

**Tadeusz Andrzej PRZYLIBSKI**

# **RADON**

**SKŁADNIK SWOISTY  
WÓD LECZNICZYCH SUDETÓW**

*Ten tylko może podróżować dobrze,  
kto wiele wie i wiele rozumie*

Horacy Benedykt de Saussure (1740–1799)

***Kindze, Joli i Lucynce  
z życzeniami wspaniałych podróży  
przez świat i życie***

Autor pragnie serdecznie podziękować przede wszystkim najbliższej Rodzinie za cierpliwość i wyrozumiałość, zwłaszcza wobec częstych wyjazdów, zajętych pracą weekendów i wieczorów oraz znacznych części „wypłat” inwestowanych w wyjazdy „po kamienie”, „po wodę”, a także w „kruszenie” i „mierzenie”, zamiast w lody, ciastka, batony, lalki, wózki, „pluszaki” i inne BARDZO WAŻNE RZECZY. *Dziękuję.*

Chciałbym także wyrazić swoją wdzięczność wielu geologom – moim nauczycielom z Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, przyjaciołom, kolegom i znajomym za bardzo cenne dyskusje, podpowiedzi i sugestie oraz wszelką inną pomoc, jakiej od nich doświadczyłem w trakcie studiów i pracy naukowej oraz za dopingowanie mnie do ukończenia tej książki. Szczególnie dziękuję Prof. Stanisławowi Stańce, Prof. Andrzejowi Soleckiemu, Dr Stanisławowi Mazurowi, Dr. Jackowi Szczepańskiemu, Dr. Jackowi Kozłowskiemu i Dr. Pawłowi Zagożdżonowi.

Serdecznie dziękuję także za życzliwość, bezinteresowność i wszechstronną pomoc w pracach terenowych, dyskusje merytoryczne, a także za wykonanie oznaczeń laboratoryjnych oraz wspieranie mnie w czasie pracy moim przyjaciołom z Instytutu Fizyki Uniwersytetu Śląskiego – Mgr. Jerzemu Dordzie oraz Dr. Beacie Kozłowskiej i Dr. Barbarze Kłos.

Jestem bardzo wdzięczny także koleżankom i kolegom z Głównego Instytutu Górnictwa w Katowicach za życzliwe dyskusje merytoryczne oraz wykonanie analiz zawartości radu w próbach skał. Szczególnie chciałbym podziękować Dr. Bogusławowi Michalikowi, Dr. Stanisławowi Chałupnikowi, Dr. Małgorzacie Wysockiej, a także Doc. dr hab. inż. Janowi Skowronkowi.

Moje wiadomości i doświadczenia w pracy badawczej nad radonem nie osiągnęłyby obecnego poziomu bez spotkań i dyskusji w gronie koleżanek i kolegów z instytucji, które powołały Centrum Radonowe – Pozarządową Międzynarodową Sieć Naukową. Poza wymienionymi są to Koleżanki i Koledzy z Centralnego Laboratorium Ochrony Radiologicznej w Warszawie, Instytutu Chemii i Techniki Jądrowej w Warszawie, Instytutu Medycyny Pracy w Łodzi, Instytutu Fizyki Jądrowej PAN w Krakowie, Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie, Akademii Medycznej w Białymstoku i Politechniki Wrocławskiej (Laboratorium Badań Izotopowych, kierowanego przez Prof. Witolda Charewicza). *Bardzo Wam dziękuję.*

Zrealizowanie badań i ukończenie niniejszej pracy nie byłoby możliwe bez życzliwości i pomocy prezesów i zarządów Uzdrawisk: Świeradów-Czerniawa SA, Cieplice SA, Szczawno-Jedlina SA, Łądek-Długopole SA, Przerzeczyn Sp. z o.o. oraz Zespołu Uzdrawisk Kłodzkich SA. O ogromnej pomocy w czasie prac terenowych oraz w udostępnianiu danych archi-

walnych udzielili mi pracownicy uzdrowiskowych zakładów górniczych wymienionych uzdrowisk. Szczególnie za wszechstronną pomoc i życzliwość dziękuję: Paniom – Teresie Dragunowicz, Władysławie Fortunie, Annie Leśniak i Annie Ogórek oraz Panom – Piotrowi Mazurkowi, Pawłowi Filbierowi, Bogdanowi Ciekotowi, Bogdanowi Gutkowskiemu, Bogdanowi Rodziewiczowi i Wiesławowi Grabowskiemu.

Pragnę także podziękować Prof. Janowi Dowgialle i Dr. Józefowi Fistkowi za udostępnienie mi do analizy prób skał z odwiertów w Cieplicach Śląskich Zdroju.

Bardzo serdecznie dziękuję także wielu moim koleżankom i kolegom za wspólne wyjazdy w teren, dzięki czemu ta część mojej pracy uptywała mi w miłym gronie i przyjemnej atmosferze, a Ani Dobrowolskiej-Bilce serdecznie dziękuję za wykonanie projektu okładki.

Szczególne podziękowania kieruję do Koleżanek i Kolegów z Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górniczego Politechniki Wrocławskiej. Bez Waszej wszechstronnej pomocy i dopingowania mnie do pracy monografia ta nigdy by nie powstała. *Dziękuję.*

Ogromnej merytorycznej pomocy udzielił mi Prof. Wojciech Ciężkowski, jednocześnie stwarzając mi w kierowanym przez siebie Zakładzie możliwie najlepsze warunki do realizacji tej pracy i wszelkich innych badań. Koledze Dr. inż. Stanisławowi Żakowi bardzo dziękuję za ogrom spokoju i cierpliwości w czasie moich prac w naszym wspólnym pokoju, a przede wszystkim za cenne merytoryczne dyskusje (na które był „skazany”) i nieocenioną pomoc w kwestiach matematyczno-fizycznych oraz w edycji rysunków i map publikowanych w niniejszej pracy. Pragnę podziękować także absolwentom Wydziału Górniczego Politechniki Wrocławskiej, którzy zechcieli realizować prace magisterskie pod moją opieką. Wyniki ich pracy były mi pomocne w prowadzeniu badań nad występowaniem radonu w wodach podziemnych. Szczególnie chciałbym podziękować koleżance Mgr inż. Annie Adamczyk-Lorenc, która zdecydowała się kontynuować swoje badania hydrogeochemii radonu.

Władzom dwóch kadencji Wydziału Górniczego (obecnie Geoinżynierii, Górniczego i Geologii) i Instytutu Górniczego Politechniki Wrocławskiej składam podziękowania za stworzenie mi dogodnych warunków do realizacji moich przedsięwzięć naukowych, pomoc w zakupie i dostępie do niezbędnej aparatury naukowej oraz wsparcie finansowe w trakcie najintensywniejszych prac.

Bardzo cenne były dla mnie uwagi Prof. Wojciecha Ciężkowskiego i Prof. Jana Drzymały z Wydziału Geoinżynierii, Górniczego i Geologii Politechniki Wrocławskiej, dzięki którym mogłem udoskonalić manuskrypt tej książki, za co pragnę serdecznie podziękować.

Ostateczny kształt pracy nadały uwagi, wskazówki i sugestie recenzentów – Prof. Andrzeja Soleckiego z Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego i Prof. Kazimierza Różańskiego z Katedry Fizyki Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej, którym składam szczególne podziękowania za trud bardzo wnikliwej analizy pierwotnej wersji monografii.

Znaczną część badań, których wyniki przedstawiono w niniejszej pracy sfinansowano ze środków Komitetu Badań Naukowych w ramach grantu nr 9T12B04219.

*Tadeusz Andrzej Przylibski*

Wrocław, maj 2001 r. – kwiecień 2005 r.

# 1. Wstęp

Podstawowym wymogiem optymalnej gospodarki kopalnią, jaką są wody lecznicze, jest określenie genezy oraz prawidłowości związanych ze zmiennością zawartości składników nadających tym wodom właściwości lecznicze. Jednym z takich składników jest radon.

Praca ta charakteryzuje występowanie radonu w wodach leczniczych na obszarze polskiej części Sudetów. Radon jest tzw. składnikiem swoistym wód podziemnych, tj. substancją oddziałującą leczniczo na organizm człowieka – nadającą wodzie właściwości leczniczych. Jego obecność w stężeniach przekraczających  $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  decyduje w Polsce o zaliczeniu takich wód podziemnych do potencjalnie leczniczych. Wody te na mocy rozporządzenia Rady Ministrów Rzeczypospolitej Polskiej mogą zostać uznane za lecznicze i zaliczone do kopalin pospolitych, a często także podstawowych, zgodnie z przepisami ustawy „Prawo geologiczne i górnicze”. Uznanie za kopalinę podstawową wszystkich radonowych wód leczniczych Polski, które występują jedynie na Dolnym Śląsku, jest związane z ich unikatowym charakterem w porównaniu z innymi wodami podziemnymi, a przede wszystkim z koniecznością zapewnienia ich właściwej ochrony. Poddanie tych wód, podobnie jak i pozostałych wód leczniczych, przepisom prawa geologicznego i górniczego nakłada obowiązek uzyskania koncesji na ich poszukiwanie oraz rozpoznawanie i eksploatację złóż, przyczyniając się do właściwej gospodarki tą kopalnią. Sytuacja ta powoduje konieczność kompleksowego opracowania geologicznych i górniczych zagadnień związanych z występowaniem radonu w składzie leczniczych wód radonowych. Niniejsza monografia stanowi podstawę do wdrożenia optymalnego systemu poszukiwania, rozpoznawania, dokumentowania, eksploatacji i ochrony wód radonowych uznanych za lecznicze, a także potencjalnie leczniczych.

Pierwsza część pracy zawiera zarys obecnego stanu wiedzy o radonie jako pierwiastku oraz o jego geochemii i geochemii jego izotopów macierzystych, na podstawie przeglądu literatury światowej. W przeglądzie tym uwzględniono także wyniki badań z obszaru Sudetów, prowadzonych w ciągu ostatnich kilkunastu lat także przez autora. Szczególną uwagę zwrócono na wkład polskich badań geologicznych, geofizycznych i geochemicznych, przede wszystkim z obszaru Sudetów, w rozwój wiedzy na temat geochemii, a zwłaszcza hydrogeochemii radonu oraz poszukiwania, rozpoznawania, dokumentowania, eksploatacji i ochrony (potencjalnie) leczniczych wód radonowych. Część pierwsza monografii, zwłaszcza rozdział drugi, stanowi także próbę uzupełnienia ponad

25-letniej luki, w czasie której w Polsce nie ukazała się żadna kompleksowa praca dotycząca radonu, zwłaszcza zaś aspektów geochemicznych jego występowania w środowisku. Od czasu opublikowania w 1978 roku przez Alfonsa Milizkiewicza książki „Radon” stan wiedzy o tym pierwiastku jest znacznie pełniejszy, co znalazło odbicie w opublikowaniu wielu książek w Europie i Ameryce Północnej, dotyczących występowania radonu w środowisku. Mimo że monografia ta nie jest opracowaniem wyczerpującym poruszane problemy, zawiera jednak najnowsze dane o radonie i jego geochemii. Znaczna liczba zgromadzonych przez autora publikacji dotyczących „problematyki radonowej” umożliwiła ich tematyczne zestawienie. Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do różnych aspektów występowania radonu w środowisku, przedstawiono w formie załączników. Umożliwia to czytelnikowi pogłębienie wiedzy w zakresie interesujących go zagadnień z konieczności zwięźle przedstawionych przez autora w rozdziale drugim.

Dzięki analizie wyników badań geochemii radonu, uranu i radu od chwili odkrycia promieniotwórczości do początków XXI wieku było możliwe sprecyzowanie najważniejszych celów badań autora, których wyniki oraz sposób ich uzyskania przedstawiono w drugiej części pracy.

Autor postawił sobie za cel 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. W ramach opracowania uwzględniono także wybrane wody radonowe – potencjalnie lecznicze oraz inne wody podziemne, zawierające radon w nieznacznym stężeniu, w tym występujące na obszarach złóż wód leczniczych Sudetów i bloku przedsudeckiego. Dzięki temu uwzględniono w opracowaniu ponad 100 ujęć i źródeł wód podziemnych. Charakterystykę tę rozszerzono o występowanie macierzystego pierwiastka, jakim dla radonu jest rad, w badanych wodach podziemnych oraz ich skałach zbiornikowych. Autor skoncentrował się przede wszystkim na badaniach najdłużej żyjącego z izotopów radonu –  $^{222}\text{Rn}$ , który odgrywa najistotniejszą rolę w środowisku, a także macierzystego dla niego nuklidu  $^{226}\text{Ra}$ . Na podstawie tej kompleksowej charakterystyki wyciągnięto wnioski co do możliwości ustalenia zasobów tych wód, optymalnego sposobu ich eksploatacji, a także ochrony jakości i zasobów oraz możliwości udokumentowania nowych złóż. W związku z tym praca ma charakter kompleksowy pod względem przyrodniczym (geologicznym, hydrogeologicznym, geofizycznym, geochemicznym), a na tej podstawie także górniczym w zakresie eksploatacji i ochrony radonowych wód leczniczych uznanych za kopalinę i objętych przepisami prawa geologicznego i górniczego.

Wyniki uzyskane w zakresie charakterystyki występowania radonu w środowisku wód podziemnych stanowią także podstawę zastosowania radonu jako naturalnego radioaktywnego znacznika wielu procesów (np. mieszania się wód) zachodzących w środowisku górnej litosfery, wód podziemnych, a także wód powierzchniowych.

W pracy pominięto natomiast szczegółowe aspekty związane z oddziaływaniem radonu na organizm człowieka, zarówno z punktu widzenia balneologii, jak i ochrony radiolo-

gicznej. Zagadnienia tego dotyczy ogromna liczba publikacji (kilkadziesiąt rocznie w ważniejszych czasopismach z listy czasopism indeksowanych przez filadelfijski Instytut Informacji Naukowej (ISI), obecnie Thomson ISI<sup>®</sup>), a ich merytoryczny zakres daleko wykracza poza ramy niniejszej pracy, jak również poza naukowe ambicje autora.

Reasumując, za najważniejsze cele autor postawił sobie próbę rozwiązania najbardziej istotnych kwestii związanych z występowaniem radonu w wodach podziemnych, w tym także w wodach leczniczych Sudetów. Na podstawie dokonanej szczegółowej analizy dotychczasowego stanu wiedzy dotyczącej szeroko pojętej geochemii radonu i najważniejszych jego izotopów macierzystych (radu i w mniejszym zakresie uranu), w tym w szczególności na obszarze Sudetów, najważniejszymi kwestiami do rozwiązania do chwili obecnej pozostawały:

- problem genezy radonu w wodach podziemnych (zwłaszcza leczniczych i potencjalnie leczniczych), przede wszystkim w aspekcie stworzenia modelu jego migracji wraz z wodami podziemnymi do ujęć i źródeł,
- problem zmian stężeń radonu w czasie i przestrzeni, przede wszystkim w aspekcie górniczej eksploatacji wód leczniczych,
- charakterystyka Sudetów pod względem występowania na ich obszarze rejonów potencjalnie obfitujących w wody podziemne zawierające duże stężenia radonu,
- opracowanie metodyki poszukiwania i rozpoznawania złóż wód potencjalnie leczniczych ze względu na zawartość radonu,
- oszacowanie zasobów wód radonowych na obszarze Sudetów i określenie optymalnych sposobów ich eksploatacji i ochrony.

## 2. Radon

### 2.1. Rys historyczny

Historia badań radonu liczy sobie z górą 100 lat (Szkłodowska-Curie, 1953; Miliszkie-wicz, 1978; Cothorn & Smith, 1987; Szymański, 1991; Heiserman, 1997). Pierwiastek ten został bowiem odkryty jeszcze w XIX wieku. Dokonał tego w roku 1900 niemiecki chemik Friedrich Ernst Dorn. W tym czasie prowadził on w Halle badania promienio-twórczego rozpadu radu. Gdy próbował ustalić co dzieje się z masą radu, odkrył promieniotwórczy gaz – „promieniotwórcze powietrze pani Curie”. Dorn początkowo nazwał ten gaz nitonem. Ustalenie Dorna, że rad rozpadając się tworzy radon, który z kolei rozpadając się tworzy polon, przyczyniło się do odkrycia, że pierwiastki promienio-twórcze przekształcają się w pierwiastki lżejsze.

Nieco wcześniej, bo w 1898 roku małżonkowie Curie podczas ogrzewania blendy uranowej w próżni zebrali wydzielający się w tym procesie gaz. Zaobserwowali oni wówczas, że wykazuje on promieniotwórczość zanikającą po upływie jednego miesiąca. Nie wyciągnęli jednak z tej obserwacji decydujących wniosków.

W swoich badaniach nad promieniotwórczością toru w latach 1899–1900 z radonem zetknął się także fizyk angielski Ernest Rutherford. Wysunął on przypuszczenie, że tor może wydzielać gaz promieniotwórczy unoszony w strumieniu powietrza. I to właśnie w ślad za nim gaz ten zaczęto nazywać powszechnie emanacją. W rzeczywistości więc Rutherford odkrył toron, czyli izotop radonu  $^{220}\text{Rn}$ . Trzeci z naturalnie występujących w środowisku izotopów radonu – aktynon ( $^{219}\text{Rn}$ ) odkryli Geisel i André Louis Debierne (chemik francuski) w 1904 roku. Dopiero w 1923 roku Międzynarodowy Kongres Nauki o Promieniotwórczości przyjął obowiązującą obecnie dla tego pierwiastka nazwę radon.

Stosunkowo szybko po odkryciu radonu, bo już w 1902 roku, fizyk angielski sir Joseph John Thomson stwierdził obecność tego pierwiastka w wodach wodociągowych, a niedługo później także inni badacze (m.in. Maria Skłodowska-Curie) stwierdzili jego obecność w źródłach wód podziemnych, a także wód mineralnych i termalnych. Właściwości fizyczne i chemiczne radonu zostały dosyć dokładnie zbadane już w pierwszych dwóch dekadach XX wieku, a niektóre właściwości są określane z coraz większą precyzją do chwili obecnej (Szkłodowska-Curie, 1953; Miliszkie-wicz, 1978; Cothorn & Smith, 1987; Collé, 1995a, b).



Promieniotwórczość, a więc i większość pierwiastków promieniotwórczych odkryto dopiero na przełomie XIX i XX wieku, jednak o obecności radonu w środowisku pośrednio wiedziano już w wieku XVI, mimo że wówczas jeszcze nikt w pełni nie zdawał sobie z tego sprawy. Już w II połowie XVI wieku Georgius Agricola (właściwie Georg Bauer, niemiecki górnik, mineralog i geolog) zaobserwował, że górnicy kopalń w Schneebergu w Górach Kruszcowych często zapadają na choroby płuc. Podobne zjawisko zaobserwowano także w początkach XVII wieku wśród górników z Jachymova w Czechach. Początkowo w kopalniach tych wydobywano rudy miedzi, żelaza i srebra, a później smółkę uranową, którą wykorzystywano do produkcji farb, a następnie jako rudę uranu i radu. Kopalnie te odegrały bardzo istotną rolę w historii badań radonu. W 1879 roku dwaj niemieccy lekarze – Hartung i Hesse odkryli, że większość górników z kopalni w Schneebergu umiera na raka płuc. Do tego czasu chorobę tę nazywano *Bergkrankheit*. Znacznie później, bo w 1921 roku Margaret Uhlig zasugerowała, że to właśnie emanacja radowa może być przyczyną powstawania tej choroby. Dopiero jednak badania podjęte w latach 40. XX wieku na podstawie dokładnej analizy częstości zachorowalności górników na raka płuc w kopalniach w Schneebergu i Jachymovie pozwoliły na wykazanie powiązania tej choroby z występowaniem dużych stężeń radonu w środowisku pracy (Cothorn & Smith, 1987).

W kolejnych latach prowadzono dalsze badania, w wyniku których zaobserwowano u górników kopalń uranowych znacznie zwiększoną zachorowalność na raka płuc i dróg oddechowych, spowodowaną bez wątpienia wpływem radonu, a przede wszystkim jego radioaktywnych pochodnych. Podobnie duża koncentracja radonu, a więc i możliwość występowania zwiększonej częstości zapadania na nowotwory dróg oddechowych, zaobserwowano także w wyrobiskach kopalń węglowych i kruszcowych oraz surowców chemicznych (np. fosforytów), a także w zakładach przerobczych, rafineriach i elektrowniach węglowych. Wybrane pozycje bogatej w tym zakresie literatury przedstawiono w załączniku 1.

Wydawało się jednak, że problem ten dotyczy stosunkowo wąskiej grupy zawodowej, a w związku z tym także niewielkiej populacji. Do zupełnie innych wniosków doprowadziły dwa przypadkowe odkrycia w USA (Lafavore, 1986; Cothorn & Smith, 1987). W roku 1957 w Raymond w stanie Maine trzynastoletni chłopiec, bawiący się przenośnym licznikiem promieniowania, stwierdził, że wskazuje on duże wartości, jeśli przyłoży się go do ciśnieniowego zbiornika na wodę w zakładzie pracy jego ojca. Ojciec natychmiast o tym powiadomił władze stanowe, które zleciły dokładne badania U.S. Public Health Service. W wyniku badań stwierdzono, że w wodach ze studni używanych w gospodarstwach domowych stężenie radonu dochodziło do  $21\,600\text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Drugi wypadek zdarzył się w 1985 roku w Limerick we wschodniej Pensylwanii. Niefortunnym bohaterem tego wydarzenia był inżynier Stanley Watras, pracownik elektrowni jądrowej. Kontrola napromieniowania przed rozpoczęciem pracy wykazała, że jedynym możliwym miejscem, w którym mógł on otrzymać tak dużą zanotowaną dawkę był jego własny dom.

Wspomniane przypadki przyczyniły się do przeprowadzenia badań w innych stanach USA oraz w Europie i innych „rozwinętych” krajach. W ich wyniku stwierdzono, że w wielu budynkach mieszkalnych oraz biurach, szkołach, przedszkolach, szpitalach itp. obiektach mogą występować znaczne koncentracje radonu, a więc ludzie mogą być narażeni na otrzymywanie zwiększonych dawek promieniowania od radonu i jego radioaktywnych pochodnych. W najnowszej literaturze naukowej są podnoszone kwestie sposobów usuwania radonu z budynków, a także ich zabezpieczenia przed przedostaniem się tego gazu do ich wnętrza, jak również kosztów i efektywności tych zabiegów (załącznik 2).

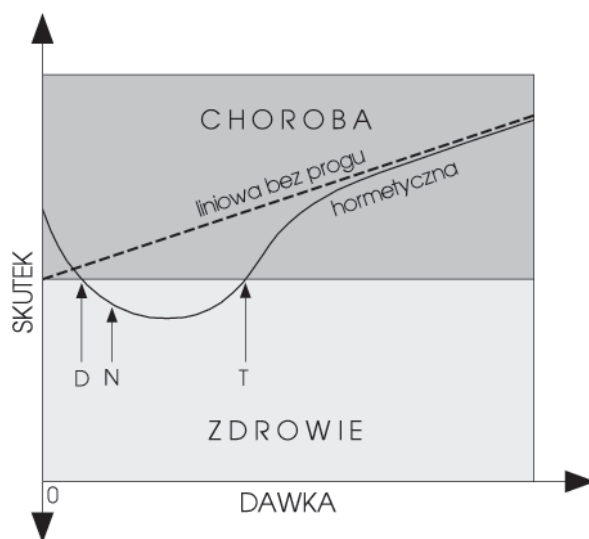
Już w drugiej dekadzie XX wieku radonu zaczęto używać do celów leczniczych. Na długo przed odkryciem promieniotwórczości medycyna ludowa wykorzystywała właściwości lecznicze wód niektórych źródeł. Nie różniły się one ani wyglądem zewnętrznym, ani też składem chemicznym od zwykłych wód źródłanych. Niektóre z nich znane już były w czasach rzymskich. Jak obecnie wiadomo wody te zawierają zwiększone stężenia radonu. O ich wykorzystaniu pisała już Maria Skłodowska-Curie, podkreślając jednak empiryczny charakter postępowania w leczeniu pacjentów. Pierwszy raz świadomie użyto tego gazu do zabiegów leczniczych w 1914 roku. Dokonali tego John Joly, profesor geologii i mineralogii na Uniwersytecie w Dublinie i Walter C. Stevenson, chirurg i radiolog z Dublina. Począwszy od lat dwudziestych XX wieku radon zaczął wypierać w wielu przypadkach stosowany wcześniej w medycynie rad (m.in. do zwalczania nowotworów). W latach dwudziestych i trzydziestych sprzedawano nawet specjalne pasty do zębów zawierające rad i oczywiście emanujące radon oraz bardzo popularne emanatory domowego użytku, do produkcji których początkowo używano radu z Europy (Schneeberg i Jachymov), a później także z USA, Kanady i Afryki (rejon Katinga w Kongo). W Kanadzie zabiegi za pomocą tego typu urządzeń zapisywali lekarze nie będący specjalistami w dziedzinie radiologii, lecz mający możliwość uzyskania dostępu do firm rozprowadzających emanatory radonowe. Świadczy to o ogromnej popularności tego typu terapii wśród pacjentów. Mimo początkowego stosowania takich zabiegów do leczenia nowotworów, w krótkim czasie zaczęto je stosować powszechnie także do leczenia innych schorzeń i dolegliwości (Hayter, 2003). Pod koniec lat 30. władze amerykańskie zabroniły stosowania tych emanatorów ze względu na możliwość szkodliwego ich oddziaływania na organizm. Mimo to, jeszcze do lat sześćdziesiątych podobne urządzenia produkowano i sprzedawano na Florydzie (Skłodowska-Curie, 1953; Cothorn & Smith, 1987; Robison, 1996, 2000).

W ciągu ponad stu lat badań nad promieniotwórczością zmieniał się nasz stosunek do tego zjawiska. Dotyczy to także radonu, którym początkowo zajmowali się fizycy i chemicy, a później także lekarze, geolodzy, biologowie i radiolodzy. Radon w początkowym okresie po odkryciu był chętnie stosowany w zabiegach medycznych i balneologicznych. W latach trzydziestych XX wieku przypadło apogeum entuzjazmu dla wszelkich możliwych terapii radonem. Wprowadzono wówczas koncepcję prognozy po stwier-

dzeniu, że negatywne skutki promieniowania występują tylko powyżej pewnego poziomu dawki. Już wtedy zgromadzono wiele danych eksperymentalnych wskazujących na dobroczynne (lecnicze) działanie małych dawek. Pod koniec lat trzydziestych i w latach czterdziestych stwierdzono jednak niewątpliwy wpływ dużych stężeń radonu na zwiększenie ryzyka zachorowalności na nowotwory płuc i dróg oddechowych. Wyniki tych badań zbiegły się także w czasie z pierwszymi wybuchami bomb jądrowych. W świetle takich danych i przy znacznym udziale mediów zaczęto postrzegać radon, podobnie jak promieniotwórczość w ogóle, jako największe niebezpieczeństwo, przed którym należy się chronić. Zapomniano w tym czasie o powszechnym występowaniu pierwiastków radioaktywnych w środowisku od początków istnienia naszej planety, a także o potencjalnej roli promieniowania, jaką mogło ono odegrać w powstaniu życia na Ziemi (Jaworowski, 1997; Schopf, 2002), w tym również o niewątpliwie znaczącej roli radonu, jako źródła promieniowania (energii) w przestrzeniach międzyziarnowych i spękaniach skał górnej litosfery (Garzón & Garzón, 2001).

Przyjęcie w środowiskach radiologicznych liniowej hipotezy bezprogowej, zakładającej że te same skutki popromienne (nowotwory, choroby genetyczne) po otrzymaniu wielkich dawek, występują także po otrzymaniu małych dawek, a tylko częstość ich występowania jest mniejsza, proporcjonalnie do dawki, spowodowane było obserwacją skutków eksplozji w Hiroszynie i Nagasaki. Wybuch elektrowni jądrowej w Czarnobylu w połowie lat 80. XX wieku jeszcze bardziej wzmógł ogólnospołeczną radiofobię. W hipotezie liniowej ekstrapoluje się dane z obszaru dużych dawek (potwierdzone badaniami epidemiologicznymi) do obszaru małych dawek, co powoduje uznanie, że nawet najmniejsze dawki, bliskie zeru, są szkodliwe. Hipoteza ta jest sprzeczna ze zjawiskiem hormezy, tj. z występowaniem skutków stymulujących lub ogólnie pożytecznych dla organizmu po małych dawkach czynnika, który jest jednocześnie szkodliwy w dużych dawkach lub w przypadku niedoboru (rys. 2.1).

Hormezę należy uważać za reakcję adaptacyjną organizmu o charakterystycznych cechach reakcji na dawkę, wywołaną albo przez bezpośrednie działanie, albo przez procesy stymulacyjne spowodowane nadkompensacją początkowej toksyczności przy małych dawkach. Z biologicznego względu hormeza reprezentuje strategię optymalnego rozmieszczenia zasobów w organizmie, zapewniającą utrzymanie homeostazy (Calabrese & Baldwin, 2002b). Według tych autorów kwestia dobroczynnych bądź szkodliwych jej skutków nie powinna być zawarta w samej definicji hormezy, lecz należy pozostawić ją dalszej ocenie biologicznego i ekologicznego kontekstu tej reakcji. Zjawisko hormezy jest od dawna znane w farmakologii i kryminologii, gdzie nikogo nie dziwi, że zażycie zbyt dużej dawki leku może spowodować śmierć. Wiedział już o tym Paracelsus w I połowie XVI wieku. W ciągu niemal całej II połowy XX wieku w ochronie radiologicznej ignorowano tę zasadę. Dopiero pod koniec lat 90. coraz silniej zaznaczał się odwrót od bezprogowej hipotezy liniowej na korzyść hormezy radiacyjnej (Jaworowski, 1997; Hryniewicz, 2001; Calabrese & Baldwin, 2002a, 2003; Lázár i in., 2003), wciąż jednak pozostaje w tej kwestii wiele wątpliwości (Cebulska-Wasilewska, 1997;



Rys. 2.1. Zależność biologicznego skutku od dawki promieniowania jonizującego zgodnie z bezprogową hipotezą liniową (linia przerywana) i hipotezą hormetyczną (linia ciągła) (według Jaworowskiego, 1997). Deficyt czynnika (promieniowania jonizującego) – dawka mniejsza od  $D$  – powoduje objawy niedoboru. Małe dawki – pomiędzy  $D$  i  $T$  – poprawiają stan zdrowia. Dawki większe od  $T$  powodują skutki szkodliwe dla zdrowia.  $N$  – oznacza średnią dawkę pochodzącą od promieniowania naturalnego. Punkty  $D$ ,  $T$  i  $N$  według Jaworowskiego (1997) reprezentują wartości szacunkowe

Samet, 1997a; Johansson, 2003). Nie brakuje również prac bazujących na założeniach bezprogowej hipotezy liniowej (np. Darby i in., 2001), a także prac dostarczających argumentów za słusnością tej hipotezy (np. Darby i in., 2005).

Zwolennicy obu tych hipotez, jak do tej pory, nie są w stanie jednoznacznie udowodnić słusności swoich poglądów. Wynika to z obiektywnych trudności mierzenia biologicznych efektów powodowanych przez małe dawki promieniowania jonizującego, przy czym małe dawki odpowiedzialne za hormezę radiacyjną są znacznie większe od dawek naturalnych i określa się je jako te, które powodują jonizację we wrażliwych częściach komórki w średnich odstępach czasu, dłuższych od czasu potrzebnego na zadziałanie mechanizmu naprawczego (Hrynkiewicz, 2001). Brak powszechnego uznania jednej z tych hipotez w pewnych sytuacjach powoduje burzliwe polemiki naukowe, w których autorzy nazywają określenie „uzdrowisko radonowe” mianem oksymoronu (Eichholz, 2001). Ich adwersarze stwierdzają, że aby móc tak twierdzić, należy najpierw udowodnić słusność bezprogowej teorii liniowej dla całego zakresu dawek (Huber & Ennemoser, 2001). Coraz liczniej jednak publikowane są doniesienia, jeżeli nie dowodzące zjawiska hormezy radiacyjnej, to niesprzeczne z nią, a jednocześnie przeczące powszechnie przyjmowanej do niedawna przez dozymetrystów bezprogowej hipotezie liniowej (Rowe, 1996; Samet, 1997b; Piispanen, 2000; Bogen, 2001; Schöllnberger i in., 2001; Calabrese & Baldwin, 2002a, 2003; Lázár i in., 2003).

W ostatnim czasie w toksykologii liniowa teoria bezprogowa została praktycznie zdyskredytowana. Wszystko wskazuje na to, że po raz kolejny teoria hormezy wróci do łask w świecie nauki. Istnieje w związku z tym pilna potrzeba podjęcia badań dowodzących w sposób jednoznaczny prawdziwości teorii hormetycznej w toksykologii (Calabrese & Baldwin, 2003), jak również w węższym zakresie – w radiologii (Johansson, 2003). W przypadku hormezy radiacyjnej istotne jest wyjaśnienie oddziaływania na organizm ludzki dawek mniejszych od około 100 mSv. Do czasu wyjaśnienia tej kwestii należy uznać, że zjawisko hormezy radiacyjnej nie jest udowodnione i w związku z tym nie można jeszcze zmieniać przepisów ochrony radiologicznej ze względu na zbyt duże ryzyko. Niemniej jednak z całą pewnością nie można wykluczyć, że w określonych warunkach ekspozycji lub dla określonej populacji ekspozycja na promieniowanie jonizujące może być pożyteczna dla organizmu (Calabrese & Baldwin, 2002a; Johansson, 2003).

To właśnie na podstawie zjawiska hormezy, nieprzerwanie od początku ubiegłego wieku do dzisiaj w wielu krajach Europy i świata działają uzdrowiska stosujące zabiegi balneologiczne wykorzystujące radon rozpuszczony w wodach podziemnych (kąpiele, natryski, inhalacje, kuracja pitna i in.) (Kochański, 1978, 2002; Kopal & Renier, 1987; Rudnicki & Wysocki, 1987; Tymczasowa instrukcja..., 1988; Ponikowska i in., 1995; Soto i in., 1995; Szerbin, 1996b; Planinić i in., 1996; Huber & Ennemoser, 2001; Zdrojewicz & Belowska-Bień, 2004). Również często w lecznictwie jest także używany radon gromadzący się w jaskiniach i sztolniach (m.in. nieczynnych kopalń uranowych) zamienionych na inhalatoria (speleoterapia, antropoterapia, subterranoterapia) (Papierkowski, 1969; Skulimowski, 1981; Sas i in., 1998; Štelcl i in., 1998; Peńsko i in. 1998). Niektóre z tych obiektów są udostępnione do zwiedzania i stanowią atrakcję turystyczną (np. jedyne czynne inhalatorium w Polsce – sztolnia nr 9 (i 9a) w Kowarach-Podgórzu). W związku ze zmianą w naukowym podejściu do problemu małych dawek uzdrowiska te być może w niedalekiej przyszłości będą mogły po raz kolejny przeżywać swój renesans. W Polsce wciąż jednak nie brakuje głosów sceptycznych w tym zakresie, przede wszystkim w związku z brakiem jednoznacznych obiektywnych wyników badań oddziaływania terapii radonowych na organizm pacjentów i kuracjuszy (Rudnicki, 1985; Straburzyńska-Lupa, 2000).

## 2.2. Właściwości chemiczne i fizyczne

Radon jest pierwiastkiem chemicznym o liczbie atomowej 86. Znajduje się w 18 grupie i 6 okresie układu okresowego pierwiastków chemicznych. Dawniej była to grupa VIII obejmująca gazy szlachetne, obecnie nazywane helowcami. Radon oznaczony jest symbolem chemicznym Rn. Jest on najcięższym gazem spośród helowców, około 55 razy cięższym od helu i około 7,6 razy od powietrza atmosferycznego, o przeciętnym składzie i jedynym gazowym pierwiastkiem, którego wszystkie izotopy są radioaktywne. Radon jest niepalny. W warunkach normalnych występuje w fazie gazowej jako gaz jednoatomowy. Jest gazem bezbarwnym i bezwonny, a także pozbawionym smaku,

dlatego też jest niewykrywalny ludzkimi zmysłami. Konfiguracja elektronowa radonu przedstawia się następująco:  $Xe4f^{14}5d^{10}6s^26p^6$ , a typowa wartościowość wynosi 2. Podobnie jak pozostałe helowce, radon wykazuje ujemne powinowactwo elektronowe, w wyniku czego nie tworzy jonów ujemnych. Najważniejsze właściwości fizyczne i chemiczne radonu przedstawia tabela 2.1 (Miliszkievicz, 1978; Cothorn & Smith, 1987; Cotton i in., 1995; Ciba i in., 1996; Mizerski, 1997; Emsley, 1997; Heiserman, 1997; Daintith, 2000; Bielański, 2002).

Ze względu na znaczną liczbę powłok elektronowych, a tym samym znaczną odległość powłoki walencyjnej od jądra, radon jest najbardziej aktywnym pierwiastkiem spośród helowców. Świadczy o tym m.in. najmniejsza wśród helowców energia jonizacji (por. tab. 2.1). W rezultacie znane są związki radonu z halogenami (fluorowcami;

Tabela 2.1. Najważniejsze wybrane właściwości fizyczne i chemiczne radonu (według Miliszkievicz, 1978; Cothorn & Smith, 1987; Cotton i in., 1995; Ciba i in., 1996; Mizerski, 1997; Emsley, 1997; Heiserman, 1997; Daintith, 2000; Bielański, 2002)

Właściwość	Wartość
Masa atomowa, u	222,018
Stopień utlenienia	0, 2+
Temperatura topnienia, K	202,1
Temperatura wrzenia, K	211,4
Temperatura krytyczna, K	377
Ciśnienie krytyczne, MPa	6,28
Energia jonizacji, MJ·mol <sup>-1</sup>	1,037
eV·atom <sup>-1</sup>	10,7485
Elektroujemność absolutna, eV	5,1
Powinowactwo elektronowe (obliczone), kJ·mol <sup>-1</sup>	-41
Promień atomu van der Waalsa, pm	220
Gęstość po skropleniu w temperaturze wrzenia, g·cm <sup>-3</sup>	4,400
Gęstość w stanie gazowym, w temperaturze 273K, g·cm <sup>-3</sup>	0,00973
Współczynnik przewodzenia ciepła, λ, W·m <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup>	0,00364
Entropia molowa, S <sup>0</sup> , J·mol <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup>	176,1
Molowa entalpia wrzenia, ΔH <sub>wrz</sub> , kJ·mol <sup>-1</sup>	18
Entalpia topnienia, ΔH <sub>top</sub> , kJ·mol <sup>-1</sup>	2,9
Molowa pojemność cieplna, C <sub>p</sub> , J·mol <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup>	20,786
Objętość molowa w temperaturze 211K, cm <sup>3</sup>	50,5
Liczba znanych izotopów o okresie półrozpadu T <sub>1/2</sub> >10 <sup>-9</sup> s	33
Przedział mas izotopowych	196–229

pierwiastkami grupy 17). W temperaturze pokojowej radon reaguje z gazowym fluorowodorem, tworząc fluorek radonu ( $\text{RnF}_2$ ). Może tworzyć także chlorki. Reaguje z fluorokami halogenów (fluorowców) –  $\text{ClF}_3$ ,  $\text{BrF}_3$ ,  $\text{BrF}_5$ . Badania tworzenia związków chemicznych radonu są znacznie utrudnione na skutek jego silnej radioaktywności, która może stymulować rozkład tworzących się niezbyt trwałych połączeń (wiązania kowalencyjne). Radon nie wchodzi natomiast w reakcje z tlenem, magnezem, wodorem, sodem, azotem i siarką, nawet po wzbudzeniu (Miliszkiwicz, 1978; Ciba i in., 1996; Miżerski, 1997; Daintith, 2000; Bielański, 2002).

Radon, podobnie jak i pozostałe helowce, tworzy klatraty (łac. *clathratus* – zamknięty w klatce). Są to substancje złożone z dwóch składników, z których jeden tworzy bardzo otwartą sieć przestrzenną, zawierającą wnęki i kanały, w której są uwięzione atomy drugiego składnika, np. helowca lub niewielkie cząsteczki (np.  $\text{Cl}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$  i in.). W takiej strukturze atomy helowca utrzymywane są jedynie oddziaływaniami van der Waalsa, nie tworzą się natomiast żadne wiązania chemiczne, dlatego też klatraty nie są związkami chemicznymi. Najbardziej znanymi przykładami klatratów tworzących się z udziałem helowców są klatraty, w których sieć macierzystą tworzy hydrochinon –  $\text{C}_6\text{H}_4(\text{OH})_2$ . Pewnym typem klatratów są gazowe hydraty. W hydratách o wzorze  $\text{X} \cdot 5,75\text{H}_2\text{O}$  (gdzie X oznacza atom helowca) cząsteczki wody, krzepnącej w obecności helowca, układają się w strukturę krystaliczną, której komórka elementarna zawiera 46 połączonych ze sobą cząsteczek  $\text{H}_2\text{O}$ , tworzących 6 średnich i dwie małe luki, które zajmują atomy helowca. Struktura tego typu powstaje, gdy ciśnienie gazu przekracza 1 atm ( $10^5$  Pa). W praktyce rzadko następuje całkowite wypełnienie wszystkich luk, w związku z tym podany wzór określa raczej skład graniczny niż rzeczywiście obserwowany (Miliszkiwicz, 1978; Cotton i in., 1995; Martinelli, 1998; Bielański, 2002).

Radon bardzo dobrze rozpuszcza się w wodzie, alkoholu i innych cieczach, zwłaszcza organicznych, np. w nafcie, benzenie, heksanie, czy dwusiarczku węgla i tłuszczach. Rozpuszczalność radonu w wodzie zależy od ciśnienia cząstkowego (parcjalnego) gazowego Rn nad powierzchnią wody, temperatury wody, odczynu pH wody i mineralizacji wody (wartości TDS = *total dissolved solids*). Jego rozpuszczalność w wodzie określa prawo Henry'ego, które stosuje się do gazów nie reagujących z rozpuszczalnikiem. Według tego prawa w stałej temperaturze masa gazu rozpuszczonego w określonej objętości cieczy jest wprost proporcjonalna do jego ciśnienia parcjalnego nad cieczą. Najczęściej jest ono określane w postaci

$$c_c = K_H P_{cz} \quad (2.1)$$

gdzie:  $c_c$  – stężenie molowe gazu rozpuszczonego w cieczy,  $\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ ,

$P_{cz}$  – ciśnienie parcjalne gazu nad cieczą, Pa,

$K_H$  – stała Henry'ego,  $\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3} \cdot \text{Pa}^{-1}$ .

Prawo to jest słuszne w warunkach, gdy są zachowane prawa gazów doskonałych. Przy niewielkich stężeniach objętościowych i pod ciśnieniem parcjalnym, w jakich ra-

don najczęściej występuje w przyrodzie, gaz ten dobrze spełnia założenia przyjęte dla gazu doskonałego. Miarą rozpuszczalności jest stężenie gazu w stanie nasycenia roztworu, ustalającego się w warunkach równowagi termodynamicznej pomiędzy roztworem a fazą gazową. W literaturze przyjęto kilka określeń rozpuszczalności, z których najbardziej użytecznym i najczęściej stosowanym jest rozpuszczalność (współczynniki rozpuszczalności lub współczynniki absorpcji) według Ostwalda  $\omega$  i Bunsena  $\alpha$ ,  $\text{dm}_n^3 \cdot \text{dm}^{-3}$ , gdzie zapis  $\text{dm}_n^3$  oznacza objętość wyrażoną w decymetrach sześciennych odniesioną do warunków normalnych ( $T_n = 273,15 \text{ K}$  i  $P_n = 101,325 \text{ kPa}$ ). Współczynnik rozpuszczalności  $\omega$  jest to stosunek stężenia objętościowego gazu w cieczy do stężenia w przestrzeni zajmowanej przez gaz. Zależność współczynnika  $\omega$  dla radonu od temperatury wody  $T$ ,  $^\circ\text{C}$ , opisywana jest równaniami o charakterze empirycznym, np. (Walia i in., 2003)

$$\omega = 0,1057 + 0,405e^{-0,0502T} \quad (2.2)$$

Jak wynika z równania (2.2) wraz ze wzrostem temperatury wody maleje współczynnik rozpuszczalności, jednak nawet w temperaturze  $100 \text{ }^\circ\text{C}$  (rys. 2.2) w wodzie pozostaje rozpuszczone nieco ponad 10% radonu, podczas gdy pozostałe 90% znajduje się w powietrzu, nad wodą. Taki stosunek podziału objętości radonu dotyczy warunków normalnych oraz jednakowych objętości obydwu ośrodków, w których występuje radon (wody i powietrza atmosferycznego). W temperaturze  $293 \text{ K}$ , pod ciśnieniem normalnym w  $1 \text{ dm}^3$  wody może się rozpuścić  $230 \text{ cm}^3$  radonu. Rozpuszczalność radonu w wodzie maleje ze wzrostem zasolenia wody, temperatury wody i spadkiem ciśnienia parcjalnego radonu nad powierzchnią wody (Miliszkiewicz, 1978; Ciba i in., 1996; Emsley, 1997). Zależność między współczynnikami rozpuszczalności według Ostwalda  $\omega$  i Bunsena  $\alpha$  opisuje równanie

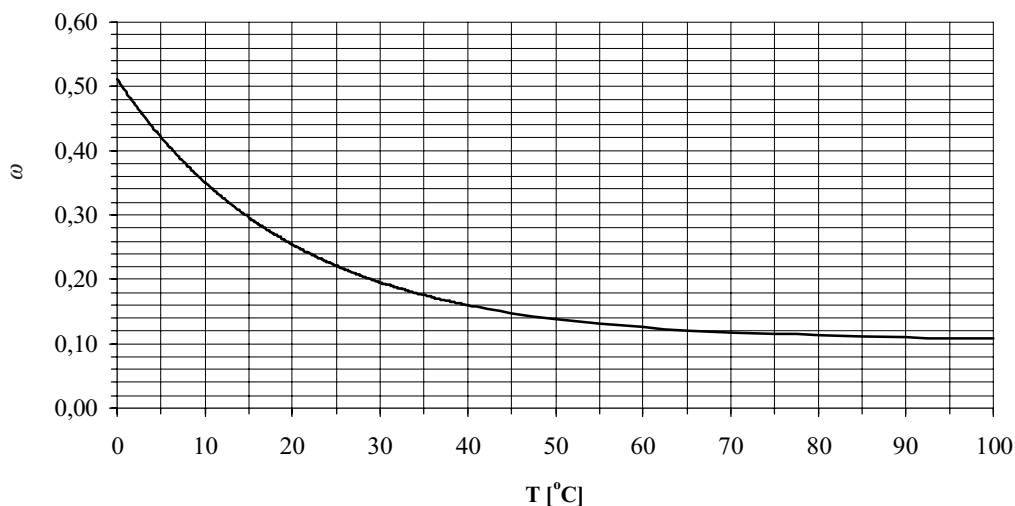
$$\alpha = \frac{V_n}{V_c} \frac{P_n}{P_{cz}} = \frac{V_1}{V_c} \frac{T_n}{T} = \omega \frac{T_n}{T} \quad (2.3)$$

gdzie  $V_1$ ,  $\text{dm}^3$ , jest objętością gazu, która jest absorbowana przez jednostkową objętość cieczy  $V_c$ ,  $\text{dm}^3$ , czystego rozpuszczalnika do stanu nasycenia, w określonej temperaturze pomiaru  $T$ ,  $\text{K}$ , i ciśnieniu parcjalnemu gazu nad cieczą  $P_{cz} = P_n = 101,325 \text{ kPa}$ , natomiast  $V_n$ ,  $\text{dm}_n^3$ , jest objętością gazu  $V_1$ , zredukowaną do warunków normalnych.

Korzystając z definicji współczynnika Bunsena  $\alpha$ , możemy określić rozpuszczalność radonu w cieczy (wodzie) ( $R_v$ ,  $R_p$ ,  $R_c$ , odpowiednio: objętościową, masową i molową), w danej temperaturze, pod jego dowolnym ciśnieniem parcjalnemu nad cieczą (wodą)  $P_{cz}$  przez:

- stężenie objętościowe  $c_V$ , w  $\text{dm}_n^3 \cdot \text{dm}^{-3}$ , tj. objętość rozpuszczonego do stanu nasycenia radonu zredukowaną do warunków normalnych  $V_n$  na jednostkę objętości czystego rozpuszczalnika (wody)  $V_c$ , wyznaczone z zależności





Rys. 2.2. Wykres zależności współczynnika Ostwalda rozpuszczalności radonu w wodzie  $\omega$  od temperatury wody  $T$  pod ciśnieniem parcjalnym równym 101,325 kPa

$$R_V = c_V = \frac{V_n}{V_c} = \alpha \frac{P_{cz}}{P_n} \quad (2.4)$$

- stężenie masowe  $c_\rho$ , w  $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , tj. masę rozpuszczonego do stanu nasycenia radonu na jednostkę objętości czystego rozpuszczalnika (wody), wyznaczone z zależności

$$R_\rho = c_\rho = \frac{m}{V_c} = \frac{V_n \rho_n}{V_c} = \alpha \frac{P_{cz}}{P_n} \rho_n = R_V \rho_n \quad (2.5)$$

gdzie:  $m$  – masa rozpuszczonego do stanu nasycenia radonu w objętości  $V_c$ , g,

$\rho_n$  – gęstość radonu w warunkach normalnych ( $9,73 \text{ g} \cdot \text{dm}_n^{-3}$ ),

$P_n$  – ciśnienie normalne (101,325 kPa),

- stężenie molowe  $c_c$ ,  $\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ , tj. liczbę moli rozpuszczonego do stanu nasycenia radonu w jednostce objętości czystego rozpuszczalnika (wody), wyznaczone z zależności

$$R_c = c_c = \frac{m}{m_m V_c} = \frac{V_n \rho_n}{m_m V_c} = \alpha \frac{P_{cz}}{P_n} \frac{\rho_n}{m_m} = R_V \frac{\rho_n}{m_m} = \frac{R_\rho}{m_m} \quad (2.6)$$

gdzie  $m_m$  – masa molowa radonu ( $222,018 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$ ).

W przypadku radonu, który nie reaguje z rozpuszczalnikiem, jakim jest woda, z zależności (2.1) i (2.6) wynika związek między współczynnikiem absorpcji Bunsena a stałą Henry'ego

$$K_H = \frac{\alpha \rho_n}{P_n m_m} \quad (2.7)$$

Dokładniejszy opis podanych zależności związanych z rozpuszczalnością gazów w wodzie można znaleźć w pracy Żaka (2002).

Kondensacja radonu łączy się z kondensacją innych gazów i par znajdujących się w otoczeniu, np. CO<sub>2</sub>, Hg, H<sub>2</sub>O, przekraczających znacznie ilość radonu. Proces kondensacji radonu jest przemianą fazową, która prowadzi do całkowitego zaniku gazowego radonu. Spośród wszystkich gazów szlachetnych radon najlepiej adsorbuje się na ciałach stałych, jest także lepiej adsorbowany niż azot i tlen. Stwierdzono, że radon jest najlepiej adsorbowany na substancjach tłuszczowych, kauczuku, a zwłaszcza na węglu aktywnym. Adsorpcja radonu na węglu aktywnym zależy od temperatury i jest całkowita w temperaturach mniejszych niż około -20 °C, natomiast praktycznie nie zachodzi powyżej około +185 °C (Miliszkievicz, 1978).

Skroplony radon jest cieczą bezbarwną i przezroczystą, mętniejącą w miarę przybywania produktów jego rozpadu. W stałym stanie skupienia tworzy kryształy o symetrii regularnej, sieć krystaliczna jest płasko (ściennie) centrowana (grupa przestrzenna  $Fm\bar{3}m$ ; LK = 12), a kryształy tworzą wielościan typu regularnego kuboooktaedru, podobnie jak np. miedź rodzima. W stanie stałym radon jest nieprzezroczysty i błyszczący, świeci intensywnym brylantowo-niebieskim światłem (Miliszkievicz, 1978; Ciba i in., 1996; Mizerski, 1997; Daintith, 2000).

Charakterystyczne (analityczne) linie widmowe radonu emitowane przez atomy niezjonizowane mają następujące długości fali, w nm: 434,960; 705,542; 726,811; 745,000; 780,982; 809,951; 827,096; 860,007 (Miliszkievicz, 1978; Ciba i in., 1996; Emsley, 1997).

Wszystkie znane izotopy radonu (33) są promieniotwórcze. Każdy z nich zawiera 86 protonów w jądrze i od 110 do 143 neutronów. Najlżejsze z tych izotopów (o liczbie masowej  $A = 196$  i 197), o znacznym niedoborze neutronów, dokładniej scharakteryzowano dopiero pod koniec XX wieku (Enqvist i in., 1996; Pu i in., 1997).

W przyrodzie istnieją jedynie 4 naturalne izotopy radonu: <sup>222</sup>Rn, <sup>220</sup>Rn (toron; Tn), <sup>219</sup>Rn (aktynon) i <sup>218</sup>Rn. Nazwy: toron, niekiedy symbolicznie zapisywana jako Tn, oraz aktynon zostały utworzone od nazw szeregów promieniotwórczych, w których występują te nuklidy (Miliszkievicz, 1978; Browne & Firestone, 1986; Cothorn & Smith, 1987; Heiserman, 1997).

### 2.3. Miejsce izotopów radonu w naturalnych szeregach promieniotwórczych

Wszystkie izotopy promieniotwórcze w miarę upływu czasu rozpadają się – maleje liczba ich jąder  $N$  zgodnie z prawem rozpadu promieniotwórczego, które najczęściej zapisywane jest w postaci różniczkowej

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt \quad (2.8)$$

gdzie:  $N$  – liczba jąder nuklidu promieniotwórczego po czasie  $t$ ,

$\lambda$  – stała rozpadu promieniotwórczego danego nuklidu promieniotwórczego,  $s^{-1}$ .

Po scałkowaniu równania po założeniu, że początkowa (w chwili  $t = 0$ ) liczba jąder  $N = N_0$

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = -\lambda \int_0^t dt \quad (2.9)$$

otrzymamy

$$\ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t \quad (2.10)$$

a stąd

$$\frac{N}{N_0} = e^{-\lambda t} \quad \text{lub} \quad N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2.11)$$

Aby określić szybkość rozpadu promieniotwórczego, używa się najczęściej stałej nazywanej okresem połowicznego rozpadu (półrozpadu), okresem półtrwania lub czasem połowicznego zaniku. Jest to czas ( $t = T_{1/2}$ ), w którym rozpada się połowa danej liczby jąder ( $N = N_0/2$ ), a zatem korzystając z równania (2.11) otrzymamy

$$\frac{N_0}{2N_0} = e^{-\lambda T_{1/2}} \quad (2.12)$$

stąd

$$\ln \left( \frac{N_0}{2N_0} \right) = -\lambda T_{1/2} \quad (2.13)$$

a zatem

$$T_{1/2} = -\frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{1}{2} \right) = \frac{1}{\lambda} \ln 2 = \frac{\ln 2}{\lambda} \approx \frac{0,69315}{\lambda} \quad (2.14)$$

Używane jest także pojęcie średniego czasu życia  $\tau$  radionuklidu. Jest on definiowany jako suma okresów życia poszczególnych jąder, dzielona przez początkową liczbę jąder  $N_0$ . W przybliżeniu, dla dostatecznie dużych  $N$ , sumę tę można zastąpić całką

$$\begin{aligned}\tau &= -\frac{1}{N_0} \int_0^{\infty} t dN = -\frac{1}{N_0} \int_0^{\infty} t \lambda N dt = \frac{1}{N_0} \int_0^{\infty} t \lambda N_0 e^{-\lambda t} dt \\ &= \lambda \int_0^{\infty} t e^{-\lambda t} dt = -\left. \frac{\lambda t + 1}{\lambda} e^{-\lambda t} \right|_0^{\infty} = \frac{1}{\lambda}\end{aligned}\quad (2.15)$$

Korzystając ze zdefiniowanych stałych i zależności pomiędzy nimi

$$\tau = \frac{1}{\lambda} = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \approx \frac{T_{1/2}}{0,69315} \quad (2.16)$$

równanie rozpadu promieniotwórczego (2.11) można zapisać w różny sposób

$$\frac{N}{N_0} = e^{-\lambda t} = e^{-\frac{t}{\tau}} = e^{-(\ln 2) \cdot \frac{t}{T_{1/2}}} \quad (2.17)$$

gdzie:  $N$  – liczba jąder nuklidu promieniotwórczego po czasie  $t$ ,  
 $N_0$  – początkowa liczba jąder nuklidu promieniotwórczego,  
 $\lambda$  – stała rozpadu promieniotwórczego danego nuklidu promieniotwórczego,  $s^{-1}$ ,  
 $\tau$  – średni czas życia danego nuklidu promieniotwórczego,  $s$ ,  
 $T_{1/2}$  – okres półrozpadu; czas po którym liczba jąder danego nuklidu promieniotwórczego zmaleje o połowę,  $s$ .

Na Ziemi występują naturalne izotopy promieniotwórcze, które utworzyły się przed powstaniem planety w czasie wybuchu supernowej, która prawdopodobnie zapoczątkowała tworzenie się Układu Słonecznego (Artymowicz, 1995; McSween, 1996) oraz nuklidy promieniotwórcze wytwarzane przez promieniowanie kosmiczne oddziaływujące z pierwiastkami chemicznymi wchodzącymi w skład atmosfery, a także znajdującymi się w powierzchniowych strefach litosfery lub hydrosfery (Hryniewicz, 2001). Izotopy promieniotwórcze, które utworzyły się przed powstaniem Ziemi są izotopami, których okres półrozpadu –  $T_{1/2}$  jest porównywalny z wiekiem Ziemi lub od niego dłuższy. Występują one pojedynczo, tzn. ich jądra po przemianie promieniotwórczej przechodzą w jądra izotopów trwałych, albo też wchodzą w skład trzech szeregów (rodzin) promieniotwórczych, których początkowymi (macierzystymi) izotopami są:  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  i  $^{235}\text{U}$ :

- szereg torowy: zaczynający się od  $^{232}\text{Th}$  ( $T_{1/2} = 1,41 \cdot 10^{10}$  lat), a kończący się na stabilnym  $^{208}\text{Pb}$ ; wszystkie izotopy tego szeregu mają liczby masowe  $A = 4n$ ,
- szereg uranowo-radowy: zaczynający się od  $^{238}\text{U}$  ( $T_{1/2} = 4,47 \cdot 10^9$  lat), a kończący się na stabilnym  $^{206}\text{Pb}$ ; wszystkie izotopy tego szeregu mają liczby masowe  $A = 4n + 2$ ,
- szereg uranowo-aktynowy: zaczynający się od  $^{235}\text{U}$  ( $T_{1/2} = 7,04 \cdot 10^8$  lat), a kończący się na stabilnym  $^{207}\text{Pb}$ ; wszystkie izotopy tego szeregu mają liczby masowe  $A = 4n + 3$ .

Szeregi te zawierają 12 pierwiastków chemicznych ( $_{81}\text{Tl}$ ,  $_{82}\text{Pb}$ ,  $_{83}\text{Bi}$ ,  $_{84}\text{Po}$ ,  $_{85}\text{At}$ ,  $_{86}\text{Rn}$ ,  $_{87}\text{Fr}$ ,  $_{88}\text{Ra}$ ,  $_{89}\text{Ac}$ ,  $_{90}\text{Th}$ ,  $_{91}\text{Pa}$  i  $_{92}\text{U}$ ), reprezentowanych przez ponad 40 izotopów promieniotwórczych, w tym 4 izotopy radonu. Znana liczba izotopów w naturalnych szeregach promieniotwórczych nieustannie zwiększa się, ponieważ w szeregach zachodzą rozpadły rozgałęzione, a w miarę postępu technik rejestracji słabo aktywnych substancji lub skrajnie krótko żyjących izotopów zwiększają się możliwości wykrycia niewielkich ilości nuklidów o małej aktywności lub krótkim średnim czasie życia. Wszystkie pochodne nuklidy należące do tych szeregów mają okresy półrozpadu znacznie krótsze od wieku Ziemi, dlatego też w każdym z tych naturalnych szeregów promieniotwórczych została osiągnięta równowaga promieniotwórcza, która jednak może zostać zachwiana w środowiskach, w których zachodzą reakcje chemiczne selektywnie uruchamiające poszczególne pierwiastki, np. środowiska hipergeniczne, w tym zwłaszcza morskie.

Izotopy radonu występują we wszystkich trzech naturalnych szeregach promieniotwórczych (tab. 2.2, rys. 2.3). W wygasłym, neptunowym szeregu promieniotwórczym ( $^{237}\text{Np}$  ( $T_{1/2} = 2,14 \cdot 10^6$  lat)  $\rightarrow \dots \rightarrow ^{209}\text{Bi}$ ;  $A = 4n+1$ ) nie występowały izotopy radonu. Jak wynika z tabeli 2.2 wszystkie naturalne izotopy radonu tworzą się kosztem rozpadu alfa jąder radu. Jądra najlżejszych z naturalnych izotopów radonu ( $^{219}\text{Rn}$  i  $^{218}\text{Rn}$ ) tworzą się także w wyniku przemiany  $\beta^-$  izotopów astatu (odpowiednio  $^{219}\text{At}$  i  $^{218}\text{At}$ ). Wszystkie naturalne izotopy radonu ulegają przemianie alfa, w wyniku której powstają izotopy polonu. Emisji cząstki  $\alpha$  towarzyszy niskoenergetyczne promieniowanie gamma, a w przypadku nuklidu  $^{219}\text{Rn}$  także emisja elektronów atomowych. Ze względu na średni czas życia pierwiastek radon najczęściej jest utożsamiany ze swoim długożyciowym nuklidem –  $^{222}\text{Rn}$ . Z tego samego względu należy uznać, że najważniejszą rolę w środowisku odgrywa przede wszystkim  $^{222}\text{Rn}$ , a podrzędnie także  $^{220}\text{Rn}$  (toron). Powstające na skutek rozpadu jąder radonu, izotopy polonu podlegają dalszym przemianom jądrowym, w wyniku których tworzą się długie szeregi izotopów promieniotwórczych (por. rys. 2.3), które z wyjątkiem  $^{218}\text{Rn}$  są ciałami stałymi. W związku z tym mogą one przemieszczać się w atmosferze jako tzw. frakcja wolna lub też przyczepiać się do cząstek aerozoli, aby następnie osiąść na powierzchni ciał stałych, szczególnie takich, które charakteryzują się dużą powierzchnią właściwą. Tworzą wówczas trudno usuwalny osad radioaktywny.

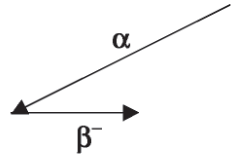
## 2.4. Jednostki

Fizyczne metody detekcji promieniowania są znacznie dokładniejsze niż chemiczne metody oznaczania masy pierwiastka promieniotwórczego. W przypadku radonu przewaga metod fizycznych jest większa, ponieważ jest to gaz szlachetny, a więc bardzo opornie wchodzący w reakcje chemiczne. W związku z tym w pomiarach środowiskowych oznacza się aktywność promieniotwórczą radonu lub też konkretnego nuklidu, a nie bezpośrednio jego masę.

