogeologiczne ujęcia wody ze szczytowych zlewni w Sudetach dla Wrocławia. Konf. Alternatywne źródła zaopatrzenia Wrocławia w wodę, Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocł., Wrocław.

Wieczorowska G., Kochański P., Eljaszuk M., 2002, Statystyka. Wprowadzenie do analizy danych sondażowych i eksperymentalnych. Wydawnictwo Naukowe Scholar, Warszawa.

Winkler R., Ruckerbauer F., Trautmannsheimer M., Tschiersch J., Karg E., 2001, Diurnal and seasonal variation of the equilibrium state between short-lived radon decay products and radon gas in ground-level air, Radiation Environ. Biophys., Vol. 40, pp. 115-123.

Witczak S., Adamczyk A., 1995, Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania. Warszawa: Państw. Inspek. Ochr. Środ., T.II.

Witczak S.L., Szczepańska J., Duda R., Różański K., 2001, Naturalne tło hydrogeochemiczne – podstawa zarządzania zbiornikami wód podziemnych. (Natural baseline quality of groundwater: a basis for aquifers menagement. Geologia: kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej, T. 27., Z. 2-4, ss. 501-511.

Wojciechowska I., 1975, Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigation. Geologia Sudetica, Vol. X, No. 2, ss. 61-110.

Wojciechowska I., 1982, Budowa geologiczna regionu kłodzkiego. Biul. Inst. Geol., Nr 341.

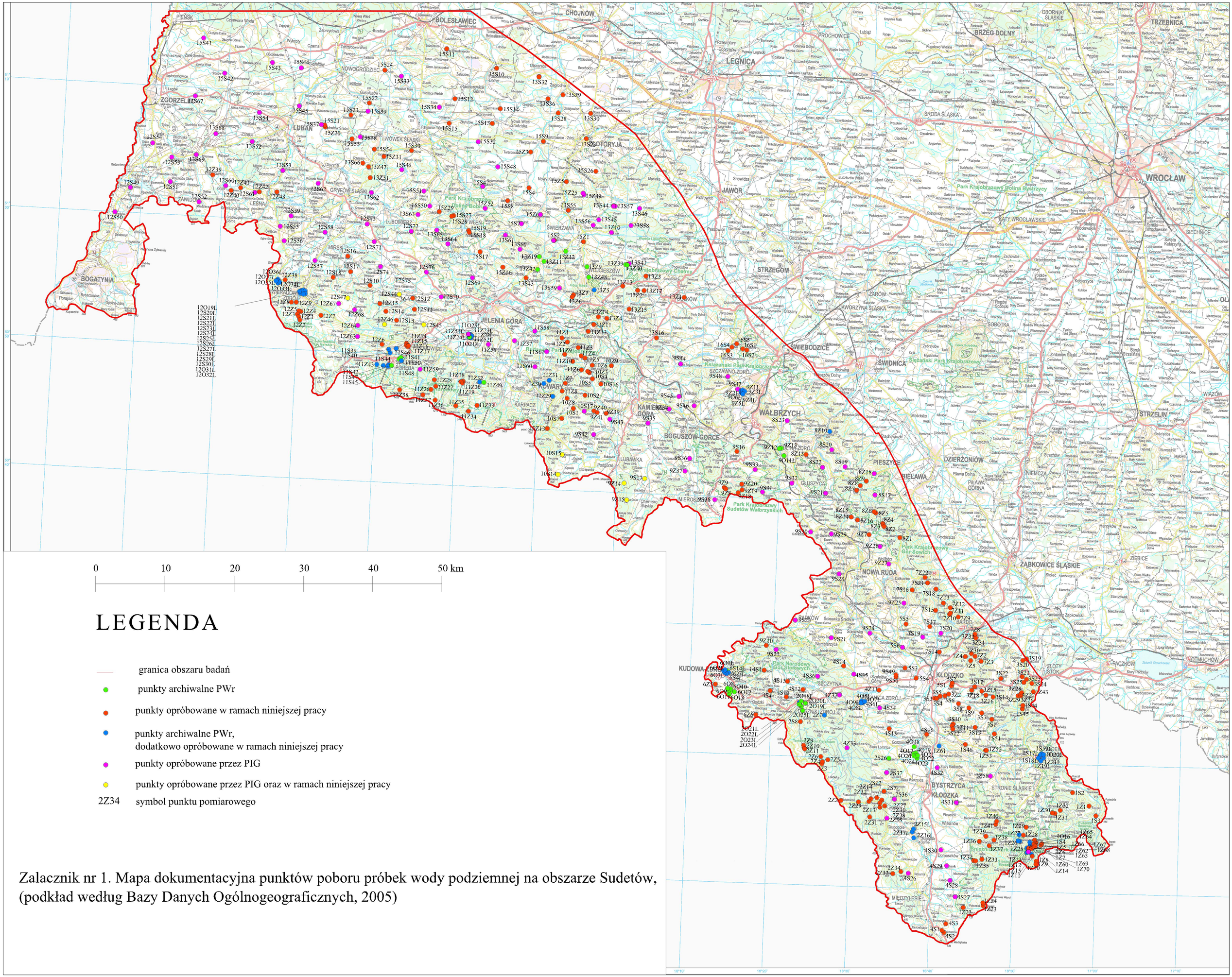
Wysocka M., Kotyrba A., Chałupnik S., Skowronek J., 2005, Geophysical methods in radon risk studies, Journal of Enviranmental Radioactivity, No 82, pp. 351-362.

Zieliński R., 1972, Tablice statystyczne. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.

Zieliński R.,1999, Jak pokochać statystykę, czyli STATISTICA do poduszki. StatSoft Polska Sp. z o.o., Kraków.

Zuber A., Weise S.M., Osenbrück K., Grabczak J., Ciężkowski W., 1995, Age and recharge area of thermal waters in Lądek Spa (Sudeten, Poland) deduced from environmental isotope and moble gas data. Journal of Hydrology, Vol. 167, pp. 327-349.

Żelaźniewicz A., 1995, Introduction to chapter VI. [In:] Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (eds.) – Pre-Premian geology of central and eastern Europe. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 311-314.



Zalacznik nr 1. Mapa dokumentacyjna punktów poboru próbek wody podziemnej na obszarze Sudetów, (podkład według Bazy Danych Ogólnogeograficznych, 2005)

Załącznik nr 2. Zestawienie punktów pomiarowych, w których wykonywano oznaczenia ^{222}Rn, w jednostkach geologicznych Sudetów.

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
	Metamorfik Lądka - Śnieżnika			**173**	**363.2**	**13.0**	**0,3**	**1852,3**	**246.8**		**330.9**
1	Bielice	Źródło Kresowe	1Z1	1	422,3	11,0					
2	Nowy Gierałtów	Studnia przy budynku nr 12	1S2	1	9,4	0,8					
3	Bielice	Studnia przy budynku nr 6	1S3	1	21,7	1,3					
4	Kamienica	Studnia M-3	1S4	2	350,7	13,9	344,2	357,1		12,9	
5		Źródło nr 2	1Z5	1	224,5	8,6					
6		Źródło nr 3	1Z6	1	496,9	14,2					
7		Źródło nr 11	1Z7	2	391,0	17,4	332,7	449,2		116,5	
8		Źródło nr 14	1Z8	2	1390,8	36,3	1336,6	1445,0		108,4	
9		Źródło nr 15	1Z9	2	1305,2	35,1	1163,5	1446,9		283,4	
10		Źródło nr 16	1Z10	3	1852,3	47,8	1721,4	1976,5		255,1	1859,0
11		Źródło M-17	1Z11	2	720,6	35,6	692,7	748,5		55,8	
12		Wypływ ze sztolni Śnieżnik	1Z12	15	1087,1	38,6	893,6	1446,0	170,7		1029,0
13		Źródło K1 + K2	1Z13	8	289,7	12,8	62,8	753,0	228,1		318,2
14		Wypływ ze sztolni koło źródła Roberta (K6a)	1Z14	6	343,4	17,8	117,4	442,2		324,8	385,0
15		Źródło K15	1Z15	9	19,2	2,0	10,2	22,8	4,3		20,8
16		Odwiert SO-3	1O16	11	1647,4	60,7	891,0	2380,0	519,0		1662,0
17		Źródło K-6	1Z60	6	408,9	16,2	4,3	1197,2		1192,9	227,3
18		Źródło K-20	1Z62	2	400.9	21.4					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
19	Kamienica	Źródło K-21	1Z63	1	343	12					
20		Źródło M-4	1Z64	1	188.6	9.8					
21		Źródło M-5	1Z65	1	637.9	37.6					
22		Źródło Anioła	1Z66	1	858.9	28.5					
23		Źródło W-2	1Z67	1	196.7	7.1					
24		Źródło W-7	1Z68	1	253.8	8.7					
25		Źródło W-6	1Z69	1	57.9	3.2					
26		Źródło K.W.	1Z70	1	330.9	11.2					
27	Lądek Zdrój	Chrobry	1S17L	5	129,7	5,2	100,3	147,0		46,7	134,0
28		Dąbrówka	1S18L	5	127,7	6,2	114,0	145,8		31,8	118,0
29		Jerzy	1Z19L	5	1109,0	28,4	839,0	1332,8		493,8	1169,0
30		L-2 (Zdzisław)	1O20L	5	117,1	5,6	110,0	124,9		14,9	115,6
31		Skłodowska-Curie	1S59L	7	316,3	12,6	188,6	378,0	70,0		336,3
32		Wojciech	1Z21L	4	218,6	8.6	206,4	240,0		33,6	214,0
33	Jodłów	Źródło nr 1	1Z22	1	488,9	17,8					
34		Źródło Nysy Kłodzkiej	1Z23	1	788,7	23,1					
35		Źródło nr 2	1Z24	1	642,5	30,5					
36	Kletno	Źródło Marianny	1Z25	5	4,3	0,4	3,6	4,9		1,3	4,5
37		Wywierzysko	1Z26	2	8,5	1,0	7,4	9,5		2,1	
38		Źródło nad sztolnią W.C.	1Z27	4	72,4	4,0	64,8	84,0		19,2	70,4
39		Źródło koło restauracji Incognito	1Z28	1	7,9	0,7					
40		Kl-8 - źródło	1Z29	1	321,4	11,6					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
41	Młynowiec	Źródło koło domu nr 7 (P.Z.)	1Z30	7	710,0	20,6	624,7	861,5	101,3		651,0
42		Źródło "z kwarcem"	1Z31	3	738,7	27,6	608,8	857,4		248,6	749,9
43		Źródło "pod drzewem"	1Z32	3	334,1	12,9	330,5	336,7		6,2	335,1
44	Nowa Wieś	Źródło nr 1	1Z33	1	167,0	7,9					
45		Źródło nr 2a	1Z34	1	74,4	4,4					
46		Źródło nr 2b	1Z35	1	73,0	5,0					
47	Międzygórze	Źródło "Gigant" w Międzygórzu	1Z36	1	0,3	0,3					
48		Źródło nr 1 (Ola)	1Z37	1	436,9	18,2					
49		Źródło nr 2	1Z38	1	103,4	5					
50		Źródło nr 3	1Z39	1	607,1	23,6					
51	Sienna	Źródło nr 1 (Monika)	1Z40	1	236,0	10,4					
52		Źródło nr 2 (Paweł)	1Z41	1	320,2	13,2					
53	Złoty Stok	Źródło koło sztolni Książęcej	1Z43	4	37,5	3,0	31,1	40,5	4,4	9,4	39,2
54		Studnia eksploatowana przy leśniczówce "Biała Góra"	1S44	3	1751,5	50,8	1540,2	2011,3	239,3	471,1	1703,0
55		Studnia nieeksploatowana przy leśniczówce "Biała Góra"	1S45	2	3,1	0,2	0,2	6,0	4,1	5,8	3,1
56	Ołdrzychowice	Studnia przy budynku nr 86. ul. Kłodzka	1S46	2	90,9	4,4	89,4	92,4	2,1	3,0	90,9
57	Skrzynka	Studnia "za mostkiem", S1	1S51	1	22,7	1,5					
58	Trzebieszowice	Źródło "T1"	1Z52	1	64,7	3					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
59	Trzebieszowice	Źródło "T2"	1Z53	1	43,3	2,1					
60	Konradów	Źródło, nr 77	1Z58	1	117,1	13,2					
61	Romanowo	Romanowskie źródło nr 1	1Z61	6	25,5	1,8	22,3	27,1	1,6	4,8	25,95
	Intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka			**38**	**65,5**	**2,8**	**1,5**	**228,2**	**74,9**		**34,5**
1	Droszków	Studnia przy strumieniu Brodek	3S1	3	215,3	9,9	201,1	228,1	13,6	27,0	216,7
2		Źródło nr 1	3Z2	1	1,5	0,2					
3		Studnia S1 przy budynku nr 9	3S3	1	23,2	1,6					
4	Jaszkowa Dolna	Studnia S2 - przy domu za mostkiem	3S4	1	2,6	0,5					
5		Studnia S3 przy domu obok sklepu (od strony Kłodzka)	3S5	1	14,1	1,2					
6		Studnia S4 przy domu nr 47 (babcia)	3S6	1	45,9	4,1					
7	Jaszkowa Górna	Studnia	3S7	2	15,1	1,0	12,4	17,7		5,3	
8		Studnia S2 przy budynku nr 11	3S8	1	46,6	2,9					
9		Studnia S3 - przy kościele	3S9	1	168,1	7,7					
10	Marcinów	Studnia przy domu sołtysa	3S10	1	53,6	2,9					
11		Źródło "u Sołtysa"	3Z11	1	228,2	7,9					
12		Studnia "Marcinów"	3S12	1	16,8	0,6					
13	Rogówek	Studnia przy budynku nr 5	3S13	1	47,5	2,7					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
14	Kolonia Gaj	Studnia przy domu nr 17 "Agnieszka"	3S14	1	110,8	4,1					
15		Źródło nr 1	3Z15	1	52,3	2,1					
16		Źródło nr 2	3Z16	1	3,7	0,3					
17	Podzamek	Studnia przy świetlicy	3S17	1	14,6	1,0					
18		Źródło koło ujęcia wody pitnej	3Z18	1	3,0	0,3					
19	Mąkolno	Studnia przy budynku nr 4	3S19	1	13,6	0,5					
20		Studnia przy strumieniu	3S20	1	166,0	4,0					
21		Studnia przy dwóch źródłach	3S21	1	178,0	6,0					
22	Laski	Studnia przy budynku nr 89 A	3S22	1	20,2	0,7					
23	Złoty Stok	Studnia przy budynku nr 3 na ul, Leśnej	3S23	2	95,4	6,3	90,0	100,8	7,6	10,8	95,4
24	Mąkolno	Studnia przy budynku nr 108	3S24	1	7,11	0,47					
25		Studnia	3S25	1	27,2	1,2					
26	Chwalisław	Źródło nr 1	3Z26	1	124,7	5,9					
27		Źródło nr 2	3Z27	1	123,1	5,2					
28		Źródło nr 3	3Z28	1	344,2	15,1					
29		Źródło nr 4	3Z29	1	115,6	6,6					
30	Bardo	Źródło nr 1	3Z30	1	100,1	3,9					
31		Źródło św. Marii	3Z31	2	99,9	4,6	88,6	111,1		22,5	
32		Źródło nr 7	3Z32	2	50,8	2,7	48,7	52,9		4,2	