Tabela 2.2. Charakterystyka izotopów radonu należących do naturalnych szeregów promieniotwórczych (według Miliszkiewicz, 1978; Browne & Firestone, 1986; Collé, 1995a, b; Heiserman, 1997; L'Annunziata, 1998; Hrynkiewicz, 2001).  
 $\alpha$  – cząstki alfa (jądra helu  ${}^4_2\text{He}$ ),  $\gamma$  – fotony promieniowania gamma, e – elektrony atomowe

Izotop	Okres półrozpadu $T_{1/2}$ [s]	Stała rozpadu $\lambda$ [s <sup>-1</sup> ]	Średni czas życia $\tau$ [s]	Aktywność właściwa [Bq·g <sup>-1</sup> ]	Szereg promieniotwórczy	Izotopy macierzyste	Typ rozpadu izotopu Rn oraz energia emitowanego promieniowania [keV] i jej udział w całkowitej emisji [%]	Bezpośrednie produkty rozpadu (izotopy potomne)
${}^{222}\text{Rn}$	330 255 ± 156	2,09882·10 <sup>-6</sup>	476 458	5,691·10 <sup>15</sup>	uranowo-radowy	${}^{226}\text{Ra}$	$\alpha$ 5489,7 (99,92%) 4987 (0,08%) $\gamma$ 510 (0,070%)	${}^{218}\text{Po}$
${}^{220}\text{Rn}$	55,6	0,01247	80,2	3,411·10 <sup>19</sup>	torowy	${}^{224}\text{Ra}$	$\alpha$ 6288,29 (99,93%) 5748,6 (0,07%) $\gamma$ 549,7 (0,070%)	${}^{216}\text{Po}$
${}^{219}\text{Rn}$	3,96	0,17504	5,71	4,812·10 <sup>20</sup>	uranowo-aktynowy	${}^{223}\text{Ra}$ , ${}^{219}\text{At}$	$\alpha$ 6819,3 (80,9%) 6553,1 (11,5%) 6520,0 (0,1%) 6425,0 (7,5%) $\gamma$ 130 (0,13%) 271 (10%) 402 (7%) e 6 (4%) 85 (3%) 12 (2%)	${}^{215}\text{Po}$
${}^{218}\text{Rn}$	0,035	19,80421	0,050	5,469·10 <sup>22</sup>	uranowo-radowy	${}^{222}\text{Ra}$ , ${}^{218}\text{At}$	$\alpha$ 7133,1 (99,8%) 6534,9 (0,16%) $\gamma$ 609,31 (0,124%)	${}^{214}\text{Po}$

A	Z	<sup>81</sup> Tl	<sup>82</sup> Pb	<sup>83</sup> Bi	<sup>84</sup> Po	<sup>85</sup> At	<sup>86</sup> Rn	<sup>87</sup> Fr	<sup>88</sup> Ra	<sup>89</sup> Ac	<sup>90</sup> Th	<sup>91</sup> Pa	<sup>92</sup> U
238													4,468·10 <sup>7</sup> a α 4194 keV γ 1,3 keV e 9,5 keV
234											24,10 d e 15,8 keV γ 9,4 keV	6,70 h* β 215 keV IB 0,18 keV e 265 keV γ 1903 keV	2,454·10 <sup>5</sup> a α 4,773 keV γ 0,113 keV
230											7,54·10 <sup>4</sup> a α 4665 keV γ 0,371 keV		
226								1600 a α 4774 keV e 3,53 keV γ 6,74 keV	1,2 d** β <sup>-</sup> (82,8%) 259 keV IB 0,39 keV e 30,7 keV w.e. (17,2%) γ 137 keV		31 min α 6306 keV γ 8,70 keV e 20,8 keV		
222						3,8224 d α 5489,2 keV γ 510 keV		14,4 min β <sup>-</sup> (>99%) 625 keV IB 1,04 keV α (<1%)	38,0 s α 6543 keV γ 9,2 keV e 0,844 keV				
218				3,11 min α (99,98) 6001,3 keV β <sup>-</sup> (0,2%)	1,6 s α (99,9%) 6688 keV β <sup>-</sup> (0,1%)	0,035 s α 7129 keV γ 609,31 keV							
214		26,8 min β <sup>-</sup> 220 keV IB 0,163 keV e 73,9 keV γ 250 keV	19,9 min*** β <sup>-</sup> (99,98%) 641 keV IB 1,21 keV e 21,4 keV γ 1508 keV	163,69·10 <sup>-6</sup> s α 7686,8 keV γ 0,083 keV									
210	1,30 min β <sup>-</sup> 1199 keV IB 3,3 keV e 94 keV γ 2732 keV	22,3 a β <sup>-</sup> 6,5 keV e 27,7 keV γ 4,67 keV	5,013 d β <sup>-</sup> 389 keV IB 0,45 keV	138,376 d α 5304,4 keV γ 803,13 keV									
206	4,20 min β <sup>-</sup> 536 keV IB 0,79 keV e 0,77 keV γ 0,099 keV	<b>Trwaly</b>											



A	Z	$_{81}\text{Tl}$	$_{82}\text{Pb}$	$_{83}\text{Bi}$	$_{84}\text{Po}$	$_{85}\text{At}$	$_{86}\text{Rn}$	$_{87}\text{Fr}$	$_{88}\text{Ra}$	$_{89}\text{Ac}$	$_{90}\text{Th}$
232											$1,405 \cdot 10^{10}$ a $\alpha$ 4005 keV $\gamma$ 0,17 keV
228									5,75 a $\beta^-$ $\gamma$ 15 keV	6,13 h $\beta^-$ 391 keV IB 0,52 keV e 88 keV $\gamma$ 992 keV	1,913 a $\alpha$ 5399 keV e 20,1 keV $\gamma$ 3,4 keV
224									3,66 d $\alpha$ 5675 keV e 2,2 keV $\gamma$ 10 keV		
220							55,6 s $\alpha$ 6287,9 keV $\gamma$ 549,7 keV				
216							0,150 s $\alpha$ 6778,5 keV $\gamma$ 804,9 keV				
212			10,64 h $\beta^-$ 101 keV IB 0,039 keV e 74,2 keV $\gamma$ 145 keV	1,0092 h $\beta^-$ (64,06%) 492 keV IB 0,97 keV e 10,50 keV $\gamma$ 106,1 keV $\alpha$ (35,94%) 2174,0 keV			$298 \cdot 10^{-9}$ s $\alpha$ 8784,37 keV				
208		3,053 min $\beta^-$ 560 keV IB 0,87 keV e 37,9 keV $\gamma$ 3374 keV	<b>Trwały</b>								



A	Z	<sup>81</sup> Tl	<sup>82</sup> Pb	<sup>83</sup> Bi	<sup>84</sup> Po	<sup>85</sup> At	<sup>86</sup> Rn	<sup>87</sup> Fr	<sup>88</sup> Ra	<sup>89</sup> Ac	<sup>90</sup> Th	<sup>91</sup> Pa	<sup>92</sup> U
235													7,037·10 <sup>8</sup> a α 4378 keV γ 156 keV e 42 keV
231											1,0633 d β <sup>-</sup> 79 keV IB 0,02 keV e 94 keV γ 29 keV	3,276·10 <sup>4</sup> a α 4923 keV γ 39,9 keV e 48 keV	
227										21,77 a β <sup>-</sup> (98,62%) 9,5 keV e 3,0 keV γ 0,168 keV α (1,38%) 67,33 keV	18,718 d α 5902 keV γ 111,3 keV e 54 keV		
223								21,8 min β <sup>-</sup> (99,994%) 342 keV IB 0,36 keV e 53 keV γ 63 keV α (0,006%) 5340 keV	11,43 d α 5697 keV γ 134,8 keV e 73,1 keV				
219						54 s α (97%) 6275 keV β <sup>-</sup> (3%)	3,96 s α 6812 keV γ 56,0 keV e 6,36 keV						
215				7,4 min β <sup>-</sup>	1,780·10 <sup>-3</sup> s α 7386 keV γ 438,8 keV	1·10 <sup>-4</sup> s α 8023 keV γ 404,9 keV							
211		36,1 min β <sup>-</sup> 447 keV IB 0,59 keV e 5,3 keV γ 67,8 keV	2,14 min α (99,727%) 6550 keV γ 46,7 keV e 9,42 keV β <sup>-</sup> (0,273%) 0,480 keV	516·10 <sup>-3</sup> s α 7443 keV γ 7,7 keV									
207		4,77 min β <sup>-</sup> 493 keV IB 0,68 keV e 0,051 keV γ 2,2 keV	<b>TRWALY</b>										

Rys. 2.3. Miejsce radonu w naturalnych szeregach promieniotwórczych. Pokazano główne ciągi przemian oraz wybrane rozpady rozgałęzione (według Miliszkiewicz, 1978; Browne & Firestone, 1986; Szymański, 1991; Heiserman, 1997; Mizerski, 1997; L'Annunziata, 1998; Hrynkiewicz, 2001). A – szereg uranowo-radowy; B – szereg torowy; C – szereg uranowo-aktynowy; wytłuszczoną ramką oznaczono izotopy głównego ciągu przemian; pozostałe nuklidy należą do tzw. rozpadów rozgałęzionych; zaciemniono pola nuklidów ulegających przemianie  $\alpha$ ; pozostałe ulegają przemianie  $\beta^-$ ; w przypadku nuklidów ulegających jednocześnie przemianie  $\alpha$  i  $\beta^-$  podano procentowy udział każdego z typów rozpadu; w.e. oznacza wychwytywanie elektronu; zmianę wartości liczby atomowej i masowej na skutek przemiany  $\alpha$  i  $\beta^-$  pokazano symbolicznie za pomocą strzałek na rysunku A; pierwsza liczba w polu nuklidu oznacza okres półrozpadu mierzony: a – w latach, d – w dobach, h – w godzinach, min – w minutach, s – w sekundach; kolejne liczby odnoszą się do średniej energii keV przypadającej na jeden rozpad:  $\alpha$  – cząstki alfa,  $\beta^-$  – elektrony beta, e – elektrony atomowe (np. elektrony Augera),  $\gamma$  – fotony promieniowania gamma, IB – fotony promieniowania hamowania wewnętrznego. \* – istnieje także izomer jądrowy  $^{234m}\text{Pa}$  – 1,17 min;  $\beta^-$  – 819 keV, IB – 1,66 keV, e – 3,7 keV,  $\gamma$  – 12,1 keV; \*\* – występuje także przemiana  $\alpha$  (0,006%),  $\alpha$  – 5399 keV; \*\*\* – występuje także przemiana  $\alpha$  (0,02%),  $\alpha$  – 1,428 keV;

Aktywność promieniotwórcza jest to liczba atomów (jąder atomowych) danego nuklidu, która ulega rozpadowi w jednostce czasu. W obowiązującym obecnie układzie jednostek miar (SI) jednostką aktywności promieniotwórczej jest bekerel (Bq). Jeden bekerel oznacza taką aktywność promieniotwórczą danego nuklidu, w której jedna samoistna przemiana jądrowa zachodzi w czasie jednej sekundy ( $1 \text{ Bq} = 1 \text{ s}^{-1}$ ). W przypadku wód podziemnych, a także powietrza atmosferycznego lub glebowego zwykle istotne jest odniesienie aktywności promieniotwórczej danego nuklidu do objętości ośrodka, w którym on występuje. Wówczas podawane jest tzw. stężenie promieniotwórcze  $c_p$  danego nuklidu wyrażane w jednostkach aktywności promieniotwórczej na jednostkę objętości. W przypadku wód podziemnych najczęściej stosowanymi jednostkami są  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  lub  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ , a przy znacznych stężeniach także  $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ . Niektórzy autorzy podają aktywność radonu w wodzie na jednostkę masy, zamiast objętości, najczęściej w  $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ . W takich jednostkach podawana jest także zawartość (koncentracja, stężenie) izotopów macierzystych radonu ( $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{224}\text{Ra}$  i  $^{223}\text{Ra}$ ) w skałach (np. zbiornikowych wód podziemnych) i glebach, a niekiedy także w wodzie (np. podziemnej).

Bekerel jest niewielką jednostką aktywności promieniotwórczej, w związku z tym często stosuje się jej wielokrotności (kBq, MBq i GBq). Gdy znana jest aktywność właściwa  $A_w$  poszczególnych izotopów radonu, tj. aktywność jednostkowa – odniesiona do jednostki masy (najczęściej jest to aktywność 1 g lub 1 kg danego nuklidu promieniotwórczego), można przeliczyć stężenie promieniotwórcze  $c_p$  wyrażone w  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  na stężenie masowe  $c_p$  wyrażone w  $\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$  lub stężenie molowe  $c_c$  wyrażone w  $\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Uzyskuje się wówczas tak małe wartości, że praktycznie zaniechano takiego przedstawiania środowiskowych stężeń radonu. Niemniej jednak w niektórych przypadkach (m.in. w kolejnych rozdziałach) może być użyteczna znajomość sposobu obliczenia aktywności właściwej nuklidu, w  $\text{Bq}\cdot\text{g}^{-1}$ , lub też masy danego nuklidu, której aktywność wynosi 1 Bq. W celu obliczenia tych wielkości należy skorzystać z równania rozpadu promieniotwórczego

$$N = N_0 e^{-\frac{t}{T_{1/2}} \ln 2} \quad (2.18)$$

gdzie:  $N$  – liczba jąder nuklidu promieniotwórczego po czasie  $t$ ,

$N_0$  – początkowa liczba jąder tego nuklidu,

$T_{1/2}$  – okres półrozpadu, s.

Po oznaczeniu przez  $I$  liczbę rozpadów promieniotwórczych w czasie  $t$ , tj.  $I = N_0 - N$ , można określić szybkość rozpadu promieniotwórczego (aktywność)

$$\frac{dI}{dt} = A, \quad \text{w } \text{Bq} = \text{s}^{-1}$$

Wtedy:

$$A = \frac{dI}{dt} = -\frac{dN}{dt} = N_0 e^{-\frac{t}{T_{1/2}} \ln 2} \frac{\ln 2}{T_{1/2}} = \frac{N \ln 2}{T_{1/2}} = N \lambda \quad (2.19)$$

Gdy znamy aktywność, wówczas możemy obliczyć liczbę jąder nuklidu, które powodują tę aktywność

$$N = \frac{\frac{dI}{dt} T_{1/2}}{\ln 2} \quad (2.20)$$

a stąd ich liczbę moli  $N/N_A$  oraz masę  $m$

$$m = \frac{N}{N_A} m_m = \frac{\frac{dI}{dt} T_{1/2}}{N_A \ln 2} m_m \quad (2.21)$$

gdzie:  $N_A$  – liczba Avogadra ( $6,0221367(36) \cdot 10^{23}$ ),  $\text{mol}^{-1}$ ,  
 $m_m$  – masa molowa,  $\text{g} \cdot \text{mol}^{-1}$ .

Jeżeli w równaniu (2.21) przyjmie się aktywność  $A = \frac{dI}{dt}$  równą 1 Bq, to otrzymuje się masę izotopu, której aktywność wynosi 1 Bq. Po przekształceniu równania (2.21) ze względu na  $A$  otrzymuje się równanie

$$A = \frac{dI}{dt} = \frac{m}{m_m} \frac{N_A \ln 2}{T_{1/2}} = \frac{m}{m_m} N_A \lambda \quad (2.22)$$

Jeżeli w równaniu (2.22) przyjmie się jednostkową masę izotopu promieniotwórczego  $m$  (np. równą 1 g), to otrzymuje się aktywność właściwą  $A_w$  (np. aktywność 1 g danego nuklidu promieniotwórczego

$$A_w = \frac{N_A \lambda}{m_m} \quad (2.23)$$

Korzystając z równania (2.23) można odnieść stężenie promieniotwórcze radonu  $^{222}\text{Rn}$  w danym ośrodku (np. wodzie) wyrażone w jednostkach aktywności promieniotwórczej na jednostkę objętości ośrodka ( $c_p = A/V$ ) do stężenia masowego  $c_p$  i molowego  $c_c$ . Wówczas stężenie masowe

$$c_p = \frac{m}{V} = \frac{c_p}{A_w} = \frac{c_p m_m}{N_A \lambda} = \frac{A m_m}{V N_A \lambda} \quad (2.24)$$

a po podzieleniu przez masę molową  $m_m$  otrzymamy zależność dla stężenia molowego

$$c_c = \frac{A}{V N_A \lambda} = \frac{c_p}{N_A \lambda} \quad (2.25)$$

gdzie:  $c_p$  – stężenie masowe,  $\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$ ,  
 $c_c$  – stężenie molowe,  $\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$ ,  
 $c_p$  – stężenie promieniotwórcze,  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ,  
 $V$  – objętość ośrodka (wody),  $\text{dm}^3$ ,  
 $m$  – masa radionuklidu, g,  
 $m_m$  – masa molowa radionuklidu,  $\text{g}\cdot\text{mol}^{-1}$ ,  
 $N_A$  – liczba Avogadra ( $6,0221367(36)\cdot 10^{23}$ ),  $\text{mol}^{-1}$ ,  
 $\lambda$  – stała rozpadu promieniotwórczego danego radionuklidu,  $\text{s}^{-1}$ ,  
 $A$  – aktywność promieniotwórcza, Bq,  
 $A_w$  – promieniotwórcza aktywność właściwa,  $\text{Bq}\cdot\text{g}^{-1}$ .

Dla dalszych rozważań istotne będzie także obliczanie masy radonu  $^{222}\text{Rn}$  pozostającej w stanie równowagi promieniotwórczej z określoną masą jego macierzystego izotopu radu –  $^{226}\text{Ra}$ . W tym celu konieczne jest zdefiniowanie pojęcia równowagi promieniotwórczej. Jeżeli na skutek rozpadu jednego izotopu promieniotwórczego tworzy się inny izotop promieniotwórczy, to oba te procesy można opisać korzystając z prawa szybkości rozpadu promieniotwórczego (2.19). Można zatem opisać liczbę jąder  $N_n$  dowolnego izotopu szeregu promieniotwórczego jako funkcję czasu  $t$ . Przyjmujemy dwa człony takiego szeregu (np.  $^{226}\text{Ra}$  i  $^{222}\text{Rn}$ )  $N_1$  i  $N_2$ , które są liczbami jąder następujących po sobie izotopów po czasie  $t$ , podczas gdy  $\lambda_1$  i  $\lambda_2$  są stałymi rozpadu odpowiednio izotopu macierzystego i pochodnego. Układ taki można przedstawić za pomocą dwóch równań

$$\frac{dN_1}{dt} = -\lambda_1 N_1 \quad (2.26)$$

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \quad (2.27)$$

Izotop macierzysty zanika zgodnie z prawem rozpadu promieniotwórczego (2.26), natomiast izotop pochodny gromadzi się z szybkością  $\lambda_1 N_1$ , a rozpada się z szybkością  $\lambda_2 N_2$  (2.27). Liczbę jąder  $N_1$  izotopu macierzystego, które w czasie  $t$  nie uległy rozpadowi (przemianie promieniotwórczej) można opisać równaniem

$$N_1 = N_{01} e^{-\lambda_1 t} \quad (2.28)$$

gdzie  $N_{01}$  oznacza liczbę jąder izotopu macierzystego w czasie  $t = 0$ . Po podstawieniu wyrażenia (2.28) do równania (2.27) otrzymamy

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_{01} e^{-\lambda_1 t} - \lambda_2 N_2 \quad (2.29)$$

Podczas rozwiązywania równania wykonujemy dwustronne mnożenie przez czynnik  $e^{\lambda_2 t}$  i po uporządkowaniu wyrazów otrzymujemy

$$e^{\lambda_2 t} \frac{dN_2}{dt} + \lambda_2 N_2 e^{\lambda_2 t} = \lambda_1 N_{01} e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t} \quad (2.30)$$

Ponieważ lewa strona równania (2.30) jest pochodną funkcji pierwszego wyrazu, czyli

$$\frac{d}{dt}(N_2 e^{\lambda_2 t}) = e^{\lambda_2 t} \frac{dN_2}{dt} + \lambda_2 N_2 e^{\lambda_2 t} \quad (2.31)$$

więc

$$\frac{d}{dt}(N_2 e^{\lambda_2 t}) = \lambda_1 N_{01} e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t} \quad (2.32)$$

Po rozdzieleniu zmiennych i scałkowaniu otrzymujemy

$$N_2 e^{\lambda_2 t} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_{01} e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t} + C \quad (2.33)$$

Po pomnożeniu obustronnie równania (2.33) przez czynnik  $e^{-\lambda_2 t}$  otrzymamy

$$N_2 = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_{01} e^{-\lambda_1 t} + C e^{-\lambda_2 t} \quad (2.34)$$

Stałą całkowania  $C$  wyznacza się przyjmując, że w czasie  $t = 0$ ,  $N_2 = N_{02}$ . Wówczas równanie (2.34) przyjmuje postać

$$N_{02} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_{01} + C \quad (2.35)$$

skąd

$$C = N_{02} - \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_{01} \quad (2.36)$$

Po wprowadzeniu wyrażenia na stałą  $C$  do równania (2.34) otrzymujemy rozwiązanie dla  $N_2$  jako funkcji czasu

$$N_2 = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_{01} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) + N_{02} e^{-\lambda_2 t} \quad (2.37)$$

Pierwszy człon równania (2.37) wyraża nagromadzenie się izotopu pochodnego na skutek rozpadu izotopu macierzystego, jak również rozpad izotopu pochodnego, nato-

miast drugi człon tego równania określa udział, w każdej chwili, aktywności izotopu pochodnego względem jego początkowej ilości. W odniesieniu do równania (2.37) można rozróżnić dwa przypadki w związku z wartością  $\lambda_1$  względem  $\lambda_2$ . W pierwszym średni czas życia izotopu macierzystego jest dłuższy niż izotopu pochodnego ( $\lambda_1 < \lambda_2$ ), w drugim przypadku jest krótszy ( $\lambda_1 > \lambda_2$ ). Tylko w pierwszym przypadku może zaistnieć stan równowagi promieniotwórczej, wówczas gdy stosunek liczb rozpadów izotopu macierzystego do izotopu pochodnego będzie stały. Wtedy również stosunek liczby jąder izotopu macierzystego do pochodnego będzie stały. Aby to wykazać, należy obliczyć stosunek  $N_2/N_1$ . Ponieważ  $N_1 = N_{01} e^{-\lambda_1 t}$ , więc

$$\frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} + e^{(\lambda_1 - \lambda_2)t} \left( \frac{N_{02}}{N_{01}} - \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} \right) \quad (2.38)$$

Stosunek ten będzie przyjmował następujące wartości, gdy  $t \rightarrow \infty$

$$\lim_{t \rightarrow \infty} \frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1}, \text{ jeżeli } \lambda_2 > \lambda_1 \quad (2.39)$$

$$\lim_{t \rightarrow \infty} \frac{N_2}{N_1} = \infty, \text{ jeżeli } \lambda_2 < \lambda_1 \quad (2.40)$$

W ostatnim przypadku nie ustala się równowaga promieniotwórcza pomiędzy izotopami. W równaniu (2.39) liczby jąder  $N_1$  i  $N_2$  można zastąpić aktywnościami, odpowiednio  $A_1$  i  $A_2$ , gdzie  $A_1 = c_1 \lambda_1 N_1$  oraz  $A_2 = c_2 \lambda_2 N_2$ , a  $c_1$  i  $c_2$  oznaczają odpowiednio współczynniki detekcji izotopu macierzystego i pochodnego. Wówczas

$$\frac{N_1}{N_2} = \frac{c_2 \lambda_2 A_1}{c_1 \lambda_1 A_2} \quad (2.41)$$

stąd

$$\frac{A_1 c_2}{A_2 c_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{\lambda_1} = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{\lambda_2} \quad (2.42)$$

Gdy współczynniki detekcji są równe ( $c_1 = c_2$ ), wówczas stosunek aktywności wynosi  $\frac{A_1}{A_2} = 1 - \frac{\lambda_1}{\lambda_2}$ , co oznacza, że przyjmuje on dowolne wartości w zależności od stosunku  $\lambda_1/\lambda_2$ . Praktycznie więc w stanie równowagi promieniotwórczej aktywność izotopu pochodnego jest na ogół większa od aktywności izotopu macierzystego  $\frac{\lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1}$  razy. Obydwa izotopy zanikają zgodnie z okresem półrozpadu izotopu macierzystego.

W przypadku kiedy  $\lambda_1$  jest dużo mniejsze od  $\lambda_2$  ( $\lambda_1 \ll \lambda_2$ ), tzn. gdy aktywność izotopu macierzystego zmniejsza się nieznacznie w czasie kolejnych okresów półrozpadu izotopu pochodnego, mamy do czynienia z szybkim procesem ustalania się trwałej równowagi promieniotwórczej. Wówczas równania (2.41) i (2.42) można zapisać następująco:

$$\frac{c_2 A_1}{c_1 A_2} = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{\lambda_2} \cong 1 \quad \text{i} \quad \frac{N_1}{N_2} = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (2.43)$$

Z taką sytuacją mamy do czynienia w przypadku równowagi promieniotwórczej między  $^{226}\text{Ra}$  a  $^{222}\text{Rn}$ . Jeżeli współczynniki detekcji  $c_1$  i  $c_2$  są jednakowe ( $c_1 = c_2$ ), to mierzone aktywności w stanie trwałej równowagi promieniotwórczej są sobie równe  $A_1/A_2 = 1$ . Korzystając z równania (2.39) oraz z równania (2.25) możemy zapisać stan równowagi promieniotwórczej za pomocą stężenia molowego  $c_c$  oraz stężenia promieniotwórczego  $c_p$

$$\frac{N_1}{N_2} = \frac{c_{c1}}{c_{c2}} = \frac{c_{p1} \lambda_2}{c_{p2} \lambda_1} \quad (2.44)$$

jednocześnie

$$\frac{c_{p1}}{c_{p2}} = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{\lambda_2} \quad (2.45)$$

Jeżeli przyjmijemy istnienie trwałej równowagi promieniotwórczej pomiędzy  $^{226}\text{Ra}$  a  $^{222}\text{Rn}$ , możemy obliczyć jaka masa radonu-222 będzie pozostawała w równowadze z daną masą radu-226 w badanym środowisku, przy założeniu braku możliwości ucieczki gazowego radonu. Będzie to miało znaczenie w kolejnych rozdziałach. Przy tych założeniach równanie (2.42) można zapisać jako

$$\frac{N_{\text{Ra}}}{N_{\text{Rn}}} = \frac{\lambda_{\text{Rn}}}{\lambda_{\text{Ra}}} \quad (2.46)$$

Gdy oznaczymy przez  $N_A$  liczbę Avogadra, przez  $N_{\text{Ra}}$  i  $N_{\text{Rn}}$  odpowiednio liczby jąder  $^{226}\text{Ra}$  i  $^{222}\text{Rn}$ , przez  $m_{m\text{Ra}}$  i  $m_{m\text{Rn}}$  masy molowe odpowiednio  $^{226}\text{Ra}$  i  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{g}\cdot\text{mol}^{-1}$ , a przez  $m_{\text{Ra}}$  i  $m_{\text{Rn}}$  masy izotopów odpowiednio  $^{226}\text{Ra}$  i  $^{222}\text{Rn}$ , g, będących ze sobą w stanie równowagi promieniotwórczej, wówczas liczby jąder  $N_{\text{Ra}}$  i  $N_{\text{Rn}}$  można zapisać jako

$$N_{\text{Ra}} = \frac{m_{\text{Ra}} N_A}{m_{m\text{Ra}}} \quad \text{i} \quad N_{\text{Rn}} = \frac{m_{\text{Rn}} N_A}{m_{m\text{Rn}}} \quad (2.47)$$

Po wstawieniu zależności z równań (2.47) do równania (2.46), otrzymamy



$$\frac{m_{\text{Ra}} m_{m\text{Rn}}}{m_{m\text{Ra}} m_{\text{Rn}}} = \frac{\lambda_{\text{Rn}}}{\lambda_{\text{Ra}}} \quad (2.48)$$

stąd

$$m_{\text{Rn}} = \frac{m_{\text{Ra}} m_{m\text{Rn}} \lambda_{\text{Ra}}}{m_{m\text{Ra}} \lambda_{\text{Rn}}} \quad (2.49)$$

Jeżeli założymy przeciętną zawartość uranu  $^{238}\text{U}$  w górnej części skorupy ziemskiej na około  $26 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$  (Nevissi & Bodansky, 1987; Cothorn & Smith, 1987; Polański, 1988), to możemy obliczyć, że odpowiada to zawartości nieco ponad  $0,002 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  skały, a zatem w stanie równowagi promieniotwórczej z tą masą uranu będzie w jednym kilogramie skały znajdowało się nieco ponad  $7,1 \cdot 10^{-10} \text{ g } ^{226}\text{Ra}$  i nieco ponad  $4,6 \cdot 10^{-15} \text{ g } ^{222}\text{Rn}$ .

Od początków badań nad promieniotwórczością używano różnych jednostek aktywności promieniotwórczej. Dlatego też w dostępnej literaturze, zarówno aktywność izotopów radonu, jak i ich stężenie w wodach podziemnych jest wyrażane w różnych jednostkach. Poza obowiązującymi obecnie bekerelami najczęściej spotkać można jednostkę curie (lub kiur) – zapisywaną jako Ci. Pierwotna definicja tej jednostki była ściśle związana z badaniami promieniotwórczości radu i radonu, a jej nazwa pochodzi od nazwiska małżonków Curie. Jeden curie oznacza ilość radonu pozostającego w równowadze promieniotwórczej z jednym gramem radu. Z definicji  $1 \text{ Ci} = 3,700 \cdot 10^{10}$  przemian promieniotwórczych w czasie jednej sekundy –  $1 \text{ Ci} = 3,7 \cdot 10^{10} \text{ s}^{-1}$ . Ponieważ, w odróżnieniu od bekerela, kiur był dużą jednostką, co wynikało z „chemicznego podejścia” do zjawiska promieniotwórczości – użycia jednostki masy (1 g radu) jako wzorca aktywności promieniotwórczej, najczęściej używano i nadal używa się znacznie mniejszych jednostek – „nano-” ( $10^{-9}$ ) lub „piko-” ( $10^{-12}$ ) curie. W tabeli 2.3 zebrano używane w przeszłości i obecnie w odniesieniu do radonu jednostki aktywności wraz z odpowie-

Tabela 2.3. Jednostki aktywności promieniotwórczej stosowane w przeszłości i obecnie w odniesieniu do radonu, zwłaszcza nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych, w tym i leczniczych

Nazwa jednostki i [symbol]	Równowartość wyrażona w [Bq]	Równowartość 1 Bq
Curie (kiur) [Ci] (wcześniej [C])	$3,7 \cdot 10^{10}$	$2,70 \cdot 10^{-11}$ [Ci]
nanoCurie [nCi]	37	0,027 [nCi]
pikoCurie [pCi]	0,037	27 [pCi]
Rutherford [rd]	$10^6$	$10^{-6}$ [rd]
Eman [Em]	3,7	0,27 [Em]
Jednostka Mache'go [ME] lub [JM]	13,468	0,074 [ME]
Stat – jednostka elektrostatyczna [St]	$1,3468 \cdot 10^4$	$7,4 \cdot 10^{-5}$ [St]
Rozpad na minutę [dpm] ( <i>desintegration (decay) per minute</i> )	0,016(6)	60 [dpm]

dnimi przelicznikami na obowiązujące w układzie SI bekerlele. Warto dodać także, że 1 JM (lub ME) – jednostka Machego jest równa 364 pCi, a 1 Em (eman) stanowi równowartość 100 pCi (Cothorn & Smith, 1987).

## 2.5. Metody pomiaru

Stężenie radonu w warunkach naturalnych, zarówno w litosferze, jak i atmosferze, czy hydrosferze, jest na tyle małe (por. rozdz. 2.6), że wykrycie jego obecności znanymi metodami chemicznymi jest praktycznie niemożliwe. Nie bez znaczenia jest także bardzo mała reaktywność chemiczna tego gazu. Dlatego też pomiary stężenia (lub aktywności) radonu wykonuje się przez pomiar promieniowania emitowanego w czasie rozpadu jąder radonu lub jąder produktów jego rozpadu. Mierzyć można zarówno promieniowanie  $\gamma$ , jak i  $\beta$ , ale przede wszystkim mierzone jest promieniowanie  $\alpha$ , wywołane bezpośrednią emisją cząstki  $\alpha$  w czasie rozpadu jądra radonu. Pomiar polega na detekcji następstw oddziaływania wysyłanego promieniowania z materia, przez którą ono przenika lub do której dociera. Następstwami tych oddziaływań mogą być: jonizacja lub wywołana przez nią scyntylacja, luminescencja, przepływ prądu elektrycznego, a także trwałe lub metastabilne zmiany w strukturze materii.

Metody pomiarowe można podzielić według różnych kryteriów (Pachocki, 1997):

- źródła promieniowania – pomiar promieniowania pochodzącego od radonu, pomiar promieniowania pochodzącego od produktów jego rozpadu, lub pomiar mieszany,
- typu detektora – scyntylacyjny, półprzewodnikowy, termoluminescencyjny, śladowy itd.,
- sposobu próbkowania – naturalny lub wymuszony,
- czasu trwania pomiaru – chwilowy (screening) lub długotrwały (monitoring),
- celu pomiaru – dozymetria indywidualna lub pomiar stacjonarny w danym środowisku.

Najważniejszymi cechami kwalifikującymi daną metodę pomiarową jako właściwą jest jej odpowiednia czułość oraz sposób pobierania próbki – pasywny lub aktywny. Najczęściej metody pasywne są znacznie tańsze i pozwalają na „bezobsługowy” sposób pomiaru, co czyni je bardzo użytecznymi w pomiarach monitoringowych, zwłaszcza prowadzonych na dużych obszarach w tym samym czasie.

Najważniejszą i najpowszechniej stosowaną metodą pasywną, przede wszystkim ze względów ekonomicznych, jest metoda detektorów śladowych (SSNTD – *solid state nuclear track detector*), umożliwiająca całkowanie wyniku po długim czasie. Często ekspozycja pojedynczego detektora trwa miesiąc, kwartał, a w małych stężeniach radonu nawet rok. Metoda ta daje dobre rezultaty w pomiarach stężenia radonu przede wszystkim w powietrzu (atmosferycznym, kopalnianym, glebowym, budynków mieszkalnych, jaskiń i in.) ale także i w wodzie. Wykorzystuje ona zjawisko depolimeryzacji substancji polimerowych (np. azotanu celulozy lub octanu celulozy) w miejscu uderzenia czą-

stki  $\alpha$ . Miejsce to staje się wówczas mniej odporne na chemiczne działanie zasad. Dlatego też po zakończeniu ekspozycji takiego detektora jest on poddawany trawieniu zasadą NaOH lub KOH w zwiększonej temperaturze (60–90 °C) w czasie od 1,5 do kilku godzin. Następnie miejsca wytrawione (tzw. ślady) są zliczane pod mikroskopem optycznym automatycznie dzięki zastosowaniu kamer cyfrowych sprzężonych z komputerem wyposażonym w specjalistyczne oprogramowanie do analizy obrazu. Gęstość śladów na jednostkę powierzchni detektora jest następnie przeliczana na podstawie wcześniej wykonanej kalibracji w znanym stężeniu radonu i w określonym czasie ekspozycji, na średnie stężenie radonu w danym ośrodku i czasie ekspozycji detektora. Dokładniejszy opis tej metody i jej zastosowań oraz różnych stosowanych detektorów można znaleźć w bardzo wielu publikacjach (m.in.: Grabowski & Kochański, 1977; Solecki, 1996, 2001b; Farid, 1996; Jönsson, 1997, 1999; Nikolaev & Ilić, 1999; Mazur i in., 1999; Barillon & Chambaudet, 2000; Amgarou i in., 2001; Durrani, 2001; Iyer & Dwivedi, 2003; Ilić i in., 2003; Miles i in., 2004; Pressyanov i in., 2004; Marques i in., 2004; Nikezić & Yu, 2004; Singh i in., 2004 i in.) W ostatnim czasie stwierdzono również, że rolę detektora śladowego dobrze pełnią powszechnie używane nośniki informacji, jakimi są dyski kompaktowe (CD) (np. Pressyanov i in., 2001, 2003).

Klasyczną metodą pomiaru stężenia radonu jest metoda tzw. komór (komórek) Lucasa. Komora Lucasa jest to naczynie, którego ścianki pokryte są scyntylatorem, najczęściej siarczkiem cynku aktywowanego srebrem (ZnS(Ag)). Powietrze, zawierające radon, pobierane jest do wnętrza komory, gdzie emitowane przez rozpadające się jądra radonu i produkty jego rozpadu cząstki  $\alpha$  uderzając w cząsteczki ZnS, powodują emisję fotonu. Pomiar polega na zliczeniu liczby fotonów wysyłanych przez siarczek cynku, która zależy od liczby rozpadów jąder radonu w jednostce czasu, a tym samym od jego stężenia w badanej próbce powietrza. Pomiar następuje zwykle w laboratorium, gdzie komorę Lucasa umieszcza się w zestawie z fotopowielaczem, współpracującym z układem zliczającym scyntylacje. Zliczanie następuje w kilka godzin po pobraniu próbki, aby uzyskać stan równowagi promieniotwórczej pomiędzy radonem, a jego pochodnymi. Komorę Lucasa można stosować wielokrotnie po jej oczyszczeniu z radonu i produktów jego rozpadu. Szerszy opis tej metody pomiaru znaleźć można w wielu pracach (m.in.: Miliszkiewicz, 1978; Chruścielewski i in., 1980; Vaupotič i in., 1992; L'Annunziata, 1998; Machaj & Urbański, 1999; Quindos-Poncela i in., 2003; Abbady i in., 2004).

Jeżeli zamiast scyntylatora w fazie stałej zostanie użyty ciekły scyntylator, to można mówić o nowej technice pomiarowej, tzw. technice ciekłoscyntylacyjnej w dwóch odmianach: LSC (*liquid scintillation counting*) i LSS (*liquid scintillation spectrometry*). Ciekłymi scyntylatorami są przede wszystkim substancje organiczne, rozpuszczające się także w organicznych rozpuszczalnikach niemieszających się z wodą, takich jak ksylen lub toluen. Wiele z nich ma także zdolność ekstrahowania radonu z fazy gazowej lub ciekłej, zwłaszcza z wody, ponieważ radon wykazuje większą rozpuszczalność w niektórych substancjach organicznych, niż w wodzie (por. rozdz. 2.2). W związku z tym jest to do-

skonala metoda pomiaru stężenia radonu w próbkach wody. Zaletą jej jest także niewielka objętość próbki wody (najczęściej wystarcza 10 cm<sup>3</sup>) i niski próg detekcji. Zasada pomiaru jest podobna, jak dla stałych scyntylatorów. Więcej informacji na temat tych metod można znaleźć w wielu publikacjach (m.in.: Gómez Escobar i in., 1996; Theodorsson, 1996; Salonen & Hukkanen, 1997; Murase i in., 1998; Hamanaka i in., 1998; L'Annunziata, 1998; Vera Tomé i in., 1999; Kozłowska i in., 1999b; Cho i in., 2004; López i in., 2004). Zostanie ona także dokładniej opisana w rozdziale 4.

Bardzo często do pomiarów stężenia radonu używane są także pojemniki z węglem aktywnym, na którym radon jest adsorbowany w czasie od kilku dni do tygodnia. Jest to bardzo często stosowana metoda pasywna w pomiarach screeningowych. Pojemnik jest szczelnie zamkniętym naczyniem, wypełnionym węglem aktywnym. Rzadziej stosuje się zamiast węgla aktywnego żel krzemionkowy. Z chwilą otwarcia pojemnika radon obecny w środowisku (powietrzu) dyfunduje do wnętrza i adsorbuje się na powierzchni węgla aktywnego. Po zakończeniu ekspozycji pojemnik zamyka się szczelnie, a następnie w laboratorium następuje pomiar aktywności krótkożyciowych pochodnych radonu <sup>214</sup>Bi (lub <sup>214</sup>Pb i <sup>214</sup>Bi) za pomocą spektrometrii  $\gamma$  lub też pojemnik z węglem aktywnym jest wypełniany ciekłym scyntylatorem, do którego przechodzi („jest wymywany”) radon. Następnie pomiar wykonuje się wspomnianą już techniką ciekłych scyntylatorów lub też z użyciem detekcji tzw. promieniowania Czerenkowa (Blackburn & Al-Masri, 1993; L'Annunziata, 1998). W wyniku otrzymuje się wartość średniego stężenia radonu w czasie ekspozycji detektora. Ta nowoczesna odmiana wykorzystania do pomiaru stężenia radonu węgla aktywnego i ciekłego scyntylatora jest powszechnie stosowana. Najpopularniejsze w chwili obecnej są detektory Pico-Rad™ produkowane w USA. Detektory węglowe, które nie zostały zalane scyntylatorem, po wygrzaniu w temperaturze 150–180 °C mogą zostać ponownie użyte do pomiarów (Miliszkievicz, 1978; Cohen & Cohen, 1983; Andru, 1990; Pachocki, 1997; Yu i in., 1998; Canoba i in., 1999; Imoto i in., 2005).

Jedną z najwcześniejszych metod pomiaru stężenia radonu, nadal stosowanych, jest komora jonizacyjna. Metoda pomiaru oparta jest na zjawisku wywoływania jonizacji cząsteczek powietrza (gazu) wewnątrz komory przez cząstki  $\alpha$  emitowane na skutek rozpadu jąder radonu. Zjonizowane powietrze (gaz) może wywoływać przepływ prądu elektrycznego pomiędzy dwoma elektrodami lub oddziaływać elektrostatycznie na naładowane elektrycznie włókna (np. kwarcowe), powodując ich ruch. Pomiar prądu lub ruchu włókna zależy od stopnia jonizacji, a więc i od stężenia radonu (Skłodowska-Curie, 1953; Kasela & Kazimierczyk, 1960b; Miliszkievicz, 1978; Kunzmann & Dörschel, 1996; Kunzmann i in., 1996a, b, c; L'Annunziata, 1998 i in.). Nierzadko komory jonizacyjne stanowią obecnie podstawowy element wielu przenośnych urządzeń służących do pomiaru stężenia radonu w powietrzu, np. wykorzystywanego przez autora AlphaGUARD™.

Inną metodą pomiaru stężenia radonu jest zastosowanie detektorów półprzewodnikowych. Uderzenie cząstki  $\alpha$  w warstwę półprzewodnika zubożoną w elektrony powo-

duje impuls, który może zostać zarejestrowany. Liczba impulsów zależy od liczby cząstek  $\alpha$ , uderzających w detektor, a więc od stężenia radonu. Jednak powierzchnia czynna takiego detektora jest znacznie mniejsza, niż np. komory scyntylicyjnej lub jonizacyjnej, dlatego też detektory półprzewodnikowe stosuje się do pomiarów długotrwałych i przede wszystkim w środowiskach o dużym stężeniu radonu, np. w powietrzu glebowym, kopalnianym, jaskiniowym itp. (np. Ball i in., 1991; Bartak & Pieńkos, 1998; L'Annunziata, 1998).

Stosunkowo rzadko stosuje się także detektory termoluminescencyjne. Można z nich korzystać przede wszystkim w przypadku dużych stężeń radonu, tj.  $20 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$  i więcej, np. do pomiarów stężenia radonu w powietrzu glebowym (Pressyanov i in., 1996; Turek i in., 2004).

W ciągu ostatnich lat skonstruowano wiele urządzeń opartych na różnych opisanych metodach pomiaru stężenia radonu, które służą jako przenośne monitory radonowe. Dzięki różnorodnym rozwiązaniom technicznym umożliwiają one pomiary aktywności promieniotwórczej radonu w różnych środowiskach, np. w powietrzu atmosferycznym, glebowym, czy w wodzie, itd. Wykorzystywane są one do pomiarów chwilowych wartości stężenia radonu, mogą także być używane do pomiarów monitoringowych, gdyż zaopatrzone w akumulatory i mikroprocesory, mogą być programowane i nie wymagają obsługi przez okres od kilku do nawet kilkudziesięciu dni. Są to urządzenia pracujące w trybie dyfuzyjnym, lub aktywnie pobierające próbki w określonych, zaprogramowanych odstępach czasu lub także w sposób ciągły. Mierzone wartości są zapamiętywane i gromadzone w pamięci wewnętrznej urządzenia, a następnie mogą być przesyłane przewodowo lub radiowo do komputera. Specjalne oprogramowanie zapewnia możliwości różnorodnego analizowania i opracowywania uzyskanych wyników pomiaru. Zwykle urządzenia takie są zaopatrzone również w przyrządy mierzące inne niż stężenie radonu parametry środowiska, jak np. temperaturę, wilgotność, ciśnienie itp. Przykładem takich urządzeń mogą być np. PRASSI<sup>TM</sup> produkcji włoskiej lub AlphaGUARD<sup>TM</sup> produkcji niemieckiej, czy też RAD7<sup>TM</sup> produkcji USA i inne.

Wszystkie wspomniane metody pomiaru są metodami względnymi i w związku z tym wymagają prowadzenia okresowych kalibracji używanych detektorów (przyrządów), tj. sprawdzania zależności „odpowiedzi” detektora na jednostkę stężenia w danym okresie ekspozycji. Dokładny opis bardzo rzadko stosowanej, bezwzględnej metody pomiaru aktywności radonu można znaleźć w pracy Miliszkiewicza (1978).

O ile sam pomiar stężenia lub aktywności radonu nie jest obecnie skomplikowany, a w wielu laboratoriach jest rutynowy, o tyle stworzenie warunków, w których jedynym emitentem mierzonego promieniowania jest radon (lub często tylko nuklid  $^{222}\text{Rn}$ ) może stwarzać znaczne trudności. Dodatkowo w metodach opartych na pobieraniu próbki do wnętrza urządzenia zawierającego detektor lub też np. ekstrakcji radonu rozpuszczonego w cieczy (zwłaszcza wodzie) do fazy gazowej (najczęściej powietrze atmosferyczne) ogromnie istotne jest zachowanie szczelności układu pomiarowego, jak również zredu-

kowanie strat związanych z przelewaniem lub przepompowywaniem próbki do układu pomiarowego. Błąd, jaki może wynikać z niewłaściwego pobierania, transportowania i przygotowywania próbki do pomiaru może kilkakrotnie, a nawet kilkudziesięciokrotnie przekraczać błąd, jakim jest obarczona sama metoda pomiaru. Niezwykle istotne jest właściwe pobieranie, transport i ewentualne przechowywanie próbek, które należy ograniczać do minimum, zwłaszcza wobec średniego czasu życia  $^{222}\text{Rn}$  (Przylibski & Adamczyk, 2003). Nawet stosując najprostsze – dyfuzyjne pobieranie próbek powietrza do pomiarów stężenia radonu, istotny jest właściwy sposób poboru reprezentatywnej próbki. Więcej szczegółowych informacji na ten temat zawiera praca Underhill, 2003, a także Shweikani i in., 1997, natomiast bardziej ogólne wytyczne odnośnie pobierania prób można znaleźć w pracy L'Annunziata, 1998.

Wiele istotnych uwag odnośnie pobierania próbek i wykonywania pomiarów stężenia radonu w różnych środowiskach za pomocą różnych metod i technik pomiarowych, wraz z ich opisem, uwzględniającym zalety i ograniczenia poszczególnych metod i urządzeń, znaleźć można w znacznej liczbie ostatnio opublikowanych prac (m.in.: Ball i in., 1991; Kies & Massen, 1996; Freyer i in., 1997; Galli i in., 2002; Papastefanou, 2002; Viñas i in., 2004).

Limity detekcji stężenia radonu dla nowoczesnych metod pomiaru są rzędu ułamków bekerela w metrze sześciennym powietrza lub  $\text{dm}^3$  wody (por. rozdz. 4).

W Polsce rutynowe pomiary stężenia radonu, w tym stężenia radonu w próbkach wody, wykonuje się w laboratoriach:

- Centralnego Laboratorium Ochrony Radiologicznej w Warszawie,
- Państwowego Zakładu Higieny w Warszawie,
- Instytutu Fizyki Jądrowej PAN w Krakowie,
- Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie,
- Instytutu Medycyny Pracy w Łodzi,
- Politechniki Łódzkiej w Łodzi,
- Głównego Instytutu Górnictwa w Katowicach,
- Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach,
- Akademii Medycznej w Białymstoku,
- Politechniki Wrocławskiej we Wrocławiu.

## 2.6. Geochemia

### 2.6.1. Górna część litosfery i wody podziemne – główne środowiska występowania radonu

Istotny wpływ radonu na organizm człowieka wymusza konieczność jak najlepszego poznania geochemii tego pierwiastka. Ponieważ gatunek *homo sapiens sapiens* żyje i rozwija swoją cywilizację na powierzchni i w górnej części litosfery, korzystając bar-

dzo często z zasobów zgromadzonych tam wód podziemnych, będących częścią hydrosfery, istotne jest prześledzenie procesów geochemicznych i geofizycznych wpływających na zachowanie się radonu w tych dwóch sferach Ziemi. Jak wynika z prowadzonych od ponad stu lat badań to właśnie w tych dwóch geosferach występują także największe stężenia radonu na naszej planecie. Największe koncentracje radonu spotykane są zwłaszcza w słabo przewietrzanych (wentylowanych) wyrobiskach kopalń uranowych, a także kopalń podziemnych innych surowców, gdzie stężenia tego gazu mogą sięgać kilkudziesięciu lub nawet kilkuset  $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$  (Bigu, 1991; Domański i in., 1992; Hewson & Ralph, 1994; Lipowczan i in., 1996; Abdel-Monem i in., 1996; Bernhard i in., 1996; Bobrov i in., 1996; Morrison i in., 1998). Równie duże koncentracje radonu mierzone są w powietrzu glebowym, gdzie najczęściej notowane wartości mieszczą się w granicach kilkudziesięciu  $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ , nierzadko jednak mierzone są wartości rzędu kilkuset tysięcy  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ , a sporadycznie stężenia tego gazu mogą przekraczać wartość miliona  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$  (Cothorn & Smith, 1987; Varley & Flowers, 1993; Etiopie & Lombardi, 1994; Dueñas i in., 1996, 1999a; Je & Eyles, 1998; Solecki, 1999; Horváth i in., 2000; Annunziatellis i in., 2003). Mimo to procentowa zawartość radonu na Ziemi jest bardzo mała, nawet w porównaniu do innych radioaktywnych izotopów, które powszechnie uważane są za rzadko występujące w środowisku. Zawartość radonu w litosferze, hydrosferze i atmosferze sięga  $4\cdot 10^{-17}\%$  wag. wobec  $7\cdot 10^{-12}\%$  wag. radu,  $6\cdot 10^{-4}\%$  wag. uranu i  $1,5\cdot 10^{-3}\%$  wag. toru (Miliszkievicz, 1978).

Wszystkie naturalne izotopy radonu należą do szeregów promieniotwórczych, stanowiąc ich integralne ogniwo, dlatego też ten gazowy pierwiastek najczęściej występuje w środowisku wspólnie z uranem i torem. Niemniej jednak nie jest on pozbawiony samodzielności geochemicznej. Istnieje bowiem możliwość ucieczki radonu ze struktury niektórych minerałów uranu i toru, ułatwiona jego biernością chemiczną oraz gazowym stanem skupienia. Dotyczy to przede wszystkim minerałów o niezbyt zwartej strukturze, drobno- lub kryptokrystalicznych, jak np. karnotyt ( $\text{K}_2[\text{UO}_2]_2[\text{V}_2\text{O}_8]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) lub różne wtórne (wietrzeniowe) minerały uranu (Ball i in., 1991; Bolewski & Manecki, 1993; Miliszkievicz, 1978; Polański, 1988). Dlatego też radon w przyrodzie praktycznie nigdy nie występuje w stanie równowagi promieniotwórczej z uranem (Florkowski, 1992). Istotną rolę w środowisku odgrywa przede wszystkim najdłużej żyjący nuklid –  $^{222}\text{Rn}$ , a podrzędną także toron –  $^{220}\text{Rn}$ . Pozostałe dwa naturalne izotopy radonu ( $^{219}\text{Rn}$  i  $^{218}\text{Rn}$ ), ze względu na bardzo krótki okres połowicznego rozpadu nie są istotne w aspekcie ich występowania w środowisku.

### **2.6.2. Zarys geochemii uranu, toru i radu – izotopów macierzystych radonu**

Mimo że radon ma zdolność migracji z miejsc, w których powstaje, to jednak na jego rozpowszechnienie ogromny wpływ mają rejony tworzenia się koncentracji uranu oraz toru i radu. Na Ziemi uran i tor koncentrują się w skorupie ziemskiej, a zwłaszcza

w górnej części skorupy kontynentalnej. Te ich skłonności geochemiczne zaznaczyły się szczególnie wyraźnie w skałach magmowych, ponieważ pierwiastki te osiągają maksymalne koncentracje w skałach bogatych w alkalia, a zazwyczaj także w  $\text{SiO}_2$ , a więc przede wszystkim w leukogranitach, riolitach, sjenitach alkalicznych, fonolitach i granitach. Ulegają one znacznej koncentracji także w skałach będących produktami procesów pomagmowych (pegmatytowych, pneumatolitycznych i hydrotermalnych), co jest związane z tworzeniem się w tych etapach krystalizacji magmy minerałów bogatych w alkalia i krzemionkę. Przechodzenie uranu i toru do środowisk krystalizacji pomagmowej wynika z braku powinowactwa krystalochemicznego pomiędzy tymi pierwiastkami, a pierwiastkami tworzącymi główne minerały skałotwórcze skał magmowych – Si, Al, Na, K, Fe, Mg, Mn i in. W rezultacie w utworach pomagmowych (pegmatytach, aplitach, żyłach kwarcowych, fluorytowych, kalcytowych i in.) mogą pojawiać się minerały własne uranu i toru (tab. 2.4). Natomiast w skałach magmowych uran i tor występują w znikomych ilościach jako pierwiastki rozproszone w sieciach krystalicznych minerałów głównych i pobocznych. Nie tworzą własnych minerałów, a ich właściwości (promień jonowy, wartościowość i in.) zbliżone do lantanowców oraz w mniejszym stopniu do cyrkonu, tytanu i wapnia powodują, że uran i tor wchodzą w struktury minerałów akcesorycznych, które mogą także występować w postaci wrostków w minerałach głównych i pobocznych (tab. 2.5). Średnie zawartości uranu i toru w różnych środowiskach Ziemi oraz w skałach magmowych i osadowych przedstawiono w tabeli 2.5. Należy przy tym podkreślić, że rozkład zawartości uranu w skałach ma charakter logarytmiczno-normalny, dlatego też mogą istnieć zarówno bazalty o dużej zawartości uranu, jak i granity o małej koncentracji tego pierwiastka (Ball i in., 1991; Bolewski & Manecki, 1993; Cothorn & Smith, 1987; Polański, 1988).

Ze skał magmowych uran i tor są uwalniane na skutek działania procesów wietrzniowych i erozyjnych. Większość jednak minerałów akcesorycznych skał magmowych (w tym cyrkon, monacyt i ksenotym) oraz innych, zawierających domieszki uranu i toru charakteryzuje się dużą odpornością na działanie czynników wietrzenia chemicznego. Dlatego też uran i tor są usuwane ze skał magmowych wraz z tymi minerałami na skutek działania czynników wietrzenia fizycznego. Rozdrobnione fragmenty skał zawierające uran i tor mogą być następnie transportowane przede wszystkim wraz z wodami powierzchniowymi do miejsc, w których maleje energia medium transportującego i następuje złożenie i nagromadzenie transportowanego osadu – sedymentacja. W sprzyjających okolicznościach w tego typu środowiskach, np. w piaskach plażowych, mogą tworzyć się okruchowe złoża uranu i toru na skutek nagromadzenia się minerałów ciężkich, które często zawierają zwiększone ilości uranu, a także toru (np. piaski monacytowe i inne) (Bolewski & Manecki, 1993; Polański, 1988).

Wiele minerałów zawierających uran i tor, np. skałotwórcze skalenie i łyszczyki, zwłaszcza zaś znaczna część minerałów własnych tych pierwiastków, ulega wietrzeniu pod wpływem czynników chemicznych. Powoduje to w końcowym rezultacie ich roz-



Tabela 2.4. Wybrane najczęściej występujące w środowisku minerały uranu i toru (według Polański, 1988; Bolewski &amp; Manecki, 1993)

Nazwa minerału	Wzór chemiczny
Uraninit	
Blenda smolista (Nasturan)	Teoretycznie $UO_2$ Przeważnie $U_3O_8$
Thorianit	$(Th, U, \dots)O_2$
Uranotorianit	$(Th, U)O_2$
Branneryt	$(U, Ca, Y, Ce)(Ti, Fe)_2O_6$
Betafit	$(Ca, Na, U)_2(Ti, Nb, Ta)_2[O_6(OH)]$
Euksenit	$(Y, Ce, Ca, U, Th)(Nb, Ta, Ti)_2(O, OH)_6$
Polikras	$(Y, Ce, Ca, U, Th)(Ti, Nb, Ta)_2(O, OH)_6$
Pirochlor	$(Na, Ca, Ce, U)_2(Nb, Ti, Ta)_2[O_6(O, OH, F)]$
Mikrolit	$(Ca, Na, U)_2(Ta, Nb, Ti)_2[O_6(OH, F)]$
Ianthinit	$[UO_2][OH_2]$
Becquerelit	$6[UO_2][OH_2] \cdot Ca[OH_2] \cdot 4H_2O$
Fourmarieryt	$8[UO_2][OH_2] \cdot 2Pb[OH]_2 \cdot 4H_2O$
Curit	$3PbO \cdot 8UO_3 \cdot 4H_2O$
Rutherfordyn	$[UO_2][CO_3]$
Sharpit	$[UO_2][CO_3] \cdot H_2O$
Zippeit	$6[UO_2][OH]_6(SO_4)_2 \cdot 12H_2O + 3H_2O$
Schröckingeryt	$NaCa_3[UO_2][F][SO_4][CO_3]_3 \cdot 10H_2O$
Liebigit	$Ca_2[UO_2][CO_3]_3 \cdot 10H_2O$
Voglit	$Ca_2Cu[UO_2][CO_3]_4 \cdot 6H_2O$
Uranopilit	$6[UO_2][(OH)_{10}SO_4] \cdot 12H_2O$
Autunit	$Ca[UO_2 PO_4]_2 \cdot 10(12 - 18)H_2O$
Uranocircyt	$Ba[UO_2 PO_4] \cdot 10H_2O$
Torbenit	$Cu[UO_2 PO_4] \cdot 10(12 - 18)H_2O$
Sabugalit	$(AlH)_{0,5}[UO_2 PO_4]_2 \cdot 10H_2O$
Meta-autunit	$Ca[UO_2 PO_4]_2 \cdot 6 - 2H_2O$
Metauranocircyt	$Ba[UO_2 PO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Meta-torbenit	$Cu[UO_2 PO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Uranospinit	$Ca[UO_2 AsO_4]_2 \cdot 10H_2O$
Zeuneryt	$Cu[UO_2 AsO_4]_2 \cdot 10 - 16H_2O$
Abernathyit	$K_2[UO_2 AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Meta-uranospinit	$Ca[UO_2 AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Meta-zeuneryt	$Cu[UO_2 AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Walpurgin	$(BiO)_4[UO_2 (AsO_4)_2] \cdot 3H_2O$
Carnoty	$K_2[UO_2]_2[V_2O_8] \cdot 3H_2O$
Tiujamunit	$Ca[UO_2]_2[V_2O_8] \cdot 5 - 8,5H_2O$
Skłodowskit	$MgH_2[UO_2 SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$
Cuproskłodowskit	$CuH_2[UO_2 SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$
Uranofan	$(H_3O)Ca[UO_2][SiO_4]_2 \cdot 3H_2O$
Thoryt	$Th[SiO_4]$
Uranotoryt	$(Th, U)[SiO_4]$

Tabela 2.5. Zawartość uranu i toru w skorupie i płaszczu Ziemi, a także w wybranych skałach osadowych i magmowych oraz w minerałach skałotwórczych skał magmowych (według Polański, 1988)

Środowisko/skała/minerał	Zawartość U [ppm]	Zawartość Th [ppm]
Płaszcz ziemski	0,02	0,05
Skorupa oceaniczna	0,1	0,2
Skorupa kontynentalna w całości	1,5	6
Skorupa kontynentalna górna część	2,5	10
Skały ultramaficzne	0,01	0,05
Gabra	0,8	3,8
Bazalty	0,5	2
Dioryty, andezyty	2	7
Granity	4,2	20
Piaskowce kwarcytowe	0,8	2
Szarogłazy	2	6,7
Łupki ilaste szare i zielonkawe	3,6	12
Łupki ilaste czerwone i żółte	2	12,5
Łupki bitumiczne	8	
Wapień	2	2,4
Boksyty	11	50
Fosforyty	50–300	1–5
<u>Minerały główne:</u>		
Oliwin	0,01	0,02
Piroksen	0,1–50	2–25
Hornblenda	0,2–60	5–50
Łuszczyki (biotyt, muskowit)	1–60	0,5–50
Skalenie	0,2–7	0,5–10
<u>Minerały akcesoryczne:</u>		
Monacyt	500–3000	20 000–200 000
Allanit	30–1000	500–23 000
Cyrkon	100–6000	100–2500
Ksenotym	300–40 000	
Epidot	20–200	30–600
Tytanit	10–700	100–1000
Apatyt	10–200	50–400

kład chemiczny, a przez to uwalnianie uranu i toru ze struktur tych minerałów, ułatwiająca migrację tych pierwiastków w środowiskach hipergenicznych. Produktami pośrednimi reakcji chemicznych, jakim ulegają minerały skał magmowych w środowisku działania procesów wietrzenia są różnorodne uwodnione tlenki i wodorotlenki, a także wę-

glany, siarczany, fosforany, arseniany, wanadyniany oraz hydrokrzemiany i inne minerały uranu i toru (por. tab. 2.4). Minerale te gromadzą się w strefie wietrzenia ciał rudnych, stref okruszczenia lub mineralizacji, a także złóż uranu, ułatwiając ich lokalizację poprzez swoje charakterystyczne jaskrawe barwy w odcieniach żółci, czerwieni i zieleni. W takich środowiskach zaznacza się już odrębność geochemiczna uranu i toru. Uran wykazuje znacznie większą mobilność, niż tor i w postaci jonowej – jako jon kompleksowy (uranylowy  $[\text{UO}_2]^{2+}$ ) jest łatwo ługowany z wietrzejących skał i przeobrażanych procesami wietrzenia chemicznego minerałów. Łącząc się następnie z różnymi anionami, może być transportowany w środowisku wodnym na znaczne odległości. Tor natomiast jest zatrzymywany przez produkty wietrzenia (Bolewski & Manecki, 1993; Cothorn & Smith, 1987; Polański, 1988; Kronfeld i in., 2004).

Wędrówka uranu i toru w strefie hipergenicznej kończy się w różnych środowiskach, najczęściej jednak w zbiornikach morskich, przy czym pierwiastki te docierają tam w różnych postaciach. Tor, a w znacznie mniejszej ilości uran transportowane są jako składniki drobnych okruchów lub cząstek zawiesiny własnych minerałów pierwotnych lub wtórnych oraz okruchów lub cząstek zawiesiny minerałów skałotwórczych, często z wrostkami minerałów akcesorycznych. Największa część uranu dociera do zbiorników morskich w formie rozpuszczonej, jako kompleksowy jon uranylowy  $[\text{UO}_2]^{2+}$ . Transport jonów toru ( $\text{Th}^{4+}$ ) zachodzi ze znacznie mniejszą intensywnością. W środowisku morskim pierwiastki te w zależności od formy, w jakiej ulegały transportowi, są depozycjonowane w osadach piaszczystych, ilastych lub węglanowych. Największa część uranu i toru jest związana z osadami ilastymi, w których jednak zdecydowanie dominuje tor, ze względu na mniejszą rozpuszczalność jonu  $\text{Th}^{4+}$  niż  $[\text{UO}_2]^{2+}$ . Dlatego też w wodzie morskiej jest zdecydowanie mniej toru, niż uranu, który wytrąca się z niej dopiero w warunkach większego pH (np. Rodríguez-Alvarez & Sánchez, 1999) wraz z węglanami oraz w środowiskach redukcyjnych wraz z materią organiczną, np. torfy, bituminy itp. Dlatego też łupki bitumiczne, a także węgle są znacznie bogatsze w uran, niż zwyczajne łupki ilaste. Podobny mechanizm działa także w przypadku torfowisk, w których uran chętnie się gromadzi, podobnie jak też we wszystkich środowiskach depozycji materii organicznej. Zwiększonymi zawartościami uranu charakteryzują się także fosforyty. Najmniejsze zawartości uranu i toru charakterystyczne są dla osadów węglanowych (por. tab. 2.5), przy czym występujący w nich tor jest związany z niewęglanowymi składnikami, podczas gdy uran jest współstrącany z wody wraz z pozostałymi składnikami węglanowymi. Podobny mechanizm zachodzi także przy tworzeniu się ewaporatów (Bolewski & Manecki, 1993; Cothorn & Smith, 1987; Polański, 1988).

Do tworzenia się znacznych koncentracji uranu i/lub toru może dochodzić w magmowych skałach alkalicznych, a zwłaszcza w skałach utworzonych w procesach pomagmowych (w strefach brzeżnych i kontaktowych intruzji oraz w przeobrażonych skałach osłony), a także w skałach osadowych powstających w środowiskach o zwiększonym pH oraz w warunkach redukcyjnych. W związku z tym skały metamorficzne charakte-

ryzują się bardzo zróżnicowanymi zawartościami uranu i toru w zależności od składu mineralnego i chemicznego skał wyjściowych oraz charakteru działających czynników metamorficznych. Dlatego też mogą istnieć skały metamorficzne ubogie lub wzbogacone w uran i/lub tor. Na przykład ortognejsy powstałe z granitów uranonośnych będą wzbogacone w uran, podczas gdy paragnejsy powstałe z piaszczysto-mułowcowej serii osadowej zubożonej w uran będą najczęściej również ubogie w ten pierwiastek, pod warunkiem, że np. roztwory metamorficzne nie doprowadzą uranu spoza protolitu (Adamski, 1960; Bareja, 1960; Głowacki, 1960a; Kaczmarek & Masłowski, 1960; Głowacki & Sadkiewicz, 1966; Cothorn & Smith, 1987; Polański, 1988).

Rad w przyrodzie występuje przeważnie wspólnie z uranem i torem jako kolejne ogniwo łańcucha reakcji jądrowych w naturalnych szeregach promieniotwórczych. Zachwianie równowagi promieniotwórczej pomiędzy izotopami uranu i radu na większą skalę zachodzi w środowisku morskim, a także w innych środowiskach wodnych i dotyczy izotopu  $^{226}\text{Ra}$ . Dzieje się tak, ponieważ bezpośrednim poprzednikiem tego izotopu w szeregu uranowo-radowym jest  $^{230}\text{Th}$ , a jak już wspomniano, tor łatwo wytrąca się z roztworu i przechodzi do osadu. Dlatego też osad morski może być wzbogacony w rad w porównaniu z wodą morską. Podobne zjawisko można także zaobserwować w szeregu uranowo-aktynowym, w którym zachodzi zachwianie równowagi promieniotwórczej między izotopami  $^{235}\text{U}$  a  $^{231}\text{Pa}$ . Protaktyn ma właściwości geochemiczne podobne do toru, dlatego też łatwiej przechodzi do osadu. W glebie natomiast równowaga pomiędzy uranem i radem jest praktycznie zachowana. Przeciętna zawartość  $^{238}\text{U}$  w glebie jest równa  $26 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ , natomiast  $^{226}\text{Ra}$   $30 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ , wahając się w granicach  $10\text{--}100 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$  (Nevissi & Bodansky, 1987; Cothorn & Smith, 1987; Polański, 1988). W niektórych jednak środowiskach, np. w glebach leżących na utworach krasowych, może dochodzić do wyługowywania uranu poprzez transport jonów uranylowych, a jednocześnie do zatrzymywania (adsorbowania) ulegających hydrolizie produktów jego rozpadu –  $^{226}\text{Ra}$  i  $^{230}\text{Th}$ . Wówczas w glebie występują nierównowagowe – zwiększone stężenia  $^{226}\text{Ra}$  względem macierzystego  $^{238}\text{U}$  (von Gunten i in., 1996).

Uran występuje w wodach podziemnych zwykle w nieznacznych ilościach, najczęściej nie przekraczających stężenia  $10 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$  (zwykle  $0,1\text{--}10,0 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$ ). W wodach mineralnych spotykane są stężenia dochodzące do  $500 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a w wodach przepływających przez złoża uranu zawartość tego pierwiastka może dochodzić nawet do  $15 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ . W wodzie morskiej zawartość uranu zmienia się w przedziale od 1 do  $4 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$ , podczas gdy tor występuje w tym środowisku w stężeniach najwyżej  $0,01 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$ . W wodach podziemnych stężenie toru nie przekracza zazwyczaj  $2 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a w wodach mineralnych może dochodzić do  $40 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$  (Hem, 1985; Albu i in., 1997; Macioszczyk & Dobrzyński, 2002).

Stężenie radu w wodach podziemnych jest zwykle zdecydowanie mniejsze niż uranu, co wynika z odmiennych właściwości chemicznych tych pierwiastków, i waha się w granicach od  $10^{-4}$  do  $10^{-1} \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , zarówno dla  $^{226}\text{Ra}$ , jak i  $^{228}\text{Ra}$  (Hess i in., 1985;

Peńsko, 1997; Shabana & Al-Hobaib, 1999; Hakam i in., 2000; Sturchio i in., 2001; Przylibski i in., 2002d; Almeida i in., 2004). Wzajemne proporcje udziału tych izotopów radu są bardzo zmienne, np. w wodach podziemnych z obszaru polskiej części Sudetów stosunek  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  przyjmuje wartości z przedziału 0,10–2,06. W przeliczeniu na stężenie wyrażone w jednostkach masy na objętość przeciętna zawartość  $^{226}\text{Ra}$  w wodach podziemnych jest rzędu  $10^{-15}$ – $10^{-12}$   $\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$ , natomiast nuklidu  $^{228}\text{Ra}$  rzędu  $10^{-17}$ – $10^{-14}$   $\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$  (Przylibski i in., 2002d). Jest to wynikiem znacznej różnicy aktywności właściwej dwóch najważniejszych izotopów radu w przyrodzie. Jest więc niezwykle istotne w przypadku radu, aby odnosić jego stężenia w wodzie do konkretnych izotopów, co nie jest aż tak istotne w przypadku uranu i toru, które w środowisku naturalnym reprezentowane są w ponad 99% masy przez jeden izotop – odpowiednio  $^{238}\text{U}$  i  $^{232}\text{Th}$ . W wodach mineralnych, a zwłaszcza solankach, wodach termalnych i wodach towarzyszących złożom uranu lub złożom polimetalicznym zawierającym uran, a także węgla i bituminów stężenie radu (zarówno  $^{226}\text{Ra}$ , jak i  $^{228}\text{Ra}$ ) może dochodzić do kilku, kilkudziesięciu, a rzadko nawet przekraczać  $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (Peńsko, 1997; Sturchio i in., 2001; Minster i in., 2004). Podobnie duże stężenia radu notowane są w wodach usuwanych z kopalń nie tylko uranowych, ale także głębszych kopalń podziemnych innych surowców, np. węgla kamiennego na Górnym Śląsku (Peńsko, 1997; Chalupnik i in., 2001, 2004; Chau i in., 2001; Pluta, 2001; Pluta & Trembaczowski, 2001).

W wodach podziemnych, które nieustannie reagują ze skałami zbiornikowymi, w związku ze znacznymi różnicami właściwości chemicznych pierwiastków należących do naturalnych szeregów promieniotwórczych praktycznie zawsze występuje stan braku równowagi promieniotwórczej między poszczególnymi izotopami. Badania prowadzone w stanie Idaho (USA) w bazaltowym zbiorniku wód podziemnych wykazały, że czas sorpcji jest rzędu minut dla radu i toru, natomiast czas desorpcji jest rzędu dni dla radu i lat dla toru. Czas strącania z roztworu jest rzędu dni dla toru, lat dla radu i stuleci dla uranu. W związku z tym współczynnik opóźnienia transportu tych pierwiastków (izotopów) w środowisku wód podziemnych jest rzędu: powyżej  $10^6$  dla  $^{232}\text{Th}$ , około  $10^4$  dla  $^{226}\text{Ra}$  i około  $10^3$  dla  $^{238}\text{U}$  (Luo i in., 2000). Jednocześnie należy podkreślić, że szybko adsorbowany z wody rad, znajdując się na powierzchniach ziaren i/lub kryształów minerałów (zwłaszcza minerałów ilastych), a także na powierzchniach spękań staje się głównym źródłem radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) (a także toru –  $^{228}\text{Th}$ ) rozpuszczonego w wodzie (Luo i in., 2000; Wood i in., 2004). Rad występuje w wodach podziemnych w formie jonowej, jedynie w niektórych wodach podziemnych wzbogaconych w mangan ( $\text{Mn} > \sim 0,25 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) około 10% aktywności radu może być zaadsorbowane na najdrobniejszych cząstkach zawiesiny (o średnicach  $< 50 \text{ nm}$ ), zwłaszcza wodorotlenków manganu (Vaaramaa i in., 2003). W wodach podziemnych zaznacza się także zwiększenie stężenia radu wraz ze wzrostem zasolenia lub mineralizacji (TDS) wody, a także wraz ze zmniejszeniem pH (Dowgiałło i in., 1969; Andrews

i in., 1989; Gascoyne & Barber, 1992; Przylibski i in., 2002d; Kronfeld i in., 2004; Minster i in., 2004; Almeida i in., 2004; Chałupnik, 2004). W warunkach małego pH wody adsorpcja radu na powierzchniach minerałów (głównie minerałów ilastych oraz wodorotlenków żelaza i manganu) jest prawdopodobnie znacznie ograniczona (Almeida i in., 2004).