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
	Metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich			**92**	**104,7**	**4,9**	**0,3**	**448,0**	**126,5**		**66,6**
1	Bobrowniki Stare	Maria	2Z1	29	126,1	6,4	68,1	163,7	23,7		131,0
2	Mostowice	Źródło nr 1	2Z2	1	3,3	0,3					
3	Orlica	Źródło nr 1 (ujęcie dla leśniczówki)	2Z3	1	330	11					
4		Źródło nr 2	2Z4	1	204	7					
5		Źródło nr 3	2Z5	1	448	14					
6		Twarde Źródło	2Z6	1	394	8					
7	Nowa Bystrzyca	Studnia przy budynku 57	2S7	1	17	0,6					
8	Podgórze	Studnia S1 (T.O.)	2S8	1	5,3	0,4					
9	Zieleniec	Źródło Bystrzycy Dusznickiej (prawe)	2Z9	1	2,3	0,4					
10		Źródło Bystrzycy Dusznickiej (środkowe)	2Z10	1	21,7	1					
11		Źródło Bystrzycy Dusznickiej (lewe)	2Z11	2	27,45	1,4	25,9	29		3,1	
12	Nowa Bystrzyca	Studnia przy domu nr 69	2S12	1	137,4	5,3					
13	Spalona	Źródło M.M. BZ4	2Z13	1	66,6	3,7					
14		Źródło M.M. BZ5	2Z14	2	88,7	3,9	82,8	94,6		11,8	
15		Źródło M.M. BZ3	2Z27	1	68,8	3					
16		Źródło M.M. BZ2	2Z28	1	92,3	4,1					
17		Źródło Ekwador	2Z29	1	364,3	15,1					
18		Źródło G.K.	2Z30	1	91,8	5,8					
19		Źródło S.I.	2Z31	1	420,0	16,8					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
20	Spalona	Ujęcie wody dla schroniska Jagodna (studnia)	2Z32	1	77,2	5,5					
21	Gniewoszów	Źródło koło Solnej Jamie	2Z33	1	191,2	9,5					
22		Źródło IZI	2Z34	1	0,3	0,7					
23	Duszniki Zdrój	Jan Kazimierz	2O18L	4	17,1	3,2	15,8	18,3		2,5	17,2
24		B1	2O19L	2	16,3	0,9	11,4	21,2		9,8	
25		B2	2O20L	2	54,5	1,7	48,4	60,5		12,1	
26		B3	2O21L	5	84,2	4,9	66,4	91,7		25,3	89,3
27		B4	2O22L	3	4,3	1,4	3,8	4,8		1,0	4,4
28		Pieniawa Chopina	2O23L	3	7,9	1,2	6,9	9,6		2,7	7,2
29		Nr 39	2O24L	3	9,5	1,3	8,4	11,0		2,6	9,1
30		Zimny Zdrój	2O25L	1	54,7	1,5					
31	Długopole Zdrój	Emilia	2Z15L	4	101,6	5,2	80,6	137,4		56,8	94,1
32		Renata	2Z16L	4	67,0	4,3	61,4	72,8		11,4	66,9
33		Kazimierz	2Z17L	4	59,8	3,4	43,3	81,1		37,8	57,4
34	Szczawina	Studzienne	2S26	2	134,4	4,4	117,0	151,7		34,7	
35	Ponikwa	Źródło, nr 62	2Z35	1	37,1	1,3					
36	Wyszki	Studnia, nr 15a	2S36	1	30,4	5,3					
37	Zalesie	Studnia, nr 3	2S37	1	16,3	2,1					
Metamorfik kłodzki				**8**	**7,9**	**0,6**	**2,2**	**13,8**	**4,5**		**7,4**
1	Jaszkówka	Studnia	5S1	1	13,8	0,7					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
2	Jaszkówka	Studnia - przy warsztacie samochodowym	5S2	1	7,8	0,5					
3	Korytów	Studnia przy budynku nr 1	5S3	2	4,25	0,5	2,9	5,6		2,7	
4	Kłodzko	Studnia przy budynku nr 28 na ulicy Drzymały	5S4	2	2,2	0,25	2,1	2,3		0,2	
5	Bożków	Studnia przy budynku nr 18 "u Magdy"	5S5	1	7,1	0,6					
6	Bierkowice	Studnia, nr 66	5S6	1	12,4	1,2					
	Granit kudowski										
1	Darnków	studnia	14S1	1	44,1	1,8					
	Struktura bardzka			**21**	**22,1**	**1,3**	**3,8**	**100,1**	**27,4**		**13,2**
1	Góry Bardzkie	Źródło nr 2	7Z2	1	10,5	0,7					
2		Źródło nr 3	7Z3	1	7,6	0,6					
3		Źródło nr 4	7Z4	1	4,7	0,5					
4		Źródło nr 6	7Z5	1	33,4	1,6					
5		Źródło nr 8	7Z8	1	14,3	1,7					
6		Źródło nr 9 (Brzeźnicka Góra)	7Z9	1	24,0	1,3					
7		Źródło nr 10a	7Z10	1	12,5	0,9					
8		Źródło nr 10b	7Z11	1	12,4	0,9					
9		Źródło nr 11	7Z12	1	14,2	0,9					
10		Źródło nr 12	7Z13	1	14,4	1,1					
11	Młynów	Studnia	7S14	1	4,2	0,6					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
12	Wilcza	Studnia przy budynku nr 44	7S15	1	3,8	0,5					
13	Nowa Wieś Kłodzka	Studnia przy budynku nr 25	7S16	2	8,5	0,7	2,3	14,6		12,3	
14	Wojbórz	Studnia przy budynku nr 68	7S17	2	17,5	1,3	1,0	33,9		32,9	
15	Żdanów	Studnia przy budynku nr 7	7S18	1	13,9	1,1					
16	Łączna	Studnia, nr 33	7S19	1	11,7	0,7					
17	Morzyszów	Studnia, nr 3	7S20	1	18,5	3,0					
18	Srebrna Góra	Studnia "S1" (koło Fortu Ostróg)	7S21	1	5,4	0,7					
19		Źródło koło schroniska "Pod Fortami"	7Z22	1	4,1	0,4					
Kra sowiogórska				**26**	**23,5**	**1,4**	**0,6**	**71,9**	**20,9**		**23,2**
1	Góry Sowie	Źródło powyżej przełęczy Woliborskiej	8Z1	1	71,9	2,9					
2		Źródło na polanie Bielawskiej nr 1	8Z2	1	4,6	0,5					
3		Źródło na polanie Bielawskiej nr 2	8Z3	1	26,3	1,4					
4		Źródło na polanie Bielawskiej nr 3	8Z4	1	62,0	2,6					
5		Źródło powyżej Zygmuntówki	8Z5	1	25,8	1,3					
6		Źródło koło Zygmuntówki - w stronę Przełęczy Jugowskiej	8Z6	1	30,9	1,5					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
7	Góry Sowie	Źródło na żółtym szlaku- po zejściu z Wielkiej Sowy	8Z7	1	32,4	1,5					
8		Źródło za Pieczyckim Potokiem – ok. 200 m	8Z8	1	26,3	1,3					
9		Źródło - na połączeniu żółtego i niebieskiego szlaku	8Z9	1	13,8	0,8					
10	Lubachów	Wypływ ze sztolni we wsi Schlesier-Thale	8Z10	5	6,8	0,6	5,3	8,3		3,0	
11	Jugowice	Źródło nr1	8Z13	1	68,7	5,3					
12	Sokolec	A1 (przy studni)	8Z14	1	23,2	1,6					
13		A2 (na skrzyżowaniu)	8Z15	1	0,6	0,1					
14		A3 (z rurką)	8Z16	2	7,5	0,7	5,6	9,4		3,8	
15	Kamionki	Studnia, nr 69	8S17	1	24,9	2,5					
16	Rościszów	Źródło, nr 31	8Z18	1	26,9	1,7					
17	Glinno	Studnia, nr 67	8S19	1	3,6	0,9					
18	Michałkowa	Studnia, nr 15	8S20	1	8,6	1,4					
19	Rzeczka	Studnia	8S21	1	11,4	0,6					
20	Walim	Studnia, nr 51	8S22	1	14,8	0,6					
21	Dziećmorowice	Studnia, ul, Bystrzycka nr 48	8S23	1	3,2	0,5					
Niecka śródsudecka				**170**	**24,2**	**1,6**	**0,1**	**210,3**	**33,0**		**14,6**
1	Boboszów	Studnia przy mostku	4S1	1	16,9	1,7					
2		Studnia przy stawie (droga koło kościoła)	4S2	1	31	2,1					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
3	Boboszów	Studnia przy Modrzewiowej Osadzie	4S3	1	15,2	3,5					
4	Kulin	Studnia	4S4	1	16,4	0,9					
5	Słoszów	Studnia S1	4S10	1	13,4	0,5					
6	Szalejów Górny	Źródło Wiktorii	4Z11	4	8,9	1,1	7,3	10,2		2,9	9,05
7	Złotno	Studnia S2	4S12	1	5,3	0,3					
8	Łężyce	Studnia S4 (koło drewnianego domu, na wzniesieniu)	4S13	1	12,4	0,4					
9	Chocieszów	Studnia	4S14	1	4,8						
10	Starków	Studnia S5	4S15	1	12,1	0,9					
11	Żelazno	Studnia „Z.G.”	4S16	1	4,1	0,6					
12	Polanica Zdrój	P-300	4O5L	4	4,8	1,1	4,3	5,5		1,2	4,6
13		Józef Stary	4S6L	3	22,4	1,6	16,4	27,1		10,7	23,7
14		Józef I	4O7L	4	18,7	1,9	14,8	22,6		7,8	18,7
15		Józef II	4O8L	4	22,2	2,0	21,6	22,7		1,0	22,4
16		Wielka Pieniawa	4O9L	4	16,6	1,5	13,6	20,3		6,7	16,2
17	Gorzanów	nr 5	4O17	3	14,4	1,4	3,7	34,6		30,9	4,9
18		nr 6	4O18	2	4,9	0,7	4,2	5,6		1,4	
19		nr 7M	4O19	2	17,0	0,8	16,9	17,0		0,1	
20		Kaczka (nr 1)	4O20	2	14,7	1,7	12,8	16,5		3,7	
21		nr 2	4O21	2	6,2	0,9	6,0	6,4		0,4	
22		nr 4a	4O22	2	5,7	0,7	5,6	5,7		0,1	
23		nr 4b	4O23	2	7,8	1,1	6,8	8,7		1,9	

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
24	Gorzanów	nr 4	4O24	1	9,5	0,4					
25	Różanka	Studnia, nr 10	4S26	1	16,6	1,8					
26	Szklarnia	Studnia, nr 46	4S27	1	30,9	2,0					
27	Goworów	Studnia, nr 22	4S28	1	20,8	1,9					
28	Gajnik	Studnia, nr 29	4S29	1	7,0	0,8					
29	Domaszków	Studnia, ul, Śnieżna 26	4S30	1	9,2	0,8					
30	Idzików	Studnia, nr 119	4S31	1	8,3	1,1					
31	Stary Waliszów	Studnia, nr 159	4S32	1	6,0	0,4					
32	Nowa Łomnica	Źródło, nr 27	4Z33	1	7,8	0,9					
33	Stary Wielisław	Studnia, naprzeciwko domu nr 23	4S34	1	12,4	1,9					
34	Wolany	Studnia, nr 52	4S35	1	16,8	2,8					
35	Batorów	Studnia, nr 11	4S36	1	9,0	1,5					
36	Borek	Źródło	4Z37	1	25,6	1,3					
37	Kudowa Zdrój	Źródło Marii	6Z5	2	21,2	1,05	20,9	21,5		0,6	
38		K-200	6O1L	4	7,2	0,8	6,7	7,8		1,1	7,2
39		nr 2 (Moniuszko)	6O2L	4	5,5	0,9	4,3	7,1		2,8	5,2
40		nr 3 (Nowy Marchlewski)	6O3L	4	59,2	2,8	50,4	66,1		15,7	60,1
41		Śniadecki	6S14L	2	16,2	1,0	15,9	16,4		0,5	
42		Górne (zbiornik)	6S4L	3	18,7	0,9	14,9	22		7,1	19,1
43		Nr 9	6O7	1	1,7	1,1					
44	Kocioł	Źródło w lesie za Lewinem	6Z6	1	26,6	1,1					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
45	Jeleniów	Nr 2	6O8	2	33,1	1,0	31,7	34,5		2,8	
46		Nr 5	6O10	2	38,8	1,8	35,8	41,8		6,0	
47		Nr 6	6O11	3	85,6	3,3	75,9	95,8		19,9	85,1
48		J-150	6O9	3	93,1	3,9	82,5	108,7		26,2	88,2
49		Sarenka	6Z12	2	26,4	1,6	24,8	28,0		3,2	
50		Nr 7	6O13	1	50,7	1,3					
51	Szczawno Zdrój	Marta	9Z1L	5	210,3	7,1	189,0	247,6		58,6	206,0
52		Młynarz	9Z2L	3	29,9	2,6	25,2	37,0		11,8	27,5
53		Mieszko	9Z3L	4	28,2	1,9	19,1	36,2		17,1	28,7
54		Mieszko-14	9Z4L	3	9,3	1,0	8,8	10,2		1,4	8,9
55		Dąbrówka	9Z5L	3	23,4	2,6	21,2	25,3		4,1	23,8
56		nr 14	9O6L	3	25,6	2,0	14,3	34,5		20,2	27,9
57	Jugów	Źródło nr 1	9Z7	1	23,4	1,2					
58	Sokołowsko	Źródło nr 1	9Z8	1	2,3	0,4					
59		Źródło Hermana	9Z9	1	4,3	0,5					
60		Źródło nr 3	9Z18	1	0,1	0,5					
61		Źródło na 4	9Z19	1	0,1	0,4					
62		Źródło Leśniczego	9Z20	1	0,2	0,1					
63	Góry Stołowe	Źródło nr 1	9Z10	1	12,4	1,7					
64	Lubawka - Chełmsko	Źródło pod krzyżem	9Z14	3	22,5	1,9	12,4	30,1		17,7	24,9
65	Błażejów	Źródło Jodłowe	9Z15	3	134,7	6,7	121,6	155,1		33,5	127,4
66	Wałbrzych - Glinik	Studnia	9S16	1	28,3	2,0					
67	Olszyny	Studnia, nr 79	9S17	2	10,2	1,0	9,2	11,1		1,9	