Pod względem właściwości chemicznych rad, należący do grupy 2 układu okresowego (dawniej IIA), jest zbliżony do pozostałych berylówców, przede wszystkim do baru i wapnia. Dlatego też obecność jonów  $Ba^{2+}$  i  $Ca^{2+}$  w wodzie zmniejsza możliwość adsorpcji  $Ra^{2+}$ . Obecność jonu  $SO_4^{2-}$  natomiast powoduje wytrącenie z wody trudno rozpuszczalnego  $BaSO_4$ , a wraz z nim współstrącenie również trudno rozpuszczalnego  $RaSO_4$ . W związku z tym, wodami wzbogaconymi w rad są wody podziemne występujące w strefie utrudnionej wymiany wód, charakteryzujące się często typem Cl–Ca–Na, o dużej mineralizacji, zawierające jony  $Ba^{2+}$  i jednocześnie pozbawione jonów  $SO_4^{2-}$ . Wody takie często towarzyszą złożom ropy naftowej (Dowgiało i in., 1969). Podobne wody stwierdzono także w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (np. Chałupnik, 2004).

### 2.6.3. Geneza radonu w litosferze

Radon powstaje jako efekt przemiany  $\alpha$  jąder radu, znajdujących się najczęściej w strukturze minerałów uranu lub minerałów zawierających domieszki tego pierwiastka, głównie w skałach i środowiskach opisanych w poprzednim rozdziale. W momencie przemiany  $\alpha$  nuklidu  $^{226}Ra$  atom (jądro)  $^{222}Rn$  zostaje odrzucony z miejsca powstania, zgodnie z zasadą zachowania pędu, w kierunku przeciwnym do uwolnionej cząstki  $\alpha$ . Energia odrzutu utworzonego jądra radonu jest rzędu  $10^4$ – $10^5$  razy większa od energii typowych wiązań chemicznych i wynosi około 85 keV, podczas gdy pozostałe około 4,77 MeV unosi ze sobą cząstka  $\alpha$ . W związku z tym radon może uwolnić się ze struktury minerału, w którym powstał, niszcząc wiązania chemiczne. Ponieważ atom radonu ma zupełnie inne właściwości chemiczne, niż związany uprzednio w strukturze rad (a wcześniej także uran, protaktyn i tor), wiązania te nie muszą być ponownie odtworzone i atom radonu może zostać uwolniony ze struktury kryształu (ziarna), w którym się utworzył. Długość drogi, jaką na skutek odrzutu może przebyć w powietrzu atom radonu wynosi  $10^{-5}$ – $10^{-4}$  m, w wodzie już tylko  $10^{-7}$  m, a w ziarnach lub kryształach minerałów jest rzędu  $10^{-8}$  m (wynosi od około 20 nm, średnio 35 nm, do maksymalnie 70 nm) (Cothorn & Smith, 1987; Gundersen i in., 1992; Sun & Semkow, 1998). Jeśli na swojej drodze w ziarnie lub kryształce minerału nie napotka on żadnej szczeliny lub pęknięcia, to praktycznie pozostaje uwięziony w strukturze aż do swojego rozpadu. Dzieje się tak, dlatego że odległość dyfuzji atomów radonu wewnątrz kryształu jest bardzo mała, mniejsza niż droga, jaką przebywają na skutek odrzutu w czasie rozpadu jąder radu. Aby obliczyć gradient stężenia wynikający z dyfuzji radonu w izotropowym medium, można skorzystać z następującego równania (Andrews i in., 1986)

$$C_x = C_0 e^{-\frac{x}{L}} \quad (2.50)$$

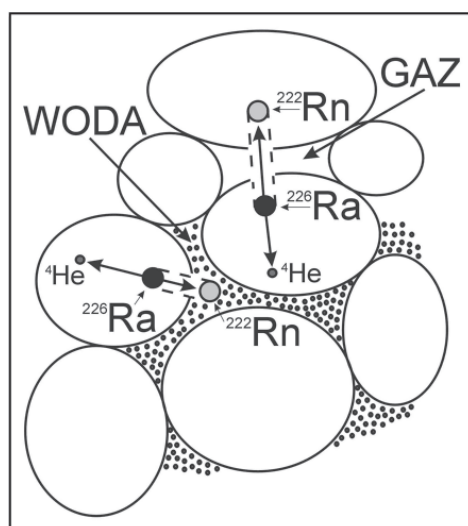
gdzie:  $C_x$  – stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w odległości  $x$  od źródła w kierunku dyfuzji,  
 $C_0$  – początkowe stężenie  $^{222}\text{Rn}$ ,  
 $L$  – odległość dyfuzji, cm, zdefiniowana jako

$$L = \left( \frac{D}{\lambda} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.51)$$

gdzie:  $D$  – współczynnik dyfuzji  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  
 $\lambda$  – stała rozpadu  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{s}^{-1}$ .

Z równania (2.50) wynika, że jedynie 5% atomów  $^{222}\text{Rn}$  może przebyć dystans  $5L$  od miejsca swojego powstania (Martinelli, 1998). Dyfuzja radonu wewnątrz kryształów jest zatem znacznie ograniczona, nawet jeżeli uwzględnimy, że kryształy nie są ciałami izotropowymi. W prawdzie w kryształach istnieją kierunki krystalograficzne bardziej sprzyjające dyfuzji, to z pewnością nie zwiększają one w znaczący sposób odległości dyfuzji wewnątrz tych typowych ciał anizotropowych. Jeżeli natomiast szczelina lub krawędź kryształu (ziarna) jest bardzo bliska miejsca powstania atomu radonu, to atom taki może przebyć tę szczelinę i wbić się w sąsiednie ziarno mineralne lub kryształ. Może on zostać tam uwięziony do czasu swojego rozpadu. Możliwe jest także jego późniejsze uwolnienie się na skutek dyfuzji lub rozpuszczenia w wodzie, która może przedostać się do kanału będącego rezultatem upłynięcia lub ewaporacji minerału w czasie uderzenia i zagłębienia się w jego strukturę odrzuconego z innego ziarna (kryształu) atomu radonu. Ta część atomów radonu tworzy tzw. frakcję uwolnioną w sposób pośredni. Dlatego też tylko te atomy radonu, które powstają w odpowiedniej odległości od pęknięcia lub szczeliny (krawędzi) ziarna mineralnego lub kryształu mogą zostać bezpośrednio uwolnione do przestrzeni międzyziarnowej (porowej) skały. Jeżeli pęknięcia i/lub szczeliny są wypełnione wodą, wówczas atomy radonu są wyhamowywane przez wodę i znacznie większa ich liczba może być w takim przypadku uwalniana bezpośrednio do przestrzeni porowej skały (rys. 2.4). Do wyhamowania i zatrzymania atomu radonu w przestrzeni porowej wystarczy „film wodny” grubości około 0,1  $\mu\text{m}$ .

W ziarnach i kryształach o rozmiarach przekraczających odległość, na jaką może być odrzucony powstający atom radonu istotne znaczenie dla liczby atomów, jaka może zostać uwolniona ze struktury w sposób bezpośredni, ma przestrzenny rozkład atomów macierzystego radu w tych ziarnach i kryształach. Jeżeli rad jest rozmieszczony jednorodnie w całej objętości ziarna lub kryształu minerału, wówczas wraz ze wzrostem objętości ziarna będzie maleć liczba atomów radonu, która będzie mogła je opuścić. Z ziaren o rozmiarach około 1  $\mu\text{m}$  może zostać uwolnionych około 5% tworzących się atomów radonu, podczas gdy z ziaren o średnicy około 1 mm uwolnić się może zaledwie



Rys. 2.4. Przedostawanie się radonu powstającego w ziarnach mineralnych do przestrzeni porowej, gdy jest ona wypełniona wodą, a także jeżeli jest wypełniona gazem (Rama & Moore, 1984; Fleischer, 1983, 1987; Greeman & Rose, 1996)

0,005%. W przedostawaniu się radonu do przestrzeni międzyziarnowej niezwykle istotną rolę odgrywają nanopory (mikrospeknięcia o szerokości ok. 10–20 nm) w ziarnach i kryształach minerałów, którymi na skutek dyfuzji atomy radonu mogą swobodnie wędrować na zewnątrz. Proces ten jest szczególnie efektywny, kiedy wilgotność ośrodka jest mała. Często znaczna ilość radu w skale (do 30%) jest rozmieszczona niejednorodnie – w porach interstycjalnych i na powierzchni ziaren, co jest związane z tworzeniem się minerałów zawierających uran (i rad) w czasie procesów pomagmowych, metamorficznych oraz wietrzenia chemicznego skał. W takim przypadku znacznie większa liczba tworzących się atomów radonu jest uwalniana w sposób bezpośredni do przestrzeni międzyziarnowej. Istnieje bardzo bogata literatura na temat uwalniania się atomów radonu ze struktur mineralnych do przestrzeni porowej (Tanner, 1964, 1980; Dowgiałło i in., 1969; Rama & Moore, 1984; Fleischer, 1987; Cothorn & Smith, 1987; Krishnaswami & Seidemann, 1988; Semkow, 1990; Gudzenko, 1992; Wanty i in., 1992; Morawska & Phillips, 1993; Greeman & Rose, 1996; Maraziotis, 1996; De Martino i in., 1998; Sun & Semkow, 1998; Özgümüş i in., 1999; Tricca i in., 2000; Sasaki i in., 2004 i in.).

Jak wynika ze sposobu uwalniania się radonu ze struktury minerałów, tylko część atomów powstającego radonu może rozpuścić się w wodach podziemnych lub przeniknąć do szczelin wypełnionych gazem. W takim przypadku można mówić o tzw. frakcji wyemanowanej, a jej stosunek do całkowitej ilości tworzącego się w skale radonu nazywano współczynnikiem emanacji ( $K_{em}$ ), który można zdefiniować następująco



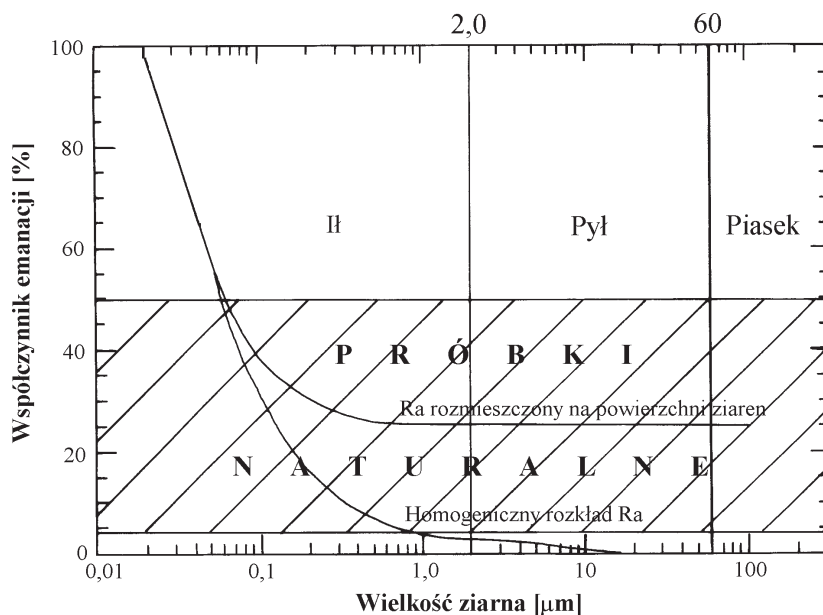
$$K_{em} = \frac{N_{em}}{N_c} \quad (2.52)$$

gdzie:  $N_{em}$  – liczba jąder radonu uwolnionych ze struktur mineralnych (wyemanowanych),

$N_c$  – całkowita liczba jąder radonu tworzących się w strukturach mineralnych.

W przyrodzie współczynnik emanacji jest zwykle mniejszy od jedności (lub  $K_{em} < 100\%$ ). Wartości tego współczynnika obliczane dla różnych skał i różnych środowisk znacznie różnią się od siebie. Wartości współczynnika emanacji otrzymane dla skał krystalicznych są mniejsze od 50%, a zwykle nawet od 30% (Wanty i in., 1992). Dla innych skał najczęściej otrzymuje się wartości także poniżej 50% (Fleischer, 1987; Krishnaswami & Seidemann, 1988; Gudzenko, 1992; Wanty i in., 1992; Morawska & Phillips, 1993; Greeman & Rose, 1996; Maraziotis, 1996; De Martino i in., 1998; Özgümüş i in., 1999; Bossew, 2003). Jednak dla skał silnie spękanych w strefach deformacji tektonicznych niektórzy autorzy przyjmowali dla współczynnika emanacji mało prawdopodobną wartość 100% (Kasela & Kazimierczyk, 1960a; Dowgiałło i in., 1969), natomiast dla skał stanowiących odpad po przeróbce rud uranu i zgromadzonych w wierzchniej warstwie hałd (do głębokości około 2 m p.p.t.) współczynnik ten określono jako większy od 50% (Schulz i in., 2003).

Współczynnik emanacji zależy przede wszystkim od czynników petrofizycznych danej skały, tj. od zawartości radu oraz sposobu jego przestrzennego ułożenia w ziarnach lub kryształach minerałów oraz od porowatości, uziarnienia i wilgotności (Fleischer, 1987; Krishnaswami & Seidemann, 1988; Morawska & Phillips, 1993; Greeman & Rose, 1996; Maraziotis, 1996; De Martino i in., 1998; Sun & Semkow, 1998; Özgümüş i in., 1999; Bossew, 2003; Sasaki i in., 2004). Ocenia się, że największym współczynnikiem emanacji charakteryzują się skały o porowatości około 20%. Przy porowatości zwiększającej się powyżej 20% maleje powierzchnia właściwa ziaren i jednocześnie maleje współczynnik emanacji. Jeżeli jednak porowatość maleje poniżej 10% pory stają się gorzej połączone ze sobą, co powoduje wiązanie znacznej liczby powstających jąder radonu w sąsiednich ziarnach mineralnych, które znajdują się na tyle blisko, że atomy  $^{222}\text{Rn}$  nie są w stanie pozbyć się energii odrzutu w przestrzeni porowej (Sun & Semkow, 1998). Większe wartości współczynnika emanacji radonu notuje się w skałach o drobniejszym ziarnie (większej powierzchni poszczególnych ziaren w stosunku do ich objętości, tj. powierzchni właściwej) oraz wówczas, gdy macierzysty rad znajduje się w pobliżu powierzchni ziaren lub kryształów (rys. 2.5) (Greeman & Rose, 1996; Sasaki i in., 2004). Dla wybranych skał krystalicznych Sudetów obliczone współczynniki emanacji wahają się w granicach od 7% do 41% (Przylibski, 2000c), a według Soleckiego (2001a) od około 1% do około 30%. Rezultaty te są zgodne z wynikami uzyskanymi dla podobnych skał w świecie (Wanty i in., 1992).



Rys. 2.5. Obliczony współczynnik emanacji radonu w zależności od średnicy ziarna (kryształów) skały i sposobu rozmieszczenia w nich macierzystego radu (Greeman & Rose, 1996)

#### 2.6.4. Migracja i akumulacja radonu w litosferze

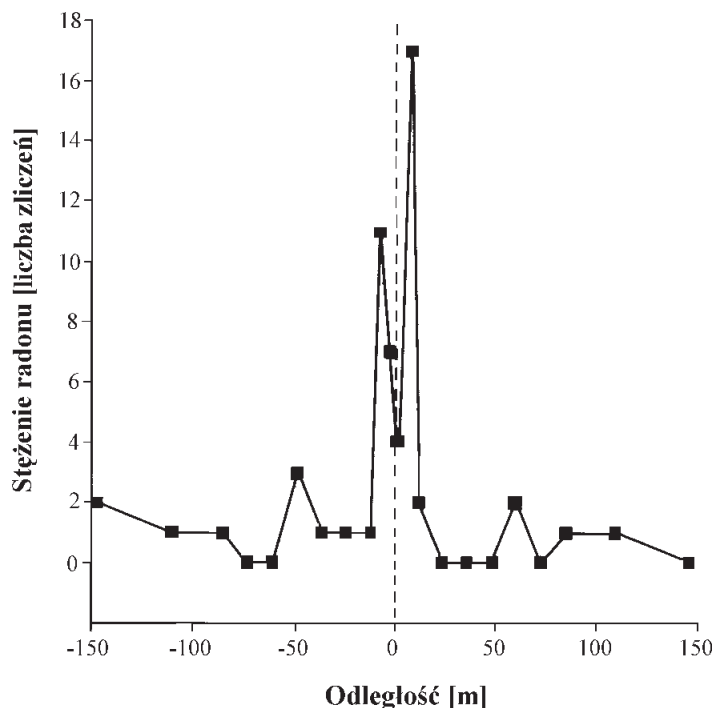
Uwolniony do przestrzeni porowej radon może wędrować ku powierzchni litosfery na skutek różnych procesów:

- dyfuzji wywołanej różnicą (gradientem) stężenia,
- konwekcji wywołanej różnicą (gradientem) temperatury,
- adwekcji wywołanej różnicą (gradientem) ciśnienia,
- ruchu ośrodka – radon może włączyć się w strumień wód podziemnych (wolnych) lub gazów (np.  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$ , He i in.) wypełniających szczeliny i pory, jeżeli stanowią one połączony ze sobą system.

Istnieje bardzo bogata literatura dotycząca procesu migracji radonu w skorupie ziemskiej. Wybrane ważniejsze pozycje przedstawiono w załączniku 3.

Transport radonu jest najefektywniejszy przede wszystkim w strefach o znacznej ilości spękań, szczelin, porów i pustek, które najczęściej są związane z uskokami, nasunięciami, czy innymi (zwłaszcza kruchymi) dyslokacjami tektonicznymi, a także z utworami krasowymi. Nad liniami dyslokacji tektonicznych, które są drożne dla gazów (nie są wypełnione np. gliną tektoniczną lub miazgą skalną) tworzą się anomalie radonowe (a także innych gazów) w powietrzu glebowym i wodach podziemnych, a także w najniższej warstwie atmosfery, bezpośrednio nad gruntem (King, 1978; King i in., 1993;

Varley & Flowers, 1993; Al-Tamimi & Abumurad, 2001). W rejonie uskoku, bezpośrednio nad szczeliną, której przebieg nie musi być zgodny z linią (właściwie powierzchnią), wzdłuż której następują przemieszczenia skał, notowane wartości stężenia radonu mogą kilku- lub nawet kilkunastokrotnie przekraczać wartości tła (rys. 2.6) (King i in., 1993; Al-Tamimi & Abumurad, 2001; Moussa & El Arabi, 2003; Ioannides i in., 2003). Wędrówkę radonu ułatwiają także „pustki antropogeniczne” w górotworze – sztolnie, kopalnie, systemy piwnic, tunele, itp. obiekty.



Rys. 2.6. Stężenia radonu w powietrzu glebowym mierzone w poprzek strefy uskoku (linia przerywana) wzdłuż Encantado Road w Kalifornii, strzaskanej podczas trzęsienia ziemi w 1992 roku (King i in., 1993)

Migracja na skutek dyfuzji nie jest procesem, dzięki któremu atomy radonu mogą docierać na znaczne odległości ze względu na krótki czas życia nawet najtrwalszego z izotopów –  $^{222}\text{Rn}$ . Typowe odległości dyfuzji w ośrodkach skalnych i mineralnych przedstawiono w tab. 2.6. W glebach o dużej wilgotności współczynnik dyfuzji gwałtownie maleje, wzrasta natomiast wraz ze wzrostem porowatości. W miarę zwiększania się wilgotności gleby liczba atomów radonu, jaka może zostać uwolniona ze struktur minerałów, początkowo zwiększa się. Jest to związane z efektem wyhamowywania większej liczby atomów radonu uwalnianych bezpośrednio do przestrzeni porowej. Dalsze

Tabela 2.6. Współczynniki dyfuzji i odległości transportu dyfuzyjnego  $^{222}\text{Rn}$  w różnych mediach (Cothorn & Smith, 1987; Sogaard-Hansen & Damkjær, 1987; Martinelli, 1998)

Medium	Współczynnik dyfuzji [cm <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	Odległość dyfuzji [m]
Powietrze	10 <sup>-2</sup> –10 <sup>-1</sup>	2,4
Powietrze (17% wilgotności)	5·10 <sup>-1</sup>	2,2*
Woda	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-2</sup>
Piasek	3·10 <sup>-2</sup>	1,5
Żwir	7·10 <sup>-2</sup>	1,8
Argilit (ił)	8·10 <sup>-5</sup>	0,06*
Beton	2·10 <sup>-5</sup>	0,04–0,26
Przecięta gleba	4·10 <sup>-2</sup>	1,4*
Osady rzeczne	4·10 <sup>-2</sup>	1,4*
Gлина	1,5·10 <sup>-6</sup>	0,8
Kwarcyt	8·10 <sup>-5</sup>	0,06*
Kryształy minerałów	10 <sup>-9</sup> –10 <sup>-20</sup>	10 <sup>-4</sup> –10 <sup>-10</sup> *

\* Wartości obliczone przez autora z wykorzystaniem równania (2.48).

zwiększanie wilgotności powoduje jednak, że stopniowo ograniczana jest możliwość dyfuzji radonu z nanopor wypełnianych wodą do przestrzeni porowej ośrodka skalnego (dyfuzja Rn w wodzie jest o 3 rzędy wielkości mniejsza, niż w powietrzu). Wraz z dalej postępującym wzrostem wilgotności, zmniejsza się szybkość uwalniania atomów radonu do przestrzeni międzyziarnowej (rys. 2.7). Odległość transportu dyfuzyjnego zależna jest także od wahań zwierciadła wody gruntowej, typu roślinności i pory roku (także względem cyklu rozwoju roślinności) oraz czynników atmosferycznych (opady, wilgotność, ciśnienie, temperatura), które często wykazują sezonową zmienność. Dyfuzja jest dominującym procesem transportu radonu, jeżeli przepuszczalność ośrodka  $K$  jest mniejsza niż 10<sup>-7</sup> cm<sup>2</sup> (Sextro i in., 1987) i jest ona definiowana następująco

$$K = \frac{Q\eta}{F \frac{\Delta P}{l}} \quad (2.53)$$

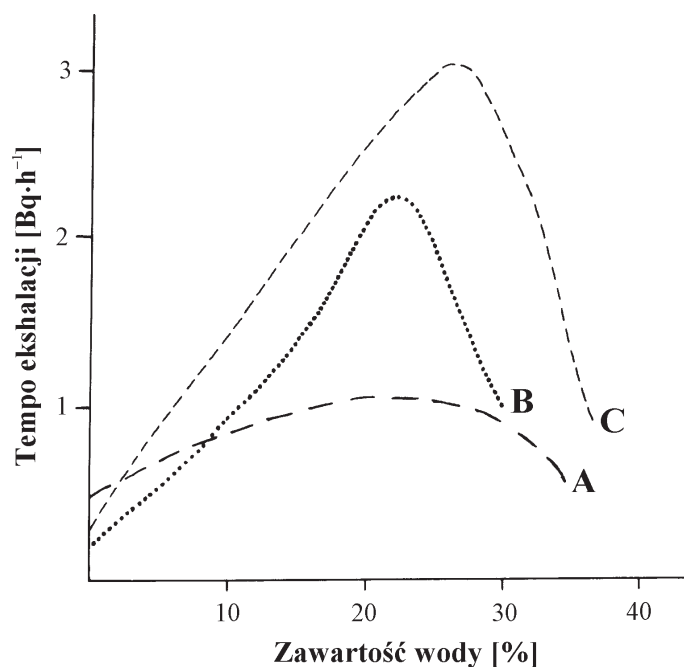
gdzie:  $K$  – przepuszczalność ośrodka (np. skały, gleby), cm<sup>2</sup>,

$Q$  – wydatek, cm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>,

$\eta$  – lepkość, mPa·s,

$F$  – pole powierzchni przekroju, cm<sup>2</sup>,

$\frac{\Delta P}{l}$  – gradient ciśnienia na drodze przepływu, mPa·cm<sup>-1</sup>.



Rys. 2.7. Tempo uwalniania się radonu (ekshalacji) w zależności od zmian wilgotności w wybranych trzech (oznaczonych A, B, C) różnych typach gleb (Cothorn & Smith, 1987)

W sposób bezpośredni wartość przepuszczalności  $K$  można wyznaczyć ze wzoru Carmana-Kozeny

$$K \cong \frac{1}{180} \frac{n^3}{(1-n)^2} d_m^2 = \frac{1}{5} \frac{n^3}{s^2} \quad (2.54)$$

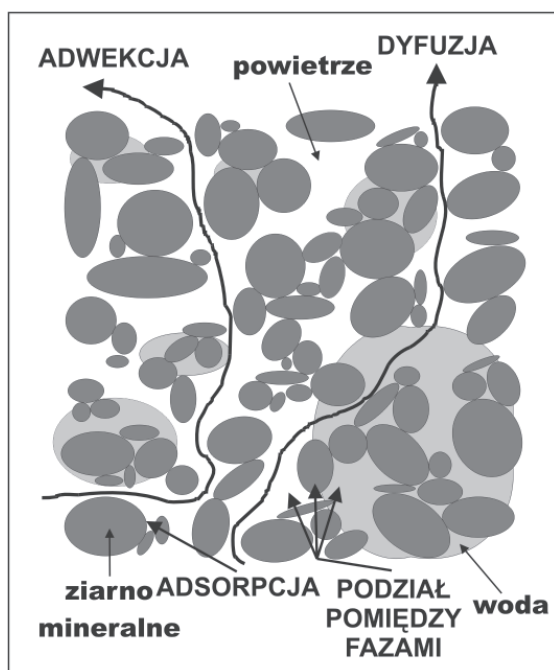
gdzie:  $n$  – współczynnik porowatości,  
 $d_m$  – średnica miarodajna ziarna, cm,  
 $s$  – powierzchnia właściwa, cm<sup>-1</sup>.

Znacznie bardziej efektywnym sposobem migracji jest ruch wywołany konwekcją, który to proces dominuje w transporcie radonu przez ośrodek o przepuszczalności większej niż 10<sup>-7</sup> cm<sup>2</sup> (Sextro i in., 1987). Konwekcja fluidów może zachodzić wewnątrz litosfery, jeżeli istnieje tam odpowiedni gradient temperatury. Rozpoczęcie ruchu konwekcyjnego zależy od takich czynników, jak: przewodność hydrauliczna, wielkość celi konwektywnej, lepkość fluidu i współczynnik dyfuzji. Normalny gradient geotermiczny (~30 °C · 1 km<sup>-1</sup>) jest wystarczający do aktywowania konwekcji w skałach o przepuszczalności rzędu 10<sup>-7</sup> cm<sup>2</sup> w skali kilkusetmetrowej komórki konwektywnej (Martinielli, 1998). Transport konwekcyjny najintensywniej zachodzi w powietrzu glebowym, w pobliżu granicy z atmosferą – na głębokości kilkudziesięciu centymetrów p.p.t. Jak

wykazały badania, prędkość konwekcyjnego transportu radonu dla wybranych gleb wahała się w granicach  $10^{-5}$ – $10^{-3}$   $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  (Iakovleva & Ryzhakova, 2003).

Również bardzo efektywnym sposobem transportu radonu jest włączenie się tego gazu do strumienia wody i/lub gazów migrujących w kierunku powierzchni ziemi. Niejednokrotnie fluidy te przemieszczają się ze znacznymi prędkościami ku powierzchni litosfery w obszarach wzmożonej aktywności tektonicznej, wulkanicznej (magmaowej), a także geotermalnej, w związku z istnieniem znacznych gradientów ciśnienia i/lub temperatury (Cothorn & Smith, 1987; Ball i in., 1991; Segovia i in., 1991; Etiopie & Lombardi, 1995; Hakl i in., 1996; Je & Eyles, 1998; Martinelli, 1998; Zimmer & Erzinger, 2003; Yang i in., 2003). Jedynym ograniczeniem odległości, na jaką docierać mogą atomy radonu w swojej wędrówce przez litosferę, jest średni czas ich życia, związany z rozpadem promieniotwórczym, gdyż praktycznie nie wchodzi one w żadne reakcje chemiczne, mogące spowodować związanie ich i zatrzymanie w strukturach mineralnych. Nie oznacza to jednak, że nie istnieją warunki sprzyjające gromadzeniu się większych koncentracji radonu w litosferze, niemniej jednak są one uwarunkowane czysto fizycznymi procesami.

Transport radonu na skutek dyfuzji i adwekcji w ośrodku porowatym (rys. 2.8) można opisać za pomocą równań (praw) Ficka (dyfuzji) i Darcy'ego, co przedstawiono w załączniku 3 (według [http://ngd.kvi.nl/radon/pdf/porous\\_media.pdf](http://ngd.kvi.nl/radon/pdf/porous_media.pdf), 2003).

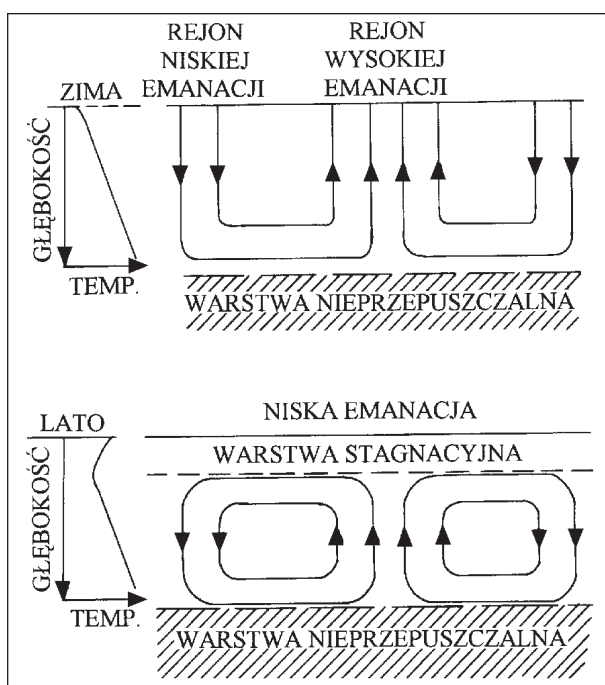


Rys. 2.8. Schemat transportu radonu w ośrodku porowatym (według [http://ngd.kvi.nl/radon/pdf/porous\\_media.pdf](http://ngd.kvi.nl/radon/pdf/porous_media.pdf))

Mimo że radon występuje najczęściej w znacznym rozproszeniu, to jednak ze względu na swój ciężar właściwy, większy od ciężaru właściwego powietrza o przeciętnym składzie i większości innych gazów, może on gromadzić się we wszelkich słabo przewietrzanych (wentylowanych) próżniach (pustkach), na jakie natrafi w swojej wędrówce ku powierzchni litosfery. Mogą to być próżnie naturalne (np. jaskinie, tunele lawowe, itp.), jak i antropogeniczne (sztolnie, kopalnie, piwnice, podziemia, tunele, itp.). W tego typu obiektach mogą występować stale lub okresowo stężenia radonu porównywalne z tymi, które notowane są w podziemnych kopalniach uranu lub w powietrzu glebowym (por. załącznik 3).

Ze względu na swój znacznie większy ciężar atomowy radon będzie gromadził się przy spągu takich struktur, powodując istnienie stref lokalnej koncentracji. Obecność wspomnianych przestrzeni może powodować gromadzenie się radonu i zatrzymanie jego migracji w kierunku powierzchni lub zmianę kierunku jego migracji, co może prowadzić do pojawiania się jego wzmożonych ekshalacji w zupełnie nieoczekiwanych miejscach na powierzchni Ziemi. Również napotykając warstwy nieprzepuszczalne (właściwie trudno przepuszczalne) dla wody i gazów radon może tworzyć tzw. anomalie, czyli miejsca, w których będzie się gromadził lub zmieniał kierunek przepływu, nie mogąc uwolnić się do atmosfery. Tego typu nagromadzenia mogą tworzyć się w znacznych odległościach od miejsc występowania uranu, czy toru i zwykle są związane z miejscami występowania skał ilastych, glin lub gleb zawierających znaczną ilość minerałów ilastych (Mogro-Campero & Fleischer, 1977; Cothorn & Smith, 1987; Polański, 1988; Ball i in., 1991; Vulkan i in., 1992; Abbad i in., 1995; Etiopie & Lombardi, 1995; Hakl i in., 1995, 1996, 1997).

W najbliższych powierzchni warstwach litosfery, zwłaszcza w glebach, znaczny wpływ na gromadzenie lub uwalnianie radonu do atmosfery mają czynniki atmosferyczne, takie jak temperatura, ciśnienie, wilgotność oraz wiatr. Ich wpływ sięga na głębokość zaledwie kilku metrów, ale zwłaszcza różnice temperatury mogą powodować powstawanie konwekcyjnych prądów powietrza, które mogą działać jak pompa ssąca radon z gruntu do atmosfery (lub piwnic budynków) – tzw. efekt kominowy – lub też zatrzymywać radon w glebie, powodując powstawanie zwiększonych koncentracji (rys. 2.9). Najczęściej większe stężenia notuje się w powietrzu glebowym w okresie letnim, gdy gleba jest wysuszona ze względu na wyższe temperatury powietrza, powodujące utworzenie się gradientu temperatury przeciwdziałającemu wydostawaniu się radonu z gleby, a także obniżanie się poziomu zwierciadła wód gruntowych. Większe stężenia notowane są także wówczas, gdy panuje wysokie ciśnienie w atmosferze lub gleba jest przykryta grubą, zwłaszcza zaś zmrożoną, pokrywą śnieżną lub jest zamrożona. Wymienione czynniki atmosferyczne powodują zarówno dobowe, jak i sezonowe wahania stężenia radonu w powietrzu glebowym (Mogro-Campero & Fleischer, 1977; Nevissi & Bodansky, 1987; Ball i in., 1991; Schumann i in., 1992; King & Minissale, 1994; Ioannides i in., 1996; Martinelli, 1998; Winkler i in., 2001; Schubert & Schulz, 2002).

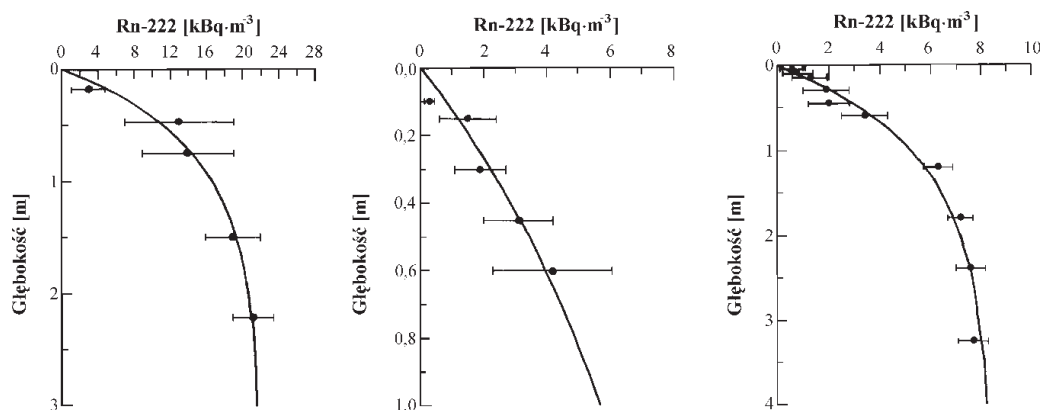


Rys. 2.9. Hipotetyczny model dróg konwekcji radonu w gruncie podczas zimy i lata w odniesieniu do gradientu termicznego (Mogro-Campero & Fleischer, 1977)

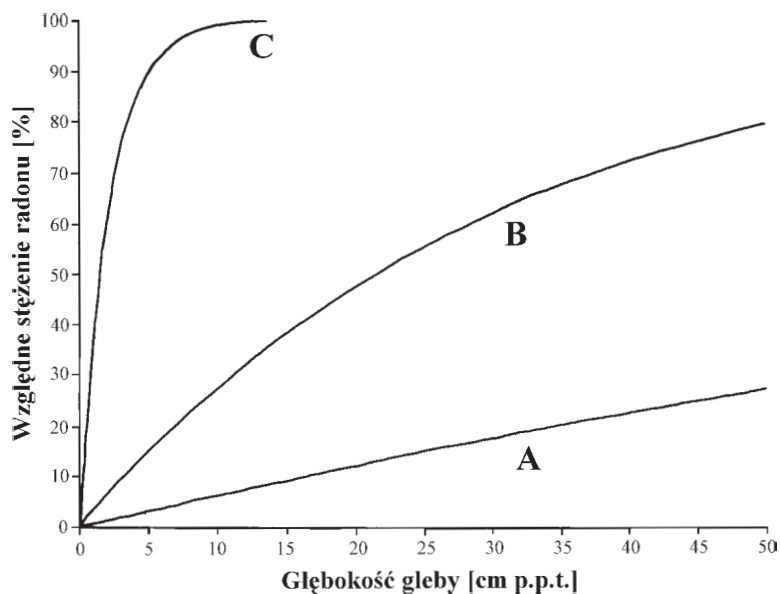
W profilu glebowym największe koncentracje radonu notuje się na głębokości od kilkudziesięciu centymetrów do około półtora metra (rzadziej, w bardziej mięjszych profilach glebowych 2 lub 3 m) poniżej powierzchni terenu. Poniżej tych głębokości notowane są już zwykle niewielkie wahania stężenia radonu (rys. 2.10). Powyżej natomiast koncentracja jego spada ze względu na możliwość stosunkowo łatwego wydostania się do atmosfery (King, 1978; Dörr & Münnich, 1990; Davidson & Trumbore, 1995; Grasty, 1997; Dueñas i in., 1999a; Schubert & Schulz, 2002). Gradient stężenia radonu w powietrzu glebowym wraz z głębokością pod powierzchnią terenu silnie zależy od nasycenia gleby wodą (rys. 2.11) (Grasty, 1997).

Konwekcja odgrywa istotną rolę w transporcie radonu do atmosfery z obiektów takich, jak jaskinie, czy też inne „próżnie” w skałach, mające połączenie z powierzchnią litosfery i atmosferą. Wówczas można obserwować sezonowe wahania stężenia radonu wewnątrz takich obiektów. W strefie klimatu umiarkowanego największe stężenia radonu notowane są w powietrzu obiektów podziemnych w okresie cieplejszym, kiedy temperatura powietrza atmosferycznego przekracza średnią roczną wartość – od wiosny do jesieni, podczas gdy w okresach chłodniejszych (od jesieni do wiosny) notowane są minima stężenia radonu (rys. 2.12). Mechanizm ten jest podobny, jak w przypadku powietrza glebowego (por. rys. 2.9). Jeżeli jednak wymiana powietrza pomiędzy wnę-



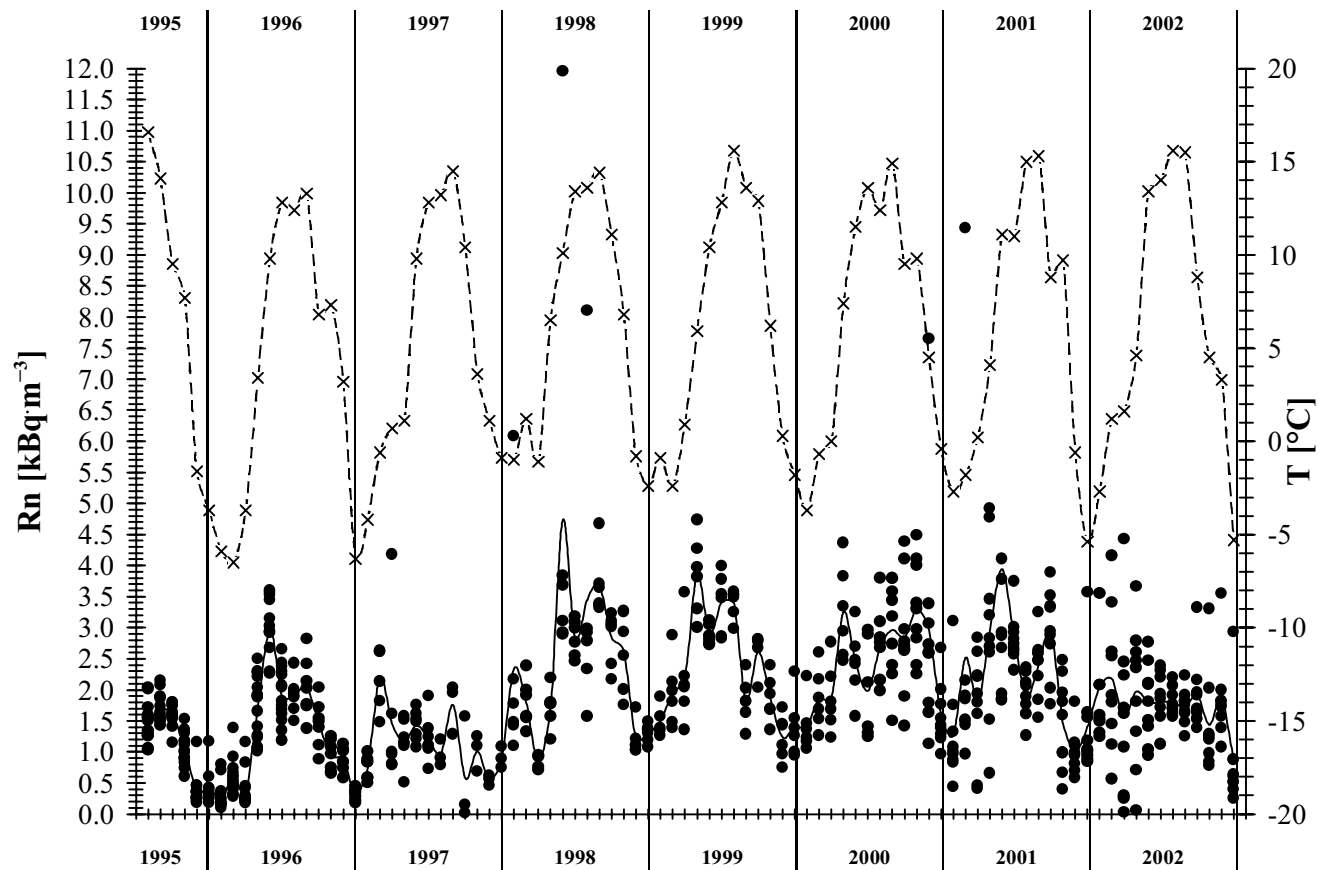


Rys. 2.10. Zmiany stężenia radonu w powietrzu glebowym wraz z głębokością pod powierzchnią terenu w różnych glebach (według Dueñas i in., 1999a)



Rys. 2.11. Zmiany stężenia radonu w powietrzu glebowym (wyrażone jako stężenie względem maksymalnego możliwego stężenia w danej glebie) wraz z głębokością w zależności od stopnia nasycenia gleby wodą (A – gleba sucha, B – gleba wilgotna, C – gleba nasycona wodą) (Grasty, 1997)

trzem obiektu podziemnego a atmosferą (wentylacja) jest intensywna, to wewnątrz takiego obiektu temperatura powietrza zmienia się w dużym zakresie w ciągu roku, dążąc do wyrównania z temperaturą powietrza atmosferycznego, co zapobiega powstawaniu gradientu termicznego pomiędzy obiektem a atmosferą. W rezultacie nie tworzą się prądy konwekcyjne, a stężenia radonu wewnątrz takich obiektów nie wykazują dużych różnic sezonowych i zwykle są małe (poniżej 1 kBq·m<sup>-3</sup>) (np. Kopal i in., 1988; Kies & Mas-



Rys. 2.12. Zmiany średnich miesięcznych stężeń radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie w okresie od lipca 1995 do grudnia 2002, według danych autora. Krzyżykami oznaczono średnie miesięczne temperatury powietrza atmosferycznego na zewnątrz jaskini; kropki oznaczają średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych punktach pomiarowych; linią ciągłą oznaczono zmiany średniego miesięcznego stężenia radonu w powietrzu Jaskini (uwzględniając wszystkie wyniki z poszczególnych punktów pomiarowych)

sen, 1995; Szerbin, 1996a; Hakl i in., 1995, 1996, 1997, 1999; Tanahara i in., 1997; Lyons i in., 1998; Pinza-Molina i in., 1999; Dueñas i in., 1999b; Przylibski, 1997, 1998c, 1999c, 2000d, 2001, 2002b; Muramatsu i in., 2002).

Wpływ na zmiany stężenia radonu w powietrzu glebowym mają także zjawiska tektoniczne (trzęsienia ziemi, wybuchy wulkanów, tąpnięcia w kopalniach podziemnych, powierzchniowe ruchy masowe i in.) oraz geotermalne, powodujące tworzenie się znacznych gradientów ciśnienia i/lub temperatury i zachodzące niejednokrotnie w znacznym oddaleniu (nawet kilkaset kilometrów) od miejsc występowania anomalii radonowych. W pierwszym przypadku powstawanie anomalii radonowych jest szybkie i krótkotrwałe, zmienne w przestrzeni i czasie, podczas gdy istnienie gradientu temperatury może spowodować powstanie stref konwekcyjnego transportu geofluidów, przenoszących ze sobą także radon, nad anomalią termiczną w litosferze. Strefy takie mogą być aktywne w długich okresach – rzędu tysięcy lat i więcej (Segovia i in., 1991; Dongarrà i in., 1995; Etiope & Lombardi, 1995; Martinelli, 1998; Annunziatellis i in., 2003).

Na podstawie opisanych zjawisk można stwierdzić, że głównie gleby, a w mniejszym stopniu także wody podziemne, stanowią najważniejsze źródła radonu występującego w atmosferze (tab. 2.7). Przeciętnie z gleby wydostaje się około 0,0185 Bq radonu z jednego metra kwadratowego w ciągu sekundy, co odpowiada ucieczce około 8800 atomów tego gazu. Zakładając średnie gęstości gleb oraz przeciętne zawartości w nich radu można oszacować, że około 10% produkowanego w wierzchniej warstwie gleby radonu przedostaje się do atmosfery. Wynika z tego, że szacunkowa ilość radonu uwalniania z obszarów lądowych naszej planety każdego roku do atmosfery wynosi  $7,4 \cdot 10^{19}$  Bq (Nevissi & Bodansky, 1987).

Tabela 2.7. Źródła i ilość dostarczanego przez nie radonu do atmosfery (Nevissi & Bodansky, 1987)

Źródło	Ilość radonu dostarczanego do atmosfery w ciągu roku [ $10^6$ Ci] / [ $10^{16}$ Bq]
Ekshalacja z gleb	2000 / 7400
Wody podziemne (potencjalnie)	500 / 1850
Oceany	30 / 111
Wydobycie i przeróbka fosforytów	3 / 11,1
Wydobycie i przeróbka uranu	2 / 7,4
Wydobycie i przeróbka węgla	0,021 / 0,0777
Naturalne gazy	0,01 / 0,037

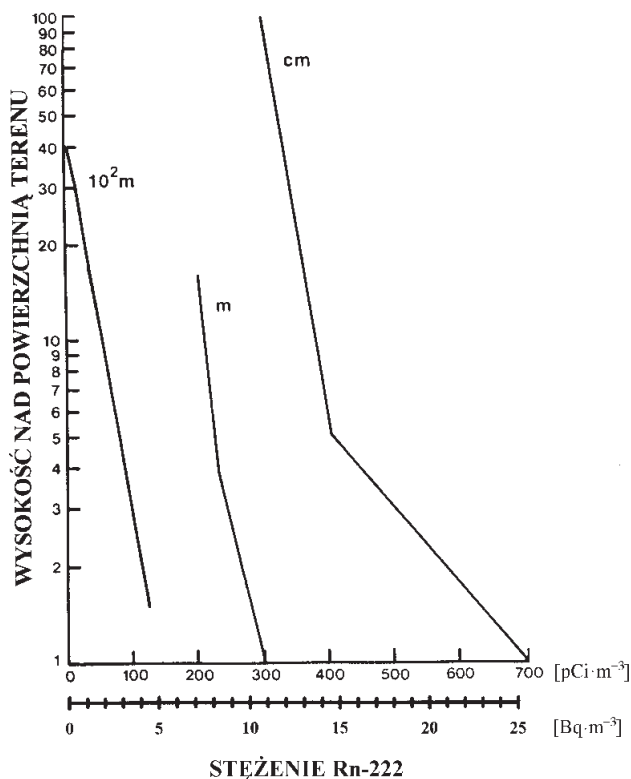
Ilość radonu uwalnianego z gleby do atmosfery znacznie zmienia się w czasie i w przestrzeni. Liczba atomów uwalnianych w ciągu sekundy z każdego 1 cm<sup>2</sup> powierzchni kontynentów wolnej od lodu zmienia się od 1 atomu w zakresie szerokości geograficznych 60 °S do 30 °N, po czym w wyższych szerokościach geograficznych północ-

nych maleje do około 0,2 atomu w rejonie 70 °N. Daje to średnią wartość równą około 0,88 atomu radonu uwolnionego do atmosfery w ciągu sekundy z każdego cm<sup>2</sup> powierzchni kontynentów wolnej od lodu (Conen & Robertson, 2002). Na przykład dla różnych gleb wysp Japonii strumień wydostającego się z gleby radonu zmienia się w zakresie od 0,0035 do 0,0209 Bq·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>, a zawartość radonu w atmosferze w lipcu waha się w szerokich granicach – od około 2 do około 15 Bq·m<sup>-3</sup> (Kataoka i in., 2003). Wyniki te są w pełni zgodne z wcześniejszymi szacowaniami (Nevissi & Bodansky, 1987). Dla porównania z powierzchni oceanów uwalniane jest do atmosfery średnio 0,0382 mBq·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup> radonu, tj. 0,00182 atomu cm<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup> (Schery & Huang, 2004).

W Polsce średnie stężenie radonu w atmosferze jest większe w lecie (4,6 Bq·m<sup>-3</sup>) niż w zimie (4,0 Bq·m<sup>-3</sup>), przy średniej rocznej wynoszącej 4,4 Bq·m<sup>-3</sup> i zmianach stężenia w ciągu roku w granicach od 1,2 do 8,6 Bq·m<sup>-3</sup> (Biernacka i in., 1991). Według nowszych danych wartości średnich rocznych stężeń <sup>222</sup>Rn w powietrzu atmosferycznym, mierzone na wysokości około 2 metrów nad powierzchnią terenu, dla poszczególnych województw zawierają się w przedziale od 4,5 do 8,9 Bq·m<sup>-3</sup>. Stężenia te w zależności od miejsca pomiaru wynosiły od 1,0 do 11,9 Bq·m<sup>-3</sup>, a wartość średnia dla obszaru Polski wynosi 6,5 Bq·m<sup>-3</sup> (Jagielak i in., 1998). Nad terytorium USA stężenia radonu zmieniają się w granicach 0,4–27,8 Bq·m<sup>-3</sup> (Cothorn & Smith, 1987), a w rejonie Mediolanu we Włoszech większe wartości są notowane w zimie (około 15 Bq·m<sup>-3</sup>) niż w lecie (około 5 Bq·m<sup>-3</sup>), przy średniej rocznej rzędu 10 Bq·m<sup>-3</sup> (Sesana i in., 2003). Podobną sytuację zanotowano także w Indiach, na stacji kontynentalnej Pune, gdzie w lecie średnie stężenie radonu w atmosferze wynosiło 6,94 Bq·m<sup>-3</sup>, podczas gdy w zimie 16,57 Bq·m<sup>-3</sup> (Nagaraja i in., 2003).

Wahania dobowe w klimacie umiarkowanym powodują, że minima stężenia radonu obserwuje się w atmosferze w południe, a maksima w godzinach nocnych – od północy do wczesnych godzin porannych (Cothorn & Smith, 1987; Nevissi & Bodansky, 1987; Sesana i in., 2003), podobna dobowo zmienność stężenia radonu w atmosferze notowana była także w innych strefach klimatycznych (Jha i in., 2000; Nagaraja i in., 2003; Martin i in., 2004). Wynika to z konwekcyjnego mechanizmu transportu radonu do atmosfery, analogicznego do opisanego wcześniej i zilustrowanego na rys. 2.9 i 2.12.

Zawartość radonu w powietrzu atmosferycznym wynosi średnio około 6·10<sup>-18</sup>% obj. (Ciba i in., 1996), a jego stężenie szybko maleje wraz z wysokością nad powierzchnią terenu (rys. 2.13), czyli wraz ze zwiększaniem się odległości od źródeł tego gazu. Jednak może on docierać, zwłaszcza w lecie, do wysokości ponad 5,5 km n.p.t. Stężenie toronu maleje wraz z wysokością nad powierzchnią terenu znacznie szybciej niż <sup>222</sup>Rn i na wysokości 1 m n.p.t. wynosi około 10% stężenia na poziomie gruntu. Z tego samego powodu stężenie radonu jest także znacznie mniejsze nad oceanami, niż nad kontynentami (Liu i in., 1984; Cothorn & Smith, 1987; Nevissi & Bodansky, 1987; Carvalho, 1995; Hutter i in., 1995; Nishikawa i in., 1995). Zastosowanie zaawansowanych metod statystycznych oraz modeli numerycznych pozwala w chwili obecnej z dobrym skut-



Rys. 2.13. Zmiany stężenia radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) w powietrzu atmosferycznym w funkcji odległości od powierzchni ziemi (Cothorn & Smith, 1987)

kiem przewidywać krótkoterminowe zmiany stężenia radonu w powietrzu atmosferycznym (Pasini & Ameli, 2003).

Oprócz procesów dyfuzji, konwekcji, adwekcji oraz włączenia się do strumienia gazów radon może być transportowany na znaczne odległości także wraz z wodami podziemnymi ze względu na jego bardzo dobrą rozpuszczalność w wodzie.

Podstawowym i pierwszym czynnikiem decydującym o stężeniu radonu w wodzie podziemnej jest stężenie macierzystego radu i sposób jego rozmieszczenia w skale zbiornikowej, a więc w środowisku, w którym tworzy się radon, a w drugiej kolejności także pozostałe cechy litologiczne tej skały (Cothorn & Smith, 1987; Nevissi & Bodansky, 1987; Polański, 1988; Torgersen i in., 1989; Davis & Watson, 1990; Ball i in., 1991; Gudzenko, 1992; Wanty i in., 1992; Morawska & Phillips, 1993; Przylibski, 1997, 1999b, 2000a, 2000c; Przylibski & Żebrowski, 1996, 1999; Choubey i in., 2000, 2003; Tricca i in., 2000; Przylibski i in., 2001; Wood i in., 2004). Największym stężeniem radonu odznaczają się wody podziemne przepływające przez skały zbiornikowe, które charakteryzują się dużą zawartością U, Th i Ra (tab. 2.8), zwłaszcza te z nich, w których Ra

Tabela 2.8. Zakres średnich stężeń radonu w wodach podziemnych przepływających w różnych skałach zbiornikowych na podstawie danych z USA i Szwecji (Cothern &amp; Smith, 1987)

Typ skał zbiornikowych	Zakres średnich stężeń $^{222}\text{Rn}$ w wodzie podziemnej [Bq·dm <sup>-3</sup> ]
Granity	92–818
Skały metamorficzne	26–504
Wapień	0,5–24
Piaski	7,0–17

jest rozmieszczony na powierzchniach ziaren i kryształów lub są silnie spękane i/lub zwietrzałe. Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do występowania radonu w wodach podziemnych przedstawiono w załączniku 4.

Radon wydostający się z ziaren i kryształów minerałów trafia do przestrzeni międzyziarnowej skały najczęściej poprzez dyfuzję z nanopor, znacznie rzadziej natomiast na skutek energii odrzutu, związanego z utworzeniem się jego jąder na skutek rozpadu macierzystych jąder atomów radu w strukturze minerałów. Dotyczy to praktycznie jedynie izotopu  $^{222}\text{Rn}$ , ponieważ ze względu na czas życia tylko niewielka liczba atomów toronu ( $^{220}\text{Rn}$ ) jest w stanie opuścić nanopory. Jeżeli nanopory są wypełnione wodą, to odległość dyfuzji atomów radonu jest niewielka i tylko nieznaczna ich liczba może przeniknąć do wód wypełniających pory i spękania między ziarnami skały. Zwykle w wodach podziemnych może rozpuścić się nie więcej niż 30% (sporadycznie do 50%) atomów radonu, które powstają w strukturze minerałów. Wodami podziemnymi, w których rozpuszczony radon może migrować są w zasadzie wyłącznie wody wolne. Tylko wraz z nimi radon może być dalej transportowany poprzez skały zbiornikowe na znaczne odległości, często ponad 50–100 m od miejsca swojego powstania. Transport ten jest najszybszy w miejscach kruchych deformacji tektonicznych, gdyż w takich rejonach często tworzą się rozwarne szczeliny, którymi ze znaczną prędkością mogą przemieszczać się wody podziemne. Natomiast w rejonach, w których występują skały praktycznie nieprzepuszczalne dla wód mogą tworzyć się lokalne anomalie stężenia radonu w wodach podziemnych (załącznik 4).

Ze względu na odległość, na jaką strumień wód podziemnych może przemieszczać, objętość skał, z której utworzony radon ma szansę wraz z wodą podziemną dotrzeć do jej wypływu na powierzchnię (do źródła) lub do ujęcia (studni, odwiertu, sztolni), jest ograniczona do strefy bezpośrednio przyległej do ujęcia lub źródła. Oszacowane objętości skał zasilających radonem ujęcia wód podziemnych w polskiej części Sudetów są rzędu kilkunastu do kilkuset tysięcy metrów sześciennych (Przylibski, 2000a; Przylibski i in., 2002c). Decydujący wpływ na tę objętość ma okres półrozpadu izotopów radonu (przede wszystkim  $^{222}\text{Rn}$ ), a także prędkość przepływu wody podziemnej. Najmniejszymi objętościami skał zasilających w radon ujmowane wody podziemne charakteryzują się te ujęcia, które posiadają niewielką wydajność oraz ujmują mieszaniny wód,

z których tylko jedna składowa dostarcza znacznych ilości radonu (Przylibski, 2000a; Przylibski i in., 2001, 2002c). Z badań modelowych wynika, że maksymalne stężenie radonu woda podziemna może uzyskać po przepłynięciu około 1 km przez jednorodny ośrodek (Tricca i in., 2000).

Jedynie nieznaczne ilości radonu rozpuszczonego w wodzie podziemnej mogą się utworzyć bezpośrednio na skutek rozpadu radu transportowanego przez wody podziemne w formie jonowej ( $\text{Ra}^{2+}$ ). Ilość radonu tworzącego się bezpośrednio na skutek rozpadu radu rozpuszczonego w wodzie podziemnej zwykle stanowi poniżej 1%, a często nawet poniżej 0,1% całkowitej ilości rozpuszczonego radonu (Cothorn & Smith, 1987; Przylibski, 1997, 1999b; Przylibski & Żebrowski, 1996, 1999; Przylibski i in., 2001, 2002b, 2002c).

Z powodu bierności chemicznej radonu jego migracja w środowisku wód podziemnych jest kontrolowana tylko przez dyfuzję i prędkość przepływu wody. Przy współczynniku dyfuzji rzędu  $10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  w wodzie, dyfuzja jest istotnym mechanizmem transportu radonu na odległości rzędu  $10^{-2}$  m. Odgrywa ona zatem istotną rolę jedynie w transporcie radonu z nanopor w ziarnach i kryształach minerałów do przestrzeni porowej skał zbiornikowych wód podziemnych (Rama & Moore, 1984; Cothorn & Smith, 1987; Krishnaswami & Seidemann, 1988).

Przepływ wody jest głównym mechanizmem powodującym transport radonu w zbiorniku wód podziemnych. Czynnikiem determinującym odległość tego transportu jest średni czas życia radonu i jedynie kilka procesów może tę odległość modyfikować. Jednym z takich procesów jest możliwość odgazowania wody podziemnej wpływającej do systemu pustek krasowych. Do procesów zmniejszających stężenie radonu w wodach podziemnych należy zaliczyć także podgrzanie wody (zwłaszcza powyżej punktu wrzenia w danym ciśnieniu) krążącej na większych głębokościach w litosferze lub jej znaczne zmineralizowanie. Rozpuszczalność radonu w ciekłych fazach organicznych jest większa niż w wodzie, możliwe jest więc przemieszczanie się tego gazu z wody podziemnej do organicznych zanieczyszczeń pochodzenia antropogenicznego lub płynnych paliw kopalnych. Również zwiększenie pH wody (powyżej 7–12) powoduje destabilizację klatratów (jeżeli uprzednio mogły się one utworzyć przy odpowiednim ciśnieniu parcyjnym radonu) i uwolnienie radonu. Podobny proces zachodzi także na skutek zmniejszenia ciśnienia gazów (Cothorn & Smith, 1987; Gudzenko, 1992; Etiope & Lombardi, 1995; Hunkeler i in., 1997; Martinelli, 1998).

Istotnym zjawiskiem w tworzeniu anomalii radonowych w środowisku wód podziemnych może być tworzenie się pęcherzyków gazu, które mogą dostarczać do wód większych ilości radonu, a także zwiększać szybkość migracji radonu w tym środowisku. Jest to możliwe dzięki szybszemu przemieszczaniu się pęcherzyków gazu w ośrodku wodnym, a także przyspieszaniu prędkości ruchu samej wody na skutek ruchu gazu (Martinelli, 1998). Gazem takim jest najczęściej  $\text{CO}_2$ , ze względu na jego znaczne ilości w tych częściach litosfery, w których zaznacza się aktywność magmowa (w tym także wulkaniczna), a także zachodzą procesy metamorficzne oraz niektóre procesy bioge-

ochemiczne. Z tego też względu w wodach zawierających znaczne stężenia dwutlenku węgla (szczawach) można spodziewać się zwiększonego stężenia radonu, zwłaszcza jeżeli wody takie przepływają przez ośrodek skalny o dużej zawartości radu. Również para wodna produkowana w systemach geotermalnych może stanowić medium szybko transportujące radon w kierunku powierzchni litosfery (Dongarrà i in., 1995).

W źródłach i ujęciach wód podziemnych stwierdzono znaczne wahania stężenia radonu, zarówno krótkookresowe – zachodzące w ciągu minut lub godzin, jak i długookresowe – mierzone w skali miesięcy lub lat (Farai & Sanni, 1992; Planinić i in., 1996; Segovia i in., 1997; De Oliveira i in., 1998; Przylibski, 1997, 1998b, 2000b; Przylibski i in., 2001, 2002b, 2002c; Przylibski & Liber-Madziarz, 2000; Crandall i in., 1999; Kasztovszky i in., 2000). Jak do tej pory nie wykazano żadnej regularności rejestrowanych wahań, np. sezonowości (Przylibski, 1997, 1998b, 2000b; Przylibski i in., 2001, 2002c).

Przyczyn zmian czasowych stężenia radonu w wodach podziemnych należy upatrywać w różnych procesach. Niewątpliwie jednak decydujące znaczenie mają zmiany warunków fizyko-chemicznych w przypowierzchniowej części litosfery, w pewnym stopniu zależne także od zmian warunków atmosferycznych, w której wody podziemne przebywają przed wypłynięciem na powierzchnię oraz w czasie infiltrowania w głąb gleby i warstw skalnych, zwłaszcza w pobliżu ujęć lub źródeł. Procesami tymi mogą być zmiany wilgotności (zawodnienia warstw skalnych), ciśnienia gazu (w tym zwłaszcza ciśnienia parcjalego radonu), zmiany temperatury oraz procesy mieszania się różnych składowych wód podziemnych, czy też odgazowania wód (Ciężkowski, 1983, 1990; Segovia i in., 1997; De Oliveira i in., 1998; Etiope & Guerra, 1999; Przylibski, 1997, 1998b, 2000b; Przylibski & Żebrowski, 1996, 1999; Przylibski & Liber-Madziarz, 2000; Kasztovszky i in., 2000; Przylibski i in., 2001).

Na opisane procesy nakładają się także efekty zjawisk tektonicznych, powodujących zmiany fizyczne w skałach dostarczających radonu do wód podziemnych, a także wędrówka geofluidów ponad strefami anomalii geotermalnych. Wpływ tych procesów na stężenie radonu w wodach podziemnych jest podobny, jak w środowisku powietrza glebowego (rys. 2.14) (Hammond i in., 1981; Steele, 1981; Ta-Liang Teng i in., 1981; Segovia i in., 1991; Gudzenko, 1992; Igarashi i in., 1993, 1995; Koch & Heinicke, 1994; Heinicke i in., 1995; Dongarrà i in., 1995; Ohno & Wakita, 1996; Al-Hilal i in., 1998; Castro Morales & LaBrecque, 1999; Heinicke & Koch, 2000; LaBrecque i in., 2001).

Wahania stężenia mogą wynikać także z tego, że znaczna część wody pojawiającej się w ujęciu przepłynęła przez skały zbiornikowe dystans niewystarczający do uzyskania maksymalnego stężenia radonu (< 1 km według (Tricca i in., 2000)). W ujęciu możemy mieć wówczas do czynienia z wodami, które są w różnych stadiach osiągnięcia stanu rozpuszczenia maksymalnej ilości radonu dla danej skały zbiornikowej. Długość drogi przepływu wody podziemnej może się ponadto zmieniać wraz ze zmianą ilości wody w systemie krążenia (np. po opadach). Droga podziemnego przepływu może ulec wówczas skróceniu lub wydłużeniu. Będzie to powodowało znaczne wahania stężenia radonu. W warunkach naturalnych ośrodek skalny nie jest na tyle jednorodny, aby ilość



rozpuszczonego radonu była prostą funkcją przebytej drogi w skałach zbiornikowych, mogących dodatkowo charakteryzować się zmienną zawartością macierzystego radu lub jego zmiennym rozmieszczeniem względem porów i szczelin. Tylko w wyjątkowych przypadkach długość drogi przepływu wód podziemnych jest na tyle duża w jednorodnym ośrodku skalnym pod względem ilości i sposobu rozłożenia w przestrzeni macierzystego radu oraz wartości współczynnika emanacji, aby woda podziemna mogła charakteryzować się stałą (maksymalną dla danego ośrodka) zawartością radonu. Takiej sytuacji można się spodziewać przede wszystkim w głębokich ujęciach wód podziemnych – rzędu kilkuset metrów p.p.t. i więcej. Na mniejszych głębokościach dochodzi zwykle do mieszania się wód głębszego krążenia z płytkimi wodami infiltracyjnymi. Na ten proces dodatkowo nakłada się zmiana ciśnienia parcjalnego radonu w pobliżu granicy litosfery z atmosferą oraz kilka innych opisanych czynników. Efektem tego są znaczne wahania stężenia radonu, zwłaszcza w płytko ujętych wodach podziemnych lub ich źródłach.

Dla zmian stężenia radonu w wodach podziemnych w przestrzeni istotne znaczenie mają także procesy wietrzeniowe, którym ulegają przede wszystkim zewnętrzne partie litosfery. Oddziaływanie czynników fizycznych oraz chemicznych, zwłaszcza w bezpośrednim kontakcie z atmosferą, powoduje dezintegrację skał oraz chemiczny rozkład tworzących je minerałów. W związku z tym zmiany wietrzeniowe powodują zwiększenie współczynnika emanacji, a w konsekwencji umożliwiają uwolnienie ze struktur minerałów większej ilości tworzącego się radonu. Procesy te stwarzają także możliwość geochemicznego uruchomienia radu (i uranu), najczęściej przez rozpuszczanie go w wodach podziemnych i powierzchniowych. W rezultacie mogą tworzyć się strefy wtórnej koncentracji radu (a także uranu), stanowiące wtórne źródła emanacji radonu w zupełnie nowych miejscach w litosferze. Ponieważ zmiany wietrzeniowe sięgają do głębokości kilkudziesięciu, a wyjątkowo do około 100–200 metrów w głąb litosfery, więc należy się spodziewać, że największe stężenia radonu powinny występować w strefach płytszych i stopniowo maleć wraz ze wzrostem głębokości. Taką zależność stwierdzono w wodach podziemnych Sudetów, przepływających zarówno przez skały krystaliczne (magmaowe i metamorficzne), jak i osadowe (Ciężkowski & Przylibski, 1997; Przylibski, 1997).

Na to zjawisko ma niewątpliwie wpływ również fakt szybkiego przepływu znacznej ilości wód infiltrujących (np. po opadach) przez strefę aeracji, skąd wody te wypływają i rozpuszczają w sobie znaczne ilości radonu nagromadzonego w przestrzeni międzyziarnowej gleb i skał. W miarę ich przepływu w głąb następuje powolne zmniejszenie stężenia radonu (związane z rozpadem promieniotwórczym), szczególnie jeżeli skały zbiornikowe nie zawierają znacznych koncentracji radu, zwłaszcza znajdującego się w zewnętrznych częściach kryształów i/lub ziaren minerałów. Wraz ze zwiększeniem głębokości zmniejszeniu ulega również porowatość skał na skutek ciśnienia wywieranego na nie przez leżące wyżej warstwy skalne, a także w związku z malejącym stopniem zmian wietrzeniowych. Powoduje to zmniejszenie liczby oraz szerokości porów i szczelin wraz z głębokością, co wpływa na zmniejszenie współczynnika emanacji ra-

donu. Potwierdzeniem istnienia opisanych procesów może być zanotowanie dodatniego, istotnego statystycznie współczynnika korelacji liniowej pomiędzy wydajnością źródeł krasowych a stężeniem radonu w wodach podziemnych z nich wypływających na obszarze zachodniej Szwajcarii (Eisenlohr & Surbeck, 1995), a także w innych rejonach (Gudzenko, 1992).