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
68	Jedlina	Na zakręcie 1	9Z12	3	10,0	1,1	4,8	14,4		9,6	10,8
69		Na zakręcie 2	9Z13	1	3,2	0,6					
70		J-300	9O11L	2	138,8	8,7	93,5	184,0		90,5	
71	Wambierzyce	Studnia, ul, Wiejska 34	9S21	1	95,7	1,7					
72	Karłów	Źródło	9S22	1	4,2	0,9					
73	Radków	Studnia, ul, Chrobrego 30	9S23	1	21,8	3,3					
74	Ścinawa Dln	Studnia, nr 66	9S24	1	13,7	1,7					
75	Czerwieńczyce	Źródło	9Z25	1	24,8	2,2					
76	Przygórze	Źródło, koło szkoły	9Z26	1	44,2	3,4					
77	Wolibórz	Studnia, nr 41	9S27	1	5,0	1,1					
78	Włodowice	Studnia, nr 47	9S28	1	2,8	0,2					
79	Ludwikowice	Studnia, ul, Kościuszki nr 9	9S29	1	56,7	5,2					
80	Świerki	Studnia, nr 151	9S30	1	7,6	1,2					
81	Łomnica	Studnia, nr 3a	9S31	1	17,6	0,9					
82	Głuszyca	Studnia, ul, Chrobrego 12	9S32	1	13,7	1,4					
83	Rybnica Leśna	Źródło, nr 71	9S33	1	25,7	2,4					
84	Borówno	Źródło przy kościele	9Z34	1	52,4	2,2					
85	Czadrów	Studnia, nr 24	9S35	1	127,9	3,1					
86	Grzędy Górne	Studnia, nr 9	9S36	1	14,5	1,0					
87	Kochanów	Źródło za cmentarzem	9Z37	1	9,1	1,0					
88	Nowe Siodło	Studnia, nr 15	9S38	1	74,8	3,5					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
89	Pisarzowice	Źródło - kolczaste źródełko	9Z39	1	15,8	1,3					
90	Szarocin	Źródło pod klonem	9Z40	1	9,8	1,1					
91		Źródło na łące	9Z41	1	8,0	1,0					
92	Struga	Studnia	9S48	1	1,5	0,6					
93	Szczawno	Studnia - przy rondzie i przejeździe kolejowym	9S47	1	5,0	0,8					
94	Nowe Bogaczowice	Studnia, nr 18	9S44	1	24,8	0,2					
95	Witków	Studnia, nr 11	9S45	1	3,0	1,0					
96	Jabłów	Studnia, nr 69	9S46	1	3,9	0,4					
97	Stara Białka	Studnia, nr 28	9S42	1	24,0	3,8					
98	Janiszów	Studnia, nr 53	9S43	1	21,2	1,4					
99	Roszyce	Studnia przy budynku nr 2	9S49	2	10,9	1,3	10,6	11,2		0,6	
100		Studnia na działce nr 7	9S50	2	0,6	0,3	0,3	0,9		0,6	
	Metamorfik Rudaw Janowickich			**16**	**52,0**	**3,7**	**3,2**	**161,3**	**60,6**		**23,4**
1	Leszczyniec	Studnia	10S1	1	161,3	8,3					
2	Pisarzowice	Studnia przy budynku nr 19	10S2	1	20,1	2,7					
3	Rędziny	Źródło Rędzińskiego potoku	10Z3	1	94,8	6,8					
4		Studnia przy budynku nr 12	10S4	1	7,6	1,2					
5		Studnia przy Rędzińskim potoku	10S5	1	149,0	10,0					
6	Mielnica	Źródło przed bacówką	10Z6	1	156,2	8,7					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
7	Ogorzelec	Studnia przy budynku nr 92	10S7	1	30,9	2,5					
8	Wilczyniec	Źródło	10Z8	1	36,5	3,3					
9	Wieściszowice	Źródło	10Z9	1	4,1	0,7					
10	Okraj	Źródło Okraj	10Z13	1	22,8	2,8					
11	Niedamirów	Studnia przy domu nr 6	10S14	2	3,2	0,7	1,0	5,3		4,3	
12	Jarkowice	Studnia przy domu nr 12	10S15	2	24,1	1,8	22,6	25,5		2,9	
13	Raczów	Studnia, naprzeciwko domu nr 59	10S16	1	4,9	0,5					
14	Szarocin	Studnia, nr 89	10S17	1	12,3	1,6					
Granit karkonoski				**136**	**293,2**	**16,0**	**0,3**	**1715,9**	**366,9**		**179,2**
1	Szklarska Poręba	Nr 1	11S42	3	806,7	8,8	780,0	921,3		141,3	850,0
2		Nr 5	11Z43	3	58,2	1,8	16,5	77,0		60,5	72,0
3		Nr 6	11S44	3	613,4	7,6	207,5	880,0		672,5	860,0
4		Nr 6a	11S47	3	830,4	11,4	629,6	930,0		300,4	925,0
5		Nr 7	11S45	2	105,7	1,9	98,0	154,0		56,0	
6		Nr 12	11S40	3	382,5	4,4	276,7	425,0		148,3	395,0
7		Nr 18	11S50	3	1544,5	9,4	1280,3	1570,0		289,7	1560,0
8		Nr 18a	11S41	2	1715,9	9,9	1570,0	1720,0		150,0	
9		Nr 18b	11S48	1	286,0	10,0					
10		Nr 19	11S39	3	907,9	12,4	890,0	954,0		64,0	919,6
11		Nr 600	11S46	3	603,5	8,4	564,0	625,0		61,0	610,0
12		Nr 2	11Z14	1	81,0	2,9					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
13	Szklarska Poręba	Nr 3	11Z15	2	509,8	11,4	81,0	597,0		516,0	
14		Nr 3A	11Z16	2	352,5	8,2	297,0	467,7		170,7	
15		Nr 4	11Z17	2	1188,1	19,3	979,0	1307,7		328,7	
16	Podgórzyn	Nr 1	11Z18	1	63,8	63,8					
17		Nr 2	11Z19	1	226,0	226,0					
18		Nr 3	11Z20	1	205,0	205,0					
19	Sosnówka	Dobre Źródło	11Z32	4	276,7	5,3	252,0	315,0		63,0	283,0
20		Źródło Magdaleny	11Z49	3	195,1	5,1	177,2	215,0		37,8	207,0
21	Rudawy Janowickie	Źródło nr 1	11Z1	1	364,8	14,1					
22		Źródło nr 2	11Z2	1	208,3	9,6					
23		Źródło nr 3	11Z3	1	0,3	0,2					
24		Źródło nr 4	11Z4	1	25,2	1,8					
25		Źródło nr 5	11Z5	1	498,6	17,8					
26		Karpnickie Źródło nr 6	11Z6	1	342,6	18,8					
27		Źródło Kalenicy - nr 7	11Z7	1	20,2	2,0					
28		Gruszkówka - nr 8	11Z8	2	33,1	1,7	24,1	65,5		41,4	
29	Strużnica	J-1	11Z9	3	161,7	4,2					
30		J-2	11Z10	1	557,9	27,5					
31	Stare Janowice	Wypływ ze sztolni	11Sz11	1	169,0	7,3					
32	Janowice Wielkie	Ujęcie wody	11Z13	1	131,3	5,8					
33	Kowary	nr 26	11Z29	11	486,0	20,4	373,7	596,8	58,6		473,0
34		nr 50	11Z30	6	267,8	22,4	160,0	397,8		237,8	244,5
35		Jola	11Z31	9	35,7	2,4	16,1	52,5	13,0		38,7

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
36	Jagniątków	Źródło AKT	11Z26	1	241,0	8,0					
37		Źródło Roksany	11Z27	1	92,5	3,4					
38		Źródło nr 3	11Z28	1	28,9	1,3					
39	Cieplice Zdrój	nr 1 (Marysieńka)	11O21L	5	10,0	1,2	5,9	14,5		8,6	9,5
40		nr 2 (Sobieski)	11Z22L	5	127,3	9,0	56,8	162,6		105,8	133,5
41		nr 3 (Antoni – Wacław)	11Z51L	4	23,0	1,8	20,5	28,0		7,5	21,7
42		nr 4 (Nowe)	11Z23L	5	42,3	2,7	28,9	54,1		25,2	42,1
43		nr 5 (Basenowe damskie)	11Z52L	2	47,2	3,7	36,5	57,8		21,3	
44		nr 6 (Basenowe męskie)	11Z24L	5	34,6	2,2	7,8	45,0		37,2	40,7
45		odwiert C-2	11O25L	5	10,3	1,0	4,5	20,0		15,5	9,4
46	Karkonosze	Źródło nr 5	11Z33	1	14,9	1,1					
47		Źródło nr 1	11Z34	1	197,8	9,7					
48		Źródło nr 2	11Z35	1	781,9	24,8					
49		Źródło nr 8	11Z36	1	111,8	7,2					
50		Źródło nr 9	11Z37	1	13,9	1,6					
51		Źródło nr 7	11Z38	1	233,4	10,5					
52	Staniszów	Źródło, nr 19	11Z56	1	189,4	6,5					
53	Łomnica Grn,	Źródło koło kościoła	11Z57	1	75,6	4,7					
54	Wojanów	Studnia, nr 19	11S58	1	10,6	1,1					
55	Jagniątków	Źródło, ul, Kręta	11Z59	1	3,3	0,1					
56	Bukowiec	Studnia, ul, Robotnicza 33	11S60	1	97,3	4,5					
57	Karpniki	Studnia, ul, Rudawska 2	11S61	1	236,4	26,9					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
Metamorfik izerski				**175**	**254,7**	**10,2**	**1,7**	**1466,4**	**375,9**		**74,8**
1	Wysoki Grzbiet	Źródło E1	12Z1	1	1395,1	37,9					
2		Źródło E3	12Z2	1	235,8	10,7					
3		Źródło E4	12Z3	1	354,1	15,5					
4		Źródło E5	12Z4	1	261,0	11,1					
5		Źródło E6	12Z5	1	92,9	4,9					
6		Źródło nr 1	12Z6	1	327,0	19,2					
7		Źródło nr 4	12Z7	1	493,8	19,1					
8		Źródło nr 5	12Z8	1	478,4	16,9					
9		Źródło na 6	12Z9	1	546,3	20,8					
10	Proszowa	Studnia	12S10	1	21,9	2,6					
11	Latoniów	Studnia przy leśniczówce	12S11	1	44,3	2,1					
12	Kromnów	Studnia - przy domu koła transformatora	12S12	1	17,3	1,1					
13	Kopaniec	Studnia, nr 9	12S13	1	75,5	4,1					
14	Chromiec	Studnia, u p, Krystyny Zajcer	12S14	1	222,5	9,8					
15	Chromiec- Antoniów	Źródło Karola	12Z15	1	1466,4	29,9					
16	Rębiszów	Studnia, nr 20	12S16	1	1005,8	22,4					
17	Mlądz	Studnia, nr 52	12S17	1	33,1	2,5					
18	Gierczyn	Studnia, nr 29	12S18	1	290,6	10,9					
19	Czerniawa Zdrój	Gronostajowa studnia, ul, Sudecka 5	12Z38	1	6,7	0,5					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
20	Zalipie	Źródło Jaguar	12Z40	1	69,7	4,5					
21	Platerówka	Źródło Platerówka	12Z39	1	205,5	7,2					
22	Przylesek	Źródło - L,Z, 2	12Z41	1	31,2	2,5					
23	Jurków - Smolik	Źródło	12Z42	1	95,4	5,1					
24	Leśna	„Krowie” źródło	12Z43	1	101,6	6,8					
25	Mała Kamienica	Studnia, nr 27	12S44	2	131,2	3,8	120,4	141,9		21,5	
26	Piastów	Studnia, nr 34	12S45	2	146,6	5,1	144,2	149,0		4,8	
27	Kopaniec - Chromiec	Źródło nr 1	12Z46	2	38,8	1,6	36,1	41,5		5,4	
28	Przecznica - Radoszów	Studnia	12S47	2	292,0	9,1	241,9	342,0		100,1	
29	Świeradów	1A	12O19L	6	67,5	5,4	16,8	97,8		81,0	76,0
30		Gorne (zbiorcze)	12S20L	8	716,1	28,3	497,1	867,0	131,7		734,5
31		Górne nr 1	12S21L	7	415,6	17,8	221,0	524,0	121,9		462,0
32		Górne nr 2	12S22L	9	153,7	7,3	119,0	273,0	47,9		138,9
33		MCS nr 1	12S23L	6	498,8	23,8	367,0	570,0		203,0	509,5
34		MCS nr 2	12S24L	4	141,8	10,1	36,6	405,0		368,4	62,9
35		MCS nr 3	12S25L	6	1034,8	43,8	473,0	1825,0		1352	994,4
36		MCS nr 4	12S26L	6	1142,7	48,0	456,0	1515,1		1059,1	1286,6
37		MCS nr 5	12S27L	6	1356,0	59,9	339,4	1955,0		1615,6	1466,5
38		MCS nr 6	12S28L	6	664,0	28,4	186,0	1068,0		882,0	805,0
39		MCS nr 7	12S29L	6	1117,0	50,6	299,3	1720,0		1420,7	1197,5
40		Sancta Maria	12S30L	6	1068,5	44,1	643,0	1222,9		579,9	1140,0
42		2P	12O31L	6	1,7	0,2					
42		4P	12O32L	6	86,1	4,5	59,2	154,3		95,1	63,0