Niemniej jednak w pewnych obszarach stwierdzono także inne, przeciwstawne zależności. Wartość stężenia radonu w wodach podziemnych zwiększa się wraz z głębokością. Efekt ten wyjaśniono większą objętością wody w głębszych systemach krążenia, a więc i znacznie większą powierzchnią oddziaływania wody ze skałami, z których uwalniany jest radon. Decydującą rolę w kontrolowaniu stężenia radonu w wodach podziemnych przypisano objętości skał zbiornikowych, z których produkowany radon może rozpuścić się w wodzie podziemnej (Choubey i in., 2001). Proces ten musi jednak być w znacznej mierze ograniczony średnim czasem życia radonu (praktycznie  $^{222}\text{Rn}$ ), w związku z czym powinien być ograniczony do tych systemów krążenia wód podziemnych, które charakteryzują się szybkim przepływem wody (np. systemy krasowe) (Eisenlohr & Surbeck, 1995). Inną możliwością wyjaśnienia zmian stężenia radonu wraz z głębokością ujęcia wody, zwłaszcza przy urozmaiconej litologii, jest zróżnicowana zawartość uranu w poszczególnych warstwach skalnych, leżących na różnych głębokościach (Choubey i in., 2003).

Na obszarze Sudetów w wyniku obserwacji zależności zmian stężeń radonu w wodach podziemnych od zmian wydajności ujęć stwierdzono, że jedynie w niektórych ujęciach współczynnik korelacji liniowej ma wartości dodatnie. W innych jest on ujemny lub też jego wartości są nieistotne statystycznie (Przylibski, 1997, 2000b; Przylibski & Liber-Madziarz, 2000; Przylibski i in., 2001). Może to być spowodowane zwiększeniem ilości wody w systemie krążenia, co powoduje w skałach zbiornikowych dwa przeciwstawne sobie efekty. Początkowo większa ilość wody rozpuszcza w sobie radon uwolniony do przestrzeni porowej. Po osiągnięciu jednak stanu nasycenia wszystkich porów i szczelin wodą i rozpuszczeniu już znacznej części uwolnionego ze struktur mineralnych radonu, następuje zwolnienie lub zahamowanie procesu dyfuzyjnego uwalniania radonu z nanopor do przestrzeni międzyziarnowej (o czym już wspomniano). Wówczas dalszy wzrost objętości wody w systemie krążenia (mierzalny jako wzrost wydajności ujęć, źródeł) nie prowadzi już do rozpuszczania coraz większych ilości radonu, lecz daje wręcz odwrotny rezultat – rozcieńczenia wód radonowych wodami pozbawionymi tego gazu. Zjawisko takie opisano w złożach leczniczych wód podziemnych Łądku Zdroju i Świeradowa Zdroju (Przylibski, 2000b; Przylibski & Liber-Madziarz, 2000). W przypadku części ujęć Świeradowa Zdroju wykazano także pozorną zależność zmian stężeń radonu od zmian wydajności ujęć, która jest wynikiem zmian procentowego udziału płytkich wód radonowych w całkowitej objętości ujmowanej wody podziemnej, będącej mieszaniną tych wód z wodami zmineralizowanymi głębokiego krążenia, zawierającymi nieznaczne ilości radonu (Przylibski & Liber-Madziarz, 2000). Podobne zjawisko jest także obserwowane w wodach podziemnych systemów krasowych, zwłaszcza jeże-

li jedną ze składowych są szybko infiltrujące wody powierzchniowe (Gudzenko, 1992). W wodach krasowych Florydy zanotowano znaczne zmniejszenie stężenia radonu w czasie zwiększonych opadów, powodujących podwyższenie stanu wody w rzekach. Na skutek tego do systemów krasowych dostawały się znaczne objętości wody rzecznej zubożonej w radon, co powodowało, że pojawiająca się w odwiertach i źródłach woda była mieszaniną wód podziemnych o długim i bardzo krótkim (woda infiltrująca z rzek) czasie podziemnego przepływu, a jednocześnie o odmiennym typie mineralizacji (Crandall i in., 1999).

Nie stwierdzono natomiast zależności zmian stężenia radonu w wodach podziemnych od zmian zawartości poszczególnych składników chemicznych rozpuszczonych w tych wodach, a także od zmian takich cech fizycznych wody, jak jej temperatura, przewodność elektrolityczna właściwa (PEW), związana z mineralizacją (TDS) i pH. Wymienione zmiany cech fizycznych wody podziemnej zachodzą zwykle w bardzo małym zakresie wartości, co jest główną przyczyną braku obserwowania korelacji, gdyż np. zmiana temperatury wody w znacznym stopniu decyduje o ilości gazu, jaka może się w niej rozpuścić. W przypadku małych koncentracji radonu w wodach podziemnych (w porównaniu do ilości, jaka teoretycznie może rozpuścić się w wodzie), a więc w roztworach nienasyconych, małe zakresy zmian parametrów fizycznych nie mogą wpływać na modyfikację mierzonego stężenia radonu. Dotyczy to również wartości pH wód podziemnych, które zmieniają się najczęściej od wartości około 5 do około 9. Często także obserwowane w niektórych przypadkach zależności są efektem mieszania się różnych składowych wód podziemnych. Na ogół wody płytkiego krążenia są słabo zmineralizowane i mogą przenosić znaczne ilości rozpuszczonego radonu, podczas gdy bardziej zmineralizowane wody głębszego krążenia (o dłuższym czasie podziemnego przepływu) są uboższe w radon. W takim przypadku za stężenie radonu w pojawiającej się w ujęciu lub źródle mieszaninie wód podziemnych odpowiedzialna jest słabo zmineralizowana składowa płytkiego krążenia. Tak więc wraz ze wzrostem jej udziału procentowego (jej objętości) w mieszaninie wzrasta stężenie radonu, które dodatkowo wykazuje ujemną wartość współczynnika korelacji liniowej ze wzrostem wartości TDS, która jest związana przede wszystkim z ilościowym udziałem wody głębszego krążenia w mieszaninie (Przylibski, 1997, 1998b, 2000b; Crandall i in., 1999; Przylibski & Liber-Madziarz, 2000; Przylibski i in., 2001). Jak do tej pory nie udało się potwierdzić, zanotowanej w latach 60. XX w. zależności pomiędzy zwiększeniem stężenia radonu a zmniejszeniem koncentracji anionu chlorkowego ( $\text{Cl}^-$ ) w niektórych wodach podziemnych Sudetów (Rymaszewska, 1969).

## 2.7. Radon jako składnik chemiczny wód

Dobra rozpuszczalność radonu w wodzie powoduje, że gaz ten w znacznym rozproszeniu obecny jest niemal we wszystkich zbiornikach wód powierzchniowych i podziemnych. Niemniej jednak bezpośredni kontakt wód powierzchniowych z atmosferą, a tak-

że znaczna ruchliwość tych wód w porównaniu do wód podziemnych, powodują stosunkowo łatwe uwalnianie z nich radonu do atmosfery. W przypadku zbiorników głębokomorskich i oceanicznych również duża odległość od dna, będącego głównym źródłem tego gazu, powoduje, że radon w wodach powierzchniowych występuje w stężeniach od tysięcznych części  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  do kilkunastu, a wyjątkowo do kilkudziesięciu  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Najczęściej w śródziemnych wodach powierzchniowych mierzone są wartości rzędu od kilku dziesiątych do kilku  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , nawet na obszarach, na których stwierdzono występowanie dużych stężeń radonu w źródłach i ujęciach wód podziemnych (Cothorn & Smith, 1987; Pachocki i in., 2000a; Przylibski i in., 2002a).

W wodach podziemnych stężenia radonu wahają się w granicach od ułamka  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  do kilkuset tysięcy  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  i są zależne przede wszystkim od budowy geologicznej i charakterystyki mineralogiczno-petrologiczno-geochemicznej rejonu wypływu lub ujęcia (Przylibski, 2000a, 2002a). Zwiększonego stężenia tego gazu w wodzie można się spodziewać jedynie w środowisku wód podziemnych. Wody podziemne, a wśród nich także wody silnie zmineralizowane i termalne, a więc takie w których rozpuszczalność gazów jest mniejsza, często zawierają radon w stężeniach przekraczających kilkaset, czy nawet  $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a nierzadko także znacznie więcej (tab. 2.9). Nigdy jednak w warunkach naturalnych wody podziemne nie osiągają stanu nasycenia radonem. W temperaturze  $50 \text{ }^\circ\text{C}$  w  $100 \text{ cm}^3$  może rozpuścić się aż  $13 \text{ cm}^3$  radonu, co dawałoby nienotowaną nigdzie w środowisku aktywność  $5,926\cdot 10^{15} \text{ Bq}$  w jednym litrze wody (por. załącznik 4).

Tabela 2.9. Wybrane źródła wód podziemnych o największych zanotowanych wartościach stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w świecie (Skłodowska-Curie, 1953; Amelung & Evers, 1962; Horiuchi, 1998) i w Polsce (Ciężkowski, 1990)

Nazwa źródła	Lokalizacja	Maksymalne zanotowane stężenie $^{222}\text{Rn}$ [ $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]
Neue Quelle	Bad Brambach, Niemcy	264 500
Hindenburgquelle	Oberschlema, Niemcy	181 500
źródła termalne	Jachymov, Czechy	60 500
Etigo Mineral Spring	Murasugi, Japonia	59 500
Źródła Rzymskie	Ischia, Włochy	50 000
źródła termalne	Lacco Ameno, Włochy	37 500
Źródło Elżbiety	Bad Gastein, Austria	20 000
Wypływ w sztolni „Śnieżnik”	Masyw Śnieżnika (Kamienica)	2964
Radoczynne nr 4	Świeradów Zdrój	2893
Nr 18	Szklarska Poręba	1772

Radon jest jednym z kilku najważniejszych gazów występujących w wodach podziemnych. Należy do gazów szlachetnych i w wodzie występuje w formie rozpuszczonej. Nie tworzy jonów, a jedynie pod większym ciśnieniem parcjalnym może tworzyć kla-

traty (Cotton i in., 1995; Martinelli, 1998). Ponieważ radon jest pierwiastkiem mającym wyłącznie promieniotwórcze izotopy, jest zaliczany do składników promieniotwórczych wód podziemnych i wspólnie z innymi radionuklidami należy do mikroskładników wód podziemnych (Macioszczyk, 1987; Macioszczyk & Dobrzyński, 2002). W związku z toksycznymi właściwościami substancji promieniotwórczych często traktowany jest on jako mikrozanieczyszczenie naturalnego pochodzenia (Świdorska-Bróż, 1993).

W związku z obecnością radonu (składnika chemicznego) rozpuszczonego w wodach podziemnych, jak również innych radionuklidów w literaturze hydrogeologicznej i balneologicznej powszechnie przyjęte jest pojęcie radoczynności, jako jednej z właściwości fizycznych wód podziemnych (Dowgiało i in., 1969; Pazdro, 1983; Macioszczyk, 1987; Macioszczyk & Dobrzyński, 2002). Pojęcie „woda radoczynna” po raz pierwszy wprowadzono w balneologii w Niemczech przed II wojną światową. Zastąpiono nim pojęcie „woda radonowa”, ze względu na włączenie do tej nazwy kolejnego (oprócz radonu) składnika leczniczego – radu. Po wojnie w Polsce opierano się na tychże normach niemieckich (Dominikiewicz, 1951). Od tej pory większość balneologów i hydrogeologów stosowała i stosuje nadal to pojęcie (Szmytówna, 1955; Dowgiało i in., 1969; Pazdro, 1983; Macioszczyk, 1987; Kleczkowski & Rózkowski, 1997; Macioszczyk & Dobrzyński, 2002). Niemniej jednak sens pierwotny pojęcia „woda radoczynna” został z biegiem czasu zmieniony. W chwili obecnej sprowadza się on do stwierdzenia, że zawarte (rozpuszczone) w wodach podziemnych izotopy (pierwiastki) promieniotwórcze nadają takiej wodzie właściwość zwaną radoczynnością, która jest dzielona na stałą i czasową (Pazdro, 1983; Macioszczyk, 1987; Macioszczyk & Dobrzyński, 2002) lub też radoczynność jest związana z obecnością w wodach pierwiastków promieniotwórczych, nadających tym wodom właściwości promieniotwórcze.

Według niektórych autorów (Macioszczyk, 1987; Macioszczyk & Dobrzyński, 2002) radon jest najpowszechniej występującym pierwiastkiem promieniotwórczym w wodach podziemnych, dlatego promieniotwórczość wód umownie określa się radoczynnością (Macioszczyk, 1987; Macioszczyk & Dobrzyński, 2002). Należy rozumieć, że autorzy Ci nie brali pod uwagę promieniotwórczych izotopów  $^3\text{H}$  i  $^{40}\text{K}$ , a jednocześnie niekonsekwentnie użyli terminu „radoczynność” zamiast „radonoczynność” (?). Na brak uzasadnienia w dalszym stosowaniu terminów „radoczynność” i „woda radoczynna” autor zwracał uwagę już w ubiegłym stuleciu (Przylibski, 1999a). W związku z nieprecyzyjnością terminu „radoczynny” i sprowadzeniem tego pojęcia praktycznie do znaczenia „radioaktywny (= promieniotwórczy)” oraz wobec znacznie większych możliwości analitycznych w chwili obecnej w porównaniu do lat trzydziestych XX w., kiedy termin ten wprowadzono, „radoczynność”, jako właściwość (cecha) fizyczna wód podziemnych powinna zniknąć z kart podręczników hydrogeologicznych, geochemicznych i balneologicznych, a także wszelkich publikacji naukowych z tego zakresu. Termin ten powinien zostać zastąpiony w znakomitej większości wypadków terminem woda radioak-

tywna, a w przypadku dokładnego ustalenia izotopów odpowiedzialnych za tę cechę wody podziemnej terminami woda radonowa, woda radowa, woda radowo-radonowa, itd., podobnie jak w literaturze zagranicznej (głównie anglosaskiej). Nie bez znaczenia jest także możliwość błędnego, aczkolwiek oczywistego z logicznego i lingwistycznego punktu widzenia, interpretowania terminu „radoczynny” jako zawierający rad.

## 2.8. Radon jako naturalny znacznik radioaktywny

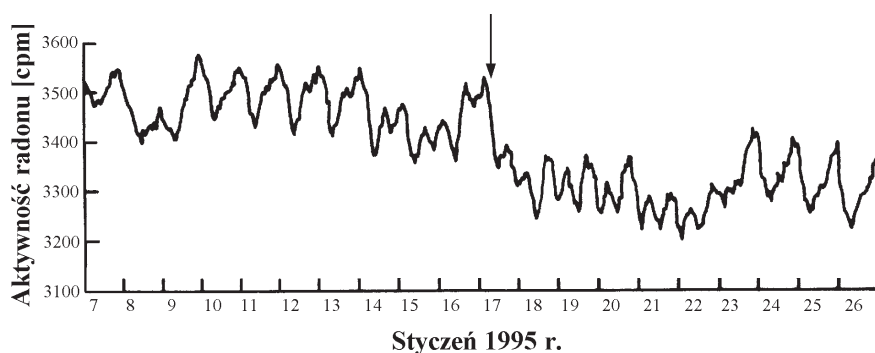
Powszechność występowania radonu w środowisku, mimo na ogół niewielkich jego koncentracji, stwarza możliwość wykorzystania tego gazu jako naturalnego, radioaktywnego znacznika różnych procesów zachodzących w litosferze, hydrosferze oraz atmosferze, a szczególnie na granicach pomiędzy tymi geosferami. Jest to ułatwione ze względu na stosunkowo proste wykrywanie nawet niewielkich zmian koncentracji radonu w dowolnym ośrodku, dzięki pomiarom promieniowania wysyłanego przez ten gaz lub jego pochodne. Możliwy jest także długotrwały monitoring jego stężenia praktycznie w każdym środowisku.

Radon można wykorzystywać jako narzędzie pomocnicze przy kartowaniu geologicznym. Sporządzając mapy zawartości radonu w powietrzu glebowym i/lub wodach gruntowych można śledzić przebieg struktur geologicznych, takich jak uskoki (zwłaszcza aktywne strefy sejsmiczne), spękania, granice warstw skalnych oraz jednostek litologicznych lub tektonicznych, a także kierunki lineacji i foliacji, jeżeli połączone są one ze spękaniem. Wybrane ważniejsze pozycje literatury z tego zakresu przedstawiono w załączniku 5. Z wiedzy tej korzysta się następnie m.in. przy wyborze lokalizacji budynków i innych konstrukcji inżynierskich w aspekcie bezpieczeństwa ich posadowienia.

Radon jest wykorzystywany także jako znacznik przy poszukiwaniu złóż uranu (załącznik 5). Stosuje się w tym celu najczęściej połączenie tzw. zdjęć radiohydrogeologicznych – polegających na wykonaniu pomiarów zawartości radonu w wodach podziemnych i powierzchniowych oraz zdjęć emanacyjnych – polegających na wykonaniu pomiarów zawartości radonu w powietrzu glebowym i strumienia lub objętości tego gazu wydostającego się do atmosfery.

Z wielu parametrów geochemicznych, które umożliwiają przewidywanie ruchów w płaszczu i skorupie ziemskiej radon jest stosowany prawdopodobnie najczęściej. Zmiany stężenia tego gazu w powietrzu glebowym, wodach podziemnych lub innych geofluidach (np. w ropie naftowej) wykorzystuje się do przewidywania trzęsień ziemi (najczęściej o magnitudzie powyżej 4 w skali Richtera), wybuchów wulkanów, a także tąpnięć w kopalniach podziemnych, osunięć ziemi, wyrzutów gazów i skał (załącznik 5). Dotychczas jednak nie uzyskuje się w pełni zadowalających rezultatów, tzn. nie można przewidzieć na podstawie takich pomiarów dokładnego czasu i miejsca zdarzenia, ani też energii uwalnianej podczas takiego zjawiska. Wykorzystuje się w tych badaniach długo, rzędu miesięcy lub lat, narastające anomalie stężenia radonu w wodach podziem-

nych lub powietrzu glebowym, albo też gwałtowne zmiany stężenia. Anomalie te spowodowane są zmianami naprężeń w górotworze i mogą być notowane nawet w odległościach rzędu kilkuset kilometrów od późniejszego epicentrum (por. rys. 2.14). Przesunięcie anomalnych stężeń radonu w czasie względem trzęsienia ziemi lub podobnego zjawiska może być rzędu minut lub godzin, a według niektórych autorów nawet rzędu miesięcy.



Rys. 2.14. Zmiany stężenia radonu w wodach podziemnych ujętych w odległości około 260 km od ogniska trzęsienia ziemi Hyogo-ken Nanbu ( $M = 7,2$ ) w Japonii, w czasie od 7 do 26 stycznia 1995 roku (Ohno & Wakita, 1996). Strzałką oznaczono moment trzęsienia ziemi. Linia ciągła łączy wartości mierzone co godzinę

Zjawisko wspólnej wędrówki gazowych węglowodorów i radonu z głębi skorupy ziemskiej w kierunku jej powierzchni znajduje zastosowanie w promieniotwórczych metodach poszukiwań złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Radon może być także wykorzystywany jako znacznik miejsc, z których wydostają się na powierzchnię ziemi gazy (np. metan, siarkowodór, dwutlenek węgla, hel i in.), gdyż bardzo często im towarzyszy i jest znacznie łatwiej od nich wykrywalny, nawet w niewielkich stężeniach (załącznik 5).

Radon jest wykorzystywany także przy poszukiwaniu złóż energii geotermalnej i określaniu ich zasobów, stref zasilania oraz przepływu, czy też procesów mieszania się wód chłodnych z termalnymi (załącznik 5).

Radon może być także znacznikiem stosowanym do charakteryzowania struktur hydrogeologicznych, zbiorników wód podziemnych, lokalizowania stref dopływu i obliczania ilości wód podziemnych dopływających do wód powierzchniowych (np. w systemach krasowych lub w strefach den i brzegów mórz i oceanów) i odwrotnie – dopływu wód infiltracyjnych (opadowych) do zbiorników wód podziemnych. W badaniach tych wykorzystuje się występowanie znacznie mniejszych stężeń radonu w wodach powierzchniowych i opadowych względem wód podziemnych, co jest związane ze znacznie mniejszym ciśnieniem parcjalnemu radonu w atmosferze, niż w górnej części litosfery, a także ze znacznie większą szybkością i turbulencyjnym przepływem wód powierzchniowych, który powoduje tzw. dyfuzję turbulencyjną i w rezultacie ucieczkę radonu do atmosfery. Radon jest stosowany także jako znacznik mieszania się różnych składowych

wód podziemnych oraz wód powierzchniowych. Stosowany jest także do określania szybkości przepływu wód podziemnych przez różnorodne warstwy skalne (załącznik 5). Radon stosuje się także jako jeden z kilku wskaźników służących do wyznaczania wieku wód podziemnych (czasu ich podziemnego przepływu) (Gudzenko, 1992; Sun & Li, 2001). Jest także znacznikiem skażeń wód podziemnych i gleb substancjami ropopochodnymi, w których gaz ten jest lepiej rozpuszczalny niż w wodzie (Hunkeler i in., 1997; Schubert i in., 2001).

Radon jest używany również jako znacznik procesów zachodzących w atmosferze, zwłaszcza ruchów określonych mas powietrza (załącznik 5). Różnice oraz zmiany zawartości radonu i jego pochodnych w powietrzu atmosferycznym nad obszarami morskimi (oceanicznymi) i lądowymi (kontynentalnymi) są wykorzystywane do śledzenia ruchów mas powietrza na granicy kontynent – ocean (Liu i in., 1984; Cothorn & Smith, 1987; Polański, 1988; Hutter i in., 1995; Carvalho, 1995). Dane takie są również stosowane do śledzenia pionowego transportu mas powietrza oraz wyznaczania frontu powietrza kontynentalnego, a także procesów kształtowania się chmur i ich przemieszczania się. Radon jest również znacznikiem używanym do tworzenia globalnych modeli transportu atmosferycznego.  $^{222}\text{Rn}$  jest idealnym znacznikiem tego transportu ze względu na okres półrozpadu tego nuklidu i miejsca jego przedostawiania się do atmosfery. Źródłem radonu występującego w atmosferze są przede wszystkim obszary lądowe wolne od pokrywy lodowej. Na podstawie śledzenia zmian stężenia radonu oraz stosunku jego aktywności do aktywności produktów jego rozpadu w różnych warstwach atmosfery nad kontynentami i oceanami można wiele wywnioskować o mieszanii się poszczególnych warstw i mas powietrza oraz o skali ruchów konwekcyjnych, szczególnie w pobliżu powierzchni litosfery, a także o czasie pozostawiania określonych mas powietrza z dala od źródeł radonu, tj. w troposferze lub nad oceanami. Nuklid  $^{222}\text{Rn}$  jest także dobrym naturalnym radioaktywnym znacznikiem ruchów zanieczyszczeń przemysłowych w atmosferze (załącznik 5).

Toron ( $^{220}\text{Rn}$ ) natomiast, jako nuklid o krótkim okresie półrozpadu, jest wykorzystywany do śledzenia i modelowania mieszanii się warstw powietrza w najniższych partiach atmosfery – do około 1 m nad powierzchnią gruntu, gdzie zachodzą skomplikowane, turbulentne ruchy wywołane dobowymi zmianami temperatury skał i gleb znajdujących się na powierzchni ziemi (Cothorn & Smith, 1987; Butterweck i in., 1994; Lehmann i in., 1999).

Pomiary zmian stężenia radonu w powietrzu jaskiń i innych podziemnych obiektów, często udostępnianych jako atrakcje turystyczne (np. sztolnie, systemy piwnic, systemy umocnień, podziemia twierdz i in.) również umożliwiają charakteryzowanie ruchów mas powietrza wewnątrz tego typu obiektów (załącznik 5). Pomiary takie stosuje się także do modelowania wymiany masy powietrza struktury podziemnej z atmosferą, co pozwala na precyzyjne charakteryzowanie warunków mikroklimatycznych wnętrza takiego obiektu i ich zmian (Kies & Massen, 1995; Przylibski & Piasecki, 1998; Hoyos i in., 1998; Sánchez-Moral i in., 1999).



## 3. Radon w przepisach prawa geologicznego i górniczego

### 3.1. Wprowadzenie

Radon w przepisach prawa geologicznego i górniczego pojawia się w dwóch aspektach. Na mocy ustawy *Prawo geologiczne i górnicze* (1994) wydano rozporządzenie Ministra Spraw Wewnętrznych i Administracji z dnia 14 czerwca 2002 r. w sprawie zagrożeń naturalnych w zakładach górniczych. Obejmuje ono przepisy związane z zagrożeniem radiacyjnym naturalnymi substancjami promieniotwórczymi w podziemnych zakładach górniczych, w tym promieniowaniem pochodzącym od krótkożyciowych produktów rozpadu radonu. Ze względu na zagrożenie radiacyjne ustalono w tym akcie dwie klasy wyrobisk – A i B, w których środowisko pracy stwarza potencjalne narażenie na otrzymanie przez pracownika rocznej dawki skutecznej przekraczającej odpowiednio 6 mSv oraz większej niż 1 mSv, lecz nie przekraczającej 6 mSv. Przepisy te są w pełni zgodne z artykułem 17. ustawy *Prawo atomowe* (Ustawa..., 2000), w którym na podstawie tych samych wartości rocznej dawki skutecznej od promieniowania jonizującego podzielono pracowników na dwie kategorie – A i B. Ustalone kategorie A i B pracowników odpowiadają klasom A i B wyrobisk górniczych.

Drugim aspektem związanym z pojawianiem się radonu w przepisach prawa geologicznego i górniczego jest uznanie wód radonowych z określonych złóż za wody lecznicze i zaliczenie ich do kopalin podstawowych na mocy Rozporządzenia Rady Ministrów (2001) na podstawie delegacji zawartej w ustawie (Ustawa..., 1994).

Stan prawny w Polsce świadczy zatem o traktowaniu radonu jako czynnika narażenia radiacyjnego, m.in. górników, a jednocześnie jako składnika nadającego wodom podziemnym właściwości uzasadniających ich stosowanie w leczeniu różnych schorzeń i powodującego traktowanie ich jako kopaliny. Odnosząc te fakty do hipotez naukowych można stwierdzić, że stan prawny w naszym kraju jest zgodny raczej z teorią hormezy radiacyjnej, niż z bezprogową hipotezą liniową.

Problemy związane z występowaniem zwiększonych koncentracji radonu, a przede wszystkim produktów jego rozpadu w powietrzu wyrobisk górniczych są znane od kilkudziesięciu lat. W związku z tym stężenia tych radionuklidów są kontrolowane rutynowo w podziemnych zakładach górniczych, a wyniki prac naukowych, dotyczących tej problematyki, są często publikowane. Wybrane pozycje literatury naukowej z tego zakresu zestawiono w załączniku 1.

Tematyka tej pracy dotyczy zagadnień przyrodniczych i górniczych odnoszących się do występowania radonu w wodach podziemnych. Dlatego też w dalszej części rozdziału szczegółowo omówiono problemy związane z uwzględnieniem w przepisach prawa geologicznego i górniczego wód radonowych, będących kopaliną eksploatowaną na potrzeby lecznictwa uzdrowiskowego.

### 3.2. Aspekty prawne i klasyfikacyjne związane z występowaniem radonu w wodach podziemnych

Obecność radonu, jako chemicznego składnika wód, zwłaszcza podziemnych, czyniąca je radioaktywnymi ma daleko idące i wielorakie konsekwencje. Należy brać pod uwagę, że statystyczny mieszkaniec naszej planety od radonu otrzymuje od 40 do 60% średniorocznego efektywnego równoważnika dawki promieniowania jonizującego. W Polsce w roku 2003 wartość ta wynosiła 43,6% (tj. około 1,46 mSv), przy czym za około 93% tej wartości odpowiadał  $^{222}\text{Rn}$ , a za pozostałe nieco ponad 7%  $^{220}\text{Rn}$  (toron) (Informacja..., 2004). Miejszem narażenia na promieniowanie jonizujące pochodzące od radonu i jego promieniotwórczych pochodnych są budynki mieszkalne. W Polsce wartość średnia stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu budynków mieszkalnych wynosi 49,1 Bq·m<sup>-3</sup>. Dla poszczególnych rejonów kraju wartość średnia zmienia się w przedziale 12,7–99,0 Bq·m<sup>-3</sup>, a maksymalne zmierzone stężenie wynosi 1300 Bq·m<sup>-3</sup> (Jagiela i in., 1998). Radon dostaje się do budynków przede wszystkim z powietrza glebowego (gruntowego), a w mniejszych ilościach z wody używanej w gospodarstwie domowym, a także z materiałów budowlanych, zawierających macierzyste izotopy uranu, toru i radu. Oszacowano, że radon jest dostarczany do atmosfery przede wszystkim z gleby, ale drugim źródłem pod względem ilości radonu uwalnianego do atmosfery są wody podziemne (Nevissi & Bodansky, 1987). Oczywiście, niejako po drodze, z gruntu (gleby) i wód podziemnych do atmosfery radon przechodzi także przez wnętrza budynków mieszkalnych. Wobec podanych faktów nie można lekceważyć wody używanej w gospodarstwach domowych jako istotnego źródła radonu.

Woda podziemna zawierająca radon może być ujmowana w celu jej wykorzystania w gospodarstwie domowym, jako woda przeznaczona do picia, a także do celów sanitarnych. Mogą to być zarówno ujęcia prywatne, zaopatrujące w wodę pojedyncze gospodarstwa domowe, jak i ujęcia publiczne, z których woda rozprowadzana jest do większej liczby użytkowników (wieś, osiedle, miasto, dzielnica, itp.). Jeżeli woda podziemna wykazuje zwiększoną mineralizację lub zawiera określone składniki chemiczne może być butelkowana i sprzedawana jako woda mineralna, źródłana lub stołowa. W obu tych przypadkach radioaktywność wody spowodowana obecnością radonu powoduje zwiększenie średniorocznego efektywnego równoważnika dawki promieniowania jonizującego, jaki otrzymuje osoba korzystająca z tych wód. Ponieważ jednak ryzyko śmierci spowodowanej nowotworem złośliwym płuc na skutek wdychania radonu uwalnianego z wody

w czasie korzystania z kuchni, a przede wszystkim z łazienki – kąpiel (prysznic!), jest dziesięciokrotnie większe, niż narażenie organów wewnętrznych związane z piciem tej wody (Kim i in., 2001), znacznie większą uwagę należy przykładac do określania zawartości radonu w wodach podziemnych ujmowanych do picia i celów sanitarnych, niż tych które są ujmowane w celach rozlewniczych. Jest to szczególnie istotne zagadnienie zwłaszcza w odniesieniu do ujęć prywatnych, gdzie odległość od ujęcia do odbiornika wody jest niewielka, a tym samym czas przepływu wody jest krótki. Ogranicza to znacznie naturalny proces radioaktywnego rozpadu radonu w wodzie. W związku z tym zawartość radonu i innych radionuklidów w takich wodach powinna być limitowana, zwłaszcza jeżeli przyjmuje się bezprogową hipotezę liniową oddziaływania promieniowania jonizującego na organizm człowieka.

Zgodnie z obowiązującymi w Polsce przepisami, w wodzie przeznaczonej do spożycia przez ludzi (Rozporządzenie Ministra Zdrowia..., 2002) maksymalna dopuszczalna zawartość trytu wynosi  $100 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$ , a całkowita dopuszczalna dawka  $0,10 \text{ mSv} \cdot \text{rok}^{-1}$ . Radon nie został w tym akcie prawnym wyodrębniony, należy więc rozumieć, że maksymalna jego zawartość w wodzie do picia, jeżeli w wodzie nie występują żadne inne radionuklidy, nie może powodować wchłonięcia dawki przekraczającej  $0,10 \text{ mSv}$  w ciągu roku. Znając współczynnik konwersji wchłonięcia radonu z wodą do picia (około  $10^{-8} \text{ Sv} \cdot \text{Bq}^{-1}$  (UNSCEAR<sup>1</sup>, 1993)) i zakładając konsumpcję na poziomie 2 litrów wody dziennie na osobę (zgodnie z wytycznymi WHO<sup>2</sup>) można skorzystać z wzorów przeliczeniowych stosowanych przez NRPB<sup>3</sup> w Wielkiej Brytanii w celu obliczenia zalecanego dopuszczalnego stężenia radonu w jednym litrze wody do picia (Kłos-Trębakiewicz i in., 1998). Korzystając ze wzoru

$$\frac{1,4 \cdot 10^{-4} (\text{Sv} \cdot \text{rok}^{-1})}{730 (\text{dm}^3 \cdot \text{rok}^{-1}) \cdot 10^{-8} (\text{Sv} \cdot \text{Bq}^{-1})} \quad (3.1)$$

otrzymamy zalecane dopuszczalne stężenie radonu w wodzie do picia wynoszące  $14 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$ . Tak więc, aby efektywny równoważnik dawki promieniowania jonizującego od radonu wchłanianego z wodą do picia nie przekraczał dopuszczalnej maksymalnej wartości  $0,10 \text{ mSv} \cdot \text{rok}^{-1}$ , stężenie radonu w tej wodzie nie może przekraczać  $14 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$ . Jest to wartość bardzo mała, w związku z czym istnieje uzasadniona obawa, że w wielu ujęciach, zwłaszcza wód podziemnych południowo-zachodniej części Polski, wartość ta byłaby przekroczona. Prawdopodobnie należy zatem, zgodnie z zaleceniami WHO, nie uwzględniać radonu w obliczaniu średniorocznego efektywnego równoważnika dawki promieniowania jonizującego, pochodzącego od izotopów promieniotwórczych zawartych w wodach przeznaczonych do spożycia przez ludzi. Obowiązujące w Polsce roz-

<sup>1</sup> United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation.

<sup>2</sup> World Health Organization.

<sup>3</sup> National Radiological Protection Board.

porządzenie (Rozporządzenie Ministra Zdrowia..., 2002) powinno w związku z tym zostać w najbliższym czasie sprecyzowane także w odniesieniu do radonu.

W przypadku tego gazu łatwo wydostającego się z wody istnieje konieczność kompleksowej oceny dawki promieniowania jonizującego pochodzącego od radonu uwalnianego ze wszystkich źródeł w budynkach mieszkalnych (grunt, woda, materiały budowlane). Tak więc wciąż potrzebne jest stworzenie w tym zakresie norm prawnych w Polsce. W celu opracowania i wprowadzenia odpowiednich przepisów prawnych można skorzystać z wzorców obowiązujących w innych, nielicznych państwach. W USA dla wód przeznaczonych do picia z ujęć publicznych (zaopatrujących co najmniej 25 gospodarstw domowych) przyjęto wartość graniczną stężenia radonu równą  $150 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Wartość ta jest zalecana także w przypadku ujęć prywatnych. W krajach europejskich wartości normatywne mieszczą się w przedziale  $50\text{--}500 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  dla poszczególnych państw (Åkerblom, 1999). Rekomendowaną „wartością odniesienia” dla krajów europejskich jest stężenie  $^{222}\text{Rn}$  równe  $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (Euratom, 2001). W związku z tym poszczególne państwa na podstawie wyników badań prowadzonych na ich obszarze powinny wyznaczyć wartość dopuszczalną (graniczną) stężenia radonu na poziomie powyżej  $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . W przypadku kiedy stężenie tego gazu przekracza wartość  $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , powinny zostać podjęte działania prowadzące do jego zmniejszenia. Podane wytyczne należy traktować jako zalecenia odnoszące się do ujęć publicznych (Euratom, 2001). W przypadku ujęć prywatnych wartością, po przekroczeniu której należy rozważyć możliwość podjęcia działań prowadzących do zmniejszenia stężenia radonu jest wartość  $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (Euratom, 2001). W uzupełnieniu należy dodać, że szacuje się, iż stężenie radonu wynoszące  $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  w wodzie wodociągowej używanej w gospodarstwie domowym powoduje zwiększenie koncentracji tego gazu w powietrzu budynku o około  $100 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$  (Euratom, 2001). Stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie używanej w gospodarstwie domowym na poziomie  $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  powoduje otrzymanie średniorocznego efektywnego równoważnika dawki promieniowania jonizującego w granicach  $0,2\text{--}1,8 \text{ mSv}$ , w zależności od ilości zużywanej wody, co jest porównywalne z oddziaływaniem radonu w powietrzu budynku mieszkalnego o średnim rocznym stężeniu równym  $200 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$  (Euratom, 2001).

Jak już wspomniano w przypadku wód butelkowanych zawartość radonu odgrywa marginalną rolę. W związku z czasem upływającym pomiędzy napełnieniem i zamknięciem butelki w rozlewni a jej otwarciem przez konsumenta znaczna lub całkowita ilość radonu zawartego w tej wodzie ulega rozpadowi. Dlatego też obowiązujące w tym zakresie normy dla wód stołowych, naturalnych wód źródłanych i naturalnych wód mineralnych w Polsce (Rozporządzenie Ministra Zdrowia..., 2004) praktycznie nie mają zastosowania do radonu. W tym akcie prawnym wymagania związane z zawartością izotopów promieniotwórczych ustalono na poziomie takim samym jak dla wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi (Rozporządzenie Ministra Zdrowia..., 2002).

Należy zaznaczyć, że podane limity związane z ochroną radiologiczną ludności w świetle hipotezy hormezy radiacyjnej powinny być ustalone na dużo wyższym poziomie. Skutkiem tego byłoby znaczne zmniejszenie kosztów monitoringu, a także stosowanego procesu uwalniania radonu z wód przeznaczonych do picia.

Na podstawie teorii hormezy radiacyjnej w wielu uzdrowiskach w świecie stosuje się zabiegi balneologiczne z wykorzystaniem radonu, często rozpuszczonego w wodzie, w postaci kąpeli, natrysków, inhalacji i kuracji pitnej. Gdy uznamy za słuszną hipotezę hormezy radiacyjnej, wówczas nie pojawia się problem „dwoistego oddziaływania” radonu na organizm człowieka. Jest to problem nierozwiązywalny według bezprogowej hipotezy liniowej, która przewiduje powstawanie jedynie szkodliwych skutków niezależnie od wielkości dawki pochłoniętej. Korzystając z hipotezy hormetycznej, bez trudu można zaakceptować sytuację, z którą obecnie mamy do czynienia. Z jednej strony małe dawki promieniowania jonizującego pochodzącego od radonu, aczkolwiek większe niż dawki naturalne, przyjmowane pod kontrolą lekarza w czasie kuracji w uzdrowisku (2–3 tygodniowy pobyt w ciągu roku) leczą wiele schorzeń. Z drugiej strony codzienne narażenie na zwiększone stężenie tego gazu we własnym mieszkaniu (domu), czy zakładzie pracy, może powodować zwiększenie ryzyka zachorowania na nowotwory górnych dróg oddechowych, zwłaszcza płuc. W chwili obecnej w Polsce istnieją opisane regulacje prawne (aczkolwiek niewystarczające) dotyczące zawartości izotopów promieniotwórczych w wodach przeznaczonych do spożycia przez ludzi, jak również przepisy związane z zastosowaniem wód radonowych do zabiegów balneologicznych wykorzystujących rozpuszczony w nich radon.

Początek dynamicznego rozwoju balneologii jako nauki można utożsamiać z wydaniem w 1907 roku Niemieckiej Księgi Zdrojowisk. Znalazły się w niej pierwsze unormowania dotyczące pojęć: woda mineralna i woda lecznicza. Jednak ogłoszone w tym wydawnictwie definicje i postulaty nie obowiązywały nawet w Niemczech. Nie miały także znaczenia obowiązującego uchwały przyjęte na Zjeździe Balneologów i Chemików w Nauheim w roku 1911, z udziałem przedstawicieli „zdrojownictwa” austriackiego i szwajcarskiego. W ustalonych wówczas normach i definicjach pojawiło się po raz pierwszy pojęcie radonowej wody leczniczej, która z definicji powinna zawierać 1,3 nCi (3,75 ME; 48,1 Bq) radonu w litrze. Jednak już w 1932 roku na drugim zjeździe w Salzuflen podniesiono tę wartość do 29 nCi (80 JM; 1 073 Bq) na kilogram wody. Od 1937 roku w Niemczech uchwały tych dwóch zjazdów uzyskały sankcję prawną (Dominikiewicz, 1951).

Nieco wcześniej, bo od 1936 roku, podobne normy zaczęły obowiązywać także w Szwajcarii, gdzie dla wód radonowych przyjęto zawartość radonu równą 1,8 nCi (5 JM; 66,6 Bq) w litrze wody leczniczej jako minimalne stężenie (Dominikiewicz, 1951).

Jeszcze przed wybuchem II wojny światowej w Niemczech wyłoniły się propozycje wprowadzenia nowej, międzynarodowej klasyfikacji wód mineralnych i leczniczych, opartej raczej na badaniach biologicznych, niż fizykochemicznych. Wówczas ponow-

nie obniżono wartość progową stężenia radonu w wodzie leczniczej do 10 nCi (28 JM; 370 Bq) na kilogram wody. Jednocześnie jednak wprowadzono pojęcie wody radoczynnej, zamiast radonowej, włączając do jej składu kolejny leczniczy składnik – rad, dla którego ustalono także wartość progową, równą  $10 \cdot 10^{-9} \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$  (Dominikiewicz, 1951) (co odpowiada nie notowanemu w literaturze bardzo dużemu stężeniu  $365 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3} \text{ }^{226}\text{Ra}$  – uwaga autora).

W okresie powojennym w Polsce początkowo opierano się na wymienionych normach niemieckich, co prowadziło do znacznych nieścisłości w zakresie uznawania za lecznicze wód radonowych (radoczynnych) (Dominikiewicz, 1951). W roku 1954 sytuacja uległa zmianie wobec stwierdzenia aktywności biologicznej małych stężeń składników wody radoczynnej. Stwierdzono, że aktywność farmakodynamiczną wykazują już wody o radoczynności  $2 \text{ nCi} \cdot \text{dm}^{-3}$  ( $74 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$ ) (Szmytówna, 1955). Wtedy właśnie po raz pierwszy w Polsce dla krajowych wód leczniczych zdefiniowano minimalną radioaktywność (radoczynność). Jednak dopiero w 1956 roku, w czasie II Ogólnopolskiego Zjazdu Balneologicznego w Łądku Zdroju jego uczestnicy zaakceptowali wniosek Marii Szmytówny dotyczący stosowania zaproponowanej przez nią nomenklatury wód leczniczych, w tym także „specjalnych”, do których zaliczono m.in. wody radoczynne (Szmytówna, 1957a).

W kolejnych latach sytuacja się nie zmieniała i kolejni autorzy podawali podobne definicje (Dowgiałło i in., 1969). Niestety nie określono precyzyjnie od jakich izotopów ma pochodzić mierzona radioaktywność (radoczynność). Dopiero w 1999 roku pojawiły się niezależnie dwie propozycje zastąpienia terminu „woda radoczynna” terminem „woda radonowa” (Przylibski, 1999a; Dowgiałło, 1999). Pierwsza z wymienionych propozycji (Przylibski, 1999a) dotyczyła także wprowadzenia precyzyjnego definiowania pierwiastków (izotopów) odpowiedzialnych za radioaktywność wody (zwłaszcza wobec wybitnie szkodliwego oddziaływania na organizm człowieka radu, przede wszystkim  $^{226}\text{Ra}$ ) oraz konieczności wyrażania ich zawartości w jednostkach układu SI, tj. w  $\text{Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$ . Druga natomiast była kompleksową propozycją zmian w terminologii wód leczniczych (Dowgiałło, 1999). W tej propozycji niestety niezbyt szczęśliwie zaliczono wody radonowe do wód swoistych, zawierających gazowe i stałe składniki o znaczeniu leczniczym, podczas gdy według autora powinny być to raczej wody swoiste zawierające jedynie gazowe składniki o znaczeniu leczniczym. Mimo to jednak do końca 2001 roku w Polsce obowiązywało Rozporządzenie Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa, w którym zdefiniowano pojęcie wody o właściwościach leczniczych (Rozporządzenie Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa..., 1994). Za taką rozumiano m.in. „wodę wykazującą stabilność cech fizycznych i składu chemicznego oraz wykazującą radoczynność o wartości co najmniej 2 nanocurie na  $\text{dm}^3$ ”.

Sytuacja ta uległa poprawie w roku 2002, z chwilą opublikowania poradnika metodycznego, dotyczącego oceny zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i potencjalnie

lecniczych (Paczyński, 2002). W poradniku tym zdefiniowano pojęcie wody potencjalnie leczniczej, które można porównać z, mniej udanym w opinii autora, wcześniej stosowanym terminem „woda o właściwościach leczniczych”. Wodami potencjalnie leczniczymi są (Paczyński, 2002):

A. Wody mineralne, tj. zawierające w 1 dm<sup>3</sup> co najmniej 1000 mg rozpuszczonych składników stałych.

B. Wody swoiste (o mineralizacji poniżej 1 g·dm<sup>-3</sup>) zawierające w 1 dm<sup>3</sup> (co najmniej – uwaga autora):

- 10 mg jonu żelazawego i żelazowego (Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>) – woda żelazista i/lub
- 1 mg jonu fluorkowego (F<sup>-</sup>) – woda fluorkowa i/lub
- 5 mg jonu bromkowego (Br<sup>-</sup>) – woda bromkowa i/lub
- 1 mg jonu jodkowego (I<sup>-</sup>) – woda jodkowa i/lub
- 1 mg siarki oznaczalnej jodometrycznie (S<sup>2-</sup>) – woda siarczkowa i/lub
- 0,7 mg arsenu w postaci związanej (HAsO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HAsO<sub>2</sub><sup>-</sup>) – woda arsenowa i/lub
- 5 mg kwasu metaborowego (HBO<sub>2</sub>) – woda borowa i/lub
- 100 mg kwasu metakrzemowego (H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub><sup>-</sup>) – woda krzemowa i/lub
- **radon (gaz) w ilości, której odpowiada aktywność promieniotwórcza 74 Bq (2 nCi) – woda radonowa i/lub**
- 250–999 mg wolnego dwutlenku węgla (CO<sub>2</sub>) – woda kwasowęglowa i/lub
- 1000 mg i więcej wolnego dwutlenku węgla (CO<sub>2</sub>) – szczawa,
- wody o temperaturze co najmniej 20 °C na wypływie z ujęcia – woda termalna.

C. Wody mineralne i równocześnie swoiste.

Niestety przedstawiona klasyfikacja nie jest usankcjonowana prawnie. Należy także podkreślić, że dla żadnego ze składników swoistych nie zdefiniowano maksymalnego dopuszczalnego stężenia, co może mieć niebagatelne znaczenie dla zdrowia pacjentów i kuracjuszy wobec toksycznych właściwości niektórych z tych substancji.

W aspekcie balneologicznego wykorzystania wód ze względu na zawarty w nich radon wody takie dzielone są na 2 grupy – wody potencjalnie lecznicze, zawierające powyżej 74 Bq·dm<sup>-3</sup> radonu oraz pozostałe wody zawierające mniejsze stężenie tego gazu. Z przyrodniczego punktu widzenia podział taki jest wysoce niewystarczający ze względu na sięgającą kilku rzędów wielkości rozpiętość stężeń radonu w wodach podziemnych. Niemniej jednak od pierwszych prób wprowadzenia klasyfikacji wód podziemnych ze względu na ilość zawartego w nich radonu zawsze uwzględniano progi (granice) zawartości radonu, powyżej których uważano, że wykazuje on aktywność farmakodynamiczną. Jedną z takich klasyfikacji jest klasyfikacja Alekina z 1948 roku (Alekina, 1948). Według tego autora klasyfikacja wód podziemnych ze względu na zawartość izotopów promieniotwórczych przedstawia się następująco:

WODY RADOCZYNNE (różny skład izotopów promieniotwórczych):

- słabo radoczynne – do 28 JM (do 377 Bq·dm<sup>-3</sup>),
- średnio radoczynne – od 28 do 80 JM (od 377 do 1077 Bq·dm<sup>-3</sup>),

- silnie radoczynne – powyżej 80 JM (powyżej 1077 Bq·dm<sup>-3</sup>).

Wody radoczynne dzielone są na dwie kategorie:

- wody radonowe (zawierające tylko radon),
- wody radowe (zawierające rad i równoważną mu ilość radonu).

Oprócz tego (niejako poza klasyfikacją) występują wody silnie promieniotwórcze, zawierające rad oraz nadwyżkową ilość radonu (Alekin, 1948). Zgodnie jednak z tą klasyfikacją wodą radonową można nazwać praktycznie każdą wodę podziemną – wodą słabo radoczynną (słabo radonową). Należy dodać także, że znakomita większość wód podziemnych Polski należałaby według tej klasyfikacji do wód słabo radonowych. Podział taki traci wówczas swój sens.

Inny podział wód podziemnych ze względu na zawartość radonu zaproponowali Tołstichin i Posochow (1975). Zaletą tego podziału jest wprowadzenie dolnego progu zawartości radonu w wodach radonowych.

W klasyfikacji tej wyróżniono wody:

- słabo radonowe – 50–400 Em (185–1480 Bq·dm<sup>-3</sup>),
- średnio radonowe – 400–2000 Em (1480–7400 Bq·dm<sup>-3</sup>),
- wysoko radonowe – powyżej 2000 Em (powyżej 7400 Bq·dm<sup>-3</sup>).

Najpełniejszą spośród wymienionych klasyfikacji wód radioaktywnych przedstawił Owczynnikow (1963). Wyróżnił on 4 podstawowe grupy wód:

1. Wody radonowe:

- słabe – o zawartości Rn do 100 Em (do 370 Bq·dm<sup>-3</sup>),
- średnie – o zawartości Rn do 300 Em (do 1110 Bq·dm<sup>-3</sup>),
- silne – o zawartości Rn powyżej 300 Em (powyżej 1110 Bq·dm<sup>-3</sup>).

2. Wody radowe lub radonośne – zawierające Rn w ilości mniejszej niż w równowadze radioaktywnej z radem rozpuszczonym w tej wodzie i jednocześnie zawierające więcej niż 10<sup>-11</sup> g·dm<sup>-3</sup> Ra (co odpowiadałoby stężeniu 0,37 Bq·dm<sup>-3</sup> <sup>226</sup>Ra lub 100,68 Bq·dm<sup>-3</sup> <sup>228</sup>Ra – uwaga autora).

3. Wody radonowo-radowe – zawierające radon w ilości znacząco większej niż w równowadze radioaktywnej z radem rozpuszczonym w tej wodzie (więcej niż 10 ME, tj. 135 Bq) i jednocześnie zawierające więcej niż 10<sup>-11</sup> g·dm<sup>-3</sup> Ra.

4. Wody uranowe – zawierające powyżej 3·10<sup>-5</sup> g·dm<sup>-3</sup> U:

- radonowo-uranowe,
- radowo-uranowe,
- radonowo-radowo-uranowe,
- uranowe.

Nieco inną klasyfikację przedstawił Pazdro (1983) w odniesieniu do radoczynności. Wydzielił on wody wykazujące radoczynność:

- słabą < 2 nCi/l (< 74 Bq·dm<sup>-3</sup>),
- średnią 2–10 nCi/l (74–370 Bq·dm<sup>-3</sup>),
- silną 10–100 nCi/l (370–3700 Bq·dm<sup>-3</sup>),
- bardzo silną > 100 nCi/l (> 3700 Bq·dm<sup>-3</sup>).



Klasyfikacja ta była następnie przyjmowana w nowszych polskojęzycznych podręcznikach hydrogeochemii (Macioszczyk, 1987; Macioszczyk & Dobrzyński, 2002).

Żadna z podanych klasyfikacji nie uwzględnia wyników najnowszych badań hydrogeochemicznych, ani też nie stosuje obowiązujących jednostek układu SI. Dodatkowo klasyfikacja przedstawiana w najnowszych podręcznikach hydrogeochemii nie uwzględnia składu izotopowego, ani chemicznego wód podziemnych, ograniczając się do stwierdzenia jedynie ich właściwości fizycznej, jaką jest promieniotwórczość. Wobec potrzeby wypełnienia tej luki w hydrogeochemii autor proponuje własną klasyfikację wód podziemnych, ze względu na stężenie zawartego w nich radonu, a ściślej nuklidu  $^{222}\text{Rn}$ . Klasyfikację tę przedstawiono i omówiono szczegółowo w rozdziale 6.5.

### 3.3. Wody radonowe jako kopalina

Ze względu na wykorzystanie wód podziemnych zawierających radon – radonowych wód leczniczych i potencjalnie leczniczych do celów balneologicznych sytuacja prawna na dzień dzisiejszy w Polsce jest przejrzysta. Nadrzędnym aktem prawnym jest *Prawo geologiczne i górnicze* (Ustawa..., 1994). W artykule 5., punkcie 4. tej ustawy stwierdza się: „W rozumieniu ustawy nie są kopalinami wody podziemne, z wyjątkiem solanek, wód leczniczych i termalnych”. W punkcie 5. tego artykułu stwierdza się, co następuje: „Rada Ministrów w drodze rozporządzenia określi: 1) złoża wód podziemnych zaliczonych do solanek, wód leczniczych i termalnych, mając na względzie ich szczególne walory wynikające z mineralizacji, właściwości fizycznych i chemicznych, ilości i warunków występowania, 2) złoża innych kopalin leczniczych o szczególnie cennych walorach ze względu na rodzaj i jakość kopaliny”. Następnie w punkcie 6. artykułu 5. mowa jest o tym, że: „Rada Ministrów, w drodze rozporządzenia, może zaliczyć kopalinę pospolitą, występującą w określonym złożu lub określonej jednostce geologicznej, do kopalin podstawowych, biorąc pod uwagę jej rodzaj, ilość lub warunki zalegania”.

Ustawa nie precyzuje, nie definiuje żadnych pojęć, ani też nie określa konkretnych złóż zostawiając decyzję w tej sprawie Radzie Ministrów, bardzo nieprecyzyjnie podając jedynie najważniejsze wytyczne, jakimi powinien kierować się Rząd RP. W tym brzmieniu Prawo geologiczne i górnicze obowiązuje od 1.01.2002 r. Zgodnie z przytoczonymi powyżej punktami artykułu 5. tej ustawy Rada Ministrów wydała stosowne rozporządzenie (Rozporządzenie Rady Ministrów..., 2001). Zgodnie z paragrafem 2. tego rozporządzenia z obszaru Sudetów i bloku przedsudeckiego do wód leczniczych zalicza się:

- 7) wody ze złoża w uzdrowisku Długopole Zdrój, w województwie dolnośląskim – kwasowęglowe i szczawy:
  - a) żelaziste, **radonowe**;
  - b) wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowo-sodowe, żelaziste, **radonowe**,
- 15) wody ze złoża w uzdrowisku Jedlina Zdrój, w województwie dolnośląskim – kwasowęglowe i szczawy wodorowęglanowo-wapniowo-sodowe, żelaziste, **radonowe**,

- 26) wody ze złoża w uzdrowisku Łądek Zdrój, w województwie dolnośląskim:
- siarczkowe, fluorkowe, **radonowe**,
  - hipotermalne i hipertermalne siarczkowe, fluorkowe, **radonowe**,
- 39) wody ze złoża w uzdrowisku Przerzeczyn Zdrój, w województwie dolnośląskim:
- siarczkowe,
  - siarczkowe, **radonowe**,
  - radonowe**,
- 47) wody ze złoża w miejscowości Szczawina, w województwie dolnośląskim – kwasowęglowe i szczawy:
- wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowo-sodowe, żelaziste,
  - żelaziste, **radonowe**,
- 49) wody ze złoża w uzdrowisku Szczawno Zdrój, w województwie dolnośląskim – kwasowęglowe i szczawy:
- wodorowęglanowo-sodowo-wapniowe,
  - wodorowęglanowo-sodowo-magnezowo-wapniowe, **radonowe**,
  - wodorowęglanowo-sodowo-magnezowe,
  - wodorowęglanowo-sodowe,
- 50) wody ze złoża w uzdrowisku Świeradów Zdrój, w województwie dolnośląskim:
- kwasowęglowe i szczawy:
    - wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe, **radonowe**, żelaziste,
    - wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe, żelaziste,
    - wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe, **radonowe**,
    - wodorowęglanowo-wapniowe, fluorkowe, żelaziste,
    - fluorkowe, **radonowe**, żelaziste,
    - **radonowe**, żelaziste,
  - fluorkowe, **radonowe**,
  - radonowe**.

Zgodnie z paragrafem 5. tego rozporządzenia wszystkie wymienione wody lecznicze zalicza się do kopalin podstawowych.

Poza wymienionymi złożami leczniczych wód radonowych z obszaru Sudetów i bloku przedsudeckiego w Polsce nie występują inne złoża leczniczych wód radonowych. Jest to związane ze specyficzną budową geologiczną tego regionu kraju.

W tabeli 3.1 przedstawiono alfabetyczny wykaz złóż wód podziemnych z obszaru Sudetów i bloku przedsudeckiego (województwo dolnośląskie) zaliczonych do wód leczniczych od pierwszych unormowań prawnych obowiązujących w tym zakresie w Polsce, tj. od 1963 r., do chwili obecnej (kwiecień 2005 r.). Wyraźnie widoczne jest, że w tej części Polski połowę złóż wód leczniczych stanowią i niemal zawsze stanowiły złoża wód radonowych, a więc uznanych za lecznicze ze względu na zawartość rozpuszczonego w nich radonu.

Jak wynika z opisanych powyżej aktów prawnych obowiązujących w Polsce obecnie woda radonowa może być uznana za leczniczą na mocy decyzji administracyjnej

Tabela 3.1. Alfabetyczny 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: 1963 r. – nr 28, 1969 r. – nr 45, 1974 r. – nr 29, 1979 r. – nr 6, 1985 r. – nr 37, 1990 r. – nr 28) oraz Rozporządzeniami Rady Ministrów w latach 1994–2001 (Dziennik Ustaw: 1994 r. – nr 89, 2001 r. – nr 156)

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

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 w rozporządzeniu z roku 2001.

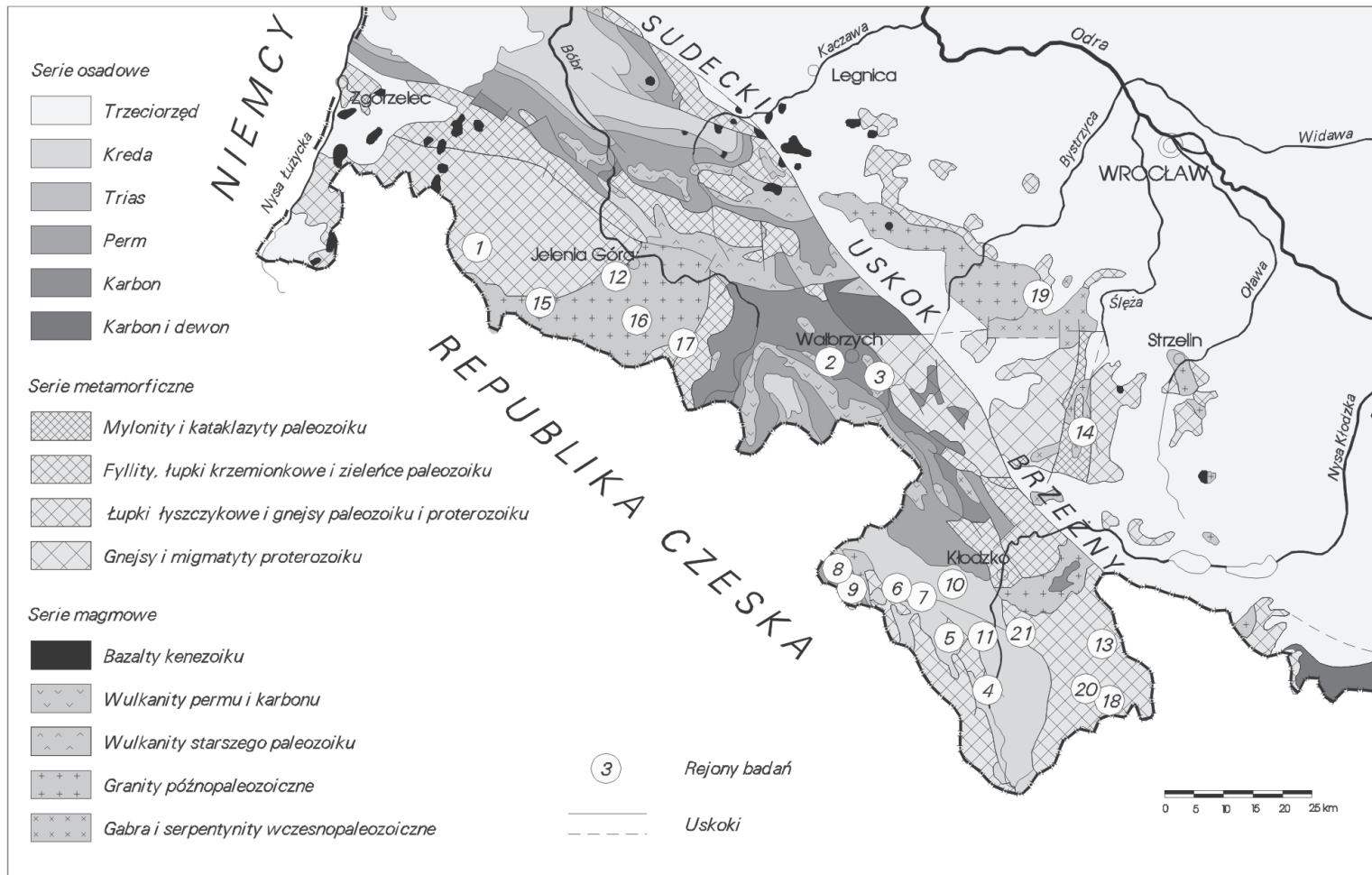
(Rady Ministrów). Podstawą do uznania wody radonowej za leczniczą, oprócz ogólnych kryteriów jakościowych i subiektywnej oceny ekspertów na podstawie długoletnich obserwacji, może być (jednak nie musi) zawartość radonu w stężeniu powyżej  $74 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$ , zgodnie z wytycznymi zawartymi w cytowanym powyżej poradniku metodycznym (Paczyński, 2002). Należy także zaznaczyć, że nigdy nie podjęto próby wyznaczenia górnej granicy stężenia radonu w radonowej wodzie (potencjalnie) leczniczej, co może mieć niebagatelne znaczenie wobec niewątpliwie niekorzystnego oddziaływania dużych dawek promieniowania jonizującego na organizm człowieka.

## 4. Obszar badań

Obszarem, na którym autor prowadził badania jest polska część Sudetów oraz południowa część bloku przedsudeckiego, granicząca z Sudetami wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego. Obszar ten został wybrany ze względu na dostępność znacznej liczby danych archiwalnych związanych z pomiarami stężeń radonu w wodach podziemnych, w tym przede wszystkim leczniczych. Dawało to możliwość prowadzenia ukierunkowanych badań w szerokim zakresie na podstawie wykonania niezbyt dużej liczby własnych pomiarów, w porównaniu do liczby już istniejących wyników. W związku z tym własne pomiary autora miały przede wszystkim charakter kontrolny, uzupełniający lub też specjalistyczny – dostosowany do realizacji wyznaczonych celów badawczych. Niezwykle istotnym kryterium wyboru obszaru badań były także wyniki kompleksowej analizy budowy geologicznej Polski oraz danych dotyczących warunków geochemicznych, geofizycznych i hydrogeologicznych kraju pod kątem możliwości prowadzenia badań mogących przynieść nowe rezultaty poszerzające wiedzę o geochemii tego pierwiastka.

Na podstawie dotychczasowej znajomości geochemii radonu (por. rozdz. 2.6) możliwe jest wytypowanie obszarów, w których prowadzenie dalszych badań może przynieść rozwiązanie wielu otwartych do chwili obecnej kwestii, a uzyskane wyniki będą mogły znaleźć zastosowanie w naukach o Ziemi, naukach przyrodniczych, górnictwie, balneologii i medycynie, jak również w ochronie radiologicznej. Obszar taki powinien charakteryzować się następującymi cechami:

- urozmaiconą i dobrze rozpoznaną budową geologiczną (występowanie różnorodnych typów skał o urozmaiconym składzie mineralnym i chemicznym, zróżnicowanych struktur geologicznych i jednostek tektonicznych itd.),
- występowaniem izotopów macierzystych radonu (szczególnie uranu i radu) w skałach i glebach w znanych i zmiennych w szerokim zakresie koncentracjach (w tym w ilościach większych niż przeciętne wartości charakterystyczne dla skorupy ziemskiej, a także w koncentracjach złożowych, na głębokościach nie przekraczających 100–200 m p.p.t.),
- występowaniem warunków sprzyjających transportowi radonu, tj.:
  - znacznej ilości spękań, stref dyslokacyjnych i innych deformacji tektonicznych, zwłaszcza kruchych, stanowiących drogi migracji ku powierzchni,



Rys. 4.1. Uproszczony szkic budowy geologicznej polskiej części Sudetów i bloku przedsudeckiego (według Sawicki, 1966, 1995; Kozdrój i in., 2001) z zaznaczonymi rejonami badań autora. 1 – Świeradów Zdrój i Czerniawa Zdrój, 2 – Szczawno Zdrój, 3 – Jedlina Zdrój, 4 – Długopole Zdrój, 5 – Szczawina, 6 – Duszniki Zdrój, 7 – Bobrowniki Stare, 8 – Kudowa Zdrój, 9 – Jeleniów, 10 – Polanica Zdrój, 11 – Gorzanów, 12 – Cieplice Śląskie Zdrój, 13 – Łądek Zdrój, 14 – Przerzeczyn Zdrój, 15 – Szklarska Poręba, 16 – Sosnowka, 17 – Kowary, 18 – Kamienica, 19 – Sobótka, 20 – Kletno, 21 – Romanowo

- obecności innych fluidów ułatwiających przenoszenie radonu, szczególnie wód podziemnych i dwutlenku węgla,
- aktywnych stref sejsmicznych, wulkanicznych i pól geotermalnych.

W Polsce obszarem najlepiej spełniającym znaczną część wyżej wymienionych kryteriów jest Dolny Śląsk, szczególnie zaś jego część górską – Sudety, a w mniejszym stopniu także blok przedsudecki.

O wyborze tego obszaru badań zadecydowała także możliwość wdrożenia wyników prac naukowych autora w uzdrowiskach prowadzących górnictwem eksploatację radonowych wód leczniczych. Istotna była również możliwość określenia obszarów perspektywicznych pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach i na bloku przedsudeckim.

Sudety znajdują się obecnie w granicach trzech państw. Leżą w południowo-zachodniej części Polski oraz w północnej części Republiki Czeskiej i południowo-wschodniej części Niemiec, natomiast blok przedsudecki znajduje się niemal w całości na obszarze Polski (rys. 4.1).

Niniejsza praca dotyczy polskiej części Sudetów (w szerokim znaczeniu tego terminu), a według ściślejszego podziału geologicznego – polskiej części Sudetów zachodnich (por. rozdz. 4.1).

## 4.1. Zarys budowy geologicznej Sudetów

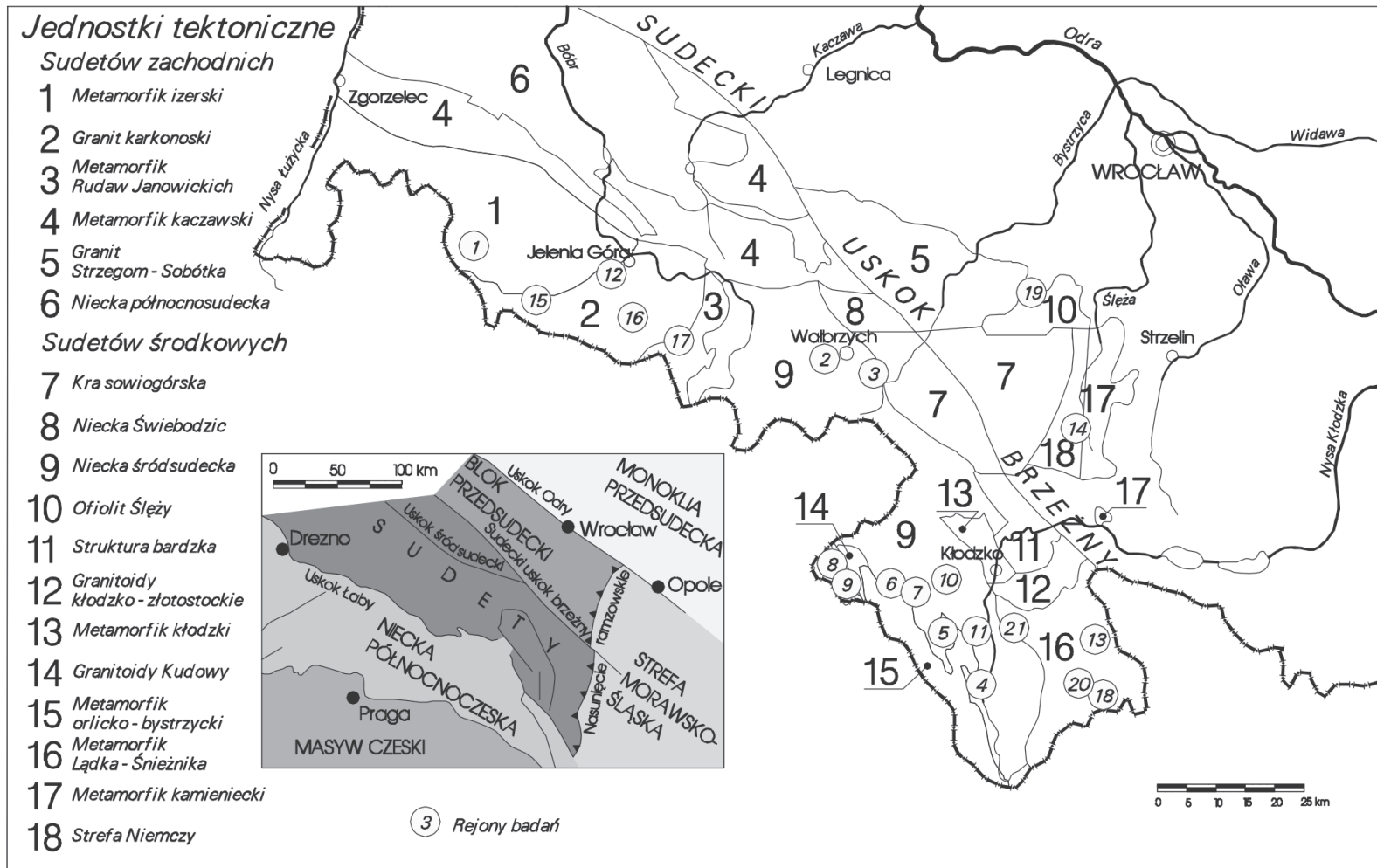
Budowa geologiczna Sudetów, jak i bloku przedsudeckiego, jest podobna, ponieważ kształtowana była wspólnie przez procesy zachodzące od późnego prekambriu aż do kenozoiku. Dopiero w okresie tektonicznych ruchów trzeciorzędowych, tzw. sudecki uskok brzeżny rozdzielił te dwie jednostki morfologiczne, powodując wyniesienie Sudetów oraz względne obniżenie bloku przedsudeckiego (Oberc & Dyjor, 1969; Grocholski, 1977; Oberc, 1972, 1995). Ruchy te doprowadziły jednocześnie do powstania oraz odnowienia wielu uskokuw dzielących Sudety na bloki. W wyniku ruchów tektonicznych na sudeckim uskoku brzeżnym skały przedkenozoiczne bloku przedsudeckiego przykryte są przez osady trzeciorzędowe i czwartorzędowe, podczas gdy w Sudetach utwory te leżą nadal na powierzchni lub pod niewielkiej miąższości pokrywą zwietrzelinową (rys. 4.1).

Sudety i blok przedsudecki należą do północnej i wschodniej strefy brzeżnej masywu czeskiego – największego w Europie środkowej masywu krystalicznego, który leży na obszarze Czech, Niemiec, Austrii i Polski (Oberc, 1972). Sudety i blok przedsudecki (Przedgórze Sudeckie) łączone są w jednostkę zwaną blokiem dolnośląskim (Stupnicka, 1989) lub też cały ten obszar nazywany jest Sudetami (np. Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002).

Sudety (w szerokim rozumieniu tego terminu, tj. Sudety i blok przedsudecki łącznie) stanowią NE część masywu czeskiego i reprezentują najdalej na NE wysunięty segment środkowoeuropejskiego pasa waryscyjskiego. Stanowią one silnie zdeformowany i zmetamorfizowany kompleks waryscyjskich internidów. Od strony NE poprzez strefę usko-

kową środkowej Odry, o przebiegu WNW–ESE, Sudety graniczą z niezmetamorfizowanymi utworami fliszowymi i molasowymi waryscyjskich eksternidów, które leżą pod cienką pokrywą permo-mezozoicznych osadów platformowych. Waryscyjskie eksternidy należą do transeuropejskiej strefy szwu tektonicznego, szerokiej strefy złożonej z akrecyjnie połączonych paleozoicznych terranów oddzielających fanerozoiczną litosferę Europy zachodniej i środkowej od prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Od strony SW Sudety ograniczone są strefą uskokową Łaby, równoległą do strefy środkowej Odry. Na SE Sudety stykają się z mioceńskim frontem fałdowym Karpat, a od NW graniczą z masywem łżyckim (Żelaźniewicz, 1995, 1997; Żelaźniewicz i in., 1995; Franke & Żelaźniewicz, 2000; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002). Bardzo wyraźnie zaznaczającą się także w morfologii linią tektoniczną w omawianym rejonie jest sudecki uskok brzeżny, oddzielający Sudety od bloku przed-sudeckiego. Jego znaczenie jest jednak ograniczone, ponieważ kilka jednostek geologicznych wyższego rzędu znajduje się na jego obu skrzydłach (rys. 4.1 i 4.2) (Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Kozdrój i in. 2001; Aleksandrowski & Mazur, 2002).

Obszar Sudetów (w szerokim rozumieniu tego terminu) zwyczajowo dzielony jest na dwie części – zachodnią (Sudety zachodnie lub Lugicum), z dominującymi strukturami ułożonymi w kierunku NW–SE oraz mniejszą część wschodnią (Sudety wschodnie lub Silesicum), z dominującymi strukturami o przebiegu NNE–SSW (Suess, 1926; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Żelaźniewicz, 1995; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002). Sudety wschodnie stanowią najdalej na NW wysuniętą część strefy morawsko-śląskiej orogenu waryscyjskiego (Suess, 1912). Leżą one w przeważającej części na obszarze Moraw (Republika Czeska), a ich część północna znajduje się także na obszarze Polski. Według Suessa (1912) w części górskiej Sudetów granicę struktury zachodniosudeckiej i wschodniosudeckiej stanowić miało nasunięcie ramzowskie. Jest ono północnym fragmentem nasunięcia moldanubskiego (Suess, 1912), które rozdziela kompleks płaszczowin morawskich od nasuniętych na nie płaszczowin moldanubskich. Zdaniem niektórych autorów w górskiej części Sudetów nasunięcie nýznerowskie, położone na zachód od linii ramzowskiej, może stanowić granicę rozdzielającą Sudety wschodnie od zachodnich (Skácel, 1989; Schulmann & Gayer, 2000). Według najnowszych poglądów przyjmuje się, że obszar graniczny pomiędzy strukturami Sudetów zachodnich i wschodnich, w górskiej części Sudetów, obejmuje strefę Starego Mesta (np. Parry i in., 1997; Kröner i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002). Ma ona szerokość około 4–5 km i długość dochodzącą do 40 km. Zdaniem Aleksandrowskiego i Mazura (2002) strefa ta wykazuje cechy typowe dla szwu tektonicznego. Wzdłuż niego w późnym karbonie doszło do zestawienia ze sobą domen Sudetów wschodnich i zachodnich (Parry i in., 1997). Jednak, z powodu niewielkiej liczby odsłonięć skał krystalicznych na bloku przedsudeckim, kontynuacja strefy szwu tektonicznego Starego Mesta w kierunku północnym (w poprzek uskoku sudeckiego brzeżnego) jest problematyczna.



Rys. 4.2. Uproszczony podział polskiej części Sudetów zachodnich i części bloku przedsudeckiego na jednostki tektoniczne wyższego rzędu na tle obszarów przyległych (według Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Aleksandrowski & Mazur, 2002) z zaznaczonymi rejonami badań autora (numeracja, jak na rys. 4.1)



Budowę geologiczną Sudetów zachodnich można określić jako mozaikową, złożoną z wielu różniących się jednostek tektonicznych ograniczonych dyslokacjami, których wzajemne relacje geometryczne i genetyczne wciąż pozostają niejasne (Tesseyre i in., 1957). Sudety zachodnie rozdzielone są na dwie części uskokiem śródsudeckim, którego przebieg (WNW–ESE do NW–SE) jest równoległy do stref dyslokacyjnych środkowej Odry i Łaby. Niektórzy geolodzy przypisują mu duże znaczenie w ewolucji Sudetów (np. Don, 1984; Aleksandrowski, 1995, 2003). Często Sudety zachodnie dzielone są na dwie części: Sudety zachodnie (w węższym znaczeniu) i Sudety środkowe, w celu podkreślenia znaczących różnic w ich budowie geologicznej (Stupnicka, 1989; Żelaźniewicz, 1995; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002).

Najważniejsze zarysy budowy geologicznej Sudety uzyskały w czasie trzech etapów tektonicznych, połączonych z procesami metamorficznymi (Żelaźniewicz, 1997; Kryza, 1995b). Pierwszy z nich wystąpił w późnym kambrze – wczesnym ordowiku, następny w późnym dewonie – wczesnym karbonie i wreszcie ostatni we wczesnym – późnym karbonie (Żelaźniewicz, 1997). Należy przy tym podkreślić, że do ostatecznego uformowania budowy geologicznej Sudetów doszło między późnym dewonem a wczesnym karbonem. W tym czasie nastąpiła akrecja kilku paleozoicznych terranów i uformowanie się „orogenicznego kolażu” o budowie mozaikowej (Franke & Żelaźniewicz, 2000; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002). Połączone terrany: Moldanubski (Gföhl), Gór Sowich–Kłodzka i Tepli–Barrandienu utworzyły Sudety środkowe (część Sudetów zachodnich), podczas gdy terran łużycko-izerski wszedł w skład Sudetów zachodnich (w węższym znaczeniu), a terran brunovistulicum – Sudetów wschodnich (Aleksandrowski & Mazur, 2002). Pomiedzy te duże jednostki zostały wciśnięte mniejsze terrany. Terran morawski znalazł się pomiędzy terranem moldanubskim a brunovistulicum, terran południowo-wschodnich Karkonoszy i kaczawski zostały wsunięte pomiędzy terrany łużycko-izerski i Tepli – Barrandienu z jednej strony a terran Gór Sowich – Kłodzka z drugiej (Aleksandrowski & Mazur, 2002). Opisane powyżej wydarzenia w Sudetach stanowią zaledwie fragment procesów zachodzących w znacznie większej skali. Były to procesy wczesnopaleozoicznego riftingu powodujące rozpad północnego obrzeżenia Gondwany i dryft oderwanych w ten sposób terranów ku północy. Terrany te ulegały następnie akrecji do SW krawędzi Baltiki w dewonie i karbonie, wchodząc w skład orogenu waryscyjskiego (Winchester & The PACE TMR Network Team, 2002).

Po uformowaniu się orogenu Sudetów, na skutek akrecji kolejnych terranów, już od połowy wczesnego karbonu rozpoczęła się silna aktywność magmowa. Plutonizm granitoidowy trwał aż do końca karbonu, a lokalnie nawet do dolnego permu, podczas gdy wulkanizm o charakterze bimodalnym kontynuował się do wczesnego permu, osiągając wówczas swoje apogeum. W karbonie powstały wszystkie masywy granitoidowe Sudetów, które należy uznać za późno- lub postorogeniczne (Kryza, 1995a; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002). Jednocześnie w górnym dewonie, karbo-

nie i wczesnym permie trwała sedymentacja materiału erodowanego z wypiętrzanego orogenu Sudetów w obniżeniach śródgórskich. Okres erozji sudeckiego odcinka waryscyów kończy transgresja morska na początku cechsztynu. Poza częścią dolnego triasu, luka sedymentacyjna obejmuje w Sudetach większą część mezozoiku do kredy górnej. Wówczas ponownie nastąpiła sedymentacja w płytkich zbiornikach epikontynentalnych, by z końcem kredy ustąpić wobec ruchów tektonicznych orogenezy alpejskiej. W trzeciorzędzie, a według nowej nomenklatury stratygraficznej w paleogenie i starszym neogenie, spowodowały one wydzwignięcie Sudetów w postaci sztywnych bloków i tym samym odmłodzenie ich rzeźby (Teisseyre i in., 1957, 1979; Oberc, 1972; Sokołowski, 1968, 1973; Orłowski, 1986; Stupnicka, 1989; Kłapciński & Niedźwiedzki, 1995; Urbanek i in., 1995; Sawicki, 1966, 1995; Kozdrój i in., 2001; Śliwiński i in., 2003). Ruchom tym w trzeciorzędzie i dolnym plejstocenie (paleogenie i neogenie) towarzyszyły także zjawiska wulkaniczne – wylewy law bazaltoidowych oraz sedymentacja torfowiskowa w tworzących się zapadliskach. Ruchy orogenezy alpejskiej w mniejszym nasileniu trwają przez cały czwartorzęd (neogen) do chwili obecnej. Prawdopodobnie przejawem działalności pomagmowej jest strumień dwutlenku węgla wydostający się na powierzchnię (mofety) wzdłuż niektórych stref dyslokacyjnych (Dowgiałło, 1978; Kotarba, 1988). W wielu przypadkach strumień tego gazu łatwo rozpuszczającego się w wodach podziemnych tworzy naturalne wypływy szczaw i wód kwasowęglowych. Ostatni „szlif” budowie geologicznej, a przede wszystkim morfologii Sudetów nadały lodowce górskie i lądolód zlodowacenia południowopolskiego oraz holocenijskie procesy erozyjne i sedymentacyjne, związane przede wszystkim z działalnością rzek i czynników atmosferycznych (Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Teisseyre i in., 1957, 1979; Orłowski, 1986; Stupnicka, 1989; Kłapciński & Niedźwiedzki, 1995; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdrój i in. 2001).

W związku z wymienionymi procesami, wpływającymi na rozwój budowy geologicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego, w chwili obecnej mamy do czynienia z występowaniem na stosunkowo niewielkiej przestrzeni wielu rodzajów skał magmowych, metamorficznych i osadowych o znacznym zróżnicowaniu składu mineralnego i chemicznego. Wyróżnienie na tym obszarze jednostek tektonicznych porządkuje w znacznym stopniu tę skomplikowaną sytuację. W wielu jednak przypadkach w poszczególnych jednostkach nadal występuje znaczne zróżnicowanie typów skał oraz ich składu mineralnego i chemicznego. Na potrzeby niniejszej pracy sporządzono uproszczony podział badanego obszaru na jednostki tektoniczne wyższego rzędu na podstawie wybranych publikacji o charakterze syntetycznym (Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002) (rys. 4.2).

Najważniejszymi na obszarze Polski jednostkami tektonicznymi Sudetów zachodnich w dokładniejszym podziale na Sudety zachodnie (w węższym znaczeniu) i Sudety środkowe, są (opis według: Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002, uproszczoney):

- w Sudetach zachodnich:
  - metamorfik izerski – zbudowany z górnokambryjskich/dolnoordowickich granitów izerskich w większej części przeobrażonych w górnym dewonie/dolnym karbonie w granitognejsy i gnejsy izerskie; towarzyszą im łupki łuszczycowe reprezentujące pozostałość po górnoproterozoicznej osłonie metamorficznej granitów izerskich;
  - granit karkonoski – stanowi dolnokarboński pluton złożony z dwóch zasadniczych odmian granitu: równokrystalicznego i porfirowatego;
  - metamorfik Rudaw Janowickich – stanowi część tzw. jednostki południowych Karkonoszy wraz z jednostką Leszczyńca; zbudowany jest z dolnopaleozoicznych metasedymentów i bimodalnych wulkanitów ze śladami metamorfizmu w facji łupków glaukofanowych (niebieskich); w jego skład wchodzi także gnejsy kowarskie;
  - metamorfik kaczawski – zbudowany ze skał zmetamorfizowanych w facji zieleńcowej wieku od kambru do dolnego karbonu; są to różnego rodzaju zmetamorfizowane osady klastyczne (flisz), wulkanoklastyczne, skały krzemionkowe, węglanowe, a także skały wulkaniczne zarówno kwaśne, jak i zasadowe, stanowiące kompleks przyzmy akrecyjnej; na bloku przedsudeckim w metamorfik kaczawski intrudował dolnokarbońsko-dolnopermski granit tworzący masyw Strzegom–Sobótka;
  - niecka północnosudecka – wypełniona osadami głównie morskimi, o wieku od najwyższego karbonu po górną kredę z długotrwałą luką sedymentacyjną obejmującą jurę i dolną kredę; w czerwonym spągowcu tworzyły się także postorogeniczne wulkanity, głównie andezyty i ryodacyty;
- w Sudetach środkowych:
  - kra sowiogórska – zbudowana z paragnejsów facji amfibolitowej, których protolit utworzył się prawdopodobnie w najwyższym proterozoiku; paragnejsom tym towarzyszą: migmatyty i ortognejsy oraz niewielkie ciała skał ultramaficznych i granulitów;
  - niecka Świebodziec – wypełniona górnodewońskimi i dolnokarbońskimi osadami gruboklastycznymi, zdominowanymi przez otoczaki gnejsów kry sowiogórskiej;
  - niecka śródsudecka – znacznej wielkości śródgórski, synorogeniczny i postorogeniczny basen sedymentacyjny, wypełniony osadami tworzącymi się od dolnego karbonu do końca permu i dolnego triasu łącznie; są to osady molasowe o miąższości dochodzącej do 11 000 m; w karbonie i czerwonym spągowcu tworzyły się także postorogeniczne wulkanity, głównie andezyty i ryodacyty w trzech cyklach wulkanicznych; w górnej kredzie doszło do ponownego wypełnienia niecki śródsudeckiej osadami piaszczysto-marglistymi morza epikontynentalnego;
  - ofiolit Ślęży – największy z kilku dewońskich kompleksów ofiolitowych występujących wokół kry sowiogórskiej, zbudowany ze skał zasadowych i ultrazasadowych, wśród których dominują gabra i serpentynity;
  - struktura bardzka – zawiera niezmetamorfizowane górnodewońskie wapienie i dolnokarbońskie warstwy fliszu, tworzące olistostromy; osady fliszowe zawierają duże

olistolity stanowiące fragmenty dolnopaleozoicznych i dewońskich osadów głębokomorskich; utwory w strukturze bardzkiej zostały sfałdowane na przełomie dolnego i górnego karbonu; w utwory te intrudowały granitoidy kłodzko-złotostockie, zbudowane w większej części z granodiorytów, a podrzędnie także ze sjenitów, sjenodiorytów, monzonitów, tonalitów i in.; wiek intruzji określany jest na karbon;

- metamorfik kłodzki – zawiera osadowe skały dolnopaleozoiczne do dewońskich oraz różne, głównie zasadowe, skały magmowe przeobrażone w warunkach metamorfizmu facji zieleńcowej do amfibolitowej;
- granitoidy Kudowy – tworzą górnokarbońską intruzję wydłużoną w kierunku N–S, przecinającą skały metamorficzne metamorfiku orlicko-bystrzyckiego;
- metamorfik orlicko-bystrzycki łącznie z metamorfikiem Łądko-Śnieżnika tworzą dużą jednostkę tektoniczną – metamorfik orlicko-śnieżnicki – rozdzieloną na powierzchni na dwie wymienione części przez tektoniczny rów górnej Nysy, utworzony w orogenezie alpejskiej i wypełniony, podobnie jak łącząca się z nim na NW niecka śródsudecka, osadami morza epikontynentalnego górnej kredy; metamorfik orlicko-śnieżnicki zbudowany jest z górnoproterozoicznych łupków, w które w górnym kambrze – dolnym ordowiku intrudował granitoid; skały te w dolnym karbonie zostały zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej; zawierają one także mniejsze ciała granulitów i eklogitów;
- metamorfik kamieniecki – stanowi prawdopodobnie przedłużenie metamorfiku orlicko-śnieżnickiego na bloku przedsudeckim; zbudowany jest z łupków łuszczakowych, zawierających wkładki łupków kwarcowo-skaleniovych, marmurów, łupków kwarcowo-grafitowych, amfibolitowych i eklogitów; metamorfik ten od wschodu graniczy ze strukturami Sudetów wschodnich (krystalicznym masywem Strzelina), od zachodu natomiast z bezpośrednio przylegającą do kry sowiogórskiej strefą Niemczy;
- strefa Niemczy – jest zbudowana głównie ze zmylonityzowanych gnejsów sowiogórskich intrudowanych przez niewielkie zdeformowane i niezdeformowane dolno- do górnokarbońskie granitoidy oraz sjenitoido-dioritydy.

## 4.2. Występowanie uranu i radu w Sudetach

Analiza mapy rozkładu dawki (Lis & Pasieczna, 1995) i mocy dawki promieniowania  $\gamma$  na obszarze Polski (Niewiadomski i in., 1980; Jagielak i in., 1998) wykazuje, że bezsprzecznie największe jej wartości są notowane w części południowej kraju, a zwłaszcza w południowej części Dolnego Śląska – w Sudetach (rys. 4.3). Za taką sytuację odpowiedzialne jest rozmieszczenie najważniejszych naturalnych izotopów promieniotwórczych w glebach, które jest odzwierciedleniem budowy geologicznej danego obszaru. Największy udział w mocy dawki promieniowania gamma od naturalnych izoto-

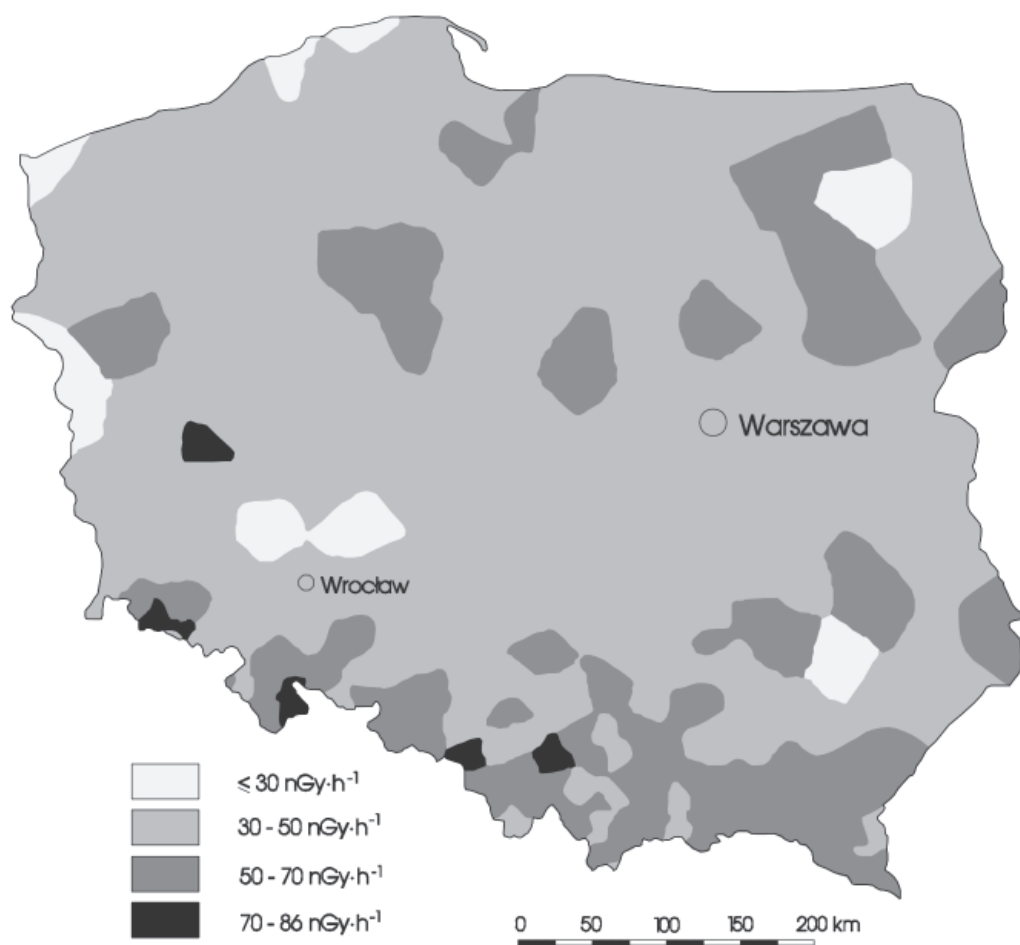
pów ma  $^{40}\text{K}$ , a także izotopy wchodzące w skład szeregu torowego oraz szeregu uranowo-radowego (w tym  $^{226}\text{Ra}$ , który ma największe znaczenie dla geochemii radonu). Jak wynika z rysunku 4.4 w znacznym stopniu jego rozprzestrzenienie w glebie pokrywa się z rozkładem mocy dawki promieniowania gamma (por. rys. 4.3 i 4.4). Analiza rozkładu stężenia  $^{226}\text{Ra}$  w glebie na obszarze Polski (Jagielak i in., 1998) wykazuje, że Dolny Śląsk, a zwłaszcza Sudety charakteryzują się największymi zawartościami tego nuklidu w glebie, a jednocześnie znacznym ich zróżnicowaniem. W związku z tym oczywiste jest stwierdzenie podobnego zróżnicowania stężeń, a jednocześnie także i dużych (złożowych) koncentracji uranu w tym obszarze.

W Sudetach (w szerokim znaczeniu tego terminu) w związku z przedstawioną powyżej (rozdz. 4.1) skomplikowaną i mozaikową budową geologiczną, jak również długim okresem tworzenia, niszczenia i przeobrażania skał, kilkakrotnie i w wielu rejonach istniały warunki sprzyjające powstawaniu złożowych koncentracji uranu, jak również mniejszych stref okruszczowanych minerałami uranowymi lub zawierającymi uran. Przed drugą wojną światową geolodzy niemieccy nie zdawali sobie sprawy z możliwości wykorzystania, ani też nie widzieli potrzeby poszukiwania mineralizacji uranowej. Dlatego też uran towarzyszący np. rudom żelaza w Kowarach traktowany był jako zanieczyszczenie utrudniające proces wytopu rudy, a ruda żelaza zawierająca znaczną domieszkę uranu składowana była na hałdach jako skała płona. W latach dwudziestych XX wieku rozpoznano dokładniej jedno miejsce występowania złożowych koncentracji uranu. W działającej z przerwami od XIII wieku kopalni rud żelaza (magnetytu) „Wolność” w Kowarach w latach 1927–1930 wydobyto 8 ton „blendy uranowej” (uraninitu) prawdopodobnie w celu odzyskania z niej radu. Następnie wydobywanie rudy uranowej zostało wstrzymane aż do 1940 roku. W czasie drugiej wojny światowej, kiedy to uran stał się surowcem strategicznym, we wspomnianej kopalni w Kowarach, dzięki znalezionym bogatym „żyłom uranowym” wznowiono eksploatację. Wyeksploatowano jedynie najbogatszą rudę w tej kopalni w latach 1943–1944 (Ocena..., 1959; Głowacki & Sadkiewicz, 1966; Sałdan, 1979; Adamski, 1989; Zdulski, 2000). Niewątpliwie jednak zasługą geologów niemieckich, a zwłaszcza mineralogów, jest opisanie kilku wystąpień minerałów uranowych i uranonośnych w Sudetach jeszcze w wieku XIX i początkach XX. Były to jednak prace naukowe (mineralogiczne) bez żadnych implikacji gospodarczych (Fiedler, 1863; Traube, 1888; Sachs, 1906).

W Sudetach prace poszukiwawcze i eksploatacyjne rud uranu w szerokim zakresie rozpoczęły się dopiero w roku 1948 i w początkowym okresie, tj. do roku 1956, prowadzone były przez geologów i geofizyków radzieckich (Ocena..., 1959; Głowacki & Sadkiewicz, 1966; Sałdan, 1979; Adamski, 1989; Muras, 1995; Zdulski, 2000). W wyniku prac prowadzonych przez Zakłady Przemysłowe R-1<sup>1</sup> w Kowarach, wcześniej działających pod nazwą „Kuznieckije Rudniki”<sup>2</sup> (Kowarskie Kopalnie), a także, od 1957 roku,

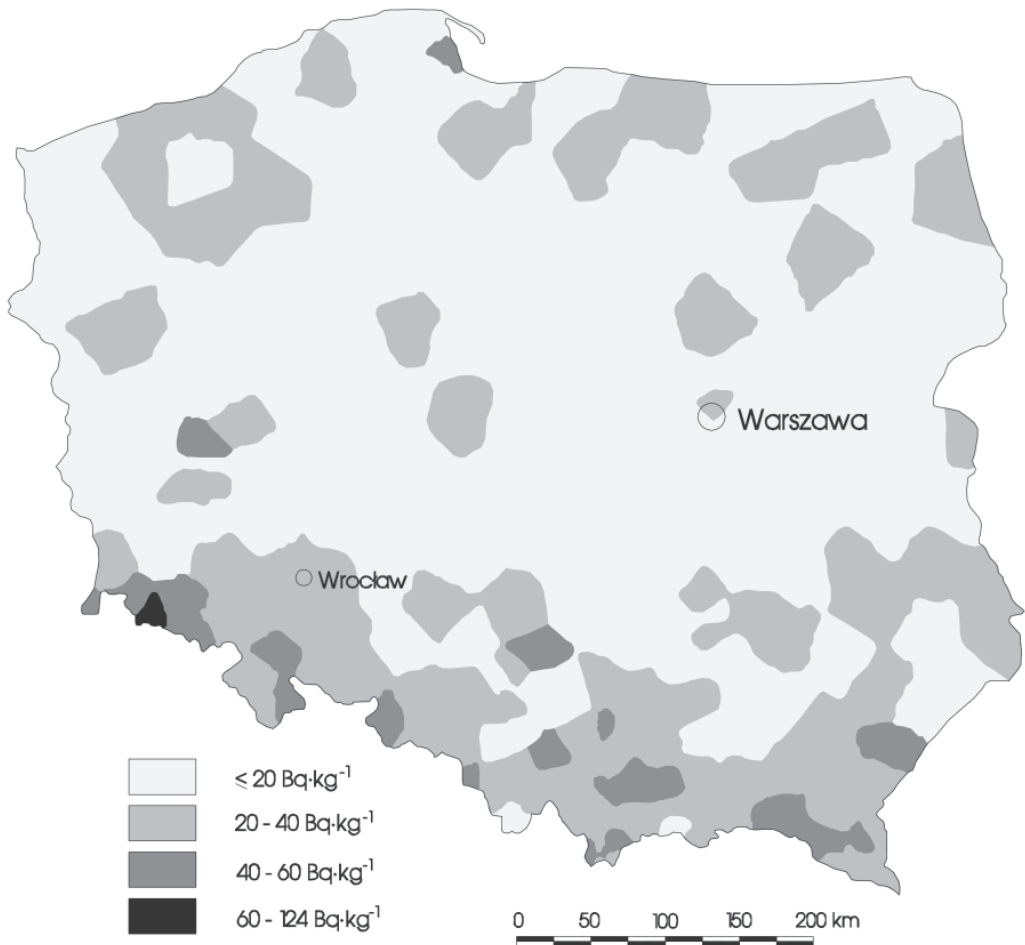
<sup>1</sup> Pełna nazwa to „Zakłady Przemysłowe R-1. Państwowe Przedsiębiorstwo Wyodrębnione”.

<sup>2</sup> Pełna nazwa to „Predprijatije Kuznieckije Rudniki”.



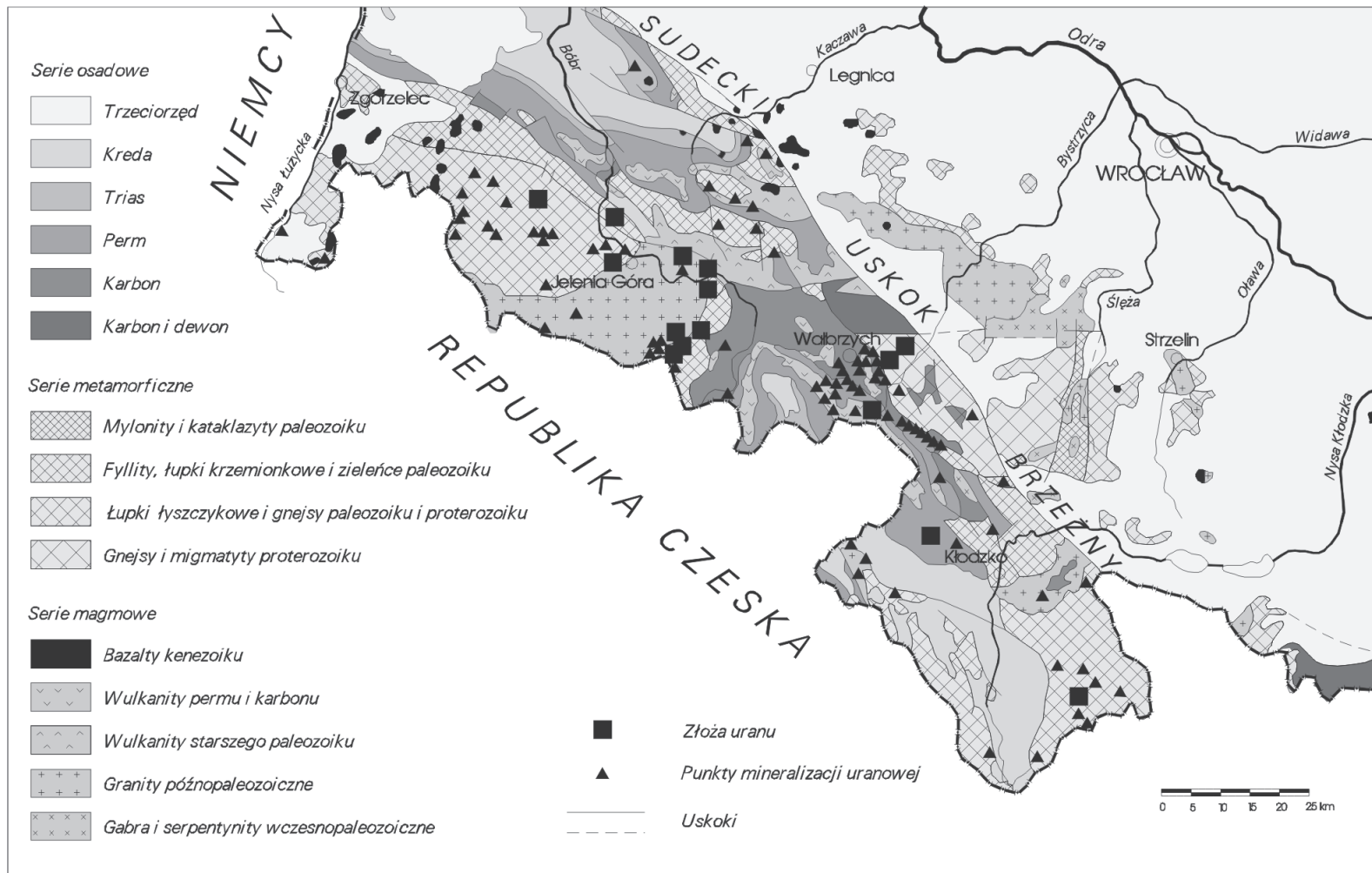
Rys. 4.3. Rozkład mocy dawki promieniowania  $\gamma$  w Polsce w 1997 r. (według Jagielak i in., 1998)

przez Zakład Złóż Pierwiastków Rzadkich i Promieniotwórczych Instytutu Geologicznego (obecnie Państwowy Instytut Geologiczny) na obszarze Sudetów stwierdzono występowanie pięciu złóż uranu średniej wielkości (w Kowarach – Podgórze, Wolność, Budniki i Wołowa Góra oraz w Kletnie – Kopaliny), a także kilku małych złóż i kilkuset punktów występowania mineralizacji uranowej (rys. 4.5) oraz bardzo licznych anomalii promieniowania  $\gamma$  (Ocena..., 1959; Głowacki & Sadkiewicz, 1966; Borucki i in., 1967; Sałdan, 1979). Wśród złóż oraz punktów mineralizacji uranowej Sudetów można wyróżnić dwa zasadnicze ich typy genetyczne: hydrotermalny i osadowy. Występują one niemal we wszystkich sudeckich jednostkach tektonicznych wyższego rzędu. Punkty mineralizacji i złoża hydrotermalne (żyłowe) występują na obszarze metamorfiku Rudaw Janowickich, metamorfiku izerskiego, granitu karkonoskiego, metamorfiku kaczaw-



Rys. 4.4. Rozkład stężenia  $^{226}\text{Ra}$  w glebie na obszarze Polski w 1997 r. (według Jagielak i in., 1998)

skiego, kry sowiogórskiej, metamorfiku Łądko-Śnieżnika, metamorfiku orlicko-bystrzyckiego, granitoidów Kudowy oraz kłodzko-złotostockich i są związane ze strefami tektonicznymi, zwłaszcza o przebiegu NW-SE („sudeckim”) (Ocena..., 1959; Adamski 1960; Głowacki, 1960a; Kaczmarek & Masłowski, 1960; Zimnoch, 1961; Jeliński, 1965; Banaś, 1965; Głowacki & Sadkiewicz, 1966; Borucki i in., 1967; Mochnacka, 1967; Sałdan, 1979; Adamski & Sztuk, 1997). Punkty mineralizacji i złoża osadowe występują przede wszystkim na obszarze niecki śródsudeckiej, a także północnosudeckiej, zwłaszcza w formacjach węglonośnych, jak również w limnicznych oraz płytkomorskich (szelfowych), a poza tymi jednostkami tektonicznymi także w zwietrzelinach granitowych i innych skał krystalicznych (Ocena..., 1959; Adamski 1960; Bareja, 1960; Kaczmarek



Rys. 4.5. Złóża oraz wybrane ważniejsze punkty mineralizacji uranowej (według Ocena..., 1959; Borucki i in., 1967; Muras, 1995; Adamski & Sztuk, 1997; Adamski i in., 1998) na tle uproszczonej mapy geologicznej Dolnego Śląska (według Sawicki, 1966, 1995; Kozdrój i in., 2001)



& Masłowski, 1960; Kanasiewicz & Uberna, 1961; Nielubowicz & Wróblewski, 1963; Kanasiewicz, 1966; Głowacki & Sadkiewicz, 1966; Borucki i in., 1967; Depciuch, 1968; Jęczalik, 1970; Sałdan, 1979; Bareja, 1981; Miecznik, 1989; Adamski & Sztuk, 1997).

Z chwilą likwidacji Zakładów Przemysłowych R-1 w dniu 01.01.1973 roku zaprzestano przerabiania rudy uranowej (wydobycie wstrzymano kilka lat wcześniej – w grudniu 1963 roku, a poszukiwania nowych złóż zakończono w 1965 roku), kontynuowane były jednak nadal (do końca lat 80. XX w.) prace dokumentacyjne prowadzone przez Zakład Złóż Pierwiastków Rzadkich i Promieniotwórczych Instytutu Geologicznego (Adamski, 1989; Muras, 1995; Zdulski, 2000). Pozostałe w rejonach wydobywania oraz poszukiwania rud uranu hałdy i wyrobiska (szyby, sztolnie), mimo że nie stanowią poważnego zagrożenia radiacyjnego – jest ono ograniczone do najbliższego sąsiedztwa (i wnętrza) tych obiektów (Muras, 1995; Piestrzyński i in., 1996; Chruściel i in., 1996), to jednak niewątpliwie są wydajnym źródłem emisji radonu (i innych radionuklidów, np. izotopów uranu i radu) do środowiska, w tym i do wód podziemnych (Peńsko i in., 1971; Banaś i in., 1976; Piestrzyński i in., 1996; Adamski i in., 1998; Ciężkowski & Ciężkowski, 1981b, 1983; Muras, 1995; Przylibski i in., 2002a). Również współczesne osady, głównie aluwialne, powstające w rejonach występowania złóż i mineralizacji uranowych tworzą wtórne źródła emisji radonu (i innych radionuklidów) do środowiska, w tym do wód podziemnych i powierzchniowych (Przeniosło, 1970; Peńsko i in., 1971; Piestrzyński i in., 1996). Dlatego też rozprzestrzenienie uranu i radu w skałach oraz glebach Sudetów (w szerokim znaczeniu tego terminu) można uważać za mozaikowe, podobnie jak budowę geologiczną. Jedynie na bloku przedsudeckim nie znaleziono do tej pory większych złóż, ani też punktów mineralizacji uranowej, co może być spowodowane ich głębszym zaleganiem, niż w górskiej części Sudetów. Mozaikowy rozkład stężeń uranu i radu w skałach Sudetów przejawia się skrajnie małymi zawartościami uranu i radu w skałach takich jak, np. marmury, kwarcyty, gabra, czy serpentynity, typowymi dla górnej części skorupy ziemskiej wartościami w piaskowcach, mułowcach, łupkach metamorficznych, hornfelsach, gnejsach, bazaltach, granitach i in., jak również bardzo dużymi koncentracjami w granicie Karkonoszy (maksymalnie 75, a średnio 12,7 g U na tonę skały) i gnejsach śnieżnickich (średnio 11,3 g U na tonę skały) (Przylibski, 2004; Jeliński, 1965; Lis, 1970; Przeniosło, 1970).

Wody powierzchniowe, a przede wszystkim wody podziemne przepływające przez skały okruszczone uranem lub przez złoża uranu rozpuszczają w sobie znaczne ilości radonu, ale także uranu i radu. Dlatego też w wielu rejonach Sudetów znajdują się wypływy oraz ujęcia wód podziemnych zawierających zwiększone stężenia uranu i radu, które w skrajnych przypadkach mogą sięgać odpowiednio wartości rzędu  $10^{-3}$  g·dm<sup>-3</sup> (w pojedynczych przypadkach dochodząc do  $10^{-2}$  g·dm<sup>-3</sup>) i  $10^{-10}$  g·dm<sup>-3</sup>. Zwykle jednak mieszczą się w granicach  $10^{-7}$ – $10^{-5}$  g·dm<sup>-3</sup> dla uranu oraz  $10^{-12}$ – $10^{-11}$  g·dm<sup>-3</sup> dla radu. Miejsca wypływu takich wód podziemnych zlokalizowano w wielu obszarach Sudetów w czasie sporządzania zdjęcia radiohydrogeologicznego, które wykonywano w trakcie poszukiwania złóż uranu, a także w czasie dokumentowania złóż radoczyn-

nych wód leczniczych (Ocena..., 1959; Kasela & Kazimierczyk, 1960b; Kasela, 1960; Głowacki, 1960b; Kaczmarek, 1963; Barabaś & Głowacki, 1964; Fistek, 1970a, b; Tę-siorowska, 1974; Muras, 1995). Prowadzone w ostatnich latach badania wykazały, że w wodach podziemnych Sudetów występuje znaczna rozpiętość zawartości radu, szczególnie nuklidu  $^{226}\text{Ra}$ . Stężenia tego izotopu wahają się w granicach  $0,007\text{--}0,92\text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (Przylibski i in., 2002d), potwierdzając tym samym wyniki pomiarów z lat 50. i 60. XX wieku. Największe stężenia notuje się w wodach o zwiększonej mineralizacji i temperaturze, zawierających znaczne ilości rozpuszczonego dwutlenku węgla, a także w wodach przepływających przez skały zawierające zwiększone stężenia uranu i radu, szczególnie jeżeli są to łatwiej rozpuszczalne skały osadowe. Najczęściej są to wody głębokiego krążenia (Przylibski i in., 2002d).

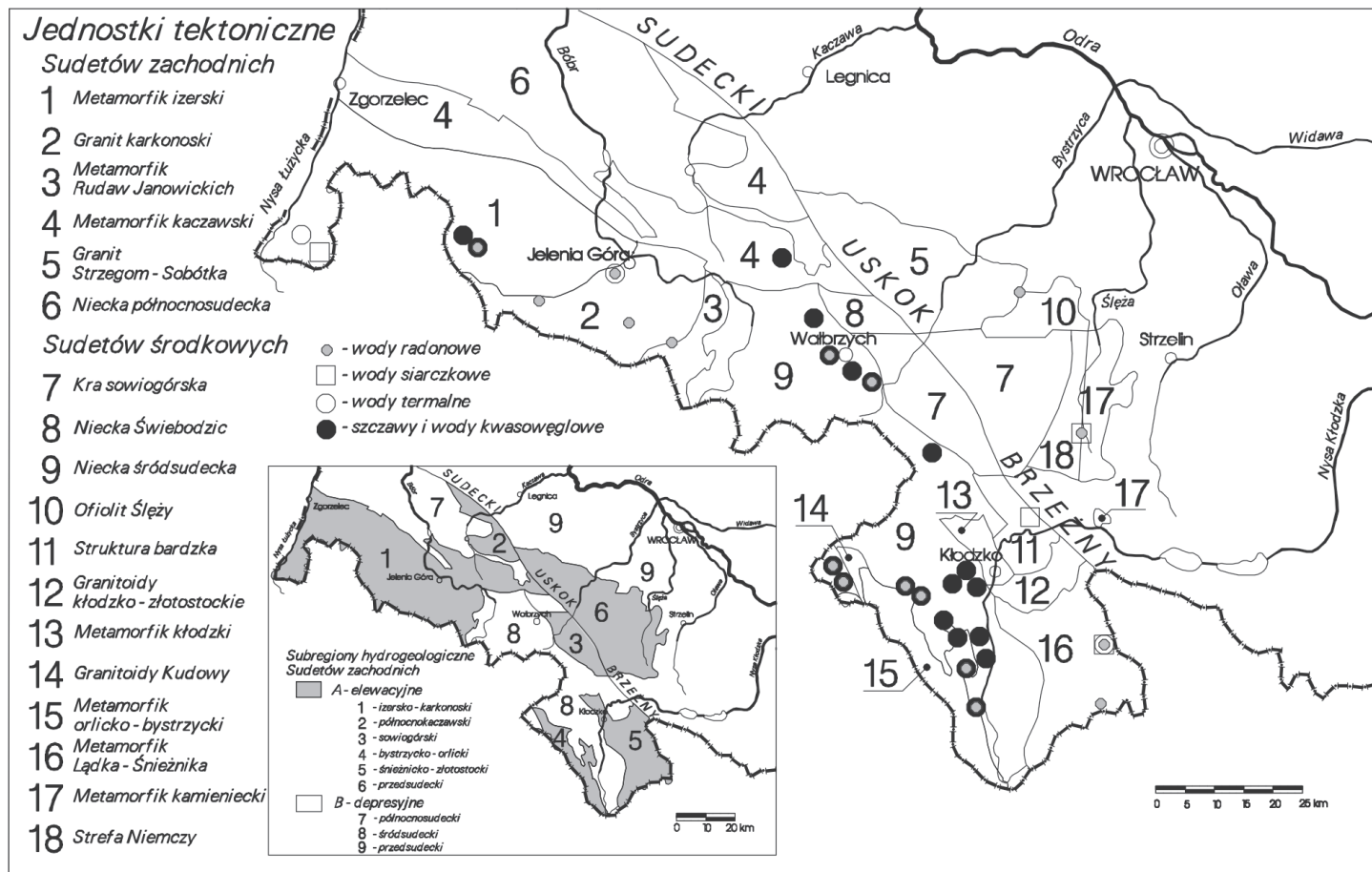
## 4.3. Wody podziemne Sudetów

### 4.3.1. Wody zwykłe

Sudety są wyodrębniane jako niezależny region hydrogeologiczny, tzw. region sudecki o powierzchni  $8200\text{ km}^2$ . Obejmuje on obszar Sudetów, położony na SW od sudeckiego uskoku brzeżnego. Blok przedsudecki natomiast należy do wrocławskiego regionu hydrogeologicznego, w obrębie którego wydzielono subregion przedsudecki o powierzchni  $2650\text{ km}^2$ . Wymienione regiony należą do południowego makroregionu hydrogeologicznego Polski (Malinowski, 1991; Paczyński, 1993, 1995). Ze względu na odrębność struktur hydrogeologicznych w regionie sudeckim wyróżniono subregiony: żytawsko-węgliniecki, bolesławiecki, śródsudecki i wschodniosudecki (Paczyński, 1993, 1995). Według innych autorów na podstawie wyraźnych powiązań pomiędzy granicami elementów struktury geologicznej Sudetów i granicami jednostek hydrogeologicznych w regionie sudeckim można wydzielić dwa typy subregionów. Pierwszy z nich stanowią baseny paleozoiczno-mezozoiczne (północnosudecki i śródsudecki), drugi natomiast reprezentują obszary wychodni skał krystalicznych (izersko-karkonoski, północnokaczawski, sowiogórski, bystrzycko-orlicki, śnieżnicko-złotostocki, jesionicki) (rys. 4.6) (Michniewicz & Mroczkowska, 1991). Ten ostatni podział znacznie lepiej nawiązuje do podziału Sudetów na jednostki tektoniczne wyższego rzędu (por. rozdz. 4.1).

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

- w masywach krystalicznych (nr 339 i 344),
- w skałach osadowych triasu i kredy niecki śródsudeckiej (nr 341 i 342, które tworzą w zasadzie jeden zbiornik łączący się na obszarze Republiki Czeskiej) oraz kredy niecki północnosudeckiej (nr 317),
- w skałach osadowych czwartorzędu (i trzeciorzędu), a według nowej nomenklatury stratygraficznej – paleogenu i neogenu, wypełniających kopalne doliny rzeczne (nr 340 i 343).



Rys. 4.6. Rejony występowania współczesnych oraz zanikłych wód zmineralizowanych i swoistych (według Ciężkowski, 1990; uproszczone i uzupełnione) na tle uogólnionego podziału polskiej części Sudetów zachodnich i części bloku przedsudeckiego na jednostki tektoniczne wyższego rzędu (według Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Aleksandrowski & Mazur, 2002) oraz podziału hydrogeologicznego regionu sudeckiego i wrocławskiego (mapka wewnętrzna według Michniewicz & Mroczkowska, 1991) uproszczonego i uzupełnionego: A – subregiony elewacyjne – wschodnie skał krystalicznych Sudetów zachodnich (1 – 5) oraz bloku przedsudeckiego (6) (wody podziemne gromadzone w powiązanych hydraulicznie zbiornikach szczelinowych oraz w rumoszu zwietrzelinowym); B – subregiony depresyjne (synklinorialne) Sudetów zachodnich (7 i 8) oraz bloku przedsudeckiego (9) (wody gromadzone w utworach osadowych głównie trzeciorzędu, a także mezozoiku oraz w mniejszym stopniu w skałach osadowych młodszego paleozoiku, a lokalnie w wulkanitach karbonu i permu)

Na obszarze wrocławskiego regionu hydrogeologicznego, w subregionie przed-sudeckim obejmującym blok przedsudecki, wydzielono dwa typy głównych zbiorników wód podziemnych (Kleczkowski, 1990; Paczyński, 1995):

- w skałach osadowych czwartorzędu (i trzeciorzęd) (paleogenu i neogenu) (nr 315), w tym wypełniających kopalne doliny rzeczne (nr 318 i 320),
- w skałach osadowych trzeciorzęd i kredy (paleogenu – neogenu i kredy) (nr 316, 319, 321 i 338).

Wydzielenie tych zbiorników świadczy o znacznej zasobności obszaru Sudetów w wody podziemne wysokiej jakości.

W regionie sudeckim występują wszystkie ważniejsze rodzaje wód podziemnych, tj. porowe, 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 o charakterze lokalnym. Wody krasowe związane są z niewielkimi soczewami wapieni krystalicznych wśród skał metamorficznych metamorfiku kaczawskiego oraz metamorfiku orlicko-śnieżnickiego. Najbardziej korzystne warunki występowania wód podziemnych panują w utworach piaszczystych kenozoiku (głównie plejstocenu oraz w utworach trzeciorzęd, tj. starszych od plejstocenu utworach neogenu i w utworach paleogenu), a także w piaskowcach ciosowych górnej kredy i piaskowcach triasu. Najmniej korzystne natomiast występują w łupkach epimetamorficznych starszego paleozoiku (Michniewicz & Mroczkowska, 1991; Kowalski, 1992; Bocheńska i in., 2002). Należy podkreślić, że według najnowszych prac (Staśko, 1996, 2002; Staśko & Tarka, 2002) skały krystaliczne Sudetów (zwłaszcza gnejsy i granitoidy) odznaczają się relatywnie dobrymi warunkami występowania i znaczącymi zasobami wód podziemnych.

Infiltracja wód opadowych występuje przede wszystkim na powierzchniach zrównań morfologicznych w szczytowych partiach poszczególnych pasm górskich Sudetów. Jest ona procesem nieciągłym i ma charakter impulsów o dużych wartościach zasilania wiosną i latem. Koncentracja drenażu natomiast zachodzi na zboczach tych pasm, poniżej powierzchni zrównań i charakteryzuje się niewielką zmiennością roczną. Moduł odpływu podziemnego z systemów szczelinowych wynosi średnio ponad  $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  i zmienia się w granicach od 2 do  $28 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ . Tak więc Sudety charakteryzują się dużymi wartościami odpływu podziemnego oraz stosunkowo dużymi zasobami odnawialnymi. W Sudetach dominują źródła i wysięki descenzyjne. Typowe źródła szczelinowe występują rzadko i stanowią około 20% wszystkich (ponad 10000) źródeł. Zróżnicowana jest także gęstość występowania źródeł – wskaźnik krenologiczny zmienia się w granicach 0,1–10. Wydajności źródeł sudeckich zalicza się do małych, należą przeważnie do VI klasy Meinzera (wydajność od 0,1 do  $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Wahania ich wydajności plasują je wśród mało zmiennych i związane są przede wszystkim z zasilaniem opadami atmosferycznymi, w tym także wodami roztopowymi. Nieliczne ujęcia pionowe w skałach krystalicznych charakteryzują się małą wydajnością od 0,7 do  $4,7 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$  (w porównaniu np. do skał osadowych górnej kredy Sudetów, w których wartość śre-

dnia wydajności wynosi  $34,8 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ , a średnia geometryczna  $15,7 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ), podczas gdy poziome ujęcia (ujęcia sztolniowe) mogą dostarczać nawet do  $100 \text{ m}^3$  wody na godzinę (Kowalski i in., 1986; Malinowski i in., 1988; Michniewicz & Mroczkowska, 1991; Kowalski, 1992; Bocheńska i in., 1997; Kryza, 1997; Kryza i in., 1997; Kryza & Kryza, 1997; Staško, 1996, 2002; Staško & Tarka, 2002; Tarka, 2001).

W Sudetach można wydzielić trzy wodonośne strefy głębokościowe. Najpłytszą stanowi strefa zwietrzelinowa o miąższości od około 1 do kilkunastu metrów, poniżej której, do głębokości około 50 m p.p.t. znajduje się strefa płytkich spękań o dużym zagęszczeniu szczelin, łącząca się głębiej ze strefą głębokich spękań (Malinowski i in., 1988; Staško, 2002; Staško & Tarka, 2002). Prędkość przesączania pionowego dla pokryw zwietrzelinowych wynosi  $0,1 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ . W systemach szczelinowych natomiast prędkość przepływu jest rzędu  $1,0 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , a czas przebywania wód podziemnych w systemie szczelinowym wynosi od roku do kilku (a nawet dziesięciu) lat. Powoduje to uzyskiwanie małych współczynników filtracji dla skał krystalicznych –  $0,02\text{--}0,5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  (Staško, 1996, 2002; Staško & Tarka, 2002). W odróżnieniu od skał krystalicznych, skały osadowe górnej kredy w nieckach północnosudeckiej i śródsudeckiej charakteryzują się znacznie większymi współczynnikami filtracji – od  $0,02$  do  $167,04 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , przy średniej geometrycznej równej  $2,49 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  (Tarka, 2001).

Cechą wspólną wód podziemnych regionu sudeckiego, a równocześnie wyróżniającą je spośród wód innych regionów Polski, jest na ogół mała ich mineralizacja. Szczególnie małymi wartościami TDS charakteryzują się wody krystalicznych formacji geologicznych. Dlatego też granica wód o wartościach TDS poniżej  $1 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$  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. W przeważającej mierze są to wody typu  $\text{HCO}_3\text{--SO}_4\text{--Ca--Mg}$  lub  $\text{SO}_4\text{--HCO}_3\text{--Ca--Mg}$  (Michniewicz & Mroczkowska, 1991; Bocheńska i in., 1997). W Sudetach sporadycznie tylko występują wody, w których wartości TDS przekraczają  $3 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$ .

#### **4.3.2. Wody termalne, mineralne i swoiste – wody lecznicze i potencjalnie lecznicze**

Obecność stosunkowo młodego wulkanizmu, głębokich spękań towarzyszących dyslokacjom tektonicznym, a także znaczna liczba spękań horyzontalnych łączących sąsiednie systemy spękań pionowych powoduje, że wody opadowe infiltrujące na obszarze Sudetów mogą penetrować struktury geologiczne na znaczne głębokości, uzyskując wysoką temperaturę, która na wypływach (w źródłach) osiąga wartość ok.  $20\text{--}30 \text{ }^\circ\text{C}$ , a w odwiertach sięga  $44 \text{ }^\circ\text{C}$ , a nawet  $87,5 \text{ }^\circ\text{C}$  (Dowgiało, 1976, 2000, 2002; Płochniewski, 1978; Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1992; Zuber i in., 1995). W związku z występowaniem wód termalnych w kilku rejonach Sudetów wydzielono sudecki region gótermalny (Dowgiało, 2002).

Wśród opisanych zwykłych wód podziemnych oraz wód termalnych na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego występują także wody mineralne oraz wody zawierające tzw. składniki swoiste. Część z nich została uznana za lecznicze, pozostałe natomiast

należy traktować jako potencjalnie lecznicze (por. rozdz. 3.2 i 3.3). Wody te według regionalnego podziału Polski ze względu na występowanie wód mineralnych i leczniczych należą do sudeckiej prowincji wód mineralnych (Paczyński & Płochniewski, 1996). Charakterystycznymi cechami tej prowincji jest występowanie wód termalnych, szczaw i wód kwasowęglowych, a także wód radonowych i siarczkowych oraz mieszanin wszystkich wyżej wymienionych typów wód w proporcjach zmieniających się w szerokich granicach, jak również niemal zupełny brak (z wyjątkiem niecki północnosudeckiej) wód chlorkowych (solanek). Wszystkie wody lecznicze i potencjalnie lecznicze Sudetów są pochodzenia infiltracyjnego (Ciężkowski, 1990; Paczyński & Płochniewski, 1996), a ich wiek (średni czas przepływu podziemnego) zmienia się od około roku, a najczęściej kilku lat, dla wód radonowych płytkiego krążenia, poprzez dziesiątki i setki lat dla większości szczaw, do kilku tysięcy lat dla termalnych wód swoistych Łądką Zdroju i Cieplic Śląskich Zdroju (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1992, 1996; Zuber i in., 1995). Innymi cechami charakterystycznymi prowincji sudeckiej są (Ciężkowski, 1990; Paczyński & Płochniewski, 1996):

- występowanie w niewielkich odległościach wód o różnym typie chemicznym i znacznie różniącej się temperaturze (co jest odzwierciedleniem mozaikowej budowy geologicznej tego obszaru),
- mieszanie się wód mineralnych i swoistych z wodami zwykłymi płytkiego krążenia (co sprawia, że wody te są szczególnie podatne na zanieczyszczenia),
- ogólnie korzystne warunki geotermiczne.

Sudecka prowincja wód mineralnych została podzielona na dwa regiony: bloku przed-sudeckiego i sudecki. Region bloku przedsudeckiego należy do najgorzej rozpoznanych pod tym względem obszarów Polski. Jest to obszar perspektywiczny jeżeli chodzi o występowanie przede wszystkim wód zawierających składniki swoiste oraz wód termalnych. Do chwili obecnej na bloku przedsudeckim zostały udokumentowane zasoby termalnej szczawy ( $T = 31,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;  $\text{CO}_2 = 1\ 200\ \text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) w miejscowości Grabin koło Niemodlina. Woda ta została ujęta na głębokości 404–545 m p.p.t. w spękanych i zwietrzałych paragnejsach proterozoicznych. Jest to woda typu  $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg}$  o mineralizacji ogólnej  $10\ 000\ \text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Jest to pierwsze w Polsce udokumentowane złożo szczawy termalnej. W związku z tym niewielki obszar wokół Grabina wydzielono jako niemodliński rejon wód mineralnych (Paczyński & Płochniewski, 1996). W regionie bloku przed-sudeckiego wody lecznicze eksploatowane są w jednej miejscowości – w uzdrowisku Przerzeczyn Zdrój. Są to wody siarczkowe, radonowe oraz siarczkowo-radonowe typu  $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca}$  o mineralizacji ogólnej dochodzącej do  $570\ \text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ , wypływające ze strefy dyslokacji tektonicznych w obrębie skał krystalicznych – gnejsów, granodiorytów i serpentynitów strefy Niemczy (rys. 4.6) (Ciężkowski, 1990; Fistek i in., 1995; Paczyński & Płochniewski, 1996; Michalski, 2001).

Region sudecki jest charakterystycznym obszarem występowania wód mineralnych, wód termalnych i wód zawierających składniki swoiste. Stan rozpoznania tych wód jest stosunkowo dobry. W regionie tym wydzielono dwa subregiony: zewnętrznosudecki

i śródsudecki, a także jeden rejon – izerski (Paczyński & Płochniewski, 1996). Niemniej jednak znacznie użyteczniejsze i bardziej przejrzyste na potrzeby niniejszej pracy jest krótkie omówienie wystąpień poszczególnych typów wód mineralnych i leczniczych, niż charakterystyka poszczególnych jednostek podziału regionalnego.

Na obszarze Sudetów szczawy występują w trzech rejonach: centralnej i zachodniej części Ziemi Kłodzkiej, wzdłuż NE obrzeżenia niecki śródsudeckiej oraz w Górach Izerskich. Rejon pierwszy i trzeci z wyżej wymienionych mają swoją kontynuację po czeskiej stronie granicy. Wody termalne wypływają w Cieplicach Śląskich Zdroju i Łądku Zdroju, a także stwierdzono ich obecność w kopalni Turów, gdzie następnie zaniknęły na skutek prowadzonej eksploatacji węgla brunatnego. Występowanie wód termalnych stwierdzono także głębokim odwiertem w rejonie Dusznik Zdroju, a także w Jeleniowie. W Sudetach powszechnie występują także wody radonowe, szczególnie w obrębie skał krystalicznych (rys. 4.6) (Ciężkowski, 1990; Dowgiałło, 2002; Przylibski i in., 2004a).

Na obszarze Ziemi Kłodzkiej szczawy wypływają w obrębie trzech jednostek geologicznych z charakterystycznym dla każdej z nich typem wód. Szczawy rowu Nysy i SE krańca niecki śródsudeckiej wypływają ze skał osadowych górnej kredy i charakteryzują się typem  $\text{HCO}_3\text{-Ca-(Na)}$ . Występują one w rejonie Polanicy Zdroju, Szalejowa Górnego, Starego Wielisławia, Gorzanowa i Bystrzycy Kłodzkiej (por. rys. 4.6). Szczawy metamorfiku orlicko-bystrzyckiego wypływają w obrębie paragnejsów i łupków łyszczykowych i charakteryzują się typem  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ , jedynie na obszarze Dusznik Zdroju występują także wody typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-(Mg)}$ . Poza Dusznikami szczawy metamorfiku orlicko-bystrzyckiego występują w rejonie Długopola Zdroju, Szczawiny, Bobrownik Starych, Nowej Łomnicy i Nowej Bystrzycy (por. rys. 4.6). Wystąpienia szczaw w zapadlisku Kudowy znane są z Kudowy Zdroju i Jeleniowa. Są to szczawy typu  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$  lub  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$  (por. rys. 4.6). Wzdłuż NE obrzeżenia niecki śródsudeckiej szczawy występują w okolicach Wałbrzycha (Jedlina Zdrój, kopalnie węgla kamiennego zagłębia wałbrzyskiego, Szczawno Zdrój, Stare Bogaczowice, Stary Zdrój, Piaskowa Góra, dolina Czyżynki i Zdrojowisko) (por. rys. 4.6). Wszystkie wypływy i ujęcia tych wód charakteryzują się małą wydajnością, a wiele spośród nich zaniknęło. Eksploatowane są nadal jedynie w Szczawnie Zdroju, a prace zmierzające do ponownego ich ujęcia prowadzone są obecnie w Jedlinie Zdroju. Krążenie i wypływy tych szczaw występują w strefach tektonicznych silnie spękanych skał osadowych karbonu dolnego i górnego znajdujących się w pobliżu intruzji porfirowych. Wody te charakteryzują się typem  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$ , jedynie niektóre wody Szczawna Zdroju należą do typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ , a wody Zdrojowiska mają rzadko spotykany typ  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$ , a także dużą mineralizację (w stosunku do pozostałych wód Sudetów) oraz zawierają jod i brom. Na przedłużeniu tej strefy, w obrębie metamorfiku kaczawskiego szczawy występują w okolicy Starych Rochowic. Wypływają one na kontakcie utworów czerwonego spągowca i starszego paleozoiku. Charakteryzują się także dużą mineralizacją i typem  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na-Ca}$ . W obrębie metamorfiku izerskiego – trzeciego rejonu występowania szczaw

w Sudetach, wody te wypływają w strefie kontaktu gnejsów z łupkami metamorficznymi w rejonie Świeradowa Zdroju i Czerniawy Zdroju. Są to szczawy typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  o największej w Sudetach zawartości  $\text{CO}_2$  i Rn (Ciężkowski, 1990).

Wody radonowe występują w Sudetach powszechnie, zwłaszcza w obrębie skał krystalicznych. Najwcześniej – w 1904 roku stwierdzono radioaktywne właściwości źródeł wód termalnych w Łądku Zdroju, które niewątpliwie należy wiązać z rozpuszczonym w nich radonem. W 1907 roku wody radonowe i szczawy radonowe odkryto w Świeradowie Zdroju. Oprócz tych miejscowości najbardziej znanymi wystąpieniami wód radonowych w Sudetach są rejony Kamienicy w Masywie Śnieżnika, Szklarskiej Poręby, Sosnówki i Kowar w rejonie Karkonoszy, a także Cieplic Śląskich Zdroju oraz Szczawna Zdroju, Jedliny Zdroju, Długopola Zdroju, Szczawiny i Kudowy Zdroju. Największe stwierdzone stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów osiągają wartości niemal  $3\,000\text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (rejon Kamienicy i Świeradowa Zdroju – por. tab. 2.9) (Ciężkowski, 1990). Prowadzone w ostatnich latach badania wykazują, że w Sudetach powszechnie występują wody podziemne o stężeniach  $^{222}\text{Rn}$  w granicach od około 3–6 do około  $1\,000\text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (95% spośród 282 badanych wypływów i ujęć wód) (tab. 4.1). Średnia geometryczna stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Sudetów wynosi  $106,7\text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , przy standardowym odchyleniu geometrycznym równym  $4,27\text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (Przylibski i in., 2004a). W zestawieniu z wartościami mierzonymi w wodach podziemnych pozostałych obszarów Polski zawartość radonu w wodach podziemnych Sudetów jest bardzo duża – największe zanotowane stężenia  $^{222}\text{Rn}$  poza Sudetami w wodach leczniczych (mineralnych),

Tabela 4.1. Wartości lokalnego radonowego tła hydrochemicznego wód podziemnych wybranych obszarów Sudetów (według Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1993) oraz typowy przedział wartości stężeń radonu w wodach podziemnych Sudetów na SW od sudeckiego uskoku brzeżnego (według Przylibski i in., 2004a)

Obszar badań	Powierzchnia [km <sup>2</sup> ]	Liczba oznaczeń	Wartość tła [Bq·dm <sup>-3</sup> ]	Procentowy udział analiz o wartościach w zakresie tła [%]
Rejon Łądku Zdroju (metamorfit Łądku–Śnieżnika)	120	654	0–92,5	82
Metamorfit orlicko-bystrzycki na południe od Dusznik Zdroju	140	310	0–29,6	91
Rejon Świeradowa Zdroju i Czerniawy Zdroju (metamorfit izerski)	22	360	?–740	94
Granit Karkonoszy:				
rejon Kowar	15	47	37–296	70
rejon Sosnówki	52,4	465	37–296	82
rejon Cieplic Śląskich Zdroju	7,5	50	33,3–296	68
rejon Szklarskiej Poręby	6,5	26	~40–~300	–
SUDETY (na SW od sudeckiego uskoku brzeżnego)	~6000	282	3–1000	95



to: w 1975 roku w Ustroniu, odwiert U-3 –  $155 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  i w 1971 roku w Swoszowicach, Zdrój Główny –  $96 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (Ciężkowski & Ciężkowski, 1981b), a w wodach zwykłych (przeznaczonych do picia), to  $38,5 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , przy wartościach średnich nie przekraczających  $10 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (a więc ponad dziesięciokrotnie mniejszych niż na obszarze Sudetów) (Pachocki i in., 1996, 1997, 1998, 1999; Zalewski i in., 1997, 2001; Kusk & Mamont-Cieśla, 2002). Jednakże w zestawieniu z wartościami stężeń notowanymi w wodach podziemnych innych państw, np. Niemiec, Czech, Austrii, Grecji, Włoch, Finlandii, Szwecji, Japonii, czy USA (por. Tab. 4.1), gdzie notowano wielokrotnie wartości stężeń  $^{222}\text{Rn}$  przekraczające  $10\,000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (Skłodowska-Curie, 1953; Amelung & Evers, 1962; Hess i in., 1985; Asikainen, 1981; Danali i in., 1986; Andrews i in., 1989; Facchini i in., 1995; Heinicke i in., 1995), wartości te nie wydają się zbyt duże. Znajduje to odzwierciedlenie w zaliczeniu znacznej części podziemnych wód sudeckich ze względu na zawartość  $^{222}\text{Rn}$  do wód niskoradonowych i radonowych, a sporadycznie także do wód ubogich w radon i wód wysokoradonowych, według klasyfikacji proponowanej w rozdziale 6.5. W odniesieniu do obowiązujących w Polsce do 2001 roku aktów prawnych (Rozporządzenie Ministra Ochrony Środowiska..., 1994) niemal 2/3 (~63,5%) wód podziemnych górskiej części Sudetów można było uznać za posiadające właściwości lecznicze, a obecnie za potencjalnie lecznicze, ze względu na stężenie rozpuszczonego w nich radonu ( $> 74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ). Z drugiej strony, w zależności od norm przyjętych dla wód przeznaczonych do picia w niektórych europejskich krajach i w USA, od 13% do 73% wód podziemnych wypływających na tym obszarze nie nadaje się bezpośrednio do konsumpcji – wymaga usunięcia przynajmniej części rozpuszczonego w nich radonu (Przylibski i in., 2004a).