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
43	Czerniawa Zdrój	Odwiert nr 1	12O33L	5	52,0	4,1	31,3	76,7		45,4	51,4
44		Odwiert nr 4	12O34L	6	24,9	3,3	3,7	38,6		34,9	32,9
45		Odwiert GT-1	12O35L	6	111,6	7,4	102,0	126,0		24,0	109,9
46		Odwiert P-1	12O36L	6	21,0	2,2	14,3	41,2		26,9	17,0
47		Odwiert P-2	12O37L	6	36,4	2,6	15,0	53,2		38,2	39,8
48	Ręczyn	Ujęcie z abisynki, przy domu nr 59	12S49	1	17,2	1,5					
49	Bratków	Studnia, nr 81	12S50	1	22,9	2,0					
50	Wrociszów Gr.	Studnia, nr 16	12S51	1	2,9	0,4					
51	Miedziana	Studnia, nr 40	12S52	1	18,2	1,7					
52	Sulików 42	Studnia, nr 42	12S53	1	8,8	1,0					
53	Koźmin	Studnia, nr 10	12S54	1	9,8	1,0					
54	Świecie	Ujęcie ze studni	12S55	1	242,4	5,3					
55		Studnia, nr 142	12S56	1	26,9	3,1					
56	Kamień	Studnia, nr 15	12S57	1	35,8	2,4					
57	Karłowiec	Studnia naprzeciwko domu nr 21	12S58	1	52,4	2,2					
58	Złotniki Lubańskie	Studnia na Rynku	12S59	1	127,9	3,1					
59	Zalipie	Studnia, nr 29	12S60	1	14,5	1,0					
60	Grabiszyce Dln,	Studnia, nr 52	12S61	1	9,1	1,0					
61	Krzewie Małe	Studnia, nr 142	12S62	1	74,8	3,5					
62	Rozdroże Izerskie, S	Źródło	12Z63	1	3,9	0,3					
63	Rozdroże Izerskie, N	Źródło	12Z64	1	55,9	0,8					
64	Płoka	Studnia	12S67	1	17,9	1,7					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
65	Strumień bez nazwy	Źródło	12Z68	1	3,0	0,1					
66	Siedlęcin	Studnia, ul Ogrodowa 12	12S69	1	12,2	1,2					
67	Rybnica	Studnia, nr 33	12S70	1	38,1	2,2					
68	Chmieleń	Studnia, nr 28	12S71	1	68,5	2,5					
69	Wojciechów	Studnia, nr 103	12S72	1	18,8	0,8					
70	Radoniów	Studnia, nr 36	12S73	1	27,3	0,7					
71	Grudza	Studnia, nr 33	12S74	1	25,3	1,5					
72	Nowa Kamienica	Studnia, nr 43	12S75	1	421,8	17,7					
73	Barcinek	Studnia, nr 106	12S76	1	47,5	3,2					
	Metamorfik kaczawski			**57**	**23,6**	**1,5**	**0,6**	**113,0**	**24,7**		**15,0**
1	Bloków	Źródło Jana	13Z1	1	6,4	0,7					
2	Bolków Zdrój	Stare Bogaczowice/Bolków Zdr, - Źródlosko Św, Jadwigi	13Z2	1	0,6	0,2					
3	Jastrowiec	Źródło Św, Marii	13Z3	1	2,9	0,5					
4	Kaczorów	Źródło Kaczawy - Kaczorów	13Z4	1	1,8	0,4					
5	Wojcieszów	Źródło Miłek - Góra Miłek	13Z5	3	24,4	1,3	10,1	47,8		37,7	15,2
6		Źródło Zamek	13Z48	1	33,6	0,9					
7	Radomierz	Źródło koło Radomierza nr 1	13Z6	1	42,4	2,0					
8	Radomierz	Źródło koło Radomierza nr 2 – jerzynowe	13Z7	1	49,9	2,8					
9	Wojcieszów	Źródło koło torów	13Z9	1	14,4	1,4					