#### 4.4. Zarys historii badań występowania radonu w Sudetach

Już w kilka lat po odkryciu radonu stwierdzono pośrednio jego obecność w Sudetach. Odkrycie to związane było z eksploatowanymi dla potrzeb zabiegów balneologicznych wodami termalnymi Łądką Zdroju. W 1904 roku zmierzono po raz pierwszy radioaktywność termalnych wód leczniczych Łądką Zdroju (wówczas *Bad Landeck in Schlesien*). Pomiary radoczynności wód lądeckich były podawane na bieżąco do wiadomości kuracjuszy, co powodowało, że im większą wartość podawano, tym było więcej chętnych do korzystania z kąpieli, która według lekarskiego zalecenia trwać powinna „aż do zaczerwienienia narządów”. Odkrycie radoczynności wód Łądką Zdroju spowodowało nagły wzrost popularności tego źródła w Europie, a co za tym idzie także masowy wzrost liczby kuracjuszy (Bericht über..., 1905; Lachmann, 1909/1910, 1912/1913). Niedługo później, bo w roku 1907, stwierdzono także radioaktywność wód leczniczych Świeradowa Zdroju (wówczas *Bad Flinsberg*). Jeszcze przed II wojną światową, w 1933 roku, zostały odkryte i ujęte na terenie tej miejscowości źródła „Radoczynne” (obecnie „Marii Curie-Skłodowskiej”), w których w latach późniejszych notowano jedne z naj-

większych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Polski (por. tab. 2.9. i tab. 6.3) (Ciężkowski, 1990). W 1904 roku zostało odkryte również źródło „Marta” w Szczawnie Zdroju (Bad Salzbrunn), którego wody (jak się okazało już w 1905 roku) także charakteryzują się zwiększoną zawartością radonu. W 1910 roku w otwartym w Szczawnie Zdroju „Dworce Śląskim” (*Schlesische Hof* lub *Grand Hotel* – dzisiejszy Dom Zdrojowy, a w okresie międzywojennym największy hotel na Dolnym Śląsku) uruchomiono emanatorium radonu (Szymtówna, 1950; Piątek & Piątek, 1996). Również przed 1910 rokiem stwierdzono, że niektóre wody lecznicze Kudowy Zdroju wykazują znaczną radoczynność (Szymtówna, 1958b).

Do chwili obecnej to właśnie w związku z poszukiwaniem, rozpoznawaniem oraz eksploatacją wód leczniczych prowadzono w Sudetach najwięcej pomiarów i badań występowania radonu. Jednakże wzrost liczby oznaczeń radoczynności, a w późniejszych pomiarach stężenia radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) w wodach leczniczych, zwłaszcza wykonywanych systematycznie, nastąpił dopiero po II wojnie światowej. Pierwsze oznaczenia radoczynności wód podziemnych (w tym przede wszystkim leczniczych) w Sudetach po II wojnie światowej wykonywała Maria Szymtówna. Najważniejszymi efektami jej prac jest zlokalizowanie i scharakteryzowanie wielu ujęć i źródeł wód podziemnych, odznaczających się zwiększoną zawartością radonu (radoczynnością), m.in. Czerniawy Zdroju, Świeradowa Zdroju, Bierutowic (obecnie Karpacz Górny), Kowar, Cieplic Śląskich Zdroju, Łącka Zdroju, Kudowy Zdroju, Polanicy Zdroju, Dusznik Zdroju, Długopola Zdroju i Szczawna Zdroju. Na podstawie dalszych badań Szymtówna ustaliła próg wartości radoczynności, powyżej którego woda wykazuje aktywność farmakodynamiczną (por. rozdz. 3.2). Jej prace zawierają także szczegółowy opis metodyki pomiarowej oraz wyniki pomiarów radoczynności (co, jak sama podkreślała, było praktycznie jednoznaczne z określeniem stężenia  $^{222}\text{Rn}$ ) wielu sudeckich wód podziemnych i jej zmian w czasie. Wyniki swoich badań Szymtówna przedstawiła w kilku publikacjach (Szymtówna, 1950, 1955, 1957b, 1958a, b, 1959 i in.). W związku z poszukiwaniem i dokumentowaniem złóż wód radoczynnych i innych wód leczniczych (m.in. termalnych) wykonywano pomiary promieniotwórczości skał, a także wykonywano zdjęcia emanacyjne i radiohydrogeologiczne oraz prowadzono rutynowe prace geologiczne. Badania te służyły przede wszystkim dokładniejszemu rozpoznaniu i scharakteryzowaniu złóż wód leczniczych (zwłaszcza radoczynnych), określeniu genezy ich radoczynności, a na tej podstawie kompleksowej ochronie złoża, od obszaru zasilania (infiltracji) aż do ujęcia, przez odpowiednie ustanowienie granic obszaru górniczego (Fistek i in., 1956, 1975; Teisseyre, 1954, 1966; Fistek & Teisseyre, 1967; Fistek & Głowacki, 1967; Fistek, 1967). Większość rezultatów wspomnianych badań nie została jednak opublikowana, ze względu przede wszystkim na ich „użytkowy” charakter. Prace te znajdują się w archiwach uzdrowiskowych zakładów górniczych (Głowacki, 1960b; Kaczmarek, 1963; Kaczmarek i in., 1964; Barabaś & Głowacki, 1964; Fistek & Rafalski, 1965; Fistek, 1970a, b; Iwanowski, 1973; Teşiorowska, 1974; Szarszewska, 1974 i in.). Na podstawie wyników zawar-

tych w tych pracach sporządzano odpowiednie dokumentacje hydrogeologiczne, projekty zagospodarowania złoża i inne dokumentacje, na podstawie których prowadzono następnie eksploatację wód uznanych za lecznicze. W ramach działalności uzdrowiskowych zakładów górniczych od 1963 roku zaczęto wykonywać systematyczne analizy (raz w roku) stężenia radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) w wodach leczniczych eksploatowanych w sudeckich uzdrowiskach. Analizy te w ramach corocznych analiz chemicznych wykonywało laboratorium Biura Projektów i Usług Branży Uzdrowiskowej (BPiUTBU) „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju, do początku XXI wieku. Obecnie uzdrowiska zlecają wykonywanie takich analiz różnym laboratoriom. W Łądku Zdroju i Świeradowie Zdroju ze względu na stosowanie zabiegów leczniczych wykorzystujących radon rozpuszczony w eksploatowanych wodach, a w Szczawnie Zdroju także ze względu na bliskość laboratorium BPiUTBU „Balneoprojekt”, w ciągu roku wykonywano w laboratoriach uzdrowiskowych oraz w laboratorium BPiUTBU „Balneoprojekt” od kilkunastu do kilkuset oznaczeń stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach wybranych ujęć.

W związku z coraz większą liczbą wyników oznaczeń stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych, a przede wszystkim leczniczych Sudetów, zaczęto je analizować pod różnym kątem. Zwracano uwagę głównie na genezę radonu, a także przyczyny zmian stężeń w czasie i przestrzeni oraz ich związek ze zmianami wartości innych parametrów fizykochemicznych tych wód i czynników atmosferycznych, przede wszystkim w aspekcie ich optymalnego wykorzystania w balneologii, jak również poznania geochemii tego pierwiastka i jego zachowania się w środowisku wód podziemnych. Badania te prowadzono głównie w obszarach występowania wód podziemnych o największych stężeniach radonu, ze względu m.in. na łatwość prowadzenia pomiarów stężeń tego gazu. Dlatego też najwięcej prac dotyczy uzdrowisk Świeradów Zdrój i Łądek Zdrój, a także rejonu Karkonoszy i Masywu Śnieżnika (Głowiak & Ziółkowski, 1965; Głowiak i in., 1967; Ciężkowski, 1967; Rymaszewska, 1969; Rymaszewska & Żejmo, 1969, 1970; Ciężkowski & Ciężkowski, 1981a; Ciężkowski, 1980, 1983; Ciężkowski i in., 1993, 1995; Fistek i in., 1995; Przylibski, 1996a; Przylibski & Żebrowski, 1996; Marszałek, 1996; Ciężkowski & Przylibski, 1997). Wskazywano także na możliwości udokumentowania i wykorzystania nowych złóż wód radonowych (Ciężkowski & Ciężkowski, 1981b, 1983; Przylibski i in., 2002a). Znaczna liczba wyników zgromadzonych dzięki prowadzonym pomiarom i ich interpretacji w poszczególnych złożach i ujęciach wód stała się podstawą do opracowań kompleksowych (Ciężkowski, 1990; Przylibski, 1997). W wyniku tych analiz wykazano, że:

- stężenie radonu w wodzie podziemnej zależy od zawartości izotopów macierzystych w skałach zbiornikowych tych wód oraz od współczynnika emanacji skał zbiornikowych (Ciężkowski, 1990; Przylibski, 1997),
- największymi stężeniami radonu charakteryzują się wody ultrasłódkie współczesnej infiltracji (tj. infiltrujące po 1954 roku), reagujące silnie wydajnością, temperaturą i mineralizacją na warunki zewnętrzne (atmosferyczne) (Ciężkowski, 1990),

- obecność radonu w wodach podziemnych nie jest związana z żadnym typem chemicznym wody, jej poszczególnymi składnikami chemicznymi, ani jej mineralizacją, nie zależy także od stężenia radu rozpuszczonego w tych wodach (Przylibski, 1997),
- wody podziemne Sudetów wzbogacają się w gazowy radon, powstający w ich skałach zbiornikowych (Przylibski, 1997),
- stężenie radonu zmniejsza się wraz ze wzrostem głębokości ujęcia wody (Ciężkowski, 1990; Przylibski, 1997),
- obszar, z którego produkowany radon dociera do ujęć wód podziemnych ma od kilku do kilkudziesięciu tysięcy m<sup>2</sup> i położony jest w najbliższej okolicy ujęcia, od strony dopływu wody; wielkość tego obszaru zwiększa się wraz ze zwiększeniem współczynnika emanacji skał zbiornikowych (Przylibski, 1997),
- zmiany stężeń radonu w większości wód podziemnych mają charakter nieregularny (Przylibski, 1997).

W związku z takim stanem wiedzy o hydrogeochemii radonu na obszarze Sudetów, uwzględniając wyniki najnowszych badań z tego obszaru (Przylibski, 1999a, b, 2000a, b, c; Przylibski & Żebrowski, 1999; Przylibski & Liber-Madziarz, 2000; Przylibski i in., 2001, 2002a, b, c; Kozłowska i in., 1999a, b; Solecki, 2001b) najważniejszymi kwestiami do rozwiązania wydawały się cele, jakie autor postanowił zrealizować w niniejszej pracy. Zostały one przedstawione szczegółowo w rozdziale 1.

Odrębnym zagadnieniem związanym z występowaniem radonu w wodach leczniczych, stosowanych w zabiegach balneologicznych jest ochrona radiologiczna personelu medycznego uzdrowisk. Radon wydostający się z wody w czasie przygotowywania i wykonywania zabiegu jest źródłem narażenia pracowników medycznych na działanie promieniowania jonizującego. W związku z tym w uzdrowiskach sudeckich, przede wszystkim w Świeradowie Zdroju i Łądku Zdroju, prowadzi się stałą kontrolę narażenia personelu medycznego na działanie promieniowania jonizującego, którego źródłem jest sam radon, jak i produkty jego rozpadu. Efektem tych działań jest zapewnienie pracownikom warunków nie powodujących przekroczenia dopuszczalnych norm narażenia na promieniowanie jonizujące. Badania te prowadzi obecnie Instytut Medycyny Pracy w Łodzi, a ich wyniki były częściowo publikowane (Konys & Mackiewiczowa, 1972; Grabowski & Kochański, 1977; Chruścielewski i in., 1983; Chruścielewski, 1997).

W Sudetach, zwłaszcza w obszarach zbudowanych ze skał krystalicznych, radon jest powszechnie występującym składnikiem wód podziemnych. Jak wykazały prowadzone badania wiele zwykłych wód podziemnych, często wykorzystywanych gospodarczo, zawiera większe stężenia radonu, niż wody radonowe uznane za lecznicze (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1993; Pachocki i in., 2000a). W związku z tym podejmowano próby wyznaczenia cząstkowego, radonowego tła hydrochemicznego dla wód podziemnych wybranych obszarów Sudetów (Ciężkowski, 1990), jak i całego obszaru (Przylibski i in., 2004a). W wyniku tych prac wyznaczono lokalne wartości radonowego tła hydrochemicznego wód podziemnych z obszarów: okolic Łądka Zdroju, Gór Bystrzyckich na południe od Dusznik Zdroju, okolic Świeradowa Zdroju i Czerniawy Zdroju, a także

z obszaru granitu karkonoskiego w rejonach Sosnowki, Kowar, Cieplic Śląskich Zdroju i Szklarskiej Poręby. Uzyskane przedziały wartości stężeń przedstawiono w tabeli 4.1 (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1993). Określono także typowy przedział wartości stężeń radonu w wodach podziemnych Sudetów, który wynosi od 3–6 do 1000 Bq·dm<sup>-3</sup> (tab. 4.1). Wartości anomalnie małe to wartości poniżej 3 Bq·dm<sup>-3</sup>, podczas gdy anomalnie duże, to wartości przekraczające 1000 Bq·dm<sup>-3</sup> (Przylibski i in., 2004a). Stwierdzono także, że w przypadku niektórych miejscowości położonych w Sudetach (np. Świeradów Zdrój i Czerniawa Zdrój), ze względu na znacznie większe stężenia radonu w wodach podziemnych w porównaniu do wód powierzchniowych, korzystniejsze jest zasilanie sieci wodociągowej wodami powierzchniowymi (Pachocki i in., 2000a), co jest oczywiste w świetle przedstawionych rezultatów badań hydrogeochemicznych.

Wiele pomiarów stężeń radonu w powietrzu glebowym oraz w wodach podziemnych i powierzchniowych wykonano w czasie prowadzenia prac poszukiwawczych złóż uranu. Na podstawie wykonywanych zdjęć emanacyjnych i radiohydrogeologicznych typowano obszary anomalne pod względem zawartości radonu, a tym samym perspektywiczne pod względem występowania mineralizacji uranowej. Szczególnie dużo oznaczeń wykonano na obszarze krystaliniku karkonosko-izerskiego, metamorfiku orlicko-śnieżnickiego oraz kaczawskiego, a także niecki śródsudeckiej. Prowadzono także pomiary stężeń tego gazu w wyrobiskach kopalń w czasie eksploatacji złóż (Ocena..., 1959; Kasela, 1960; Kasela & Kazimierczyk, 1960a, b; Muras, 1960; Głowacki, 1960b). Na podstawie m.in. tych prac rozpoznawano następnie obszary złóż leczniczych wód radonowych oraz ustalano wartości radonowego tła hydrochemicznego poszczególnych rejonów Sudetów, o czym już wspomniano.

Wiele pomiarów i badań prowadzono także w związku z występowaniem (gromadzeniem się) radonu w podziemnych obiektach turystycznych, którymi na obszarze Sudetów są sztolnie (fragmenty kopalń i wyrobisk poszukiwawczych, np. arsenu i złota w Złotym Stoku, uranowych w Kowarach i Kletnie, a także podziemne wyrobiska nieznanego przeznaczenia z czasów drugiej wojny światowej, np. w Walimiu), jak również systemy piwnic, np. w Kłodzku, czy jaskinie w obszarach krasowych, np. metamorfiku orlicko-śnieżnickiego – Jaskinia Niedźwiedzia i Jaskinia Radochowska. Badania te prowadzono pod kątem przyrodniczych uwarunkowań występowania radonu (Ciężkowski, 1978; Ciężkowski & Ciężkowski, 1981b; Ciężkowski i in., 1994; Przylibski, 1996b, 1996c, 1998c, 1999c, 2000d, 2001; Przylibski & Ciężkowski, 1999; Chruścielewski & Olszewski, 2000), balneologicznego wykorzystania radonu do antroterapii i jego oddziaływania na organizm pacjentów (Papierkowski, 1969; Posmyk, 1977; Peńsko i in., 1998), a także ochrony radiologicznej pracowników podziemnych obiektów turystycznych (Chruścielewski & Olszewski, 2000). Zaproponowano także wykorzystanie tego gazu jako naturalnego radioaktywnego znacznika ruchów powietrza, a tym samym i zmian mikroklimatycznych we wnętrzu tego typu obiektów (Przylibski & Piasecki, 1998).

Podsumowując rezultaty przedstawionych badań, należy stwierdzić, że ekstremalne wartości stężeń radonu występują w niewentylowanych wyrobiskach nieczynnych ko-

palń uranowych. Zanotowane tam stężenia – około  $1500 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$  w sztolni „Śnieżnik” w rejonie Kamienicy w Masywie Śnieżnika oraz około  $550 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$  w sztolni 19a kopalni Podgórze w Kowarach – należą do największych stężeń radonu do tej pory zanotowanych w Polsce (Ciężkowski & Ciężkowski, 1981b; Ciężkowski i in., 1993). Wartości stężeń radonu zanotowane w innych podziemnych obiektach turystycznych Sudetów przedstawiono w tabeli 4.2. W świetle dotychczasowych badań wydaje się, że większą rolę w dostarczaniu radonu do podziemnych obiektów turystycznych mają rozwarpte szczeliny i spękania, niż zwiększone zawartości macierzystego  $^{226}\text{Ra}$  w skałach otoczenia. Proces wymiany powietrza z atmosferą jest również bardzo istotnym czynnikiem kontrolującym nie tylko poziom stężenia radonu w powietrzu obiektu podziemnego, ale także decydującym o charakterze zmian tych stężeń w czasie. Sezonowa zmienność stężeń radonu występuje w obiektach lub ich rejonach o słabej wentylacji (wymianie powietrza z atmosferą). Największe stężenia radonu notuje się w okresie cieplejszym roku. Wówczas chłodniejsze powietrze jest zatrzymywane wewnątrz podziemnego obiektu turystycznego wraz z gromadzącym się tam radonem. W okresie chłodniejszym natomiast cieplejsze powietrze z wnętrza takiego obiektu jest wynoszone do atmosfery wraz z radonem, co powoduje spadek koncentracji tego gazu w powietrzu sztolni, jaskini, czy systemu piwnic. W obiektach lub ich rejonach, w których istnieje intensywna wymiana powietrza z atmosferą (wentylacja), notuje się mniejsze stężenia radonu, a także ich nieregularne zmiany w ciągu całego roku. Zwracano także uwagę na potrzebę wprowadzenia przepisów prawnych nakazujących monitoring stężeń radonu we wszystkich podziemnych obiektach turystycznych w Polsce oraz ustalenie limitów stężeń dopuszczalnych w tego typu obiektach, przede wszystkim w celu ochrony radiologicznej zatrudnionych pracowników obsługi ruchu turystycznego, zwłaszcza przewodników (m.in. Przylibski, 2002b). Znalazło to odzwierciedlenie w obecnie obowiązujących przepisach ustawy „Prawo atomowe” (Ustawa..., 2000).

Wyniki porównywalne do ekstremalnych wartości stężenia radonu w nieczynnych wyrobiskach kopalń uranu uzyskano w czasie prowadzenia pomiarów w powietrzu gle-

Tabela 4.2. Średnie i ekstremalne wartości średnich miesięcznych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu wybranych podziemnych obiektów turystycznych w Sudetach (według Przylibski, 1997, 1998c, 1999c, 2000d, 2001; Chruścielewski & Olszewski, 2000)

Nazwa obiektu	Stężenie radonu w powietrzu [ $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ ]		
	Minimalne	Średnie	Maksymalne
Jaskinia Niedźwiedzia	0,10	1,26	4,18
Jaskinia Radochowska	0,06	0,45	1,37
Podziemne muzeum „Kopalnia Złota” w Złotym Stoku	0,07	1,88	18,50
Podziemna Trasa Turystyczna im. 1000-lecia Państwa Polskiego w Kłodzku	0,07	0,29	2,21
Podziemne Fabryki Walimia	0,04	0,09	0,33
Sztolnia nr 9 i 9a w Kowarach	0,34	0,58	0,69

bowym. W rejonie Łądko Zdroju uzyskano wartości stężenia radonu sięgające  $650 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$  (Szarszewska, 1974), a w rejonie Świeradowa Zdroju  $370 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ , przy średnich wartościach ok.  $70 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$  (Ciężkowski i in., 1993). Pomiary wykonane w lesach bloku przedsudeckiego wykazały obecność stężeń radonu w powietrzu glebowym dochodzących do  $30 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$  (Solecki, 1995, 1999, 2000). W wyniku najnowszych badań stężeń radonu w powietrzu glebowym stwierdzono, że największym potencjałem radonowym (największe stężenia) charakteryzują się na obszarze Sudetów gleby zalegające na granitach oraz niektórych gnejsach i łupkach metamorficznych (Mose i in., 2003). W świetle badań stężeń izotopu macierzystego dla  $^{222}\text{Rn}$ , jakim jest  $^{226}\text{Ra}$ , w skałach Sudetów można mieć pewne wątpliwości co do roli łupków metamorficznych, jako źródła radonu znajdującego się w powietrzu glebowym, ze względu zarówno na ich mały współczynnik emanacji, jak również porównywalne lub mniejsze od średnich dla skorupy ziemskiej zawartości  $^{226}\text{Ra}$  (Przylibski, 2004). W świetle wyników badań przedstawionych w rozdz. 4.2 największe stężenia radonu w powietrzu glebowym nad granitami i niektórymi gnejsami (zwłaszcza ortognejsami) wydają się być oczywiste.

Spośród innych badań występowania radonu na obszarze Sudetów na uwagę zasługują wyniki, które potwierdzają możliwość wykorzystania radonu, jako naturalnego znacznika różnych procesów zachodzących w środowisku. Do tej pory wspomniano o możliwości zastosowania radonu do śledzenia ruchów powietrza w jaskiniach i tym podobnych obiektach (Przylibski & Piasecki, 1998), możliwe jest także jego wykorzystanie jako znacznika świadczącego pośrednio o eolicznym transporcie radionuklidów, zwłaszcza  $^{238}\text{U}$  (Solecki, 1995, 1999, 2000). Zwrócono również uwagę na możliwość zastosowania izotopów  $^{222}\text{Rn}$  oraz  $^{226}\text{Ra}$  i  $^{228}\text{Ra}$  jako znaczników stref mieszania się wód podziemnych i powierzchniowych, a także jako wskaźników drenażu płytkiego (lokalnego) lub głębszego zbiornika wód podziemnych w skałach krystalicznych (Przylibski i in., 2002a; Solecki, 2002). Wykazano także użyteczność radonu jako narzędzia pomocnego w kartowaniu geologicznym (Fistek i in., 1956; Ciężkowski & Solecki, 1990), jak również narzędzia do określania drożności stref dyslokacyjnych dla wód podziemnych (Marszałek, 1996).

Na obszarze Sudetów prowadzono również pomiary stężenia radonu w budynkach mieszkalnych. W ich wyniku stwierdzono, że właśnie na tym obszarze Polski znajduje się najwięcej budynków, w których średnie roczne stężenia radonu przekraczają wartość  $200 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ , tj. maksymalną dopuszczalną w Polsce średnią roczną wartość stężenia radonu w budynkach przeznaczonych na stały pobyt ludzi (Zarządzenie..., 1995). Najwięcej budynków, w których średnie roczne stężenia radonu wahały się w granicach  $200\text{--}500 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$  znajduje się w Kotlinie Kłodzkiej (Mamont-Cieśla i in., 1994, 1996). Również w znacznej części (23%) budynków mieszkalnych Świeradowa Zdroju i Czerniawy Zdroju stwierdzono przekroczenia obowiązującego do niedawna limitu stężenia  $^{222}\text{Rn}$  (Pachocki i in., 2000b). Niestety nowelizacja „Prawa atomowego” z 2004 roku zniósła jakiegokolwiek ograniczenia dotyczące dopuszczalnych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu budynków, traktując występowanie radonu jako narażenie naturalne, a więc nie

podlegające ograniczeniom (Ustawa..., 2000). Wobec działania tzw. „efektu kominowego” opisanego w rozdziale 2.6 można mieć poważne i uzasadnione wątpliwości co do naturalnego charakteru procesu gromadzenia się radonu w budynkach mieszkalnych.

W najnowszych pracach wskazano także na pilną potrzebę podjęcia szczegółowych i kompleksowych badań geochemii radonu, a także radu w Sudetach w celu określenia tzw. obszarów o wysokim potencjale radonowym, w aspekcie zarówno ochrony radiologicznej mieszkańców, jak i możliwości udokumentowania złóż radonowych wód potencjalnie leczniczych oraz obiektów mogących znaleźć zastosowanie jako naturalne inhalatoria radonowe (Przylibski, 2004; Przylibski i in., 2004a).

## **4.5. Rejony badań i charakterystyka badanych wód podziemnych**

Ze względu na znaczny obszar, jaki w granicach Polski zajmują Sudety (około 6000 km<sup>2</sup>) i blok przedsudecki (około 7400 km<sup>2</sup>), a przede wszystkim ze względu na szczególne znaczenie radonowych wód leczniczych jako kopaliny podstawowej i surowca balneologicznego, do szczegółowych badań wytypowano wody podziemne z wybranych rejonów.

Wszystkie wymienione rejony badań zaznaczono na szkicu geologicznym Dolnego Śląska (rys. 4.1) oraz na mapie przedstawiającej uproszczony podział Sudetów na jednostki tektoniczne wyższego rzędu (rys. 4.2).

### **4.5.1. Złóża radonowych wód leczniczych**

Wzięto przede wszystkim pod uwagę rejony, w których obecnie znajdują się i są eksploatowane złoża radonowych wód leczniczych (por. rozdz. 3.3):

- Świeradów Zdrój,
- Łądek Zdrój,
- Długopole Zdrój,
- Szczawina,
- Szczawno Zdrój,
- Jedlina Zdrój,
- Przerzeczyn Zdrój.

Z wyjątkiem Przerzeczyna Zdroju, leżącego na bloku przedsudeckim, wszystkie wyżej wymienione złoża leżą w Sudetach. Najważniejszą część prac związanych z hydrogeochemiczną charakterystyką występowania radonu w wodach podziemnych prowadzono, korzystając z danych o wodach tych złóż. Nie bez znaczenia jest również prowadzenie w wodach niektórych z tych złóż pomiarów stężenia radonu wielokrotnie w ciągu roku w okresie ostatnich 40 lat, niekiedy jednocześnie z pomiarami innych parametrów hydrogeologicznych i atmosferycznych.



#### 4.5.2. Złoża innych wód leczniczych

W celu pełnej charakterystyki występowania radonu w wodach leczniczych Sudetów w opracowaniu uwzględniono, w nieco węższym zakresie badań, także pozostałe złoża wód leczniczych z tego obszaru (por. rozdz. 3.3), tj.:

- Czerniawa Zdrój,
- Cieplice Śląskie Zdrój,
- Kudowa Zdrój,
- Jeleniów,
- Duszniki Zdrój,
- Polanica Zdrój.

Wyjątek stanowią wody lecznicze Rochowic Starych, które nie zostały uwzględnione w opracowaniu ze względu na brak możliwości ich opróbowania, co jest spowodowane złym stanem technicznym ujęć lub całkowitą ich dewastacją, a także brakiem archiwalnych wyników pomiarów stężeń  $^{222}\text{Rn}$ . Wszystkie wymienione złoża są eksploatowane, z wyjątkiem wód kwasowęglowych i szczaw Jeleniowa, które jednak są dostępne do badań, gdyż tworzą samowypływy z odwiertów.

#### 4.5.3. Wystąpienia potencjalnie leczniczych wód radonowych

Ze względu na możliwość dokumentowania i eksploatowania w przyszłości nowych złóż radonowych wód leczniczych na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego w badaniach uwzględniono także wybrane rejony występowania radonowych wód potencjalnie leczniczych w pobliżu miejscowości:

- Kowary,
- Sosnówka,
- Szklarska Poręba,
- Kamienica,
- Sobótka.

Należy podkreślić, że spośród wymienionych miejscowości, w których rejonie występują potencjalnie lecznicze wody radonowe, w Kowarach, Sosnówce i Szklarskiej Porębie istniały w przeszłości udokumentowane złoża radonowych wód leczniczych (por. tab. 3.1).

#### 4.5.4. Obszary dawnych złóż wód leczniczych

Uwzględnienie byłych złóż leczniczych wód radonowych (obecnie obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych) skłoniło autora do uwzględnienia w prowadzonych badaniach, aczkolwiek w węższym zakresie, także pozostałych byłych złóż wód leczniczych (por. tab. 3.1), które obecnie można uważać za potencjalnie lecznicze. Są to wody podziemne z rejonów:

- Gorzanowa,
- Bobrownik Starych.

Obecnie w Gorzanowie działa kilka firm rozlewniczych, które produkują butelkowane wody mineralne oraz napoje na bazie tych wód. Szczawy tworzące źródła w Bobrownikach Starych nie są obecnie eksploatowane i ulegają postępującej dewastacji.

#### 4.5.5. Wystąpienia wód krasowych

Po wstępnym przeanalizowaniu typów wód podziemnych i ich skał zbiornikowych w wybranych rejonach badań okazało się, że do charakterystyki pełnego przekroju typów wód podziemnych, występujących w Sudetach i na bloku przedsudeckim, pod względem występowania radonu brakuje jedynie wód krasowych (por. rozdz. 4.3). W celu uzupełnienia tej luki w opracowaniu uwzględniono także wyniki badań prowadzonych w niewielkim zakresie w rejonach:

- Kletna,
- Romanowa.

#### 4.5.6. Charakterystyka badanych wód podziemnych

W opisanych rejonach badań występują wszystkie rodzaje wód leczniczych i potencjalnie leczniczych Sudetów. Są to: szczawy i wody kwasowęglowe reprezentujące wszystkie najważniejsze ich typy chemiczne występujące w Sudetach, wody termalne, wody siarczkowe i wody radonowe, jak również ich mieszaniny. W tabeli 4.3 przedstawiono ich ogólną charakterystykę, przy czym szczawy i kwasowęglowe wody radonowe zaliczono do szczaw i wód kwasowęglowych, wody swoiste Łądka Zdroju opisano jako wody termalne, podobnie jak wody swoiste Cieplic Śląskich Zdroju, wreszcie wody siarczkowe i radonowe Przerzeczyna Zdroju scharakteryzowano wraz z wodami radonowymi, podobnie jak niskozmineralizowane i radonowe wody Jeleniowa. Dokładniejszy opis tych wód, ich genezy oraz formowania się ich właściwości fizykochemicznych, a także charakterystykę ich skał zbiornikowych i złóż oraz całych jednostek hydrogeologicznych, w których występują znaleźć można w kilku opracowaniach przeglądowych (Dominikiewicz, 1951; Teisseyre, 1954, 1966; Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1996), jak również w opracowaniach dotyczących wybranych typów wód lub też wód z poszczególnych obszarów (Kaczmarek, 1963; Kaczmarek i in., 1964; Fistek, 1967, 1970a, b; Fistek & Głowacki, 1967; Fistek & Teisseyre, 1967; Fistek & Tęsiorska, 1967; Fistek i in., 1975, 1995; Dowgiałło, 1976, 2002; Ciężkowski & Ciężkowski, 1983; Ciężkowski, 1980, 1983, 2003; Ciężkowski i in., 1992, 2002; Zuber i in., 1995; Marszałek, 1996; Staśko, 1996; Poprawski & Filbier, 1997; Przylibski i in., 1998, 2001; Przylibski & Żebrowski, 1996, 1999; Kozłowski, 1999; Przylibski, 2000b; Kiełczawa, 2001; Michalski, 2001; Bocheńska i in., 2002; Fistek & Dowgiałło, 2003; Rzonca i in., 2003 i in.).

Tabela 4.3. Ogólna charakterystyka wód leczniczych i potencjalnie leczniczych oraz pozostałych badanych wód podziemnych Sudetów zachodnich (na podstawie Ciężkowski, 1989, 1990, 2003; Ciężkowski i in., 1996, 2002; Kaczmarek, 1963; Kaczmarek i in., 1964; Fistek, 1970a, b; Marszałek, 1996; Staško, 1996; Poprawski & Filbier, 1997; Przylibski & Żebrowski, 1999; Przylibski, 2000b; Przylibski i in., 2001; Kielczawa, 2001; Michalski, 2001; Bocheńska i in., 2002; Dowgiałło, 2002; Fistek & Dowgiałło, 2003; Rzonca i in., 2003; uzupełniona)

Lp.	Miejscowość i wysokość wypływów	Litologia i wiek skał zbiornikowych*	Suma wydajności ujęć	Charakterystyka wody				Liczba badanych ujęć i ich głębokość	Wykorzystanie	Wypływy niekontrolowane	
				TDS	Typ chemiczny wody**	Składniki swoiste					Temperatura
	[m <sup>3</sup> ·d <sup>-1</sup> ]		[g·dm <sup>-3</sup> ]	stałe		gazowe	[°C]	[m p.p.t.]			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>SZCZAWY I WODY KWASOWĘGLOWE</b>											
1	Świeradów Zdrój i Czerniawa Zdrój 463–532	gnejsy, granitognejsy kambru – ordowiku, łupki lyszczykowe górnego proterozoiku oraz zwietrzeliny czwartorzędowe	~200	0,2–3,3	HCO <sub>3</sub> –Ca–Mg oraz HCO <sub>3</sub> –Mg–Ca	Fe: 0,1–490 F: 0–2,5 Si: 16–104	CO <sub>2</sub> : 530–3500 Rn: <0,2–867	5,0–16,2	10  0–330	+	+
2	Szczawno Zdrój 402–406	zlepnieńce, piaskowce i mułowce dolnego karbonu	~20	0,4–3,8	HCO <sub>3</sub> –Na–Ca oraz HCO <sub>3</sub> –Na		CO <sub>2</sub> : 0–2240 Rn: 10–325	6,8–17,1	5  0	+	–
3	Jedlina Zdrój 481	mułowce i piaskowce oraz porfiry karbonu górnego	~100	0,5–0,6	HCO <sub>3</sub> –Mg–Ca	F: 0,2–1,5	CO <sub>2</sub> : 700–2200 Rn: 78–248	8,0–15,0	1  449	–	–
4	Długopole Zdrój 365		~50	0,5–1,5	HCO <sub>3</sub> –Ca–Mg– (Na)	Fe: 3,8–55	CO <sub>2</sub> : 826–2646 Rn: 13–152	9,0–11,8	3  0	+	–
5	Szczawina 536	łupki lyszczykowe (i paragnejsy) górnego proterozoiku	~15	0,6–1,1	HCO <sub>3</sub> –Ca–Mg	Fe: 8–26	CO <sub>2</sub> : 2144–2780 Rn: 8–152	7,5–10,5	1  0	+	–
6	Duszniki Zdrój 523–545		~900	0,7–3,0	HCO <sub>3</sub> –Ca–(Na)– (Mg)	Fe: 0,2–22,5 Si: 12,8–123	CO <sub>2</sub> : 50–2740 Rn: 4–152 H <sub>2</sub> S: 0–4,4	8,2–19,0	9  18–180	+	+

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
7	Bobrowniki Stare 520	gnejsy mylonityczne oraz łupki i kwarcyty grafitowe górnego proterozoiku i dolnego paleozoiku	~5	0,2–0,3	HCO <sub>3</sub> –Ca–Mg	Fe: 6,1–35	CO <sub>2</sub> : 904–1640 Rn: 119–164	5,5–9,5	1 0	–	+
8	Kudowa Zdrój 371–381	margle, mułowce, piaskowce i zlepieńce kredy górnej oraz żwiry, piaski, gliny i ropy czwartorzędowe	~400	1,1–3,6	HCO <sub>3</sub> –Na–Ca	Fe: 0,3–22 As: 0,1–9,6 B: 1,1–11,3	CO <sub>2</sub> : 1480–3190 Rn: 1,5–189 H <sub>2</sub> S: 0–4,6	9,5–14,5	5 0–211	+	+
9	Jeleniów 393	piaskowce, margle i mułowce górnej kredy; gliniaste i piaszczysto-ilaste zwięzliny czwartorzędu	~280	0,8–2,5	HCO <sub>3</sub> –Na–Ca	Fe: 1,8–10,7 As: 0,3–6,0	CO <sub>2</sub> : 592–2856 Rn: 18,5–155	8,0–12,1	2 0–98	–	–
10	Polanica Zdrój 358–379	margle i mułowce górnej kredy; gliniaste i piaszczysto-ilaste zwięzliny czwartorzędu	~920	0,8–2,7	HCO <sub>3</sub> –Ca–(Na)	Fe: 0,8–38	CO <sub>2</sub> : 535–2870 H <sub>2</sub> S: 0,0–1,2	8,3–15,5	6 0–269	+	+
11	Gorzanów 315–325	margle i piaskowce górnej kredy	~4700	0,4–1,7	HCO <sub>3</sub> –Ca–(Na)	Fe: 0,0–48	CO <sub>2</sub> : 59–1270	6,9–15,8	8 25–280	+	+
WODY TERMALNE											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
12	Cieplce Śląskie Zdrój 337–341	granity, granodioryty oraz aplity, pegmatyty i lamprofiry dolnego karbonu	~1700	0,4–1,1	SO <sub>4</sub> –HCO <sub>3</sub> –Na oraz HCO <sub>3</sub> –SO <sub>4</sub> –Cl–Na–Ca	F: 1,8–13,5 Si: 36,4–136,5	Rn: 0,0–163	14,0–87,8	8 0–2002,5	+	–
13	Łądek Zdrój 446–468	gnejsy górnego proterozoiku i dolnego paleozoiku	~1050	0,2–0,3	HCO <sub>3</sub> –CO <sub>3</sub> –F–(SO <sub>4</sub> )–Na	F: 7–12,9	Rn: 41–1780 H <sub>2</sub> S: 0,0–4,9	18,7–44,7	6 0–700	+	–

WODY RADONOWE											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
14	Świeradów Zdrój i Czerniawa Zdrój  479–611	gnejsy, granito- gnejsy kambru – ordowiku, łupki łyszczy- kowe górnego proterozoiku oraz zwietrzliny czwartorzędowe	~250	0,04–0,4	SO <sub>4</sub> –HCO <sub>3</sub> –Ca– –Na–(Mg); SO <sub>4</sub> –Cl–Ca–Na– –(Mg); HCO <sub>3</sub> –Cl–SO <sub>4</sub> – –Na–Ca; HCO <sub>3</sub> –SO <sub>4</sub> –Ca– –Mg		Rn: 15–2893	4,2–15,7	10 0–75	+	+
15	Przerzeczyn Zdrój  228–239	gnejsy górnego proterozoiku, granodioryty karbonu, serpentynty dewonu oraz gliny, ily, żwiry i zwietrzliny trzeciorzędu i czwartorzędu	~500	0,3–0,6	HCO <sub>3</sub> –Ca–Mg		Rn: 4–216  H <sub>2</sub> S: 0,3–3,1	8,0–14,4	9 0–182	+	–
16	Szklarska Poręba  575–830	granity i aplity dolnego karbonu oraz zwietrzliny czwartorzędu	~900	0,03–0,14	(SO <sub>4</sub> )–(HCO <sub>3</sub> )– –(Cl)–(NO <sub>3</sub> )– –(Ca)–(Mg)–(Na)		Rn: 64–1772	2,0–12,8	30 0–6	+	+
17	Sosnówka  667–725		~125	0,08–0,12	SO <sub>4</sub> –(HCO <sub>3</sub> )– –(Ca)–(Mg)–(Na)		Rn: 37–315	4,0–8,0	2 0	+	+
18	Kowary  575		~30	0,07–0,08	SO <sub>4</sub> –HCO <sub>3</sub> –Ca– –Na–(Mg)		Rn: 374–656	6,0–7,5	1 0	–	+
19	Kamienica  750–980	gnejsy i erlany górnego prote- rozoiku i dolne- go paleozoiku	~2500	<0,1	(HCO <sub>3</sub> )–(SO <sub>4</sub> )– –Ca–(Mg)–(Na)		Rn: 10–2964	4,0–6,4	6 0–25	–	+

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
20	Sobótka 282–476	granity dolnego karbonu – dolnego permu, gabra, amfibolity i serpentynity dewonu	~85	0,1–0,3****	SO <sub>4</sub> –(HCO <sub>3</sub> )–Ca– –(Mg)–(Na)		Rn: 1,1–229	5,4–12,4	5 0	–	+
21	Jeleniów 393–400	żwiry, piaski, gliny i ility czwartorzędowe oraz margle i piaskowce górnej kredy	~350	0,2–0,4	HCO <sub>3</sub> –(SO <sub>4</sub> )–Ca– –Mg	Fe: 0,3–12,0 As: 0,1–1,1	Rn: 15–96	7,4–11,1	4 3–11	+	–
NISKOZMINERALIZOWANE WODY KRASOWE											
22	Kletno 734–737	wapienie krystaliczne (marmury)	~3200	0,08–0,14	HCO <sub>3</sub> –Ca–Mg		Rn: 3,8–8,4	6,2–6,9	2 0–120	–	+
23	Romanowo 338	górnego proterozoiku	~1700	0,45	HCO <sub>3</sub> –Ca–Mg		Rn: 26–27	9,1–10,2	1 0	–	+

\* – w przypadku skał metamorficznych podano wiek protolitu;

\*\* – jony podane w nawiasach występują nie we wszystkich ujęciach lub pojawiają się okresowo;

\*\*\* – stężenie radonu (<sup>222</sup>Rn) podano w [Bq·dm<sup>-3</sup>]; F, Fe, As – oznaczają odpowiednio zawartość jonów – F<sup>-</sup>, Fe<sup>2+</sup>, HAsO<sub>4</sub><sup>-</sup>, natomiast B oraz Si oznaczają zawartość odpowiednio – HBO<sub>2</sub> (kwas metaborowy) oraz H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> (kwas metakrzemowy);

\*\*\*\* – wyniki oszacowane na podstawie pomiarów przewodności elektrolitycznej właściwej.

## 5. Metody badań

### 5.1. Pobieranie prób i ich przygotowanie do analiz

W czasie prac terenowych autor pobierał próby wód podziemnych oraz ich skał zbiornikowych do analiz laboratoryjnych. Zbierany w terenie materiał był niezbędny do uzupełnienia istniejącej bazy danych archiwalnych o stężeniach  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych, w tym przede wszystkim leczniczych, Sudetów. W celu umożliwienia szerszej interpretacji genetycznej, a także wyciągnięcia wniosków odnośnie do zmienności stężenia radonu w badanych wodach autor pobierał również próby umożliwiające określenie zawartości jego macierzystego izotopu –  $^{226}\text{Ra}$ , zarówno w wodach podziemnych, jak i w ich skałach zbiornikowych.

Wybór punktów, w których autor pobierał próby wód podziemnych był związany przede wszystkim z dostępnością ujęć w złożach wód leczniczych lub ujęć i źródeł w obszarach występowania wód potencjalnie leczniczych i krasowych. W związku z tym niezbędne były wyjazdy rekonesansowe w celu inwentaryzacji dostępnych punktów opróbowania w terenie i tym samym weryfikacja wykorzystanych materiałów archiwalnych. W wytypowanych punktach – źródłach i ujęciach wód podziemnych (studniach kopanych, odwiertach i ujętych – obudowanych źródłach) autor pobierał niezależnie próby wody do oznaczania stężenia  $^{226}\text{Ra}$  i  $^{222}\text{Rn}$ . Szczególnie istotnym zagadnieniem było pobranie próby wody bezpośrednio z ujęcia, a w przypadku braku takich możliwości technicznych, wynikających z konstrukcji ujęcia, w odległości możliwie najmniejszej od ujęcia. Kwestia ta była szczególnie istotna w przypadku prób pobieranych do analizy zawartości  $^{222}\text{Rn}$ , ze względu na możliwość odgazowania wody pomiędzy ujęciem, a miejscem poboru. Szczególną uwagę zwracano także na to, aby opróbowywane ujęcie było eksploatowane w czasie pobierania próby i możliwie długo wcześniej, co zapewniało uzyskiwanie wody o reprezentatywnym składzie chemicznym i właściwościach fizycznych. W związku ze stosowaniem różnych technik pomiarowych sposób pobierania próbek wody i ich przygotowanie do analiz przedstawiono wraz z opisem poszczególnych metod pomiaru.

Typowanie skał zbiornikowych oraz miejsc ich opróbowania autor prowadził na podstawie materiałów archiwalnych, przede wszystkim korzystając ze szczegółowych map geologicznych, dokumentacji hydrogeologicznej złóż, jak również profilów geologicz-

no-technicznych ujęć, a także innych regionalnych opracowań geologicznych. Na podstawie takiej analizy wybrane zostały jednostki litologiczne, z których planowano pobranie prób. W czasie prac terenowych autor weryfikował możliwość pobrania próby skały z konkretnych wydzieleni litologicznych uwzględniając w miarę możliwości stopień jej zwietrzenia reprezentatywny dla warunków przepływu wody w rejonie ujęcia. W związku z tym pobrane próby reprezentują skały znajdujące się w różnym stadium wietrzenia, co wynika z ich różnej głębokości zalegania względem powierzchni terenu. Dzięki temu są one w pełni reprezentatywne jako źródło tej części atomów radonu rozpuszczonego w wodzie podziemnej, która może dotrzeć wraz z wodą do źródła lub ujęcia. Próby skał pobierane były przede wszystkim z wychodni w pobliżu ujęć badanych wód podziemnych, a także z rdzeni wiertniczych odwiertów ujmujących te wody. W niewielkiej liczbie przypadków autor pobierał także próby skał budujących części złóż oddalone od ujęć, stanowiące materiał odniesienia dla skał zbiornikowych. W kilku przypadkach pobrane zostały także próby z wychodni skał zbiornikowych znajdujących się w pewnym oddaleniu od ujęć, ze względu na brak możliwości pobrania ich w bezpośrednim sąsiedztwie ujęcia. Także i w tych przypadkach autor starał się pobierać w pełni reprezentatywny materiał.

Pobrane próby skał, zwykle o objętości od 2 do 5 dm<sup>3</sup>, przewożone były do Laboratorium Hydrogeologicznego Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górniczego Politechniki Wrocławskiej (LHPWr), gdzie autor charakteryzował próby pod względem mineralogiczno-petrograficznym za pomocą opisu makroskopowego. Następnie próby te były suszone, kruszone i mielone do frakcji poniżej 0,1 mm w celu ich ujednorodnienia.

Łącznie autor wytypował, pobrał, opisał i przygotował do analiz około 600 różnego rodzaju prób wód podziemnych oraz ponad 150 prób ich skał zbiornikowych.

## 5.2. Pomiary stężenia <sup>222</sup>Rn w wodach podziemnych

W niniejszej pracy zostały wykorzystane wyniki oznaczeń stężenia radonu <sup>222</sup>Rn wykonywane mniej lub bardziej regularnie w wodach leczniczych, potencjalnie leczniczych i niskozmineralizowanych wodach podziemnych Dolnego Śląska od 1963 roku, a sporadycznie także wcześniej (por. rozdz. 4.4). Najwięcej oznaczeń wykonano w laboratorium BPiUTBU „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju. Wyniki tych oznaczeń stanowią zasadniczą część bazy danych o stężeniach radonu w badanych wodach. Uzupełniają je oznaczenia wykonywane w laboratoriach uzdrowiskowych Świeradowa Zdroju i Łącka Zdroju. W ujęciach wód leczniczych tych uzdrowisk stanowią one największą część bazy danych. Niewielka liczba danych pochodzi także z laboratorium Zakładów Przemysłowych R-1 w Kowarach. Były one wykonywane z zastosowaniem tej samej metody, którą później stosowano w laboratorium BPiUTBU „Balneoprojekt”.

Zebrane przez autora dane, uzyskane z analiz wykonywanych w wyżej wymienionych laboratoriach, zostały wpisane do arkuszy kalkulacyjnych programu Excel i sta-



nowiły podstawowy materiał źródłowy znajdujący się w archiwum Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej. W celu weryfikacji tych oznaczeń w latach 2000–2003 autor wykonał analizy kontrolne, a także zorganizował i był współorganizatorem ogólnopolskich pomiarów porównawczych, które służyły sprawdzeniu wszystkich metod pomiaru stężenia radonu w próbkach wody, jakie są stosowane przez krajowe laboratoria. Analizy kontrolne wykonywano co najmniej dwukrotnie w różnych okresach roku hydrologicznego w celu uniknięcia błędów związanych ze zmianami składu chemicznego badanych wód, jakie mogą być spowodowane zmianą udziału wód płytkiego krążenia w ujmowanej wodzie (potencjalnie) leczniczej, a także zmianami warunków hydrodynamicznych (przede wszystkim ilości wody) w systemie krążenia. Dotyczy to zwłaszcza płytkich, niskozmineralizowanych wód infiltracyjnych, zasilanych głównie wodami opadowymi i roztopowymi. Analizy te wykonywano w Laboratorium Badania Niskich Aktywności Zakładu Fizyki Jądrowej i Jej Zastosowań Instytutu Fizyki Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach (LBNAUŚ), a także w laboratorium LHPWr. Wykorzystano także wyniki analiz archiwalnych oznaczeń stężenia radonu  $^{222}\text{Rn}$  oraz radu  $^{226}\text{Ra}$  w niektórych z badanych wód, jakie znajdują się w archiwum LBNAUŚ. Łącznie w pracy wykorzystano wyniki niemal 15 500 oznaczeń stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Sudetów i bloku przedsudeckiego, z czego 383 to wyniki własnych badań autora.

Ze względu na znaczne różnice w sposobie pobierania próbki, preparatyki i pomiaru każdą ze stosowanych metod pomiaru stężenia radonu w badanych wodach omówiono osobno. Należy przy tym podkreślić, że we wszystkich wymienionych laboratoriach używany jest inny sprzęt, wykorzystujący różnorodne techniki pomiarowe. Do pomiaru stężenia radonu  $^{222}\text{Rn}$  w próbkach wody stosowane w tych laboratoriach są: komory jonizacyjne, komory scyntylicyjne, liczniki ciekłoscyntylicyjne, jak również detektory promieniowania  $\gamma$  – do rejestracji aktywności pochodnych radonu –  $^{214}\text{Bi}$ .

Pomiary w laboratorium BPiUTBU „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju wykonywane były za pomocą elektrometru typu SG-11 produkcji ZSRR, podłączonego do komory jonizacyjnej<sup>1</sup>. Zestaw ten może być wykorzystywany zarówno w laboratorium, jak i w pomiarach terenowych. Elektrometr SG-11 jest przeznaczony do mierzenia wielkości natężenia prądu w polu zjonizowanym przez cząstki  $\alpha$  powstające na skutek rozpadu jąder  $^{222}\text{Rn}$ . Prędkość przemieszczania się indeksu (nici) kwarcowego w zjonizowanym polu mierzy się za pomocą stopera. Odczytu dokonuje się poprzez wbudowany mikroskop (okular) i wyraża w działkach skali na jednostkę czasu (minutę). Prędkość przemieszczania się indeksu (nici) kwarcowego jest funkcją stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w komorze jonizacyjnej. Maksymalny błąd pomiaru wynosi 10% i w dużym stopniu zależy od czynników subiektywnych, takich jak precyzja wyboru momentu przejścia indeksu przez działkę skali (błąd spostrzeżenia), czas reakcji włączenia i wyłączenia stopera, stopień przeprowadzenia ra-

<sup>1</sup> Opis metody pomiarowej na podstawie informacji i materiałów uzyskanych dzięki uprzejmości Pana Zdzisława Rafalskiego (BPiUTBU „Balneoprojekt”)

donu z próbki wody (lub gazu) znajdującej się w przepłuczce Curie do komory jonizacyjnej oraz dokładnością oznaczenia objętości próbki. W praktyce za pomocą elektrometru SG-11 można mierzyć stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w próbkach wody, powietrza oraz powietrza glebowego z dokładnością około 10% w zakresie od 0,05 do około  $50 \text{ nCi}\cdot\text{dm}^{-3}$ , tj.  $\sim 1,85\text{--}1850 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Przed przystąpieniem do pomiaru elektrometr musi być wykalibrowany. Kalibrację elektrometru przeprowadza się przy czułości 40 działek/V, wykorzystując komorę jonizacyjną produkcji radzieckiej typu SB-6 o objętości  $1 \text{ dm}^3$  i stosując kilka wzorcowych roztworów  $^{226}\text{Ra}$ . Kontrola wartości stałej kalibracji prowadzona jest sukcesywnie „na komorze „zerowej”.

Celem oznaczenia, za pomocą wyżej opisanego zestawu pomiarowego, stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie, do szklanego naczynia, zwanego przepłuczką Curie, pobiera się próbkę wody. W zależności od warunków woda pobierana jest bezpośrednio z cieku (rzeki, potoku), z wypływu (ujęcia, źródła) lub studni (odwiertu). Przepłuczkę napelnia się do około  $2/3\text{--}3/4$  objętości, szczelnie zamyka i opisuje. Następnie pomiar może być wykonany w terenie lub też po przewiezieniu przepłuczki do laboratorium. Przed przystąpieniem do właściwego pomiaru z komory jonizacyjnej SB-6, celem uzyskania podciśnienia, wypompowywane jest powietrze, do momentu uzyskania ciśnienia w komorze jonizacyjnej równego około 0,9 bara. Następnie komora jonizacyjna poprzez osuszacz powietrza, zawierający odwodnioną krzemionkę, łączona jest gumowym przewodem z zaworem przepłuczki. Po otwarciu zaworu prędkość przepływu powietrza przez przepłuczkę i znajdującą się w niej próbkę wody regulowana jest zaworem w taki sposób, aby w próbce wody tworzyły się wyraźnie odrębne pęcherzyki powietrza, w liczbie dającej się bez trudu policzyć. Po wyrównaniu się ciśnień i ustaniu przepływu powietrza nasyconego wyekstrahowanym z próbki wody radonem zamykana jest komora jonizacyjna. W zależności od sposobu kalibracji elektrometru odczyt pomiaru wykonuje się bezpośrednio po zakończeniu ekstrakcji radonu z próbki lub też po upływie około 4 godzin, tj. po ustaleniu się równowagi promieniotwórczej pomiędzy  $^{222}\text{Rn}$  a jego „krótkożyciowymi” pochodnymi. Wynik pomiaru obliczany jest następnie z równania

$$Q = \frac{I n}{V a} \quad (5.1)$$

- gdzie:  $Q$  – stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w badanej próbce wody w chwili jej pobrania,  $\text{Ci}\cdot\text{dm}^{-3}$ ,  
 $I$  – stała kalibracji,  $\text{Ci}$ ; w zestawie wykorzystywanym przez BPiUTBU „Balneo-projekt” stała ta jest rzędu  $5,1\cdot 10^{-12}$  dla warunków równowagi promieniotwórczej pomiędzy  $^{222}\text{Rn}$  a jego „krótkożyciowymi” produktami rozpadu,  
 $n$  – liczba działek skali, którą indeks kwarcowy „przekracza” w czasie jednej minuty,  
 $V$  – objętość wody w przepłuczce Curie,  $\text{dm}^3$ ,  
 $a$  – współczynnik rozpadu radonu (wartość z przedziału 0–1).

Po zakończeniu pomiaru, a przed przystąpieniem do kolejnego, należy oczyścić komorę jonizacyjną z radonu i jego pochodnych przez przedmuchiwanie strumieniem powietrza, aż do uzyskania wartości jonizacji tła, przepłuczkę natomiast należy kilkakrotnie przepłukać wodą destylowaną.

Pomiary stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w laboratorium uzdrowskim w Świeradowie Zdroju wykonywane są dla wód leczniczych Świeradowa Zdroju i Czerniawy Zdroju za pomocą zanurzeniowej sondy scyntylicyjnej SSU-70 z kryształem  $\text{NaI(Tl)}$ , rejestrującej promieniowanie  $\gamma$ . 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  $\gamma^{214}\text{Bi}$  – krótkożyciowego produktu rozpadu  $^{222}\text{Rn}$ . Pomiar następuje po upływie około 4 godzin od pobrania próbki. W tym czasie dochodzi do ustalenia się równowagi promieniotwórczej pomiędzy izotopami  $^{222}\text{Rn}$  i  $^{214}\text{Bi}$ . Pomiar polega na zanurzeniu sondy w otwartym naczyniu wypełnionym pobraną uprzednio próbką wody o objętości  $1 \text{ dm}^3$  i odczytaniu wartości zliczeń z przelicznika częstości impulsów. Wcześniejsza kalibracja toru pomiarowego pozwala na przeliczenie częstości zliczeń na aktywność właściwą badanej próbki. Dolny próg detekcji dla tej metody pomiarowej wynosi  $37 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  ( $1 \text{ nCi}\cdot\text{dm}^{-3}$ ).

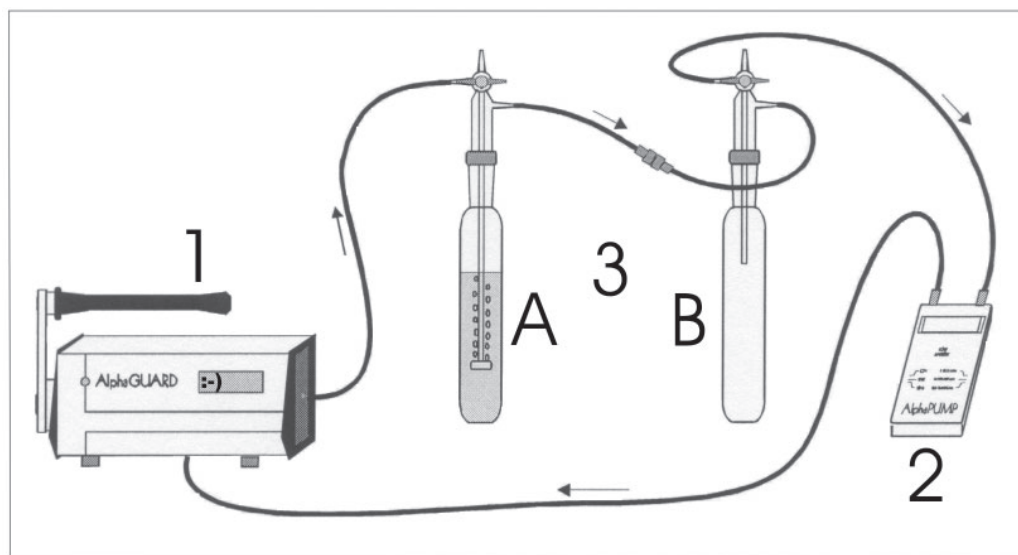
Laboratorium uzdrowskie w Łądku Zdroju prowadzi pomiary stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w próbkach wody z ujęć Łądku Zdroju. Do tego celu w latach 1964–1993 stosowano opisany elektrometr typu SG-11 produkcji ZSRR, podłączony do komory jonizacyjnej, a od końca 1993 roku – komorę scyntylicyjną. Jest to odmiana komory Lucasa – szklana, płaskodenna kolba o objętości  $1 \text{ dm}^3$ , której ścianki, z wyjątkiem denka, pokryte są scyntylatorem ( $\text{ZnS(Ag)}$ ). Scyntylator rejestruje cząstki  $\alpha$  wysyłane w czasie rozpadu jąder  $^{222}\text{Rn}$  i jego pochodnych (tylko „alfaemiterów”). Próbka wody o objętości  $0,1 \text{ dm}^3$  pobierana jest do specjalnego naczynia szklanego wprost z ujęcia (z zaworu znajdującego się najbliżej ujęcia), mającego dwa wyloty zaopatrzone w gumowe wężyki z zaciskami i przenoszona do laboratorium. W komorze Lucasa wytwarzane jest podciśnienie poprzez odpompowanie powietrza. Następnie komora Lucasa podłączana jest gumowymi węzami z kapilarą do naczynia zawierającego pobraną próbkę wody. Po zwolnieniu zacisków na gumowych węzłach następuje powolny, jednak turbulentny przepływ powietrza przez naczynie z próbką wody. W czasie przechodzenia powietrza przez wodę następuje jego nasycenie radonem uwalnianym z wody. Powietrze to następnie przedostaje się kapilarą do wnętrza komory Lucasa. Po całkowitym napełnieniu komory scyntylicyjnej powietrzem zawierającym  $^{222}\text{Rn}$  uwolniony z próbki wody następuje jej zamknięcie. Czas napełniania komory powinien wynosić około 30 minut, a im jest on dłuższy, tym dokładniejszy jest wynik pomiaru. Napełniona powietrzem zawierającym radon komora Lucasa jest odstawiana na okres około 4 godzin w celu ustalenia się w jej wnętrzu równowagi promieniotwórczej pomiędzy  $^{222}\text{Rn}$  a jego krótkożyciowymi pochodnymi. Następnie komorę Lucasa – kolbę szklaną – umieszcza się w światłoszczelnym domku osłonnym, wcześniej doprowadzając do kontaktu optycznego jej płaskodennej

części z fotopowielaczem. Zasadniczy pomiar polega na odczytaniu liczby zliczeń z przelicznika częstości impulsów. Wcześniejsza kalibracja układu pomiarowego umożliwia przeliczenie częstości zliczeń na aktywność badanej próbki<sup>2</sup>.

W laboratorium LBNAUŚ oznaczenia stężenia <sup>222</sup>Rn w próbkach wód (m.in. podziemnych) wykonuje się techniką ciekłych scyntylatorów. W tym celu stosuje się licznik ciekłoscyntylacyjny 1414 WinSpectral  $\alpha/\beta$  firmy Wallac. Model ten jest wyposażony w układ elektronicznej separacji impulsów (PSA – *Pulse Shape Analyser*) pochodzących od emiterów  $\alpha$  i  $\beta$  promieniotwórczych. Dzięki temu zbierane widmo promieniowania rozdzielone jest na dwie składowe. Wydajność detekcji cząstek  $\alpha$  wynosi 100% i dlatego analizę wszystkich mierzonych próbek wykonuje się na podstawie składowej  $\alpha$  widma promieniowania. W trakcie pomiaru w wybranym oknie rejestrowana jest całkowita liczba zliczeń (*total alfa*), pochodzących od radonu i jego pochodnych, ale tylko od izotopów rozpadających się przez emisję cząstki  $\alpha$ . Korzystając z matematycznej formuły opisującej rozpad rodziny promieniotwórczej, tzw. równań Batemana oraz wcześniej wyznaczonego współczynnika kalibracyjnego, oblicza się aktywność właściwą próbki w momencie jej pobrania. W celu zminimalizowania możliwości ucieczki radonu na drodze: miejsce pobrania próbki – laboratorium, wszystkie próbki pobierane są za pomocą strzykawki o pojemności 10 cm<sup>3</sup> bezpośrednio do naczynia pomiarowego w miejscu ujęcia wody podziemnej. Naczyniem pomiarowym jest szklane naczynie scyntylacyjne o pojemności 20 cm<sup>3</sup>, wypełnione 10 cm<sup>3</sup> ciekłego scyntylatora Insta-Fluor. Pobraną próbkę wody o objętości 10 cm<sup>3</sup> wprowadza się do naczynka pomiarowego pod warstwę scyntylatora. Następnie naczynie jest szczelnie zamykane i energicznie wstrząsane kilkunastokrotnie w celu umożliwienia przejścia radonu z wody do scyntylatora. Tak przygotowane próbki transportowane są do laboratorium, gdzie następnie poddawane są właściwemu pomiarowi na liczniku ciekłoscyntylacyjnym. Dolny próg detekcji dla tej metody wynosi około 0,2 Bq·dm<sup>-3</sup>.

Autor wykonywał pomiary stężenia <sup>222</sup>Rn w próbkach wody na stanowisku do pomiarów stężenia radonu w wodzie w laboratorium LHPWr. Stanowisko to jest wyposażone w produkowany seryjnie system pomiarowy stężenia radonu AlphaGUARD™ niemieckiej firmy Genitron Instruments GmbH. System ten w wersji służącej do pomiarów stężenia radonu w wodzie składa się z elementów przedstawionych na rysunku 5.1. Są to: AlphaGUARD™ – przenośny monitor radonowy, AlphaPUMP™ – gazoszczelna pompka o skokowo regulowanym przepływie gazu w zakresie od 0,03 do 1,0 dm<sup>3</sup>·min<sup>-1</sup>, a także AquaKIT™ – gazoszczelny zestaw służący do odgazowania próby wody, a przede wszystkim do uwolnienia rozpuszczonego w niej radonu. Wszystkie te elementy są połączone w zamknięty hermetycznie obieg. Stanowisko pomiarowe oprócz wymienionych urządzeń jest wyposażone także w termometr zanurzeniowy, służący do pomiaru temperatury wody w czasie wykonywania pomiaru, stoper odmierzający dokładny czas pomia-

<sup>2</sup> Opis metody pomiarowej na podstawie informacji i materiałów uzyskanych dzięki uprzejmości Pana mgr. Bogdana Ciekota (Uzdrowisko Łądek–Długopole SA)



Rys. 5.1. Schemat zestawu urządzeń służących do pomiarów stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w próbkach wody produkowany przez Genitron Instruments GmbH, a wykorzystywany w Laboratorium Hydrogeologicznym Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej. 1 – monitor AlphaGUARD™, 2 – gazoszczelna pompka AlphaPUMP™, 3 – AquaKIT™: A – naczynie odgazowujące próbkę wody, B – naczynie asekuracyjne (osuszające). Strzałki oznaczają kierunek przepływu powietrza

ru, „doker” umożliwiający włączenie w system strzykawki z pobraną próbką wody oraz w strzykawkę o objętości  $100\text{ cm}^3$ , będącą częścią zestawu AquaKIT™. Monitor AlphaGUARD™ jest połączony złączem szeregowym RS232 z komputerem klasy PC, do którego przesyłane i wpisywane są wszystkie dane zbierane w czasie pomiaru, a następnie w arkuszu kalkulacyjnym wykonuje się niezbędne obliczenia (Przylibski & Adamczyk, 2003).