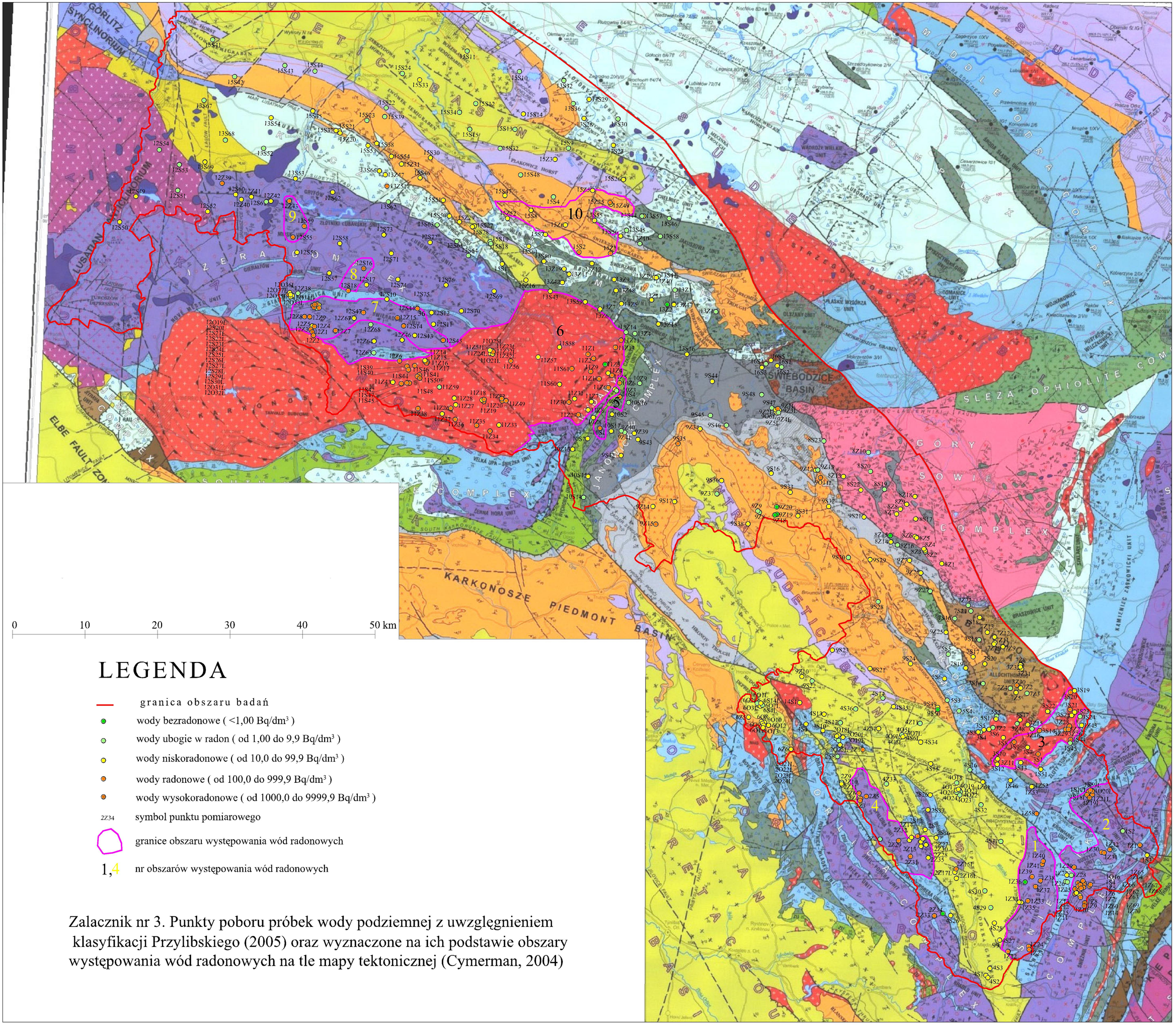
L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
10	Jurczyce	Źródło - droga w kierunku Jawora	13Z10	1	8,5	1,4					
11	Podgórki	Źródło przy drodze na Podgórki - dopływ Świerzawy	13Z11	1	34,3	2,5					
12	Janochów	Źródło - przed skrętem na Lubiechową - wypływ ze skał	13Z12	1	28,2	2,2					
13	Przełęcz Mysłowska	Źródło koło leśniczówki, za przełęczą Mysłowską	13Z13	1	53,7	3,4					
14	Góry Ołowiane	Źródło Urwista	13Z14	1	3,9	0,7					
15	Płonina-Popiel	Źródło na skrzyżowaniu	13Z15	1	22,7	1,8					
16	Domanów	Studnia koło stacji kolejowej	13S16	1	14,5	1,4					
17	Nowe Rachowice	Źródło - ruiny wapiennika	13Z17	1	80,5	4,4					
18	Kapella	Źródło przy drodze	13Z19	1	74,5	3,5					
19	Złotoryja	Studnia	13S23	1	27,0	2,4					
20	Uniejowice	Studnia, nr 69	13S28	2	11,9	1,4	10,1	13,6		3,5	
21		Studnia, nr 1	13S29	2	22,8	1,5	19,8	25,8		6,0	
22	Nowa Wieś Złotoryjska	Studnia, nr 4	13S30	2	5,2	0,6	4,3	6,0		1,7	
23	Olszanica	Studnia, nr 2	13S32	1	0,8	0,3					
24	Uniejowice - Grodzice	Studnia, koło skrzynek pocztowych	13S36	1	2,8	0,8					
25	Lipa	Źródło nr 1a	13Z39	1	53,1	2,2					
26		Źródło nr 1b	13Z40	1	46,2	1,9					
27		Studnia, nr 126	13S41	1	5,6	0,5					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
28	Dziwiszów	Źródło na zakręcie	13Z42	1	68,9	3,0					
29		Studnia, nr 111	13S43	1	29,0	1,6					
30	Konradów	Studnia, na zakręcie (4P)	13S44	1	5,5	0,8					
31	Rzeszówek	Studnia, u sołtysa	13S45	1	4,3	0,5					
32	Pomocne	Studnia, nr 109	13S46	1	8,7	0,9					
33	Rząsiny	Źródło, na łące	13Z47	1	17,1	1,6					
34		Studnia, nr 27	13S66	1	11,3	1,1					
35	Gryfów - Ubocze	Źródło	13Z51	1	113,0	5,0					
36	Zaręba	Abisynka na podwórku ul, Słowackiego, naprzeciwko nr 52.	13S52	1	6,9	0,7					
37	Kościelniki	Studnia	13S53	1	20,8	1,1					
38	Pisarzowice	Studnia, nr 288 a	13S54	1	15,4	2,1					
39	Sędziszowa	Studnia, nr 25	13S55	1	22,1	1,2					
40	Rzeszówek	Studnia, nr 6	13S56	1	33,5	2,1					
41	Konradów	Studnia, nr 37	13S57	1	17,8	1,9					
42	Muchów	Studnia, nr 20	13S58	1	3,1	0,5					
43	Komarno	Studnia, nr 7	13S59	1	23,0	0,7					
44	Chrośnica	Studnia, nr 28	13S60	1	81,9	5,0					
45	Janówek	Studnia, nr 22 - sołtys	13S61	1	23,7	0,1					
46	Oleszna Podgórska	Studnia, nr 145	13S62	1	1,9	0,4					
47	Golejów	Studnia, nr 53	13S63	1	9,5	1,0					
48	Pilchowice	Studnia, nr 34	13S64	1	3,4	0,4					
49	Radomice	Studnia, nr 8	13S65	1	5,7	0,2					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
50	Mikołowa	Studnia k, nowego domu, k, przystanku PKS	13S69	1	13,7	1,0					
51	Rudzica	Ujęcie (6 m głębokości), w domu	13S68	1	9,2	1,0					
52	Trójca	Studnia, nr 80	13S67	1	6,6	1,0					
Niecka północnosudecka				**56**	**25,1**	**1,8**	**1,4**	**146,8**	**32,5**		**14,1**
1	Stara Kraśnica	Źródło przy drodze Dobków	15Z1	1	134,6	7,0					
2	Lubiechowa	Studnia	15S2	1	146,8	6,1					
3	Pielgrzymka	Źródło po lewej stronie - naprzeciwko skrętu na Nowy Kościól	15Z3	1	59,4	4,6					
4	Proboszczów	Studnia, nr 103	15S4	2	8,9	1,1	7,6	10,1		2,5	
5	Nowy Kościół	Źródło w lesie za stawami	15Z5	1	14,4	1,3					
6	Sokołowiec Górny	Źródło przed przystankiem, koło drogi	15Z6	1	18,9	1,4					
7	Rząśnik	Studnia na pastwisku	15S7	1	13,0	1,5					
8	Bełczyna	Studnia	15S8	1	36,0	3,2					
9	Pielgrzymka	Studnia, nr 128	15S9	2	7,6	0,7	6.2	9		2.8	
10	Iwiny	Studnia, nr 124	15S10	1	4,0	0,6					
11	Łaziska	Studnia, nr 45 a	15S11	1	10,4	1,1					
12	Ustronie	Studnia, nr 11	15S12	1	2,7	0,5					
13	Skorzynice	Studnia, nr 82	15S13	1	4,6	0,9					
14	Sędzimirów	Studnia, nr 5	15S14	1	16,9	2,3					