Podstawowym urządzeniem znajdującym się na stanowisku pomiarowym jest monitor AlphaGUARD™, wykonujący właściwy pomiar stężenia  $^{222}\text{Rn}$ . Pomiar następuje we wbudowanej komorze jonizacyjnej o objętości aktywnej  $0,56\text{ dm}^3$  i całkowitej  $0,62\text{ dm}^3$ , wyposażonej w filtry zatrzymujące radioaktywne produkty rozpadu radonu oraz zanieczyszczenia. Radon jest dostarczany do komory jonizacyjnej wraz z powietrzem atmosferycznym poprzez pompkę AlphaPUMP™ z wydajnością  $0,3\text{ dm}^3\cdot\text{min}^{-1}$ . Wcześniej powietrze pompowane jest przez szklane naczynie odgazowujące próbkę wody, zaopatrzone w napowietrzacz, powodujący turbulentny przepływ gazu (powietrza) przez próbkę wody, a następnie przez naczynie asekuracyjne (osuszające), w którym zatrzymywany jest nadmiar wilgoci – możliwe jest skraplanie się pary wodnej, co zabezpiecza komorę jonizacyjną przed uszkodzeniem. Badaną próbkę wody umieszcza się bezpośrednio w naczyniu odgazowującym poprzez przyłączenie do „dokera” wylotu strzykawki i delikatne wstrzyknięcie wody, w taki sposób, aby nie wywołać turbulentnego przepływu,

co mogłoby spowodować częściową ucieczkę radonu (w tym czasie układ jest otwarty, wobec konieczności wyrównania ciśnienia z atmosferą). Niezwłocznie po wprowadzeniu próbki wody o objętości  $100 \text{ cm}^3$  do naczynia odgazowującego zamykane są zawory w tym naczyniu oraz w naczyniu asekuracyjnym w celu hermetycznego zamknięcia układu pomiarowego. Po przeniesieniu próbki wody o objętości  $100 \text{ cm}^3$  do układu pomiarowego i jego hermetycznym zamknięciu oraz włączeniu AlphaGUARD'a™ w jednodominutowym cyklu pomiarowym, w trybie przepływowym, następuje właściwy pomiar stężenia radonu w próbce wody, a właściwie w powietrzu komory jonizacyjnej, do którego  $^{222}\text{Rn}$  został z wody wyekstrahowany. W ciągu pierwszych 10 minut pomiaru pracuje AlphaPUMP™ przepompowując  $0,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{min}^{-1}$  powietrza w obiegu zamkniętym: AlphaPUMP™–AlphaGUARD™–AquaKIT™. Po upływie 10 minut pomiaru pompka jest wyłączana, a pomiary są wykonywane nadal, przez kolejne 20 minut. Po 30 minutach od rozpoczęcia pomiaru (włączenia pompki) wyłączany jest AlphaGUARD™, co kończy pomiar. W tym momencie w pamięci monitora zapisanych jest 30–35 wyników pomiarów stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu komory jonizacyjnej, będących wartościami średnimi dla każdej minuty pomiaru od momentu włączenia monitora AlphaGUARD™, z których 24–28 uwzględnianych jest w dalszych obliczeniach. Zwykle 4–6 pierwszych wyników pomiarów jest obciążone zbyt dużym błędem, w skrajnych przypadkach dochodzącym do 100%, ze względu na niejednorodne rozmieszczenie radonu w całym systemie pomiarowym w początkowym okresie pomiaru oraz ze względu na bieg własny (czas odpowiedzi) komory jonizacyjnej AlphaGUARD™. Wbudowane w monitorze czujniki rejestrują w pamięci także dane o temperaturze otoczenia, w °C, wilgotności względnej powietrza w laboratorium, w %, oraz o ciśnieniu atmosferycznym, mbar, dla każdego z jednodominutowych pomiarów. Wyniki pomiarów stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu komory jonizacyjnej są przeliczane i zapisywane w  $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$ , a przy stężeniach powyżej  $99\,000,00 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$  w  $\text{kBq} \cdot \text{m}^{-3}$ . Przepisywany jest także wynik pomiaru temperatury próbki wody z wyświetlacza termometru do pamięci komputera PC. Po zakończeniu pomiaru próbka wody jest wylewana, a cały system wentylowany przez około 3 godziny w celu usunięcia radonu i jego pochodnych oraz pary wodnej, zwłaszcza z wnętrza komory jonizacyjnej.

W pamięci monitora przechowywane są wyniki 32 ostatnich pomiarów stężenia  $^{222}\text{Rn}$ , a więc możliwe jest przesyłanie wyników do pamięci komputera bezpośrednio po wykonaniu pomiaru, w czasie wentylowania zestawu pomiarowego, lub też całej serii wykonanych pomiarów. W czasie prowadzenia pomiaru kolejne wyniki w cyklu jednodominutowym są pokazywane na bieżąco na wyświetlaczu LCD monitora AlphaGUARD™, natomiast wykres ich zmian w czasie można oglądać na monitorze komputera PC, dzięki wykorzystaniu programu AlphaEXPERT™. W programie tym możliwa jest także wstępna obróbka danych, m.in. odczytanie średnich wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$  i niepewności jego oznaczenia dla każdego 30-minutowego pomiaru. Jest to wartość średnia liczona algorytmem zapisanym w programie AlphaEXPERT™ dla 24–28 wartości uzyskanych w cyklu jednodominutowym, które nie są obciążone zbyt dużą niepewnością (zwykle od kilku do kilkunastu procent), która jest podawana także dla każdej z 1-minutowych war-

tości. Średnie stężenie  $^{222}\text{Rn}$  wraz z niepewnością oznaczenia podawane są w  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ . Przeliczenie tej wartości na stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w próbce wody możliwe jest przy wykorzystaniu równania zaproponowanego przez producenta zestawu

$$c_{pw} = \frac{c_{pp} \left( \frac{V_{sys} - V_{pw}}{V_{pw}} + \omega \right) - c_0}{1000} \quad (5.2)$$

- gdzie:  $c_{pw}$  – stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w badanej próbce wody,  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , (w czasie pomiaru),  
 $c_{pp}$  – stężenie  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ , zmierzone w powietrzu komory jonizacyjnej; wartość średnia z 24–28 jednonminutowych pomiarów,  
 $c_0$  – początkowe stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu systemu pomiarowego (przed rozpoczęciem pomiaru); przy dokładnym przewentylowaniu systemu po poprzednim pomiarze równe jest stężeniu  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu laboratorium i wynosi kilka (1–3)  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ ; najczęściej wartość  $c_0$  jest co najmniej o 3 rzędy wielkości mniejsza od wartości  $c_{pp}$ , w związku z czym w większości przypadków można ją zaniedbać przy obliczeniach,  
 $V_{sys}$  – objętość całego systemu pomiarowego,  $\text{cm}^3$ ; w przypadku mniejszego naczynia odgazowującego, stosowanego dla próbki wody o objętości  $100\text{ cm}^3$  wynosi ona  $1122\text{ cm}^3$ ,  
 $V_{pw}$  – objętość próbki wody,  $\text{cm}^3$ , najczęściej 100, a przy dokładniejszych pomiarach małych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  –  $500\text{ cm}^3$ ,  
 $\omega$  – temperaturowy współczynnik rozpuszczalności radonu w wodzie pod ciśnieniem normalnym (101,325 kPa); obliczany z równania (2.2) dla zmierzonej w czasie pomiaru temperatury próbki wody.

Powyższe obliczenia wykonywane są automatycznie po wpisaniu danych w arkuszu kalkulacyjnym. Otrzymaną wartość  $c_{pw}$  należy następnie przeliczyć na stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w chwili pobrania próbki –  $c_{ppw}$ . W tym celu korzysta się z równania rozpadu promieniotwórczego (2.18), w którym zastępując liczby jąder  $^{222}\text{Rn}$  ( $N$  i  $N_0$ ) przez odpowiednie stężenia promieniotwórcze ( $c_{pw}$  i  $c_{ppw}$ ) otrzymujemy

$$\frac{c_{pw}}{c_{ppw}} = e^{-(\ln 2) \cdot \frac{t}{T_{1/2}}} \quad (5.3)$$

skąd

$$c_{ppw} = \frac{c_{pw}}{e^{-(\ln 2) \cdot \frac{t}{T_{1/2}}}} \quad (5.4)$$

gdzie:  $T_{1/2}$  – okres półrozpadu  $^{222}\text{Rn}$ , który według najnowszych danych wynosi  $5504,256 \pm 2,592$  minuty (Collé, 1995a, b);

$t$  – czas mierzony od chwili pobrania próbki wody do połowy pomiaru, tj. z włączeniem pierwszych 15 minut trwania pomiaru, w min.

Obliczenia również wykonywane są automatycznie w arkuszu kalkulacyjnym, po wprowadzeniu czasu  $t$ .

Dolny próg detekcji dla tej metody wynosi około  $0,05 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  wody, przy niepewności wyniku rzędu 100%, co wynika z precyzji oznaczenia stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu komory jonizacyjnej monitora AlphaGUARD™, która wynosi  $2 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ . Większe stężenia, rzędu kilku  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  są mierzone z niepewnością około 5–25%, podczas gdy wartości powyżej  $10 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  określane są z niepewnością rzędu 3–6%. Dokładniejszy opis procedur, błędów oraz zakresu stosowania tej metody pomiaru można znaleźć w pracy Przylibskiego i Adamczyk (2003).

W celu sprawdzenia wiarygodności i porównania wyników uzyskiwanych za pomocą wszystkich (a szczególnie własnej metody) przedstawionych metod pomiarowych wykonano analizy porównawcze, zarówno pośrednie, jak i bezpośrednie. Porównanie bezpośrednie wyników uzyskiwanych przez poszczególne laboratoria było możliwe w czasie ogólnopolskich eksperymentów porównawczych metod pomiarowych stężenia radonu w wodzie wykonanych w latach 2001, 2002 i 2003 (Przylibski i in., 2004b) (tabela 5.1). Widoczna jest bardzo dobra zgodność wyników uzyskanych przez laboratoria LBNAUŚ i LHPWr, w którym oznaczenia wykonywał autor. Są to praktycznie wyniki porównywalne w granicach błędów oznaczenia. Wyniki te są również zgodne w granicach błędów z innymi laboratoriami biorącymi udział w pomiarach porównawczych (Przylibski i in., 2004b). Wyniki uzyskane natomiast przez pozostałe laboratoria przedstawione w tabeli 5.1 są wyraźnie niższe, niż wyniki uzyskane przez LBNAUŚ i LHPWr. Są natomiast porównywalne ze sobą poza jednym przypadkiem (ujęcie Górne 3). Wobec mniejszych wartości stężenia radonu zanotowanych w tych laboratoriach względem LBNAUŚ i LHPWr, a także innych laboratoriów biorących udział w pomiarach porównawczych (Przylibski i in., 2004b) należy uznać je za zaniżone. Fakt ten można wytłumaczyć odgazowa-

Tabela 5.1. Wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , w podziemnych wodach leczniczych ujęć Marta i Mieszko w Szczawnie Zdroju uzyskane przez różne laboratoria w czasie pomiarów porównawczych w październiku 2001 r. oraz w podziemnych wodach leczniczych studni ujęcia Górne w Świeradowie Zdroju uzyskane przez różne laboratoria w czasie pomiarów porównawczych we wrześniu 2002 r.

Laboratorium	Ujęcie Mieszko	Ujęcie Marta	Ujęcie Górne 1	Ujęcie Górne 2	Ujęcie Górne 3 (zbiorcze)
LBNAUŚ	$30,1 \pm 0,9$	$206 \pm 5$	$481 \pm 16$	$157 \pm 5$	$867 \pm 28$
LHPWr			$462 \pm 25$	$170 \pm 10$	$815 \pm 38$
BPiUTBU „Balneoprojekt”	$22,6 \pm 0,7$	$119,9 \pm 3,1$			
Zdzisław Rafalski – usługi projektowe (w 2001 r. BPiUTBU „Balneoprojekt”)			$371 \pm 35$	$115 \pm 6$	$486 \pm 24$
Laboratorium Uzdrawiska Łądek-Długopole S.A.	22,4	123,6			
Laboratorium Analityczne, Świeradów Zdrój			351,5	129,5	573,5



niem analizowanych prób wody w czasie ich pobierania lub transportu do laboratorium. Ponieważ na podstawie wyników uzyskiwanych w tych laboratoriach autor wykonał znaczną część analiz statystycznych, których wyniki przedstawiono w kolejnych rozdziałach, należy do nich podchodzić z pewną ostrożnością. Niemniej jednak można przyjąć, że obliczenia statystyczne wykorzystujące te wyniki są wiarygodne, ponieważ błąd popełniany przy kolejnych pomiarach jest podobny, a więc analiza znacznej liczby wyników tych pomiarów nie zmienia siły związku analizowanych parametrów, która jest niezależna od poszczególnych mierzonych wartości. Przyczyn rozbieżności uzyskiwanych wyników można upatrywać w zmianie personelu wykonującego te oznaczenia, a także w zmianie sprzętu pomiarowego lub braku kalibracji tego sprzętu, co wystąpiło w trzech z tych laboratoriów. Wartość naukowa tak znacznej liczby zgromadzonych wyników archiwalnych – ponad 15000 jest nie do przecenienia. Dlatego też autor podjął próbę weryfikacji danych archiwalnych, które wykorzystywał w dalszej części pracy, w sposób pośredni. Do tego celu wykorzystane zostały archiwalne wartości średnich stężeń  $^{222}\text{Rn}$  uzyskane z pomiarów wykonywanych przez laboratorium BPiUTBU „Balneoprojekt” w latach 1963–2000. Porównano je z wynikami analiz z lat 2000–2003 wykonanych w LBNAUŚ dla wód podziemnych z tych samych ujęć. Wyniki te przedstawiono w tabeli 5.2. Zakładając, potwierdzony w kolejnych rozdziałach, brak stałych trendów zmian, tj. systematycznego zwiększenia lub zmniejszenia stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach poszczególnych ujęć, można przyjąć, że wartości średniego stężenia z kilku do kilkun-

Tabela 5.2. Średnie wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , w podziemnych wodach leczniczych wybranych ujęć Sudetów uzyskane przez Laboratorium Badania Niskich Aktywności Zakładu Fizyki Jądrowej i Jej Zastosowań Instytutu Fizyki Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach oraz laboratorium BPiUTBU „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju

Miejscowość	Ujęcie	Laboratorium	
		LBNAUŚ	BPiUTBU „Balneoprojekt”
		(liczba pomiarów)	
Szczawno Zdrój	Marta	220 (3)	215 (35)
	Mieszko	31 (3)	29 (36)
Lądek Zdrój	Dąbrówka	136 (3)	135 (40)
	Jerzy	1247 (3)	1209 (41)
Świeradów Zdrój	MCS4	989 (4)	993 (26)
	MCS5	1222 (4)	1086 (27)
Cieplice Śląskie Zdrój	C-2	11.7 (4)	12.2 (15)

stu analiz wykonywanych w przedziale czasu od kilkunastu miesięcy do kilku lat powinny być zbliżone do siebie. Z wyników przedstawionych w tabeli 5.2 można wyciągnąć wniosek, że wyniki analiz archiwalnych są wiarygodne, a zatem i interpretacja wykonanych analiz statystycznych jest uprawniona. Niemniej jednak we wszystkich przypadkach kiedy analizowano wartości bezwzględne stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach poszczególnych ujęć autor opierał się przede wszystkim na wynikach własnych badań, wykonywanych zarówno w laboratorium LHPWr, jak i LBNAUŚ.

Niezwykle istotne było również bezpośrednie porównanie wyników oznaczeń stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych wybranych ujęć Sudetów pomiędzy laboratoriami LBNAUŚ i LHPWr. Wyniki tych analiz porównawczych przedstawiono w tabeli 5.3. Ich zgodność nie budzi wątpliwości i w większości przypadków wyniki uzyskiwane w obu laboratoriach są sobie równe w granicach błędów, a w pozostałych przypadkach odchylenia są nieznaczne, nie przekraczają 10% uzyskanych wartości.

Tabela 5.3. Wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , w wodach podziemnych wybranych ujęć Sudetów uzyskane przez Laboratorium Badania Niskich Aktywności Zakładu Fizyki Jądrowej i Jej Zastosowań Instytutu Fizyki Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach i Laboratorium Hydrogeologiczne Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej

Miejscowość	Ujęcie	Laboratorium	
		LBNAUŚ	LHPWr
Kowary	źródło nr 26	470 ± 10	536 ± 27
		(2001.11.11.)	
		457 ± 15	518 ± 25
	źródło Jola	(2002.09.26.)	
		43,7 ± 1,4	49 ± 3
	Lubachów	wypływ ze sztolni w sąsiedztwie nieistniejącej wsi Schlesier-Thale	8,3 ± 0,3
(2002.09.26.)			
Jedlina Zdrój	źródło „Na zakręcie nr 1”	14,4 ± 0,4	14,4 ± 1,4
Kamienica	źródło K15	(2002.12.10.)	
		22,4 ± 1,0	22,8 ± 2,7
Polanica Zdrój	odwiert P-300	(2003.04.30.)	
		6,3 ± 0,4	4,4 ± 0,7
	odwiert Józef Stary	(2003.02.14.)	
		24,3 ± 0,9	23,7 ± 2,4
	odwiert Pieniawa Józefa I	(2003.02.14.)	
		22,6 ± 0,9	22,6 ± 2,7
	odwiert Pieniawa Józefa II	(2003.02.14.)	
21,2 ± 0,8		21,6 ± 2,7	
odwiert Wielka Pieniawa	(2003.02.14.)		
		17,7 ± 0,7	15,5 ± 1,7

Na podstawie przeprowadzonych analiz należy stwierdzić, że widoczne w kilku przypadkach różnice pomiędzy wynikami uzyskiwanymi w różnych laboratoriach świadczą o znacznym stopniu trudności wykonywania rzetelnych i wiarygodnych pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych. Najważniejszym powodem otrzymywania wyników obarczonych znacznym błędem jest możliwość ucieczki radonu (odgazowania próbki) na każdym etapie pomiaru – od momentu pobierania próbki w terenie, poprzez jej transport aż do zakończenia pomiaru w laboratorium. W związku z tym w latach 2000–2003 dla wszystkich dostępnych do opróbowania ujęć badanych wód podziemnych wykonano w laboratoriach LHPWr i LBNAUŚ co najmniej 2 analizy kontrolne stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie.

### 5.3. Pomiary stężenia $^{226}\text{Ra}$ w wodach podziemnych

W celu oznaczenia stężenia  $^{226}\text{Ra}$  – macierzystego izotopu  $^{222}\text{Rn}$  w badanych wodach podziemnych, pobierano próbki o objętości  $5\text{ dm}^3$  do czystych pojemników PET. W celu zapobieżenia wytrącaniu i osadzaniu się soli radu na ściankach pojemników próbki te zakwaszono stężonym HCl bezpośrednio w terenie lub w laboratorium (w ciągu 24–72 godzin od pobrania), do wartości pH  $\sim 2\text{--}3$ . Pobrane (i zakwaszone) próbki przewożono następnie do LBNAUŚ, gdzie wykonywano pomiar.

Pomiary zawartości  $^{226}\text{Ra}$  w pobranych próbkach wody wykonywano techniką ciekłoscyntylacyjną z użyciem licznika 1414 WinSpectral  $\alpha/\beta$  firmy Wallac. Dzięki elektronicznemu układowi separacji impulsów licznik ten umożliwia jednocześnie oznaczenie aktywności izotopów  $\alpha$  i  $\beta$  promieniotwórczych. W celu oznaczenia aktywności nuklidu  $^{226}\text{Ra}$  próbki wody poddawano preparatyce chemicznej, zgodnie z nieznacznie zmodyfikowaną (użyto jedynie EDTA jako składnika kompleksującego) polską normą (Chau i in., 1997). W procedurze tej izotopy radu zostają wydzielone z wody metodą współstrącania z barem i oczyszczone z pochodnych. Osad siarczanu radu i baru jest następnie przenoszony do naczynka scyntylacyjnego i mieszany ze scyntylatorem żelującym. Tak przygotowane próbki umieszcza się w liczniku ciekłoscyntylacyjnym. Aktywność nuklidu  $^{226}\text{Ra}$  oznaczano ze składowej widma promieniowania  $\alpha$  (Hetman i in., 1998).

Pomiary stężenia  $^{226}\text{Ra}$  w badanych wodach podziemnych wykonywano w każdym ujęciu (źródle) co najmniej dwukrotnie w różnych porach roku, z przyczyn podobnych jak w przypadku pomiarów kontrolnych stężenia  $^{222}\text{Rn}$ , a opisanych w rozdz. 5.2. Łącznie wykonano ponad 200 oznaczeń stężenia  $^{226}\text{Ra}$  w badanych wodach podziemnych.

### 5.4. Pomiary zawartości $^{226}\text{Ra}$ w skałach zbiornikowych

W celu określenia zawartości  $^{226}\text{Ra}$  – macierzystego izotopu  $^{222}\text{Rn}$  – w skałach zbiornikowych badanych wód podziemnych pobrane w terenie próbki skał o objętości od 2 do  $5\text{ dm}^3$ , scharakteryzowane pod względem mineralogiczno-petrograficznym, wysuszo-

ne, skruszone i zmielone do frakcji poniżej 0,1 mm, przewożono do Laboratorium Radiometrii Głównego Instytutu Górnictwa w Katowicach, w którym wykonywano właściwe oznaczenia.

Pomiary zawartości  $^{226}\text{Ra}$  w próbkach skał wykonywano za pomocą wysokorozdzielczej spektrometrii promieniowania  $\gamma$ . Laboratorium wykonujące pomiary wyposażone jest w 4 tory spektrometryczne, które umożliwiają analizę widm promieniowania  $\gamma$  dla całego zakresu energii promieniowania wysyłanego przez izotopy naturalnie występujące w środowisku, począwszy od linii 46,5 keV ( $^{210}\text{Pb}$ ) do linii 2118 keV ( $^{214}\text{Bi}$ ). Tory te wyposażone są w koaksjalne detektory półprzewodnikowe Ge/Li i HPGe oraz detektory z okienkami z epoksydu węglowego (umożliwiające pomiar małych energii): koaksjalny HPGe *n*-Type oraz HP BEGe. Względne wydajności w/w detektorów wynoszą odpowiednio: 7,2%, 44,4%, 30,8% oraz 30%. Pomiary wykonywano w geometrii *marinelli*, w pojemnikach o objętości 0,6 lub 1,0 dm<sup>3</sup> w zależności od wykorzystywanego toru pomiarowego.

Do analizy widm promieniowania wykorzystano oprogramowanie GENIE 2000™ w wersji V.1.2 firmy CANBERRA. Kalibracja energetyczna oraz krzywe wydajności detektorów zostały wykonane na podstawie wzorców sporządzonych z certyfikowanych materiałów Międzynarodowej Agencji Energii Atomowej. W przypadku pomiarów aktywności  $^{226}\text{Ra}$  – izotopu należącego do szeregu uranowo-radowego, korzystano ze wzorca RGU-1<sup>3</sup>. W badanych próbkach aktywność nuklidu  $^{226}\text{Ra}$  została obliczona jako średnia arytmetyczna z aktywności obliczonej na podstawie linii 186,2 keV, pochodzącej bezpośrednio od  $^{226}\text{Ra}$  oraz aktywności izotopów  $^{214}\text{Pb}$  (obliczonej przez program komputerowy jako średnia ważona ze wszystkich linii względem wydajności każdej z nich) i  $^{214}\text{Bi}$  (obliczonej podobnie, jak aktywność  $^{214}\text{Pb}$ ). Zabieg ten pozwolił zredukować stosunkowo dużą niepewność pomiaru, jaką jest obarczony wynik otrzymany na podstawie linii 186,2 keV (~17%) do poziomu około 7%, przy takich samych warunkach pomiaru. Postąpiono w ten sposób, ponieważ w badanych próbkach nie stwierdzono istotnego naruszenia stanu równowagi promieniotwórczej, a zastosowana metoda kalibracji w identycznych warunkach pozwala uniknąć błędów wynikających z ewentualnej ucieczki radonu z pojemników pomiarowych. Dolny limit detekcji tej metody pomiarowej wynosi około 1 Bq·kg<sup>-1</sup> (Michalik, 2002). Zawartość  $^{226}\text{Ra}$  oznaczono w ponad 150 próbkach skał zbiornikowych wód leczniczych, potencjalnie leczniczych i niskozmineralizowanych wód podziemnych Sudetów i bloku przedsudeckiego.

## 5.5. Obliczanie współczynnika emanacji skał zbiornikowych

Autor zaproponował prostą metodę określania wartości współczynnika emanacji skał zbiornikowych ( $K_{em}$ ) wód podziemnych dla skał krystalicznych na podstawie pomiaru stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej (Przylibski, 2000c). Opisana w cytowanej pracy me-

<sup>3</sup> IAEA Gamma Spectroscopy Reference Materials RGU-1 (uranium), IAEA/RL/148.

toda umożliwi obliczanie współczynnika emanacji radonu ze skał zbiornikowych większości złóż wód leczniczych Sudetów, ponieważ są one skałami krystalicznymi, gromadzącymi głównie wody szczelinowe. Jednakże korzystając z faktu, że atomy radonu docierające do źródła lub ujęcia wody podziemnej rozpuszczają się w niej w niewielkiej odległości, ze względu na prędkość przepływu wody i średni czas życia nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  (por. rozdz. 6.2), opisaną metodę można rozszerzyć także na pozostałe skały, tj. skały osadowe, przy pewnych założeniach, które można przyjąć za prawdopodobne i uzasadnione w większości analizowanych sytuacji. Założenia te obejmują przepływ wody w pobliżu źródła (ujęcia) systemem połączonych porów i szczelin (porowatość efektywna), które są nasycone wodą w 100%. Największe odstępstwa od tych założeń będą dotyczyły przede wszystkim skał drobnoklastycznych, zwłaszcza ilów, ilowców, a w mniejszym stopniu mułów i mułowców – skał frakcji pylastej. Jednak skały te w praktyce rzadko są skałami zbiornikowymi wód podziemnych.

Przy obliczaniu współczynnika emanacji skał zbiornikowych ( $K_{em}$ ) autor (Przylibski, 2000c) wykorzystywał równanie zaproponowane przez Machégo i uzupełnione m.in. przez Ogilwigo i Starika (Dowgiałło i in., 1969; Gudzenko, 1992). W trakcie prac prowadzonych przez autora w Sudetach okazało się, że nie uwzględnianie w równaniu wykorzystywanym do obliczeń wartości  $K_{em}$  stężenia macierzystego  $^{226}\text{Ra}$  w wodzie (por. Przylibski, 2000c) może prowadzić w pewnych przypadkach do uzyskiwania wartości obarczonych dużym błędem. Sytuacja taka występuje w zbiornikach wód podziemnych, które charakteryzują się zwiększonymi stężeniami  $^{226}\text{Ra}$  i jednocześnie małymi stężeniami  $^{222}\text{Rn}$ . Są to przede wszystkim wysokozmineralizowane wody głębokiego krążenia.

W związku z tym autor rozpatrzył problem zmian stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych pod kątem możliwości uzyskania zależności pozwalającej na obliczanie wartości  $K_{em}$  z uwzględnieniem zawartości  $^{226}\text{Ra}$  rozpuszczonego w wodzie, a co za tym idzie będącego także źródłem części rozpuszczonych atomów  $^{222}\text{Rn}$ .

Zmiany lub utrzymywanie się określonego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej są funkcją:

- produkcji  $^{222}\text{Rn}$  na skutek rozpadu  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  rozpuszczonego w wodzie,
- rozpuszczania się  $^{222}\text{Rn}$  w wyniku emanacji ze skały zbiornikowej, gdzie powstaje na skutek rozpadu  $^{226}\text{Ra}$  wbudowanego w struktury mineralne lub zaadsorbowanego na powierzchniach ziaren lub kryształów minerałów,
- rozpadu  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodzie na skutek naturalnej przemiany jądrowej, zgodnie z prawem rozpadu promieniotwórczego.

W związku z tym zmianę stężenia molowego  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych  $\frac{dc_{cRn}}{dt}$  można zapisać w postaci

$$\frac{dc_{cRn}}{dt} = \frac{dc_1}{dt} + \frac{dc_2}{dt} + \frac{dc_3}{dt} \quad (5.5)$$

gdzie:  $\frac{dc_1}{dt}$  – zmiana stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodzie podziemnej na skutek rozpadu  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  rozpuszczonego w wodzie,

$\frac{dc_2}{dt}$  – zmiana stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodzie podziemnej w wyniku emanacji ze skały zbiornikowej, gdzie powstaje na skutek rozpadu  $^{226}\text{Ra}$  wbudowanego w struktury mineralne lub zaadsorbowanego na powierzchniach ziaren lub kryształów minerałów,

$\frac{dc_3}{dt}$  – zmiana stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodzie podziemnej na skutek jego naturalnego rozpadu promieniotwórczego.

Prawo rozpadu promieniotwórczego dla radu rozpuszczonego w wodzie można zapisać jako:

$$\frac{dN_{\text{Ra}}}{dt} = -\lambda_{\text{Ra}} N_{\text{Ra}} \quad (5.6)$$

Jeżeli założymy, że w czasie  $t = 0$  w objętości wody  $V_w$  znajduje się  $N_{\text{Ra}0}$  jąder  $^{226}\text{Ra}$ , to po upływie czasu  $t$  ich liczba wyniesie

$$N_{\text{Ra}} = N_{\text{Ra}0} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} \quad (5.7)$$

Po podzieleniu obu stron równania (5.6) przez liczbę Avogadra ( $N_A$ ) i objętość wody ( $V_w$ ) oraz po uwzględnieniu równania (5.7) otrzymamy

$$\frac{dN_{\text{Ra}}}{N_A V_w dt} = \frac{-\lambda_{\text{Ra}} N_{\text{Ra}0}}{N_A V_w} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} \quad (5.8)$$

Wyrażenie  $\frac{N_{\text{Ra}}}{N_A V_w}$  oznacza stężenie molowe  $^{226}\text{Ra}$  ( $c_{\text{cRa}}$ ) w wodzie, a zatem

$$\frac{dc_{\text{cRa}}}{dt} = -\lambda_{\text{Ra}} c_{\text{cRa}} = -\lambda_{\text{Ra}} c_{\text{cRa}0} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} \quad (5.9)$$

Ponieważ efektem rozpadu jąder  $^{226}\text{Ra}$  jest tworzenie się jąder  $^{222}\text{Rn}$ , więc

$$\frac{dc_1}{dt} = -\frac{dc_{\text{cRa}}}{dt} = \lambda_{\text{Ra}} c_{\text{cRa}0} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} \quad (5.10)$$

Zmianę stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodzie podziemnej w wyniku emanacji ze skały zbiornikowej można przedstawić wykorzystując współczynnik emanacji skały i prawo rozpadu promieniotwórczego. Gdy oznaczymy przez  $N_{\text{Ra}0}$  liczbę atomów  $^{226}\text{Ra}$  w skale, wówczas szybkość rozpadu promieniotwórczego – aktywność promieniotwórcza  $^{226}\text{Ra}$  w skale wynosi

$$\frac{dN_{\text{Ras}}}{dt} = -\lambda_{\text{Ra}} N_{\text{Ras}} \quad (5.11)$$

Jeżeli w skale o objętości całkowitej (łącznie z porami)  $V$  w czasie  $t = 0$  występuje liczba jąder  $^{226}\text{Ra}$  oznaczona jako  $N_{\text{Ras}0}$ , to po czasie  $t$  ich liczba wyniesie

$$N_{\text{Ras}} = N_{\text{Ras}0} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} \quad (5.12)$$

Wówczas także szybkość narastania  $^{222}\text{Rn}$  w tej skale jest równa  $-\frac{dN_{\text{Ras}}}{dt}$ . Jednak tylko część z tworzących się w skale jąder  $^{222}\text{Rn}$  wydostaje się do przestrzeni porowej. Ich liczba jest zależna od współczynnika emanacji. W związku z tym szybkość emanacji  $^{222}\text{Rn}$  ze skały  $\frac{dN_{em}}{dt}$  można zapisać jako

$$\frac{dN_{em}}{dt} = -\frac{dN_{\text{Ras}}}{dt} K_{em} \quad (5.13)$$

Zgodnie z prawem rozpadu promieniotwórczego równanie (5.13) można przedstawić jako

$$\frac{dN_{em}}{dt} = \lambda_{\text{Ra}} N_{\text{Ras}} K_{em} = K_{em} \lambda_{\text{Ra}} N_{\text{Ras}0} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} \quad (5.14)$$

Z danej objętości szkieletu ziarnowego skały  $V_s = V(1 - n)$ ,  $\text{m}^3$ , gdzie  $V$  oznacza całkowitą objętość skały,  $\text{m}^3$ , a  $n$  jest współczynnikiem porowatości, emanacja atomów  $^{222}\text{Rn}$  następuje do objętości zajmowanej przez pory. Jeżeli wszystkie pory są wypełnione wodą, co jest założeniem nie budzącym wątpliwości w przypadku skał zbiornikowych wód podziemnych, to całkowita liczba atomów  $^{222}\text{Rn}$  emanowanych ze skały o objętości  $V$  trafia do wody podziemnej o objętości  $V_w = Vn$ . Zmianę stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodzie podziemnej w wyniku emanacji ze skały zbiornikowej, gdzie powstaje na skutek rozpadu jąder  $^{226}\text{Ra}$ , można zapisać następująco

$$\frac{dc_2}{dt} = \frac{dN_{em}}{dt} \frac{1}{N_A V_w} = \lambda_{\text{Ra}} \frac{N_{\text{Ras}0}}{N_A V n} K_{em} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} \quad (5.15)$$

Gdy początkowa (w czasie  $t = 0$ ) liczba atomów  $^{226}\text{Ra}$  w skale ( $N_{\text{Ras}0}$ ) o objętości  $V$  i objętości szkieletu ziarnowego  $V_s$  wynosi

$$N_{\text{Ras}0} = V_s c_{\text{Ras}0} N_A = V(1 - n) c_{\text{Ras}0} N_A \quad (5.16),$$

gdzie  $c_{\text{Ras}0}$  oznacza stężenie molowe  $^{226}\text{Ra}$  w skale zbiornikowej w czasie  $t = 0$ ,  $\text{mol} \cdot \text{m}^{-3}$ , wówczas ostatecznie drugi człon równania (5.5) można zapisać następująco:

$$\begin{aligned} \frac{dc_2}{dt} &= \lambda_{\text{Ra}} \frac{N_{\text{Ra}0} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t}}{N_A V n} K_{em} = \lambda_{\text{Ra}} \frac{V (1-n) c_{\text{cRa}0} N_A e^{-\lambda_{\text{Ra}} t}}{N_A V n} K_{em} \\ &= \lambda_{\text{Ra}} \frac{(1-n) c_{\text{cRa}0} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t}}{n} K_{em} \end{aligned} \quad (5.17)$$

Ostatni człon równania (5.5) jest związany z naturalnym promieniotwórczym rozpadem jąder  $^{222}\text{Rn}$  i zgodnie z równaniem rozpadu promieniotwórczego można go przedstawić następująco:

$$\frac{dN_{\text{Rn}}}{dt} = -\lambda_{\text{Rn}} N_{\text{Rn}} \quad (5.18)$$

Po podzieleniu obu stron tego równania przez liczbę Avogadra  $N_A$  i objętość wody  $V_w$  otrzymamy

$$\frac{dN_{\text{Rn}}}{N_A V_w dt} = -\lambda_{\text{Rn}} \frac{N_{\text{Rn}}}{N_A V_w} \quad (5.19)$$

Gdy stężenie molowe  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie wynosi  $c_{\text{cRn}} = \frac{N_{\text{Rn}}}{N_A V_w}$ , wówczas otrzymamy ostateczną postać trzeciego członu równania (5.5)

$$\frac{dc_3}{dt} = \frac{dc_{\text{cRn}}}{dt} = -\lambda_{\text{Rn}} c_{\text{cRn}} \quad (5.20)$$

Po wstawieniu do równania (5.5) wszystkich członów opisanych równaniami (5.10), (5.17) i (5.20) otrzymamy

$$\frac{dc_{\text{cRn}}}{dt} = \lambda_{\text{Ra}} c_{\text{cRa}0} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} + \lambda_{\text{Ra}} \frac{K_{em} (1-n) c_{\text{cRa}0} e^{-\lambda_{\text{Ra}} t}}{n} - \lambda_{\text{Rn}} c_{\text{cRn}} \quad (5.21)$$

Aby wyrazić równanie (5.21) za pomocą stężenia promieniotwórczego  $c_p$ , korzystamy z zależności

$$c_c = \frac{c_p}{N_A \lambda} \quad (5.22),$$

a wówczas równanie (5.21) przyjmie postać

$$\frac{dc_{p\text{Rn}}}{dt} = \lambda_{\text{Rn}} \left[ c_{p\text{Ra}0} + \frac{K_{em} (1-n) c_{p\text{Ra}0}}{n} \right] e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} - \lambda_{\text{Rn}} c_{p\text{Rn}} \quad (5.23)$$



Oznaczamy

$$\lambda_{\text{Rn}} \left[ c_{p\text{Ra}0} + \frac{K_{em} (1-n) c_{p\text{Ra}0}}{n} \right] = a = \text{const} \quad (5.24)$$

wówczas równanie (5.23) możemy zapisać w postaci

$$\frac{dc_{p\text{Rn}}}{dt} = a e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} - \lambda_{\text{Rn}} c_{p\text{Rn}} \quad (5.25)$$

Po założeniu, że w chwili  $t = 0$  stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie  $c_{p\text{Rn}} = c_0$ , rozwiązaniem równania (5.25) jest funkcja

$$\begin{aligned} c_{p\text{Rn}} &= \frac{a}{\lambda_{\text{Rn}} - \lambda_{\text{Ra}}} \left( e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} - e^{-\lambda_{\text{Rn}} t} \right) + c_0 e^{-\lambda_{\text{Rn}} t} \\ &= \frac{\lambda_{\text{Rn}}}{\lambda_{\text{Rn}} - \lambda_{\text{Ra}}} \left[ c_{p\text{Ra}0} + \frac{K_{em} (1-n) c_{p\text{Ra}0}}{n} \right] \left( e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} - e^{-\lambda_{\text{Rn}} t} \right) + c_0 e^{-\lambda_{\text{Rn}} t} \end{aligned} \quad (5.26)$$

stąd

$$K_{em} = \left[ (c_{p\text{Rn}} - c_0 e^{-\lambda_{\text{Rn}} t}) \frac{\lambda_{\text{Rn}} - \lambda_{\text{Ra}}}{\lambda_{\text{Rn}}} \frac{1}{e^{-\lambda_{\text{Ra}} t} - e^{-\lambda_{\text{Rn}} t}} - c_{p\text{Ra}0} \right] \frac{n}{(1-n) c_{p\text{Ra}0}} \quad (5.27)$$

Równanie (5.27) można zapisać także w postaci

$$K_{em} = \left[ \frac{\lambda_{\text{Rn}} - \lambda_{\text{Ra}}}{\lambda_{\text{Rn}}} \frac{c_{p\text{Rn}} e^{\lambda_{\text{Rn}} t} - c_0}{e^{(\lambda_{\text{Rn}} - \lambda_{\text{Ra}}) t} - 1} - c_{p\text{Ra}0} \right] \frac{n}{(1-n) c_{p\text{Ra}0}}$$

Ponieważ  $\lambda_{\text{Rn}} \gg \lambda_{\text{Ra}}$ , więc współczynnik emanacji  $K_{em}$  można wyrazić jako

$$K_{em} = \left( \frac{c_{p\text{Rn}} e^{\lambda_{\text{Rn}} t} - c_0}{e^{\lambda_{\text{Rn}} t} - 1} - c_{p\text{Ra}0} \right) \frac{n}{(1-n) c_{p\text{Ra}0}} \quad (5.28)$$

Obliczamy granicę funkcji zapisanej równaniem (5.28), gdy  $t \rightarrow \infty$  otrzymujemy

$$\lim_{t \rightarrow \infty} K_{em} = (c_{p\text{Rn}} - c_{p\text{Ra}0}) \frac{n}{(1-n) c_{p\text{Ra}0}} \quad (5.29)$$

gdzie:  $K_{em}$  – współczynnik emanacji  $^{222}\text{Rn}$  ze skały zbiornikowej do wody podziemnej,

- $n$  – współczynnik porowatości efektywnej skały zbiornikowej,  
 $c_{pRn}$  – stężenie promieniotwórcze  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej w czasie  $t$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ ,  
 $c_{pRa0}$  – stężenie promieniotwórcze  $^{226}\text{Ra}$  w wodzie podziemnej w czasie  $t = 0$ ,  
 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ ,  
 $c_{pRas0}$  – stężenie promieniotwórcze  $^{226}\text{Ra}$  w skale zbiornikowej w czasie  $t = 0$ ,  
 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ ;  $c_{pRas0} = \rho_s q$ , gdzie  $\rho_s$  jest gęstością szkieletu ziarnowego,  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,  
a  $q$  oznacza zawartość  $^{226}\text{Ra}$  w skale zbiornikowej,  $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ .

Gdy  $c_{pRas0} = \rho_s q$ , otrzymamy zależność, z której można obliczać wartość współczynnika  $K_{em}$  skał zbiornikowych tych wód podziemnych, gdzie czas przepływu podziemnego jest dostatecznie długi, tj.  $t > 10 \cdot T_{1/2}^{222}\text{Rn} \cong 38,224$  doby, gdyż wówczas z początkowej liczby jąder  $^{222}\text{Rn}$  pozostaje mniej niż 0,098%, co oznacza, że wówczas wartość  $c_{pRn}$  praktycznie nie zależy od wartości  $c_0$

$$K_{em} = (c_{pRn} - c_{pRa0}) \frac{n}{(1-n)\rho_s q} \quad (5.30)$$

W dalszych rozważaniach (por. rozdz. 6.1) czas przepływu wody podziemnej przyjęto za większy lub conajmniej równy  $10 \cdot T_{1/2}^{222}\text{Rn} \cong 38,224$  doby (3 302 550 s), ponieważ jest to maksymalny czas, po upływie którego nuklid  $^{222}\text{Rn}$ , powstający w skale i rozpuszczony w wodzie podziemnej przez tę skałę przepływającej, może zostać zarejestrowany w ujęciu (źródle). Wynika to z faktu, że po upływie czasu  $t = 10 \cdot T_{1/2}^{222}\text{Rn}$  pozostaje zaledwie 0,098% początkowej ilości  $^{222}\text{Rn}$ . Takie uproszczenie jest możliwe pod warunkiem, że przepływ podziemny wody (średni czas przepływu podziemnego; wiek wody podziemnej) trwa dłużej niż 38,2 doby. Wyniki prowadzonych do tej pory badań izotopowych z zastosowaniem  $^3\text{H}$  oraz  $^{14}\text{C}$ , a także gazów szlachetnych oraz izotopów trwałych tlenu ( $^{18}\text{O}$ ) i wodoru ( $^2\text{H}$ ) wskazują, że w przypadku wszystkich wód leczniczych Sudetów oraz pozostałych wód uwzględnionych w niniejszym opracowaniu ich wiek jest większy (w większości przypadków kilkakrotnie, a w skrajnych przypadkach nawet o kilka rzędów wielkości) od 38,2 doby (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1992, 1996; Zuber i in., 1995; Bocheńska i in., 2002; Staško & Tarka, 2002; por. rozdz. 4.3).

Przy obliczaniu współczynnika emanacji skały zbiornikowej według równania (5.30) z bardzo dużą precyzją (3–6%) można zmierzyć stężenia izotopów promieniotwórczych ( $^{222}\text{Rn}$  i  $^{226}\text{Ra}$ ) w wodzie podziemnej. Stężenie  $^{226}\text{Ra}$  w wodzie określa maksymalne (w momencie istnienia stanu równowagi promieniotwórczej) stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w tej wodzie, który nie rozpuścił się w niej na skutek emanacji ze skały zbiornikowej, a utworzył się jako wynik rozpadu rozpuszczonego w tej wodzie  $^{226}\text{Ra}^{2+}$ . Praktycznie jest to wartość mniejsza, ponieważ stan równowagi promieniotwórczej pomiędzy  $^{226}\text{Ra}$  rozpuszczonym w wodzie a  $^{222}\text{Rn}$ , utworzonym na skutek jego rozpadu, na ogół nie jest osiąganym. Uwzględniwszy także i to, że stężenie  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  w podziemnych wodach radonowych jest zwykle mniejsze od 1%, a często nawet od 0,1% całkowitej ilości rozpuszczonego w nich  $^{222}\text{Rn}$  (Cothorn

& Smith, 1987; Przylibski, 1997, 1999b; Przylibski & Żebrowski, 1996, 1999; Przylibski i in., 2001, 2002b, 2002c; por. rozdz. 2.6.4) wartość  $c_{p\text{Ra}0}$  w równaniu (5.30) tylko w nieznacznym stopniu modyfikuje wartość  $c_{p\text{Rn}}$  i tym samym najczęściej praktycznie nie wpływa na obliczaną wartość  $K_{em}$ . Ponieważ wartości  $c_{p\text{Ra}0}$  i  $c_{p\text{Ra}0}$  odnoszą się do chwili  $t = 0$  tylko z powodu uwzględniania procesu rozpadu promieniotwórczego  $^{226}\text{Ra}$ , to wobec długiego okresu półrozpadu tego izotopu za  $c_{p\text{Ra}0}$  i  $c_{p\text{Ra}0}$  do równania (5.30) można podstawić wartości zmierzone w chwili  $t \neq 0$ , tj. w czasie pobierania prób do pomiaru stężenia  $^{222}\text{Rn}$  ( $c_{p\text{Rn}}$ ). Wynika to z tego, że za  $t = 0$  można przyjąć chwilę poprzedzającą pomiar stężenia  $^{222}\text{Rn}$  ( $c_{p\text{Rn}}$ ) w badanej wodzie podziemnej, o czas równy  $10 \cdot T_{1/2}^{222}\text{Rn} \cong 38,224$  doby, w którym zmiany stężenia  $^{226}\text{Ra}$ , wynikające z jego naturalnego rozpadu promieniotwórczego, są niezwykle małe – do zaniedbania.

Podstawową trudnością jest ocena pozostałych parametrów fizycznych skał zbiornikowych. Trudności wynikają ze znacznej zmienności tych parametrów w przestrzeni, co dotyczy przede wszystkim płytkich ujęć wód podziemnych, w których przepływ wody zachodzi w skrajnie niejednorodnym ośrodku – od spękanych w różnym stopniu skał na większej głębokości (rzędu kilkudziesięciu metrów w umiarkowanej strefie klimatycznej) poprzez coraz silniej zwietrzałe i spękane skały na głębokości od kilku do kilkunastu metrów do często luźnego rumoszu (zwietrzliny), w którym pojawia się źródło. W efekcie należy przyjmować wartości przybliżone, nie wynikające bezpośrednio z pomiarów. W najmniejszym stopniu dotyczy to wartości  $q$ , którą można zmierzyć z dokładnością około 7% (por. rozdz. 5.4). Najtrudniej jest prawidłowo określić wartość współczynnika porowatości skał zbiornikowych  $n$ , przy czym należy uwzględniać raczej porowatość efektywną, niż całkowitą. Błąd wynikający z szacowania współczynnika porowatości może sięgać 10%, a w skrajnych przypadkach nawet 50%. Również ze względu na niejednorodność ośrodka i błąd, jakim obarczona jest wartość  $n$ , znacznym błędem, ok. 10–15%, jest obarczona także wartość przyjmowana dla gęstości skały zbiornikowej  $\rho_s$ .

Po uwzględnieniu opisanych trudności i konieczności szacowania lub podawania wartości przybliżonych niektórych z parametrów występujących w równaniu 5.30., zwłaszcza współczynnika porowatości efektywnej, można oszacować błąd wyznaczenia wartości  $K_{em}$  na 5–10%, często jednak jest on większy i sięga 20–30%. W przypadku znacznej niepewności oznaczenia porowatości, ok. 50%, wyniki obliczeń wartości  $K_{em}$  należy uznać za przybliżone.

## 5.6. Obliczanie objętości skał zasilających ujęcia wód podziemnych w $^{222}\text{Rn}$ oraz szacowanie wielkości obszaru zasilania i odległości transportu radonu przez wody podziemne

Autor opracował prostą metodę oceny wielkości obszaru zasilania ujęcia wód podziemnych w  $^{222}\text{Rn}$  (Przylibski, 2000a). Opisana w tej pracy metoda pozwala na szybkie określenie objętości skał zasilających w nuklid  $^{222}\text{Rn}$  wody wypływające w danym ujęciu

lub źródle przy wykorzystaniu zaledwie dwóch parametrów charakteryzujących ujęcie wody podziemnej i jej skały zbiornikowe. Uwzględnivszy głębokość krążenia wód podziemnych wypływających w danym ujęciu oraz kierunek przepływu wody można oszacować wielkość obszaru, z którego produkowany radon dociera do ujęcia (Przylibski, 2000a).

Dla znanej średniej dobowej wydajności ujęcia  $Q$ ,  $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ , można obliczyć objętość wody  $V_w$ ,  $\text{m}^3$ , pozostającej w systemie krążenia przez 38,224 doby przed pojawieniem się w ujęciu lub źródle

$$V_w = 38,224 Q \quad (5.31)$$

Czas równy 38,224 doby jest maksymalnym okresem, po upływie którego praktycznie wszystkie z początkowej ilości rozpuszczających się w badanej wodzie (dokładnie 99,902%) atomów  $^{222}\text{Rn}$  ulegają rozpadowi. Dla tak przyjętego czasu przebywania wód podziemnych w systemie krążenia, określa się maksymalną wartość  $V_w$ . Należy jednocześnie przyjąć, że równanie (5.31) może być stosowane tylko w przypadku badań tych ujęć wód podziemnych, których średni czas przepływu podziemnego jest dłuższy od 38,224 doby. W przeciwnym wypadku do równania 5.31. należy wstawić wartość średniego czasu pozostawania wód podziemnych w systemie krążenia (tzw. wiek wody). Wyniki prowadzonych do tej pory badań izotopowych, z zastosowaniem  $^3\text{H}$  oraz  $^{14}\text{C}$ , a także gazów szlachetnych oraz izotopów trwałych tlenu ( $^{18}\text{O}$ ) i wodoru ( $^2\text{H}$ ) wskazują, że w przypadku wszystkich wód leczniczych Sudetów oraz pozostałych wód uwzględnionych w niniejszym opracowaniu ich wiek jest większy od 38,224 doby (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1992, 1996; Zuber i in., 1995; Bocheńska i in., 2002; Staško & Tarka, 2002; por. rozdz. 4.3), zatem przyjęta postać równania 5.31. jest adekwatna dla potrzeb niniejszej pracy.

Po podzieleniu otrzymanej wartości  $V_w$ ,  $\text{m}^3$ , przez współczynnik porowatości efektywnej skał zbiornikowych  $n$  otrzymamy objętość skał zbiornikowych, w których znajduje się  $V_w$ , tj. objętość skał zasilających ujęcie wód podziemnych w  $^{222}\text{Rn}$ ,  $V$ ,  $\text{m}^3$

$$V = \frac{V_w}{n} \quad (5.32),$$

przy założeniu całkowitego wypełnienia wszystkich porów i szczelin skały zbiornikowej wodą w strefie sąsiadującej ze źródłem lub ujęciem.

W przypadku ujęć, w których wypływają mieszaniny wód podziemnych, z których tylko jedna składowa zawiera rozpuszczony radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) (lub też zawiera go znacznie więcej niż wszystkie pozostałe składowe), należy w obliczeniach uwzględnić proporcje mieszania się tych składowych. W takim przypadku mierzone w ujęciu, a więc w mieszaninie wód stężenie  $^{222}\text{Rn}$  jest mniejsze, niż w składowej bogatej w rozpuszczony radon. Najczęściej składową tą jest składowa infiltracyjna płytkiego krążenia, zazwyczaj także niskozmineralizowana. Aby wyznaczyć wartość stężenia radonu w tej składowej, na-

leży określić jej procentowy udział w mieszaninie wód podziemnych wypływających w ujęciu. Można do tego celu wykorzystać metody chemiczne i izotopowe. Zjawisko mieszania się różnych składowych wód leczniczych Polski południowej, z nielicznymi wyjątkami, ma charakter hydrochemiczny, a więc następuje jedynie proces czysto fizyczny, nie zachodzą natomiast reakcje wymiany jonowej pomiędzy mieszającymi się składowymi oraz skałami zbiornikowymi (wówczas byłby to proces hydrogeochemiczny) (Kozłowski, 1999). W związku z tym do opisu matematycznego zjawiska mieszania się różnych składowych wód leczniczych Sudetów można stosować model liniowy. Zgodnie z tym modelem wraz ze zwiększeniem udziału składowej wysokozmineralizowanej (wzrost wartości TDS) zwiększa się również stężenie poszczególnych jonów, a wzrost ten ma charakter liniowy (Kozłowski, 1999). Najczęściej wykorzystywaną metodą do interpretacji i obliczania udziału procentowego poszczególnych składowych wód leczniczych Sudetów jest interpretacja graficzna zaproponowana w 1925 roku przez Ogilwiego (Kozłowski, 1999). Wyniki uzyskane na podstawie danych hydrochemicznych można niezależnie zweryfikować korzystając z dostępnych danych izotopowych, a zwłaszcza składu izotopów trwałych tlenu i wodoru (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1996; Kozłowski, 1999). Do identyfikacji procesu mieszania oraz określania procentowej zawartości składowych mieszaniny często stosuje się również kombinowane wykresy, wykorzystujące dane chemiczne i izotopowe (Ciężkowski i in., 1996; Kozłowski, 1999). W niniejszej pracy autor korzystał z danych dotyczących procentowego udziału poszczególnych składowych w mieszaninach, jakimi są niektóre z wód leczniczych i potencjalnie leczniczych Sudetów, zamieszczonych w pracach Ciężkowskiego (1990), Ciężkowskiego i in. (1996), Kozłowskiego (1999) oraz Kiełczawy (2001). Po uwzględnieniu procesu mieszania się różnych składowych wód podziemnych równanie (5.32) przyjmuje postać

$$V = \frac{V_w s}{n} \quad (5.33)$$

gdzie  $s$  oznacza procentowy udział składowej dostarczającej rozpuszczonego radonu do ujmowanej (wypływającej) mieszaniny.

Gdy znamy objętość skał zasilających w nuklid  $^{222}\text{Rn}$  wody wypływające w danym ujęciu lub źródle oraz wykorzystamy fakt krążenia wód radonowych na niewielkich głębokościach, rzędu kilkudziesięciu metrów poniżej poziomu terenu (Ciężkowski & Przylibski, 1997; Przylibski, 1997), wówczas możemy oszacować wielkość obszaru  $S$ ,  $\text{m}^2$ , z którego radon produkowany w skałach zbiornikowych dociera wraz z wodami podziemnymi do źródła lub ujęcia. W tym celu wystarczy podzielić wartość  $V$ ,  $\text{m}^3$ , przez oszacowaną na podstawie danych hydrogeologicznych głębokość krążenia wód radonowych  $G_k$ , w m

$$S = \frac{V}{G_k} \quad (5.34)$$

Obszar ten przylega bezpośrednio do ujęcia lub źródła wód podziemnych (lecniczych lub potencjalnie leczniczych) od strony dopływu wody. Jeżeli wody te są ujęte odwiertem, to w większości przypadków można założyć radialny dopływ wody do ujęcia. W takim przypadku oraz przy założeniu izotropowego charakteru skał zbiornikowych pod względem porowatości oraz zawartości radu, wartość  $S$  można otrzymać poprzez przyjęcie wartości  $G_k$  jako długości strefy zafiltrowanej. Dla źródeł lub płytkich studni za wartość  $G_k$  można przyjąć głębokość strefy krążenia płytkich wód infiltracyjnych, a więc strefy zwietrzliny i strefy lokalnych spękań, które w Sudetach, a zwłaszcza w skałach krystalicznych, sięgają do głębokości ok. 30–50 m p.p.t. (Staško & Tarka, 2002). Niemniej jednak obliczone w ten sposób wartości  $S$  należy traktować jako przybliżone, dające jedynie wyobrażenie o skali procesu.

Znając wartość  $S$ , przy założeniu radialnego dopływu wody do odwiertów ze wszystkich kierunków oraz kierunkowego dopływu wody do źródeł i płytkich studni przyjmowanego dla uproszczenia jako pole koła dla odwiertów oraz pole półkola dla źródeł i płytkich studni, można oszacować drogę (odległość)  $L$  transportu radonu przez wody podziemne. Otrzymane wartości są szacunkowe, pozwalają jednak na wyobrażenie skali transportu radonu za pomocą medium, jakie stanowią wody podziemne i odniesienie tych wartości do odległości transportu dyfuzyjnego i konwekcyjnego lub adwekcyjnego radonu w górnej części litosfery. W przypadku odwiertów można skorzystać z równania

$$L = \sqrt{\frac{S}{\pi}} \quad (5.35),$$

natomiast dla źródeł i płytkich studni z równania

$$L = \sqrt{\frac{2S}{\pi}} \quad (5.36),$$

gdzie:  $L$  – odległość transportu radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) przez wody podziemne, m;

$S$  – wielkość obszaru, z którego radon produkowany w skałach zbiornikowych dociera wraz z wodami podziemnymi do źródła lub ujęcia,  $\text{m}^2$ .

Niepewność wyznaczenia wartości  $V$  jest ok. 20–40%, natomiast wartości  $S$  ok. 30–50% i zależy od dokładności wyznaczenia porowatości efektywnej skał zbiornikowych w bezpośrednim sąsiedztwie ujęcia, na głębokościach rzędu kilkudziesięciu metrów. Dlatego też wyniki obliczeń w przypadkach, kiedy wartość porowatości efektywnej dla skał zbiornikowych jest obciążona dużym błędem, należy traktować jako szacowanie rzędu wielkości  $V$  i  $S$ . Przy dokładnych pomiarach porowatości skał zbiornikowych znajdujących się w pobliżu ujęcia lub źródła niepewność wyznaczenia wartości  $V$  jest ok. 5–10%, natomiast wartości  $S$  ok. 10–20%. Uzyskane wartości odległości transportu radonu przez wody podziemne  $L$  należy traktować jako oszacowanie rzędu ich wielkości. Niemniej

## 6. Zagadnienia hydrogeochemiczne i geofizyczne

### 6.1. Współczynnik emanacji skał zbiornikowych

Przy obliczaniu współczynnika emanacji  $^{222}\text{Rn}$  ze skał zbiornikowych podziemnych wód leczniczych, potencjalnie leczniczych i niskozmineralizowanych wód krasowych Sudetów korzystano z równania (5.30). Wartości parametrów, których autor nie mierzył bezpośrednio, tj. współczynnika porowatości  $n$  oraz gęstości szkieletu ziarnowego skały zbiornikowej  $\rho_s$ , przyjęto na podstawie danych literaturowych (Dziedzic i in., 1979; Kozłowski, 1986; Plewa & Plewa, 1992; Staško, 1996; Kiełczawa, 2001; Staško & Tarka, 2002; Bocheńska i in., 2002) oraz danych archiwalnych uzdrowiskowych zakładów górniczych uzdrowisk sudeckich. Uzyskane wartości współczynnika emanacji  $K_{em}$  oraz wartości parametrów przyjętych do obliczeń przedstawiono w tabeli 6.1.

Zgodnie z oczekiwaniami, największymi współczynnikami emanacji charakteryzują się skały zbiornikowe leżące w strefach stwierdzonych dyslokacji tektonicznych, zwłaszcza jeżeli dodatkowo wody podziemne są ujęte płytkimi studniami lub wypływają ze źródeł. Taka sytuacja występuje w przypadku studni MCS w Świeradowie Zdroju. Dla tego rejonu stwierdzono wartości  $K_{em}$  zmieniające się dla poszczególnych studni leżących blisko strefy uskokowej (tzw. uskok źródłowy Czerniawy i Świeradowa) w granicach 0,3–0,5. Jednocześnie największa wartość obliczona dla skał w strefie ujęcia MCS-5 wynosi 0,70 i jest największą obliczoną wartością dla skał Sudetów. Skały w rejonie ujęcia MCS-1 i MCS-2, leżące w odległości kilkunastu metrów od tej strefy, charakteryzują się znacznie mniejszymi wartościami  $K_{em}$ , równymi odpowiednio 0,19 i 0,07 (por. tab. 6.1). Podobnie jak w przypadku ujęcia MCS-5, dużą wartość współczynnika emanacji ( $K_{em} = 0,69$ ) stwierdzono dla skał zbiornikowych wód radonowych wypływających w studni nr 18a w Szklarskiej Porębie, która leży w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku Lisich Skał. Również w Łądku Zdroju skały zbiornikowe wód termalnych, wypływających w ujęciu (źródło) Jerzy, leżącym na rozwidleniu południowego uskoku Łądek–Orłowiec–Karpno, charakteryzują się dużą wartością  $K_{em} = 0,665$  (por. tab. 6.1). Należy podkreślić, że jednocześnie w tych ujęciach stwierdza się największe stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Sudetów. Podsumowując uzyskane wyniki obliczeń, można stwierdzić, że rzadko spotykane, anomalne wartości współczynnika emanacji  $^{222}\text{Rn}$  ze skał ( $K_{em} > 0,50$ ) zawsze są związane z rejonami występowania stref uskokowych.

Tabela 6.1. Wartości współczynnika emanacji<sup>222</sup>Rn ze skał zbiornikowych wód podziemnych dla wybranych 111 ujęć w Sudetach oraz wartości parametrów przyjęte do ich obliczenia

UJĘCIE	$c_{pRn}$	$c_{pRa0}$	$q$	$\rho_s$	$n$	$K_{em}$
	[Bq·m <sup>-3</sup> ]		[Bq·kg <sup>-1</sup> ]	[kg·m <sup>-3</sup> ]	[-]	[-]
1	2	3	4	5	6	7
<b>SZCZAWY</b>						
<b>CZERNIAWA ZDRÓJ</b>						
nr 4	35 100	780	38,8	2700	0,030	<b>0,01</b>
Jan	111 600	b.d.	39,7	2650	0,035	<b>0,04</b>
Maria	151 500	b.d.	28	2200	0,100	<b>0,27</b>
P-1	37 600	410	42	2650	0,035	<b>0,01</b>
P-2	15 900	790	44,2	2650	0,035	<b>0,005</b>
<b>ŚWIERADÓW ZDRÓJ</b>						
Górne A	441 100	46	73,3	2500	0,060	<b>0,15</b>
Górne B	138 900	21	73,3	2500	0,060	<b>0,05</b>
Górne zbiorcze	722 000	101	73,3	2500	0,060	<b>0,25</b>
1A	86 800	525	73,3	2650	0,035	<b>0,015</b>
2P	21 000	778	73,3	2700	0,025	<b>0,005</b>
Zofia	326 400	b.d.	100	2500	0,060	<b>0,08</b>
<b>SZCZAWNO ZDRÓJ</b>						
Marta	215 700	706	29,5	2450	0,100	<b>0,33</b>
Młynarz	32 300	77	26,5	2450	0,100	<b>0,055</b>
Dąbrówka	24 600	71	26,5	2450	0,100	<b>0,04</b>
Mieszko	31 200	135	26,5	2450	0,100	<b>0,05</b>
Mieszko-14	9600	53	26,5	2450	0,100	<b>0,015</b>
<b>JEDLINA ZDRÓJ</b>						
J-300	168 600	27	45	2550	0,050	<b>0,08</b>
<b>DUGOPOLE ZDRÓJ</b>						
Emilia	108 500	90	50	2650	0,050	<b>0,04</b>
Renata	68 800	100	50	2650	0,050	<b>0,03</b>
Kazimierz	65 300	120	50	2650	0,050	<b>0,025</b>
<b>SZCZAWINA</b>						
Studzienne	134 400	84	37,7	2550	0,055	<b>0,08</b>
<b>DUSZNIKI ZDRÓJ</b>						
Jan Kazimierz	17 100	1013	54,5	2750	0,035	<b>0,005</b>
B1	16 300	300	54,5	2700	0,040	<b>0,005</b>
B2	54 500	70	54,5	2750	0,040	<b>0,015</b>
B3	88 700	710	54,5	2750	0,030	<b>0,02</b>
B4	4400	970	54,5	2700	0,040	<b>0,005</b>
Pieniawa Chopina	7900	540	54,5	2750	0,040	<b>0,005</b>
nr 39	9500	560	54,5	2750	0,040	<b>0,005</b>
Zimny Zdrój	88 100	166	54,5	2700	0,040	<b>0,025</b>
<b>BOBROWNIKI STARE</b>						
Maria	139 000	123	71	2500	0,070	<b>0,06</b>



1	2	3	4	5	6	7
<b>KUDOWA ZDRÓJ</b>						
K-200	7200	640	14,2	2450	0,150	<b>0,03</b>
nr 2 Moniuszko	5500	110	14,2	2400	0,180	<b>0,035</b>
nr 3 Nowy Marchlewski	59 200	70	14,2	2400	0,180	<b>0,38</b>
Śniadecki	16 200	210	14,2	2400	0,180	<b>0,10</b>
Górne	18 700	160	14,2	2300	0,200	<b>0,14</b>
<b>JELENIÓW</b>						
J-150	93 100	377	14,2	2400	0,170	<b>0,56</b>
Sarenka	26 400	45	14,2	2350	0,200	<b>0,20</b>
<b>POLANICA ZDRÓJ</b>						
P-300	5100	1009	14,2	2450	0,150	<b>0,02</b>
Józef Stary	22 900	172	14,2	2300	0,200	<b>0,175</b>
Pieniawa Józefa I	19 500	180	14,2	2400	0,180	<b>0,125</b>
Pieniawa Józefa II	22 000	120	14,2	2400	0,180	<b>0,14</b>
Wielka Pieniawa	16 800	270	14,2	2400	0,180	<b>0,105</b>
<b>GORZANÓW</b>						
nr 5	34 600	38	20	2400	0,210	<b>0,19</b>
nr 6	4900	84	20	2400	0,210	<b>0,03</b>
nr 7M	17 000	40	20	2400	0,190	<b>0,08</b>
nr 1 (Złota Kaczka)	14 700	20	20	2400	0,100	<b>0,03</b>
nr 2	6200	34	20	2400	0,210	<b>0,03</b>
nr 4a	5700	37	20	2400	0,210	<b>0,03</b>
nr 4b	7800	45	20	2400	0,210	<b>0,04</b>
nr 4	9500	40	20	2400	0,210	<b>0,05</b>
<b>WODY TERMALNE</b>						
<b>CIEPLICE ŚLĄSKIE ZDRÓJ</b>						
nr 1 Marysieńka	11 000	19	63,8	2550	0,035	<b>0,005</b>
nr 2 Sobieski	140 300	24	63,8	2500	0,040	<b>0,04</b>
nr 3 Antoni-Wacław	23 000	20	63,8	2500	0,045	<b>0,01</b>
nr 4 Nowe	48 200	12	63,8	2500	0,040	<b>0,01</b>
nr 5 Basenowe Damskie	47 200	12	63,8	2550	0,045	<b>0,015</b>
nr 6 Basenowe Męskie	42 700	14	63,8	2550	0,045	<b>0,01</b>
odwiert C-2	13 600	29	63,8	2600	0,025	<b>0,005</b>
<b>ŁĄDEK ZDRÓJ</b>						
Chrobry	137 100	10	47,3	2500	0,060	<b>0,075</b>
Dąbrowka	127 700	11	47,3	2500	0,060	<b>0,07</b>
Jerzy	1 109 000	88	47,3	2450	0,065	<b>0,665</b>
L-2 (Zdzisław)	117 100	12	47,3	2600	0,030	<b>0,03</b>
Skłodowska-Curie	329 500	26	47,3	2500	0,060	<b>0,18</b>
Wojciech	218 600	15	47,3	2500	0,060	<b>0,12</b>
<b>WODY RADONOWE</b>						
<b>CZERNIAWA ZDRÓJ</b>						
nr 1	63 700	37	38,8	2650	0,035	<b>0,02</b>

1	2	3	4	5	6	7
<b>ŚWIERADÓW ZDRÓJ</b>						
MCS-1	481 700	34	64,4	2500	0,060	<b>0,19</b>
MCS-2	246 600	32	64,4	2550	0,045	<b>0,07</b>
MCS-3	892 400	68	55,5	2500	0,060	<b>0,41</b>
MCS-4	988 800	67	55,5	2500	0,060	<b>0,455</b>
MCS-5	1 517 000	44	55,5	2500	0,060	<b>0,70</b>
MCS-6	668 000	36	55,5	2500	0,060	<b>0,31</b>
MCS-7	1 235 300	43	55,5	2550	0,045	<b>0,41</b>
Sancta Maria	1 026 500	46	55,5	2500	0,060	<b>0,47</b>
4P	99 600	62	73,3	2600	0,040	<b>0,02</b>
<b>PRZERZECZYN ZDRÓJ</b>						
nr 2	68 700	30	36,5	2700	0,060	<b>0,045</b>
nr 8	147 200	18	43	2700	0,060	<b>0,08</b>
nr 9	57 400	6	27	2750	0,045	<b>0,035</b>
nr 10	37 700	9	37,8	2700	0,050	<b>0,02</b>
nr 11	14 500	5	37,8	2650	0,070	<b>0,01</b>
nr 13	86 700	30	27	2700	0,060	<b>0,075</b>
nr 15	15 800	11	27	2700	0,060	<b>0,015</b>
<b>SZKLARSKA PORĘBA</b>						
nr 1	815 000	35	57,8	2450	0,050	<b>0,30</b>
nr 5	75 000	36	57,8	2450	0,050	<b>0,03</b>
nr 6	870 000	27	57,8	2450	0,050	<b>0,32</b>
nr 6a	928 000	36	57,8	2450	0,050	<b>0,345</b>
nr 7	126 000	27	57,8	2450	0,050	<b>0,05</b>
nr 12	410 000	15	57,8	2450	0,050	<b>0,15</b>
nr 18a	1 645 000	21	57,8	2400	0,055	<b>0,69</b>
nr 18b	286 000	21	57,8	2450	0,050	<b>0,105</b>
nr 19	922 000	96	57,8	2450	0,050	<b>0,34</b>
nr 600	587 000	91	57,8	2450	0,050	<b>0,22</b>
<b>SOSNÓWKA</b>						
Dobre	293 700	8	70	2450	0,050	<b>0,09</b>
Magdaleny	199 700	9	72	2450	0,050	<b>0,06</b>
<b>KOWARY</b>						
nr 26	477 400	12	90	2450	0,050	<b>0,115</b>
<b>KAMIENICA</b>						
sztolnia Śnieżnik	1 090 000	11	113	2450	0,065	<b>0,275</b>
K1 + K2	399 000	13	113	2450	0,065	<b>0,10</b>
K6	211 000	13	113	2450	0,065	<b>0,05</b>
K6a	389 000	20	113	2450	0,065	<b>0,10</b>
K15	19 200	8	29	2450	0,065	<b>0,02</b>
SO-3	1 615 000	13	113	2450	0,065	<b>0,405</b>

1	2	3	4	5	6	7
SOBÓTKA						
źródło Życia	1200	b.d.	1	2600	0,045	<b>0,02</b>
źródło Lustiga	8500	b.d.	1	2900	0,035	<b>0,105</b>
źródło Jasne	172 000	b.d.	59	2500	0,050	<b>0,06</b>
źródło Korzenne	82 000	b.d.	59	2500	0,050	<b>0,03</b>
źródło Jakuba	7400	b.d.	1	2850	0,035	<b>0,095</b>
JELENIÓW						
nr 2	33 100	18	14,2	2350	0,200	<b>0,25</b>
nr 5	38 800	19	14,2	2350	0,200	<b>0,29</b>
nr 6	85 600	44	14,2	2350	0,200	<b>0,64</b>
nr 7	50 700	53	14,2	2350	0,200	<b>0,38</b>
NISKOZMINERALIZOWANE WODY KRASOWE						
KLETNO						
źródło Marianny	4500	7	2,8	2800	0,020	<b>0,01</b>
wywierzyisko Kletno I	7900	7	2,8	2700	0,030	<b>0,03</b>
ROMANOWO						
źródło Romanowskie, wyływ nr 1	26 100	9	9	2700	0,030	<b>0,035</b>

$K_{em}$  – współczynnik emanacji  $^{222}\text{Rn}$  ze skały zbiornikowej do wody podziemnej,

$n$  – współczynnik porowatości efektywnej skały zbiornikowej,

$c_{p\text{Rn}}$  – stężenie promieniotwórcze  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej w czasie  $t$ ,

$c_{p\text{Ra}0}$  – stężenie promieniotwórcze  $^{226}\text{Ra}$  w wodzie podziemnej w czasie  $t = 0$ ,

$\rho_s$  – gęstość szkieletu ziarnowego skały zbiornikowej,

$q$  – zawartość  $^{226}\text{Ra}$  w skale zbiornikowej,

b.d. – brak danych.