L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
15	Chmielno	Studnia, nr 92	15S15	2	2,5	0,6	2,1	2,9		0,8	
16	Płoszczyna	Źródło	15Z16	1	13,3	1,3					
17	Czernica	Studnia, nr 126	15S17	1	24,8	1,5					
18	Nielestno	Studnia, nr 24	15S18	1	8,6	0,8					
19		Studnia przy sklepie	15S19	1	5,9	0,7					
20	Radostów	Źródło, koło stawu	15Z20	1	28,7	2,0					
21		Studnia, nr 2	15S21	1	11,5	0,9					
22	Gościszów	Studnia, nr 167	15S22	2	4,5	0,8	3,7	5,2		1,5	
23	Mściszów	Studnia, nr 7A	15S23	1	9,9	1,2					
24	Ocice	Studnia, koło kościoła (G.D.)	15S24	2	2,5	0,5	1,6	3,4		1,8	
25	Biegoszów	Źródło "Laser"	15Z25	1	128,2	6,1					
26	Wilków	Studnia	15S26	1	18,2	1,5					
27	Łupki	Studnia, nr 9	15S27	1	24,7	1,4					
28		Studnia, nr 7	15S28	1	14,8	1,1					
29		Źródło koło wapiennika	15Z29	1	14,1	1,0					
30	Płóczna Dln,	Studnia, przy drodze, w środku wsi	15S30	1	19,5	1,2					
31	Gradówek	Źródło „brzóskowe”	15Z31	1	27,5	1,6					
32	Wolbramów	Studnia, nr 7	15S53	1	17,0	1,4					
33	Gradówek	Studnia	15S54	1	42,6	2,6					
34	Bielanka	Studnia, nr 43	15S32	1	9,8	0,9					
35	Włodzice Wlk.	Studnia, obok nr 41	15S33	1	20,6	2,3					
36	Gaszów	Studnia, nr 26	15S34	1	6,5	0,9					

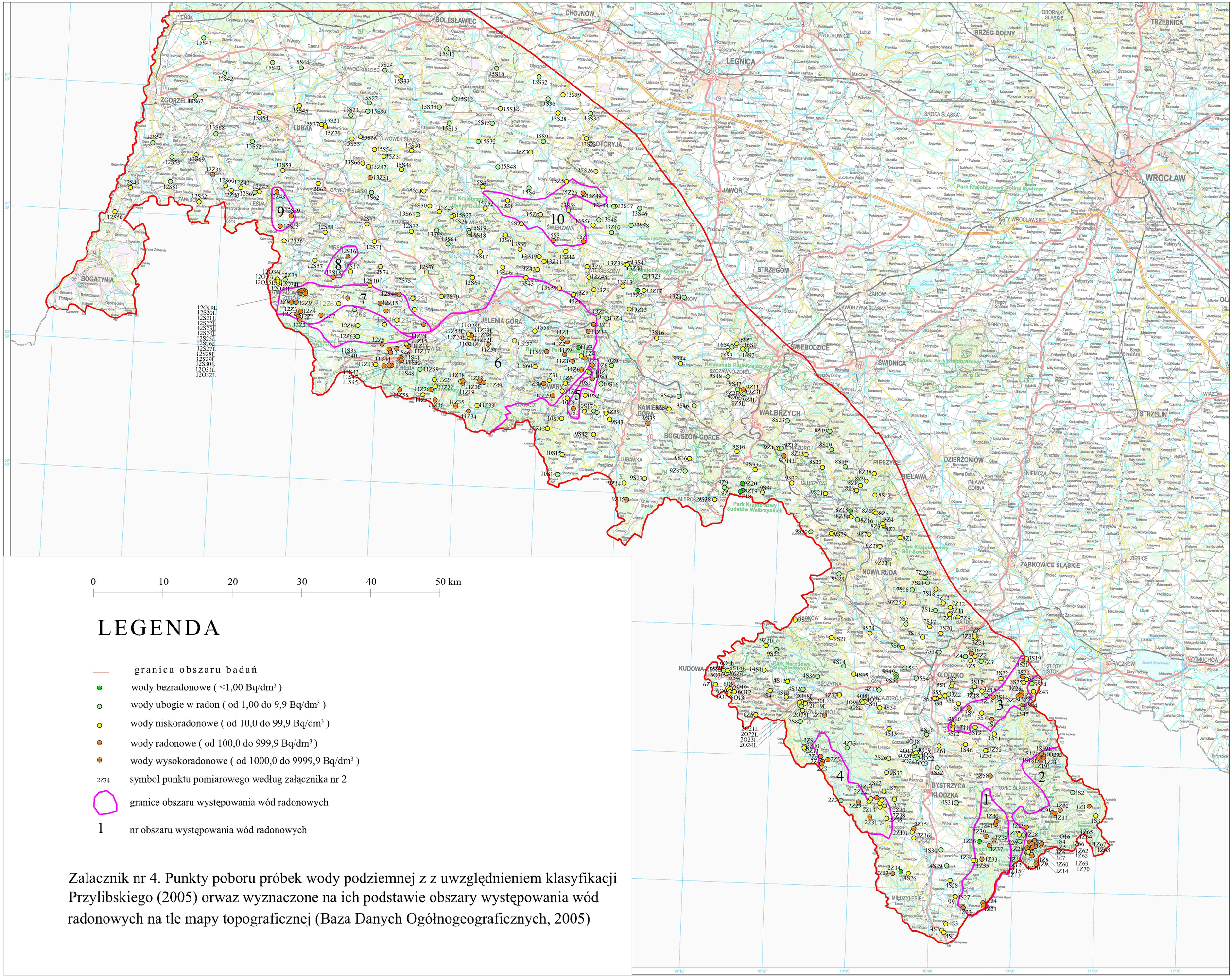
L.p.	Miejscowość	Ujęcie	Symbol	Liczba oznaczeń	Średnie stężenie ^{222}Rn	Niepewność oznaczenia	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
					[Bq/dm^3]						
37	Radostnów Dln	Studnia, nr 1	15S37	1	40,0	3,6					
38	Gościszów	Studnia, nr 24	15S38	1	11,7	1,0					
39		Studnia, nr 161 a	15S39	1	9,2	1,1					
40	Dłużyna Dln	Studnia, nr 75	15S41	1	2,5	0,8					
41	Gronów	Studnia, nr 70	15S42	1	7,7	0,9					
42	Godziszów	Studnia, nr 121	15S43	1	1,4	0,7					
43	Gierałtów	Studnia, nr 247 a	15S44	1	7,8	1,2					
44	Rodogoszcz	Studnia, nr 71	15S45	1	21,4	0,2					
45	Płóczki Grn,	Studnia, naprzeciwko domu nr 69	15S46	1	15,3	0,4					
46	Górczyca	Studnia, nr 38	15S47	1	33,9	3,4					
47	Dłużec	Studnia, nr 31	15S48	1	5,6	0,7					
48	Dłużyna	Źródło koło stawu	15Z49	1	57,1	4,6					
49	Golejów	Studnia, nr 76	15S50	1	36,0	0,8					
50	Pławna	Studnia, naprzeciwko nr 25	15S51	1	12,3	0,1					
51	Bystrzyca	Źródło, nr 29	15Z52	1	84,4	5,6					
Depresja Świebodzic				**5**	**10,8**	**0,9**	**2,6**	**20,8**		**18,2**	**9,6**
1	Cieszów Górny	Studnia, nr 6	16S1	1	18,0	1,3					
2		Studnia, nr 3	16S2	1	3,0	0,7					
3	Chwaliszów	Studnia, nr 67	16S3	1	20,8	1,4					
4		Studnia, nr 19	16S4	1	2,6	0,5					
5		Studnia, nr 31	16S5	1	9,6	0,8					



LEGENDA

- granica obszaru badań
- wody bezradonowe (<1,00 Bq/dm³)
- wody ubogie w radon (od 1,00 do 9,9 Bq/dm³)
- wody niskoradonowe (od 10,0 do 99,9 Bq/dm³)
- wody radonowe (od 100,0 do 999,9 Bq/dm³)
- wody wysokoradonowe (od 1000,0 do 9999,9 Bq/dm³)
- 2Z34 symbol punktu pomiarowego
- granice obszaru występowania wód radonowych
- 1,4 nr obszarów występowania wód radonowych

Zalacznik nr 3. Punkty poboru próbek wody podziemnej z uwzględnieniem klasyfikacji Przylibskiego (2005) oraz wyznaczone na ich podstawie obszary występowania wód radonowych na tle mapy tektonicznej (Cymerman, 2004)



Zalacznik nr 4. Punkty poboru próbek wody podziemnej z z uwzględnieniem klasyfikacji Przylibskiego (2005) orwaz wyznaczone na ich podstawie obszary występowania wód radonowych na tle mapy topograficznej (Baza Danych Ogólnogeograficznych, 2005)