Uwzględniając wyniki obliczeń w pozostałych obszarach Sudetów można stwierdzić, że w strefach uskokowych, np. w rejonie Kamienicy (odwiert SO-3 i sztolnia Śnieżnik), Kudowy Zdroju (ujęcie nr 3), Jeleniowa (J-150 i nr 6), Szklarskiej Poręby, Łącka Zdroju, Szczawna Zdroju (ujęcie Marta), Świeradowa Zdroju (ujęcie Górne, 1A) i in., wartości współczynnika emanacji skał mieszczą się w przedziale od około 0,2 do około 0,6. Należy podkreślić, że na wartość  $K_{em}$  nie wpływa rodzaj skał dotkniętych procesami deformacji tektonicznych. Porównywalne wartości współczynnika emanacji w strefach dyslokacyjnych notowane są zarówno dla skał krystalicznych (magmaowych i metamorficznych), jak i skał osadowych.

Również duże wartości  $K_{em}$  są związane z ujęciami płytkimi, oddalonymi od większych dyslokacji. W tym przypadku rolę kruchych deformacji tektonicznych w zwiększaniu powierzchni właściwej ziaren i kryształów minerałów, jako parametru kontrolującego emanację, odgrywają procesy wietrzeniowe. W okruchowych skałach zbiorni-

kowych wartości współczynnika emanacji wynoszą 0,05–0,40 (np. Kudowa Zdrój, Jeleniów, Szczawno Zdrój, Polanica Zdrój, Gorzanów), natomiast w skałach krystalicznych 0,05–0,25 (np. Świeradów Zdrój, Czarniawa Zdrój, Łądek Zdrój, Szklarska Poręba, Kowary, Kamienna, Sobótka) (por. tab. 6.1).

Najmniejszymi wartościami współczynnika emanacji charakteryzują się skały zbiornikowe wód ujętych na głębokościach większych niż 100 m p.p.t., a więc w strefach, które nie są dotknięte procesami wietrzenia, a także, na skutek ciśnienia nadkładu, ich porowatość jest znacznie zredukowana. Dodatkowo w Sudetach są to najczęściej zbiorniki wód szczelinowych. Skały te, zarówno krystaliczne, jak i osadowe charakteryzują się wartościami  $K_{em}$  z przedziału 0,005–0,03. Wartości takie obliczono dla skał z rejonu Świeradowa Zdroju, Czarniawy Zdroju, Cieplic Śląskich Zdroju, Łącka Zdroju (skały krystaliczne) oraz Kudowy Zdroju, Polanicy Zdroju i Gorzanowa (skały osadowe) (por. tab. 6.1).

Na uwagę zasługuje fakt stwierdzenia stosunkowo małych wartości współczynnika emanacji granitów poza strefami większych dyslokacji oraz strefami pokryw zwietrzelinowych. Biorąc pod uwagę zarówno granit karkonoski, jak i Strzegomia-Sobótki obliczone wartości współczynnika emanacji zmieniają się w granicach 0,03–0,10 (por. tab. 6.1).

Bardzo małymi wartościami  $K_{em}$  charakteryzują się również wapienie krystaliczne, co jest związane z prowadzeniem wody systemami szczelin i spękań, z jednocześnie niewielką porowatością matrycy, w wyniku czego powierzchnia właściwa kryształów (ziaren) skały nie jest duża. Dlatego też wartości współczynnika emanacji dla wapieni krystalicznych metamorfiku Śnieżnika, pełniących rolę skał zbiornikowych dla niskozmineralizowanych wód krasowych Kletna i Romanowa, wynoszą od 0,01 do 0,035 (por. tab. 6.1).

Skrajnie małymi wartościami współczynnika emanacji charakteryzują się łupki łyszczycowe i paragnejsy metamorfiku orlicko-bystrzyckiego na głębokościach kilkudziesięciu metrów poniżej powierzchni terenu. Obliczone wartości  $K_{em}$  dla tych skał zmieniają się w granicach od 0,005 do 0,025 (por. tab. 6.1). Jest to w pełni zgodne z powszechnie w literaturze przypisywanymi tym skałom niekorzystnymi warunkami występowania wód podziemnych (por. rozdz. 3.3), a więc ich niską przepuszczalnością dla płynów.

Spośród 111 obliczonych wartości  $K_{em}$  75,7% stanowią wyniki z przedziału 0,01–0,30, a najczęściej (54,5% wyników)  $0,01 < K_{em} < 0,10$ , co jest w pełni zgodne z publikowanymi do tej pory wynikami badań z innych rejonów świata (por. rozdz. 2.6.3). Ponad 95% wyników nie przekracza wartości 0,50. Stosunkowo rzadko (8,1% wyników) spotykane są także skały, dla których  $K_{em}$  jest mniejszy od 0,01 (por. tab. 6.1). Tak więc zwykle w wodach podziemnych rozpuszcza się od 1 do 30% atomów  $^{222}\text{Rn}$  produkowanych w skałach zbiornikowych na skutek rozpadu macierzystego nuklidu –  $^{226}\text{Ra}$ . Jedynie w strefach dyslokacyjnych może rozpuszczać się nawet połowa tworzących się atomów radonu, a sporadycznie ich liczba może dochodzić do 70%.

## 6.2. Objętość skał zasilających ujęcia wód podziemnych w $^{222}\text{Rn}$ oraz wielkość obszaru zasilania i odległość transportu radonu przez wody podziemne

Przy obliczaniu objętości skał zasilających ujęcia wód podziemnych w  $^{222}\text{Rn}$   $V$  oraz wielkości obszaru zasilania  $S$  i odległości transportu tego gazu przez wody podziemne  $L$  wykorzystano dane archiwalne uzdrowiskowych zakładów górniczych uzdrowisk sudeckich, a także dane zawarte w opracowaniach publikowanych i niepublikowanych (Dziedzic i in., 1979; Kozłowski, 1986; Ciężkowski, 1990, 2003; Plewa & Plewa, 1992; Ciężkowski i in., 1996; Staško, 1996; Kozłowski, 1999; Kiełczawa, 2001; Przylibski i in., 2001, 2002b; Staško & Tarka, 2002; Bocheńska i in., 2002; Fistek & Dowgiałło, 2003). Wartości wielkości  $V$ ,  $S$  i  $L$  obliczano odpowiednio z równań (5.32) lub (5.33), (5.34) oraz (5.35) lub (5.36). Uzyskane wyniki przedstawiono w tabeli 6.2.

Obliczone objętości skał zasilających ujęcia wód podziemnych Sudetów w  $^{222}\text{Rn}$  zmieniają się od kilkuset  $\text{m}^3$  do kilku milionów  $\text{m}^3$ , przy czym najczęściej są to wartości od kilku tysięcy do kilkudziesięciu tysięcy  $\text{m}^3$  (por. tab. 6.2). Uwzględniając głębokość krążenia płytkich wód infiltracyjnych lub długość strefy zafiltrowania odwiertów można określić wielkość obszarów zasilania ujęć (źródeł) wód podziemnych w  $^{222}\text{Rn}$ . Wielkości te mają istotne znaczenie dla wyznaczania stref ochrony ujęć wód radonowych (por. Przylibski, 1998a, 2000a). Zwykle przylegają one do ujęcia od strony dopływu wody lub znajdują się wokół ujęcia, jeżeli dopływ wody ma charakter radialny. Wielkości obszarów zasilania w radon ujęć wód podziemnych Sudetów zmieniają się od około  $10 \text{ m}^2$  do kilkunastu tysięcy  $\text{m}^2$ , rzadko osiągając wartości rzędu kilkudziesięciu, a w jednym przypadku także ponad 100 tysięcy  $\text{m}^2$ . Najczęściej obszar ten mieści się w granicach od kilkuset do kilku tysięcy  $\text{m}^2$ . Największe obszary zasilania obliczono dla niskozmineralizowanych wód krasowych przepływających ze znaczną prędkością przez skały zbiornikowe o niewielkich zawartościach macierzystego nuklidu –  $^{226}\text{Ra}$  (por. tab. 6.2).

Obszary zasilania ujęć w  $^{222}\text{Rn}$  są znacznie mniejsze (często wielokrotnie lub nawet o kilka rzędów wielkości) niż obszary zasilania wód wypływających w tych ujęciach. Znajdują się one w bezpośrednim sąsiedztwie ujęć, podczas gdy obszary zasilania wód często są znacznie (nawet o wiele kilometrów, jak to ma miejsce w przypadku wód głębokiego krążenia, np. wód termalnych Łądka Zdroju lub Cieplic Śląskich Zdroju) oddalone od ujęć (por. np. Ciężkowski i in., 1996; Przylibski, 2000a).

Oszacowane odległości transportu nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  wraz z wodami podziemnymi, zmieniają się w granicach od kilku do kilkudziesięciu metrów, sporadycznie tylko przekraczając odległość 100, a nawet 200 m (por. tab. 6.2). Największe odległości radon może pokonywać wraz z wodami podziemnymi płynącymi ze znaczną prędkością szerokimi (drożnymi) szczelinami w spękanych lub rozpuszczonych krystalicznych i/lub krasowych skałach zbiornikowych, tworzących rozległe systemy krążenia, prowadzące znaczne ilości

Tabela 6.2. Objętości skał zasilających wybrane 92 ujęcia wód podziemnych w Sudetach w  $^{222}\text{Rn}$  oraz wielkości obszarów zasilania i odległości transportu radonu przez wody podziemne wypływające w tych ujęciach, a także parametry przyjęte do ich obliczenia

UJĘCIE	$Q$	$s$	$n$	$G_k$	$V$	$S$	$L$
	$[\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}]$	$[-]$	$[-]$	$[\text{m}]$	$[\text{m}^3]$	$[\text{m}^2]$	$[\text{m}]$
1	2	3	4	5	6	7	8
<b>SZCZAWY</b>							
CZERNIAWA ZDRÓJ							
nr 4	14,6	0,90	0,030	43	16 700	390	11
Jan	43,2	0,46	0,035	60	21 700	370	11
Maria	7,2	0,65	0,100	30	1800	60	6
P-1	37,7	0,55	0,035	24	22 700	940	17
P-2	31,0	0,15	0,035	27	5100	190	8
ŚWIERADÓW ZDRÓJ							
Górne zbiorcze	19,7	0,85	0,060	30	10 700	360	15
1A	19,9	0,74	0,035	19	16 100	850	16
2P	5,3	0,24	0,025	53	6000	110	6
Zofia	4,8	0,65	0,060	30	2000	70	7
SZCZAWNÓ ZDRÓJ							
Marta	1,0	1,0	0,100	30	400	10	3
Młynarz	0,8	1,0	0,100	30	300	10	3
Dąbrówka	6,8	1,0	0,100	30	2600	90	7
Mieszko	8,0	1,0	0,100	30	3100	100	8
Mieszko-14	2,1	1,0	0,100	30	800	30	4
JEDLINA ZDRÓJ							
J-300	120,0	0,75	0,050	33	68 800	2 090	26
DŁUGOPOLE ZDRÓJ							
Emilia	23,0	0,27	0,040	30	5900	200	11
Renata	20,2	0,27	0,040	30	5200	170	11
Kazimierz	3,6	0,30	0,040	30	1000	30	5
SZCZAWINA							
Studzienne	15,0	0,63	0,055	30	6600	220	12
DUSZNIKI ZDRÓJ							
Jan Kazimierz	57,6	0,52	0,035	12	32 700	2730	30
B1	103,2	0,78	0,040	13	76 900	5920	43
B2	108,0	0,48	0,040	18	49 500	2750	30
B3	4,3	0,80	0,030	12	4 400	370	11
B4	76,8	0,87	0,040	30	63 900	2130	26
Pieniawa Chopina	345,6	0,82	0,040	21	270 800	12 900	64
nr 39	480,0	0,64	0,040	60	293 600	4890	40
Zimny Zdrój	12,0	0,41	0,040	14	4700	340	10
BOBROWNIKI STARE							
Maria	5,0	0,85	0,070	30	2300	80	7
KUDOWA ZDRÓJ							
K-200	120,0	1,0	0,150	89	30 600	340	11
nr 2 Moniuszko	69,6	0,08	0,180	6	1200	200	8
nr 3 Nowy Marchlewski	108,0	0,57	0,180	2	13 100	6540	46
Śniadecki	7,2	0,03	0,180	5	100	10	2
Górne	144,0	1,0	0,200	30	27 500	920	24

1	2	3	4	5	6	7	8
<b>JELENIÓW</b>							
J-150	273,6	0,38	0,170	20	23 400	1170	19
<b>POLANICA ZDRÓJ</b>							
P-300	312,0	1,0	0,150	32	79 500	2490	28
Józef Stary	50,4	1,0	0,200	30	9600	320	10
Pieniawa Józefa I	158,4	1,0	0,180	38	33 600	890	17
Pieniawa Józefa II	355,2	1,0	0,180	17	75 400	4440	38
Wielka Pieniawa	446,4	1,0	0,180	30	94 800	3160	32
<b>GORZANÓW</b>							
nr 5	1157,0	0,33	0,210	127	69 500	550	13
nr 6	358,0	0,38	0,210	58	24 800	430	12
nr 7M	540,0	0,42	0,190	25	45 600	1830	24
nr 1 (Złota Kaczka)	388,0	0,75	0,100	9	111 200	12 360	63
nr 2	802,0	0,61	0,210	85	89 100	1050	18
nr 4	720,0	0,67	0,210	21	87 800	4180	37
<b>WODY TERMALNE</b>							
<b>CIEPLICE ŚLĄSKIE ZDRÓJ</b>							
nr 1 Marysieńka	58,0	1,0	0,035	30	63 300	2110	37
nr 2 Sobieski	4,5	1,0	0,040	30	4300	140	10
nr 3 Antoni-Wacław	29,0	1,0	0,045	30	24 600	820	23
nr 4 Nowe	89,0	1,0	0,040	30	85 100	2840	43
nr 5 Basenowe Damskie	43,0	1,0	0,045	30	36 500	1220	28
nr 6 Basenowe Męskie	29,0	1,0	0,045	30	24 600	820	23
odwiert C-2	360,0	1,0	0,025	430	550 400	1280	20
<b>ŁĄDEK ZDRÓJ</b>							
Chrobry	55,0	1,0	0,060	30	35 000	1170	19
Dąbrówka	26,0	1,0	0,060	30	16 600	550	13
Jerzy	380,0	1,0	0,065	30	223 500	7450	49
L-2 (Zdzisław)	401,0	1,0	0,030	97	510 900	5300	41
Skłodowska-Curie	84,0	1,0	0,060	30	53 500	1780	24
Wojciech	120,0	1,0	0,060	30	76 500	2550	29
<b>WODY RADONOWE</b>							
<b>CZERNIAWA ZDRÓJ</b>							
nr 1	43,2	0,97	0,035	40	45 800	1140	19
<b>ŚWIERADÓW ZDRÓJ</b>							
MCS (zbiorcze)	72,0	1,0	0,055	30	50 000	1670	33
Sancta Maria	13,0	1,0	0,060	30	8300	280	13
4P	115,2	0,98	0,040	35	107 900	3080	31
<b>PRZERZECZYN ZDRÓJ</b>							
nr 2	89,0	1,0	0,060	6	56 700	10 310	57
nr 8	58,0	1,0	0,060	8	37 000	4620	38
nr 9	89,0	1,0	0,045	99	75 600	770	16
nr 11	29,0	1,0	0,070	8	15 800	1980	25
nr 13	103,0	1,0	0,060	10	65 600	6910	47
nr 15	103,0	1,0	0,060	6	65 600	10 940	59

1	2	3	4	5	6	7	8
<b>SZKLARSKA PORĘBA</b>							
nr 1	89,0	1,0	0,050	30	<b>68 000</b>	<b>2270</b>	<b>38</b>
nr 5	22,0	1,0	0,050	30	<b>16 800</b>	<b>560</b>	<b>19</b>
nr 6	29,0	1,0	0,050	30	<b>22 200</b>	<b>740</b>	<b>22</b>
nr 7	81,0	1,0	0,050	30	<b>61 900</b>	<b>2 060</b>	<b>36</b>
nr 12	81,0	1,0	0,050	30	<b>61 900</b>	<b>2 060</b>	<b>36</b>
nr 18a	35,0	1,0	0,055	30	<b>24 300</b>	<b>810</b>	<b>23</b>
nr 19	21,0	1,0	0,050	30	<b>16 100</b>	<b>540</b>	<b>19</b>
<b>SOSNÓWKA</b>							
Dobre	32,0	1,0	0,050	30	<b>24 500</b>	<b>820</b>	<b>23</b>
Magdaleny	86,0	1,0	0,050	30	<b>65 800</b>	<b>2 190</b>	<b>37</b>
<b>KOWARY</b>							
nr 26	31,0	1,0	0,050	30	<b>23 700</b>	<b>790</b>	<b>22</b>
<b>KAMIENICA</b>							
sztolnia Śnieżnik	1930,0	1,0	0,065	30	<b>1 135 000</b>	<b>37 830</b>	<b>110</b>
K1 + K2	70,0	1,0	0,065	30	<b>41 200</b>	<b>1 370</b>	<b>30</b>
K6	360,0	1,0	0,065	30	<b>211 700</b>	<b>7 060</b>	<b>67</b>
K6a	80,0	1,0	0,065	30	<b>47 000</b>	<b>1 570</b>	<b>22</b>
K15	180,0	1,0	0,065	30	<b>105 900</b>	<b>3 530</b>	<b>47</b>
<b>SOBÓTKA</b>							
źródło Życia	19,0	1,0	0,045	30	<b>16 100</b>	<b>540</b>	<b>19</b>
źródło Lustiga	3,0	1,0	0,035	30	<b>3300</b>	<b>110</b>	<b>8</b>
źródło Jasne	54,0	1,0	0,050	30	<b>41 300</b>	<b>1380</b>	<b>30</b>
źródło Jakuba	4,0	1,0	0,035	30	<b>4400</b>	<b>150</b>	<b>10</b>
<b>JELENIÓW</b>							
nr 6	160,0	1,0	0,200	30	<b>30 600</b>	<b>1020</b>	<b>26</b>
nr 7	80,0	1,0	0,200	30	<b>15 300</b>	<b>510</b>	<b>18</b>
<b>NISKOZMINERALIZOWANE WODY KRASOWE</b>							
<b>KLETNO</b>							
źródło Marianny	520,0	1,0	0,020	?	<b>993 800</b>	<b>–</b>	<b>–</b>
wywierzyisko Kletno I	2720,0	1,0	0,030	30	<b>3 465 600</b>	<b>115 520</b>	<b>271</b>
<b>ROMANOWO</b>							
źródło Romanowskie, wypływ nr 1	1700,0	1,0	0,030	30	<b>2 166 000</b>	<b>72 200</b>	<b>214</b>

$Q$  – dobową wydajność ujęcia,

$n$  – współczynnik porowatości efektywnej skał zbiornikowych,

$s$  – procentowy udział składowej dostarczającej rozpuszczonego radonu do ujmowanej lub wypływającej mieszaniny wód podziemnych,

$G_k$  – głębokość krążenia wód radonowych,

$V$  – objętość skał zasilających ujęcie wód podziemnych w  $^{222}\text{Rn}$ ,

$S$  – obszar, z którego radon produkowany w skałach zbiornikowych dociera wraz z wodami podziemnymi do źródła lub ujęcia,

$L$  – odległość transportu radonu przez wody podziemne.

wód podziemnych. W Sudetach takimi zbiornikami są wapienie krystaliczne metamorfiku Łądko-Śnieżnika w rejonie Kletna i Romanowa, a także sztolnia Śnieżnik odwadniająca praktycznie całą dolinę „Lej Mały”. Stanowi ona antropogeniczny kolektor wód



podziemnych połączone z rozległymi w tym rejonie spękaniem powstałymi na skutek silnych, kruchych deformacji tektonicznych skał metamorfiku Łądka–Śnieżnika w strefie uskokowej Kletno–Stare Město (Przeniosło & Sylwestrzak, 1971; Staško & Tarka, 2002).

Wartości  $V$ ,  $S$  i  $L$  przedstawione w tabeli 6.2 i obliczone przy założeniu maksymalnego czasu życia nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  ( $10 \cdot T_{1/2} \approx 38$  dób) należy uznać za maksymalne lub zbliżone do maksymalnych, co powoduje, że są one szczególnie użyteczne ze względu na ochronę zasobów wód radonowych. Wykorzystując natomiast średni czas życia nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  ( $\tau \approx 5,5$  doby) przy obliczaniu i szacowaniu wartości parametrów związanych z zasilaniem ujęć wód podziemnych w  $^{222}\text{Rn}$  otrzymane wyniki będą kilkukrotnie (bliżej siedmiokrotnie) mniejsze, nie oddające w pełni skali transportu radonu przez wody podziemne.

Jak wynika z wykonanych szacunkowych obliczeń odległości transportu nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  przez wody podziemne na obszarze Sudetów, jest ona większa lub znacznie większa, niż odległość transportu dyfuzyjnego, czy konwekcyjnego lub adwekcyjnego. Jest to w pełni zgodne z publikowanymi dotychczas wynikami badań transportu radonu w litosferze (por. rozdz. 2.6.4 i tab. 2.6). Przedstawiane w literaturze dane świadczą o tym, że radon może być transportowany przez wody podziemne na odległość przekraczającą 50–100 m od miejsca jego uwolnienia się ze struktur mineralnych (por. rozdz. 2.6.4), przy czym do tej pory nie publikowano tak znacznej liczby konkretnych wartości uzyskanych dla różnych środowisk krążenia wód podziemnych.

Wartości wielkości  $V$ ,  $S$  i  $L$  zależą przede wszystkim od objętości wody w systemie krążenia i prędkości jej przepływu, co manifestuje się poprzez wydajność ujęcia. Największe wartości obliczonych parametrów są związane z ujęciami charakteryzującymi się największymi wydajnościami (por. tab. 6.2). W związku z tym nie obserwuje się związku pomiędzy objętością skał zasilających ujęcia wód podziemnych w radon ( $^{222}\text{Rn}$ ), a typem chemicznym wody. Można jedynie zauważyć, że w przypadku wód podziemnych stanowiących mieszaninę kilku składowych, z których tylko jedna zawiera znacznie większe stężenia  $^{222}\text{Rn}$  od pozostałych, wartości obliczanych parametrów  $V$ ,  $S$  i  $L$  będą tym większe, im większy jest procentowy udział tej składowej w wypływającej lub ujmowanej mieszaninie (por. tab. 6.2, np. ujęcia B1 i B2 w Dusznikach Zdroju). Jednak decydujący wpływ na obliczone i szacowane wartości  $V$ ,  $S$  i  $L$  mają właściwości fizykochemiczne skał zbiornikowych, głównie porowatość efektywna i szczelinowatość, która w skałach krasowych jest związana z rozpuszczalnością składników mineralnych skały (tzw. krasowatość).

### 6.3. Zmiany stężenia $^{222}\text{Rn}$ w wodach podziemnych

W tabeli 6.3 (na wklejce) przedstawiono charakterystykę zmienności stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach leczniczych, potencjalnie leczniczych i wybranych innych wodach podziemnych Sudetów na podstawie danych archiwalnych uzdrowisk sudeckich

oraz własnych pomiarów. Z dostępnych autorowi materiałów udało się zgromadzić niemal 15 500 danych o stężeniu radonu w wodach podziemnych Sudetów z lat 1955–2004, z których około 2,5% stanowią wyniki własnych badań.

Największe wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$ , przekraczające często 1500, a nawet 2000  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , zanotowano w niskozmineralizowanych wodach radonowych Kamienicy (sztolnia Śnieżnik – 2381  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ), Świeradowa Zdroju (ujęcie MCS-4 – 2245  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) i Szklarskiej Poręby (ujęcie nr 1 – 1850  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ). Niewiele mniejszą wartość zmierzono także w wodach termalnych Łądką Zdroju (źródło Jerzy – 1780  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ). Również w szczawach Sudetów zmierzono wartości przekraczające 1000  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  – w Świeradowie Zdroju (ujęcie Górne zbiorcze – 1169  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) (por. tab. 6.3).

Najmniejsze stężenia zmierzono natomiast w wysokozmineralizowanych szczawach głębokiego krążenia w Świeradowie Zdroju (odwiert 2P – poniżej 0,2  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ), a także w szczawach Szczawna Zdroju, Dusznik Zdroju, Kudowy Zdroju, Polanicy Zdroju i Gorzanowa oraz w wodach niskozmineralizowanych (w tym krasowych) Kletna, Sobótka i termalnych Cieplic Śląskich Zdroju oraz siarczkowych Przerzeczyna Zdroju, gdzie minimalne wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$  zmieniają się od około jednego do kilku  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (por. tab. 6.3).

Wśród szczaw sudeckich największymi stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  charakteryzują się wody lecznicze Świeradowa Zdroju (średnie stężenia w ujęciu Górne zbiorcze przekraczają 500  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ), a mniejszymi, jednak przekraczającymi wartość średnią równą 100  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , szczawy Czerniawy Zdroju, Szczawna Zdroju, Jedliny Zdroju i Jeleniowa. Według najnowszych wyników badań autora do tych ostatnich szczaw można zaliczyć także wody podziemne ujęte w Długopolu Zdroju, Szczawinie i Bobrownikach Starych. Średnie stężenia radonu większe od 74  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , oprócz wyżej wymienionych miejscowości, są charakterystyczne także dla niektórych ujęć szczaw Dusznik Zdroju (por. tab. 6.3).

Lecznicze wody termalne Łądką Zdroju charakteryzują się średnimi wartościami stężenia  $^{222}\text{Rn}$  przekraczającymi 100  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a w ujęciu Jerzy także 1000  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Natomiast termalne wody lecznicze Cieplic Śląskich Zdroju zawierają znacznie mniejsze koncentracje radonu, średnio rzędu kilkudziesięciu  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (w odwiercie C-2 kilkanaście  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ), z wyjątkiem ujęcia nr 2 Sobieski, w którym są one większe od 74  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a według ostatnich badań autora przekraczają 100  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (por. tab. 6.3).

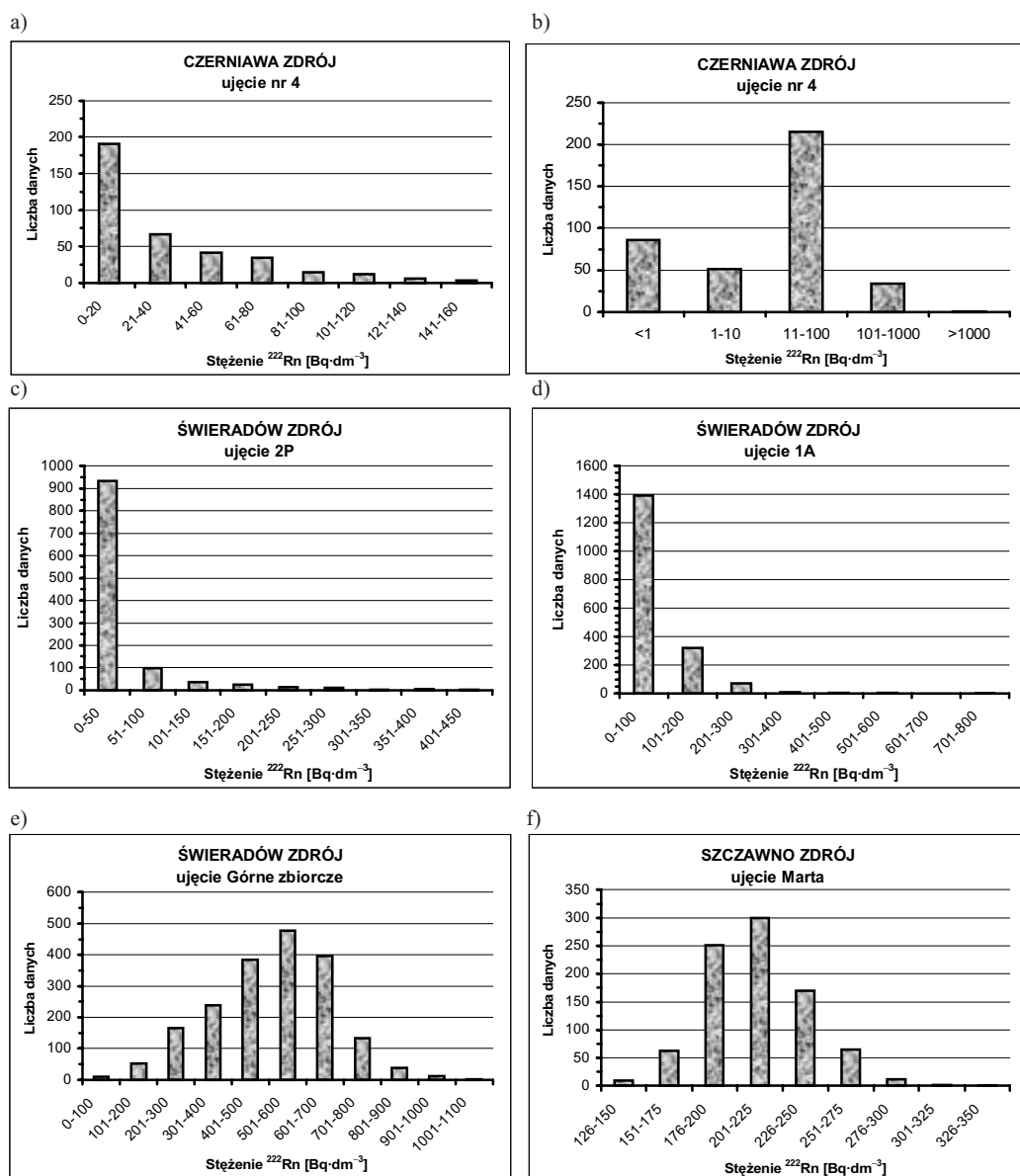
Wody radonowe Sudetów charakteryzują się znaczną rozpiętością mierzonych w nich średnich stężeń  $^{222}\text{Rn}$ . Największe średnie wartości, przekraczające 1000  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  są charakterystyczne dla wód leczniczych Świeradowa Zdroju, a także dla potencjalnie leczniczych wód rejonu Szklarskiej Poręby i Kamienicy. Średnie stężenia większe niż 100  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  są notowane także w wodach leczniczych Przerzeczyna Zdroju oraz w potencjalnie leczniczych wodach podziemnych rejonu Sosnowki, Kowar i Sobótka. W rejonie występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych Jeleniowa notowane średnie wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$  przekraczają w niektórych ujęciach 74  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a w ujętych wodach podziemnych Czerniawy Zdroju są nieznacznie mniejsze od tej wartości (por. tab. 6.3).

W niskozmineralizowanych wodach krasowych metamorfiku Łądka-Śnieżnika stężenia  $^{222}\text{Rn}$  zmieniają się w granicach od kilku do ponad  $20 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (por. tab. 6.3).

Analizując wartości średniej arytmetycznej oraz mediany stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach poszczególnych ujęć można zauważyć, że są one zbliżone do siebie lub niemal sobie równe (por. tab. 6.3). Świadczy to o normalnym lub zbliżonym do normalnego rozkładzie stężeń radonu notowanych w wodach poszczególnych ujęć. Ze względu na liczbę dostępnych danych, jedynie dla 11 ujęć istotne było wykonanie diagramów rozkładu stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych. Na rysunku 6.1 przedstawiono takie diagramy dla szczaw ujętych w Czerniawie Zdroju, Świeradowie Zdroju i Szczawnie Zdroju. Na rysunku 6.1A przedstawiono rozkład stężeń radonu w wodzie ujęcia nr 4. „J-kształtny” charakter tego rozkładu można interpretować, jako efekt mieszania się dwóch składowych wód podziemnych wypływających w tym ujęciu, z których tylko jedna zawiera duże stężenia radonu. W przypadku tego ujęcia większość pomiarów daje wyniki poniżej  $1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Jest to praktycznie poniżej dokładności stosowanej metody pomiarowej, a więc nawet na wykresie logarymicznym nie stwierdza się rozkładu normalnego (wówczas logarymiczno-normalnego) (rys. 6.1b).

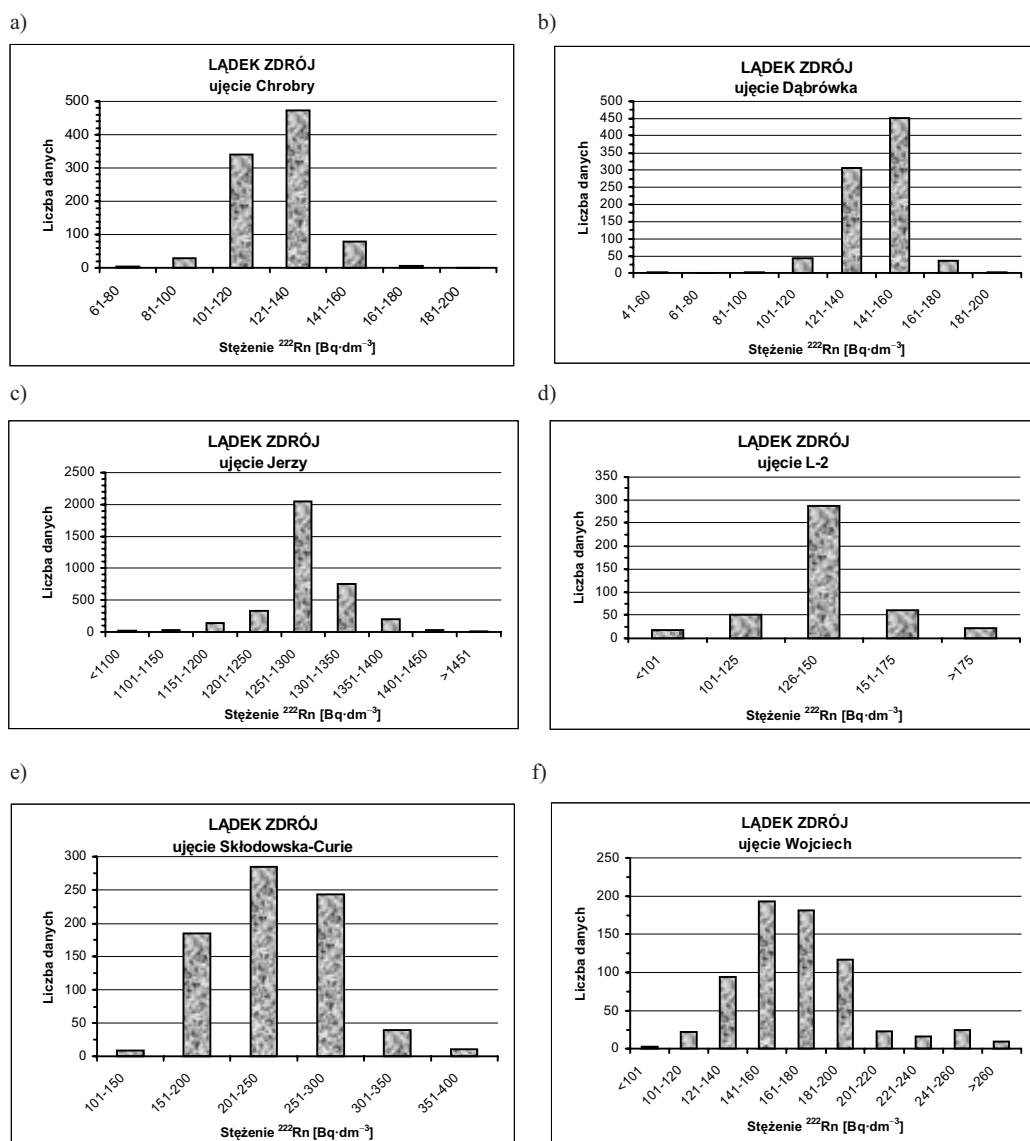
Podobna sytuacja występuje także w dwóch odwiertach ujmujących szczawy w Świeradowie Zdroju – 2P i 1A (rys. 6.1c, d). Mimo trudności interpretacyjnych, spowodowanych zbyt niską czułością metody pomiarowej, w świetle danych literaturowych (Ciężkowski, 1983, 1990; Ciężkowski i in., 1996; Przylibski & Żebrowski, 1996; Przylibski, 1997) można z całą pewnością stwierdzić, że charakter rozkładu stężeń radonu w szczawach wyżej wymienionych ujęć świadczy o mieszanii się wód głębokiego krążenia z niewielką zawartością tego gazu z płytkimi wodami radonowymi. W rezultacie wypływająca mieszanina wód zwykle zawiera małe stężenia radonu, dominujące na diagramie rozkładu, a tylko w pewnych okresach, kiedy domieszka wód płytkiego krążenia jest większa, mierzone są większe wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$ . Pozostałe diagramy, przedstawione na rysunku 6.1e, f dowodzą, że w płytko ujętych szczawach Świeradowa Zdroju (ujęcie Górne zbiorcze) i Szczawna Zdroju (ujęcie Marta) rozkład stężeń radonu jest zbliżony do normalnego i charakteryzuje się niewielką skośnością. Skośność ta może świadczyć o mieszanii się co najmniej dwóch składowych wód podziemnych różniących się między sobą pod względem stężenia rozpuszczonego w nich radonu. Dane te są w pełni zgodne z publikowanymi do tej pory wynikami badań hydrochemicznych i izotopowych (Ciężkowski, 1983, 1990; Ciężkowski i in., 1996; Przylibski & Żebrowski, 1996; Przylibski, 1997; Przylibski i in., 2001).

Diagramy rozkładu stężeń radonu w płytko ujętych wodach termalnych Łądka Zdroju (rys. 6.2) mają charakter zbliżony do normalnego z widoczną skośnością. Świadczy to raczej o niewielkich zmianach stężenia radonu w czasie, niż o mieszanii się różnych składowych, gdyż proces mieszania odgrywa niewielką rolę w formowaniu się tych wód, co wykazały badania izotopowe (Zuber i in., 1995) oraz wcześniejsze analizy zmian stężenia radonu (Przylibski & Żebrowski, 1999; Przylibski, 2000b). Jedynie rozkład stę-



Rys. 6.1. Diagramy rozkładu stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w szczawach wybranych ujęć Czerniawy Zdroju (a, b – w skali logarytmicznej), Świeradowa Zdroju (c, d, e) i Szczawna Zdroju (f)

żeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach termalnych z odwiertu L-2 (rys. 6.2d) wykazuje charakter normalny, co potwierdza brak występowania procesu mieszania się różnych składowych wód podziemnych ujętych tym otworem na głębokości od około 100 do około 700 m p.p.t.

Rys. 6.2. Diagramy rozkładu stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach termalnych ujęć Łądek Zdroju

Należy zaznaczyć, że również błędy pomiarowe, wynikające z niewłaściwej kalibracji lub kalibracji wykonywanej zbyt rzadko, czy też zmian urządzeń pomiarowych lub personelu wykonującego pomiary, mogą powodować odstępstwa od normalnego rozkładu stężeń  $^{222}\text{Rn}$ .

### 6.3.1. Zmiany w czasie

Zmiany stężenia radonu w wodach podziemnych poszczególnych ujęć nie przekraczają zwykle około 100% od wartości średnich, a najczęściej zmieniają się w granicach od  $\pm 25$  do  $\pm 75\%$  od średniej arytmetycznej (tab. 6.3). Jedynie w sporadycznych przypadkach stężenia  $^{222}\text{Rn}$  mogą odbiegać od wartości średniej o wartość większą od  $\pm 150$  do  $\pm 200\%$ . Najczęściej te znaczne wahania dotyczą wód mieszanych (o różnej genezie i właściwościach fizykochemicznych poszczególnych składowych), do których radon dostarczany jest w przeważającej ilości wraz z jedną z tych składowych. Wahania te wynikają wówczas ze zmian procentowego udziału objętości tej składowej w całkowitej objętości wypływającej lub ujmowanej mieszaniny wód podziemnych. Sytuacja taka występuje np. w szczawach Świeradowa Zdroju i wodach termalnych Cieplic Śląskich Zdroju (por. rozdz. 6.4).

W celu stwierdzenia występowania ewentualnych prawidłowości w zmianach stężenia nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Sudetów w czasie prześledzono ich przebieg w ujęciach wód termalnych Łądka Zdroju oraz w szczawach Świeradowa Zdroju i Szczawna Zdroju. Spośród ujęć szczaw wybrano ujęcie Marta w Szczawnie Zdroju i Górne zbiorcze oraz 1A w Świeradowie Zdroju. W wodach wszystkich wymienionych ujęć pomiary stężenia  $^{222}\text{Rn}$  prowadzono w ciągu ostatnich kilkunastu do kilkudziesięciu lat z częstotliwością od kilkunastu do kilkudziesięciu oznaczeń w ciągu roku, co zapewnia dużą wiarygodność interpretacji tych wyników.

Zmiany stężeń radonu w szczawach Świeradowa Zdroju i Szczawna Zdroju wykazują nieregularny charakter w czasie ostatnich kilkunastu lat (rys. 6.3). Na przedstawionych wykresach nie zaznaczają się żadne trwałe trendy zmian, widoczne są natomiast różnice w zakresie zmienności stężeń w poszczególnych ujęciach. Znacznie mniejsze amplitudy zmian są charakterystyczne dla wartości stężeń  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w szczawach ujęcia Marta w Szczawnie Zdroju, niż w szczawach Świeradowa Zdroju. W tych ostatnich są one niewątpliwie związane ze zmianami udziału wód płytkiego krążenia w ujmowanej szczawie. Jest to spowodowane różną genezą tego gazu (por. rozdz. 6.4, a także Przylibski i in., 2001 oraz Przylibski & Żebrowski, 1996, Przylibski, 1997 i Przylibski & Liber-Madziarz, 2000). Podobnie nieregularny charakter zmian stężeń radonu obserwowany jest w wodach termalnych Łądka Zdroju na przestrzeni ostatnich blisko 40 lat (rys. 6.4). Nie zaznaczają się żadne trwałe trendy zmian. Można zauważyć jedynie nieznacznie większe wartości notowane na początku XXI wieku (z wyjątkiem ujęcia Jerzy, w którego wodach notowane są nieco mniejsze stężenia radonu). Może to być spowodowane ponownym wykalibrowaniem sprzętu analitycznego używanego do pomiarów w Łądku Zdroju. Do rozstrzygnięcia tej kwestii niezbędne jest prowadzenie pomiarów w kolejnych latach.

Należy podkreślić, że błędy pomiarowe, wynikające z niewłaściwie przeprowadzonej kalibracji lub kalibracji wykonywanej zbyt rzadko, czy też zmian urządzeń pomiarowych lub personelu wykonującego pomiary, mogą powodować występowanie obserwowanych zmian stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w czasie, czy też pojawianie się określonych trendów



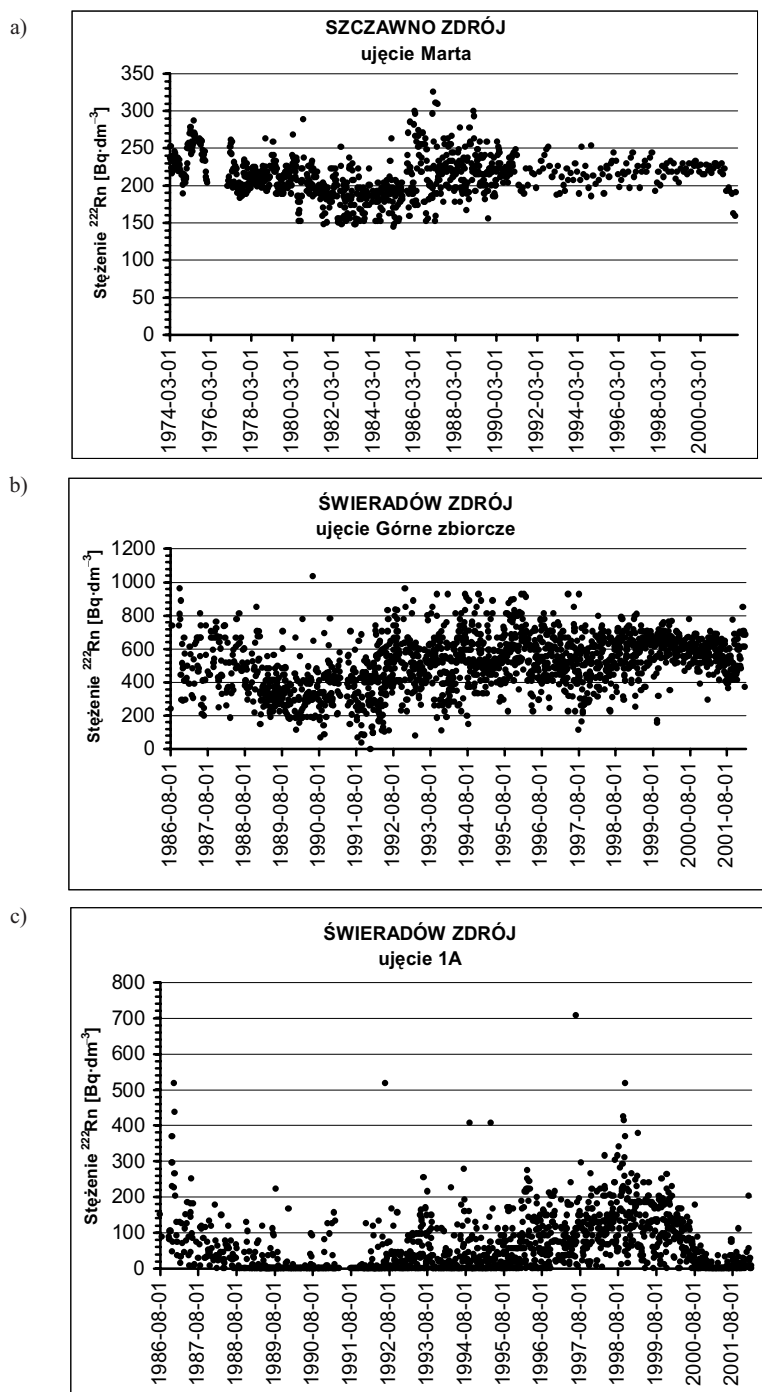
Tabela 6.3. cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<b>WODY TERMALNE</b>																		
<b>CIEPLICE ŚLĄSKIE ZDRÓJ</b>																		
nr 1 Marysieńka	4	8,8	14,5	11,0	5,7**	10,4	28	3,7	131	28,2	33,9	12,2						
nr 2 Sobieski	3	125	163	140	38**	134	31	14,8	163	82,6	41,3	79,2						
nr 3 Antoni – Wacław	4	20,5	28,0	23,0	7,5**	21,7	25	3,7	111	34,9	30,3	22,2						
nr 4 Nowe	3	42,1	54,1	48,2	12**	48,5	32	17,4	145	54,1	29,7	44,4						
nr 5 Basenowe Damskie	2	36,5	57,8	47,2			32	15,5	99,9	47,2	20,2	44,4						
nr 6 Basenowe Męskie	3	40,7	45,0	42,7	4,3**	42,4	32	5,6	75,5	35,3	16,2	32,4						
odwiert C-2	3	9,4	20,0	13,6	10,6**	11,5	15	0	45,9	12,2	11,9	9,3						
<b>ŁĄDEK ZDRÓJ</b>																		
Chrobry	4	130	147	137	17**	136	41	65,9	211	121	29,6	115	933	65,4	192	123	13,6	123
Dąbrówka	5	114	145	127	16,6	118	41	76,6	192	134	22,7	136	844	40,7	189	141	13,3	141
Jerzy	5	839	1333	1109	203	1169	42	814	1772	1207	176	1255	3561	878	1780	1283	51	1284
L-2 (Zdzisław)	5	110	124	117	5,9	116	27	107	200	133	19,1	130	435	67,9	188	138	18,2	136
Składowska-Curie	5	257	376	330	46	336	40	99,9	347	205	55,2	196	774	111	378	234	45,6	230
Wojciech	4	206	240	219	34**	214	43	78,1	340	184	56,7	184	684	67,9	279	167	32,2	163
<b>WODY RADONOWE</b>																		
<b>CZERNIAWA ZDRÓJ</b>																		
nr 1	3	51,4	76,7	63,7	25,3**	62,9	30	14,8	333,0	71,1	75,7	46,3						
<b>ŚWIERADÓW ZDRÓJ</b>																		
MCS-1	4	367	570	482	203**	495	25	40	1018	420	204	432						
MCS-2	2	88	405	247			11	213	1500	645	389	509						
MCS-3	4	473	1825	892	1352**	636	25	204	1388	637	333	618						
MCS-4	4	456	1343	989	887**	1078	26	234	2245	994	510	965						
MCS-5	3	1256	1955	1517	699**	1340	27	242	1655	1086	416	1177						
MCS-6	3	186	1068	668	882**	750	26	229	1744	748	369	685						
MCS-7	3	935	1720	1235	785**	1051												
Sancta Maria	4	643	1183	1027	540**	1140	9	607	1171	896	170	925						
4P	4	59,4	154,3	99,6	94,9**	92,4												
<b>PRZERZECZYN ZDRÓJ</b>																		
nr 2	3	59,4	76,3	68,7	16,9**	70,5	12	18,5	133	72,6	31,7	82,5						
nr 8	3	88,1	216	147	127,9**	138	17	81,4	163	119	21,8	122						
nr 9	3	47,2	74,2	57,4	27**	50,9	21	44,4	188	131	45,0	151						
nr 10	3	35,9	40,0	37,7	4,1**	37,1	3	25,9	48,1	34,5	22,2**	29,6						
nr 11	3	8,0	18,1	14,5	10,1**	17,4	14	7,4	74,0	19,9	17,3	13,0						
nr 13	3	77,4	93,1	86,7	15,7**	89,7	14	62,9	126	90,0	21,6	84,2						
nr 15	3	14,2	16,6	15,8	2,4**	16,5	14	14,8	47,4	28,3	8,8	27,8						
<b>SZKLARSKA PORĘBA</b>																		
nr 1	2	780	850	815			1	559					23	385	1850	705	296	685
nr 5	2	72	77	75			1	920					23	422	1465	934	269	979
nr 6	2	860	880	870			1	411					20	197	1117	742	271	812
nr 6a	2	925	930	928														
nr 7	2	98	154	126			1	995					20	285	1210	886	252	934
nr 12	2	395	425	410			1	1221					20	629	1329	997	193	995
nr 18a	2	1570	1720	1645														
nr 18b	1	286																
nr 19	2	890	954	922			1	1050					19	418	1149	870	214	914
nr 600	2	564	610	587														
<b>SOSNÓWKA</b>																		
Dobre	3	271	315	294	44**	295							6	51,8	122	101	28	109
Magdaleny	3	177	215	200	38**	207							6	37,0	311	150	93	143
<b>KOWARY</b>																		
nr 26	9	450	536	477	32	470	1	448					17	391	656	498	70	475
<b>KAMIENICA</b>																		
sztolnia Śnieżnik	8	897	1430	1090	187	1034												
K1 + K2	5	216	753	399	206	346												
K6	5	117	313	211	74	210												
K6a	5	296	442	389	67	430												
K15	9	10,2	22,8	19,2	4,3	20,8												
SO-3	6	891	2381	1615	583	1528												
<b>SOBÓTKA</b>																		
źródło Życia	8	1,1	1,3	1,2	0,1	1,2												
źródło Lustiga	4	7,0	10,5	8,5	3,5**	8,2												
źródło Jasne	6	127	229	172	39	160												
źródło Korzenne	3	70	101	82	31**	76												
źródło Jakuba	6	6,7	8,0	7,4	0,5	7,3												
<b>JELENIÓW</b>																		
nr 2	2	31,7	34,5	33,1			8	14,8	30,0	21,8	6,2	20,4						
nr 5	2	35,8	41,8	38,8			8	14,8	46,3	33,1	11,0	33,3						
nr 6	3	75,9	95,8	85,6	19,9**	85,1	11	22,2	74,0	48,9	18,3	51,8						
nr 7	1	50,7					3	66,6	109,2	83,3	42,6**	74,0						
<b>NISKOZMINERALIZOWANE WODY KRASOWE</b>																		
<b>KLETNO</b>																		
źródło Marianny	4	3,8	4,9	4,5	1,1**	4,6												
wywierzyno																		
Kletno I	2	7,4	8,4	7,9														
<b>ROMANOWO</b>																		
źródło Romanowskie																		
wypływ nr 1	5	25,7	27,1	26,1	0,6	26,0												
<b>Σ</b>	<b>383</b>						<b>1587</b>						<b>13 493</b>					

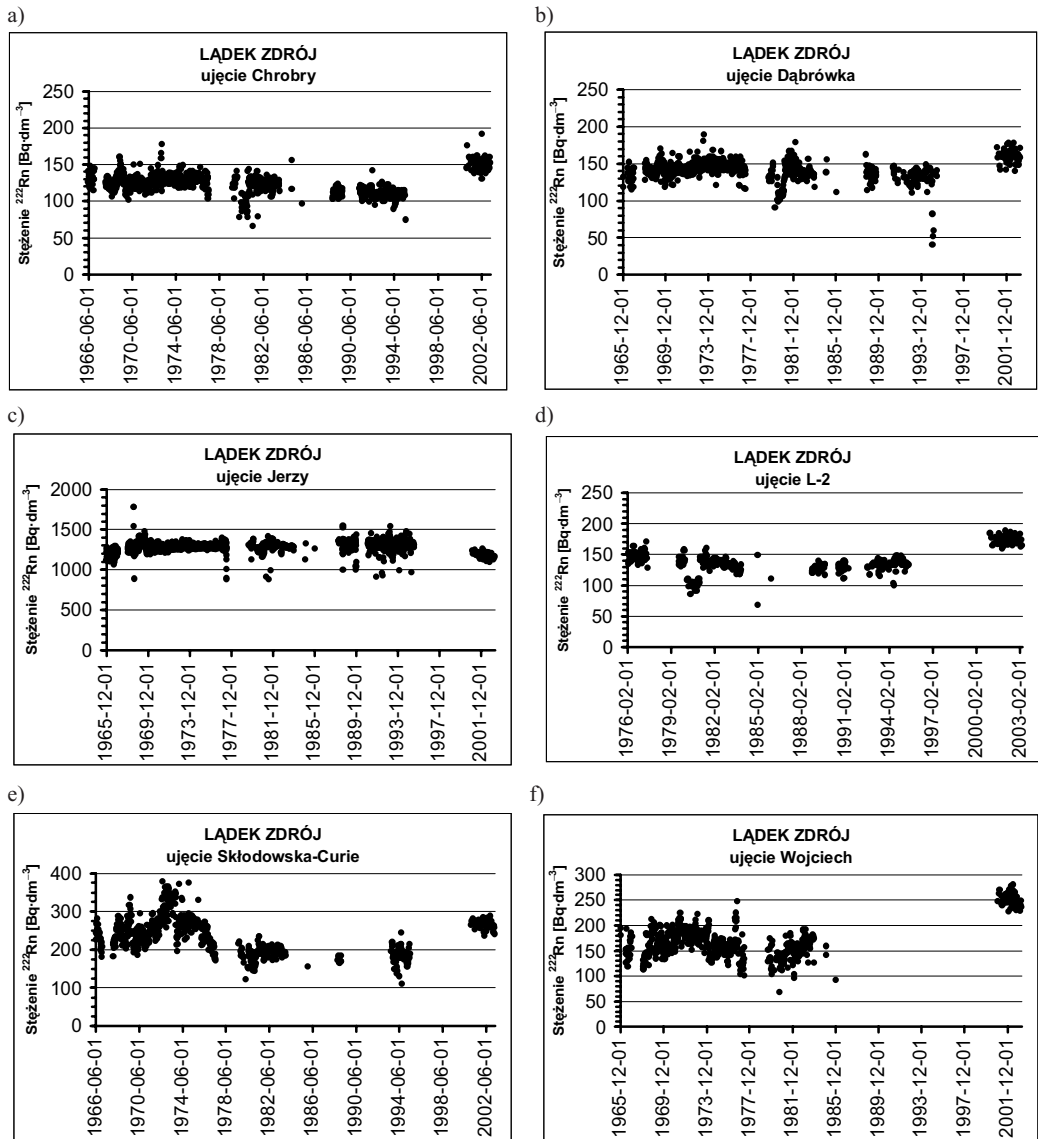
\* dla potencjalnie leczniczych wód Gorzanowa dane według (Kielczawa, 2001); dla wód radonowych Szklarskiej Poręby i Kowar według danych archiwalnych Uzdrawiskowego Zakładu Górniczego Uzdrawiska Cieplice S.A.

\*\* zamiast wartości odchylenia standardowego podano wartość rozstępu ze względu na zbyt małą liczbę danych.





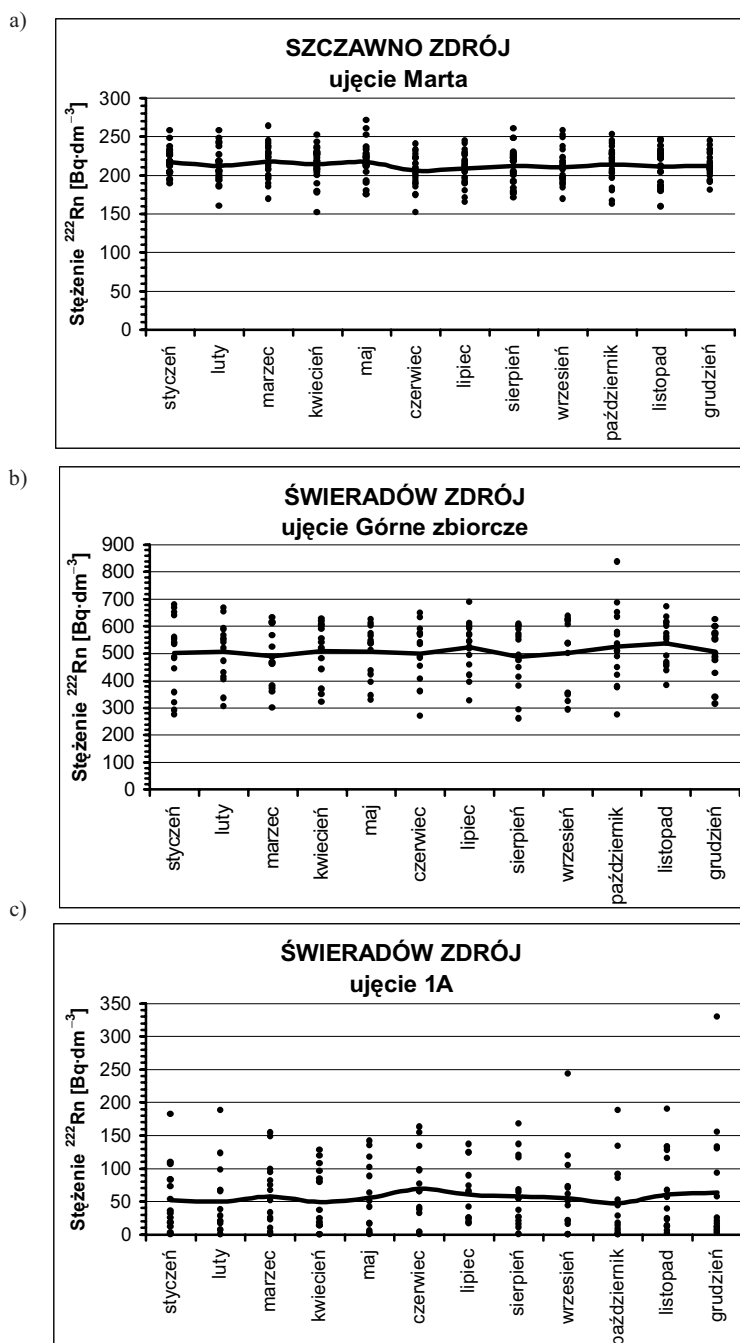
Rys. 6.3. Zmiany w czasie stężeń radonu w leczniczych szczawach wybranych ujęć:  
a – Szczawna Zdroju, b, c – Świeradowa Zdroju



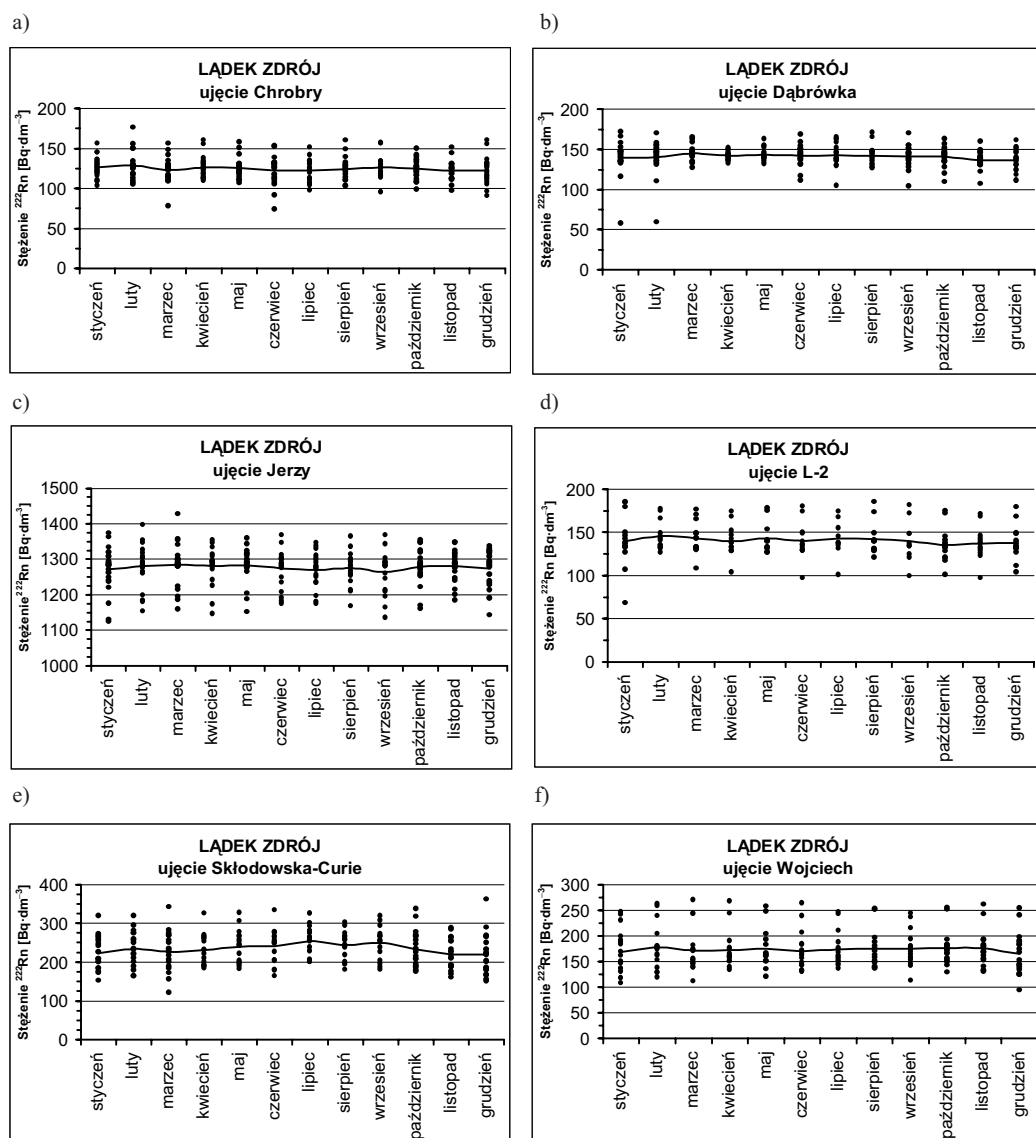
Rys. 6.4. Zmiany w czasie stężeń radonu w termalnych wodach leczniczych Łądku Zdroju

tych zmian. Ocena wpływu błędów pomiarowych na wyniki archiwalne pomiarów stężeń  $^{222}\text{Rn}$  jest obecnie niezwykle trudna. Dlatego też w dalszej dyskusji opartej na analizie wyników archiwalnych autor nie uwzględniał wpływu błędów pomiarowych na używane wartości stężenia radonu.

Nieregularny charakter zmian w czasie stężeń radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych przemawia za oddziaływaniem wielu (co najmniej kilku) czynników,



Rys. 6.5. Średnie miesięczne stężenia radonu w leczniczych szczawach wybranych ujęć: a – Szczawna Zdroju, b, c – Świeradowa Zdroju. Wartości średnich miesięcznych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  obliczono dla okresu pomiarów z rys. 6.3. Linia ciągła łączy średnie arytmetyczne wartości dla poszczególnych miesięcy



Rys. 6.6. Średnie miesięczne stężenia radonu w termalnych wodach leczniczych Łąka Zdrój.

Wartości średnich miesięcznych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  obliczono dla okresu pomiarów z rys. 6.4.

Linia ciągła łączy średnie arytmetyczne wartości dla poszczególnych miesięcy

których wpływ na stężenia  $^{222}\text{Rn}$  może wzajemnie się znosić. Czynniki te mają zapewne charakter fizyczny wobec bierności chemicznej radonu. Niektóre z czynników fizycznych, jak np. czynniki atmosferyczne (temperatura, opady i in), wykazują wyraźną sezonową zmienność w klimacie umiarkowanym. Wpływ tych czynników sięga kilka metrów w głąb skorupy ziemskiej, a niekiedy może oddziaływać na cały system krążenia,

zwłaszcza płytkich, wód podziemnych, np. przez zmiany ciśnienia hydrostatycznego wód infiltracyjnych po roztopach lub intensywnych opadach. W celu potwierdzenia lub wykluczenia wpływu czynników fizycznych, wykazujących okresowe wahania wartości w skali roku, na stężenia radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych przeanalizowano zmiany średnich miesięcznych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w ponad 100 ujęciach i źródłach wód podziemnych Sudetów. Obliczeniami objęto szczawny Szczawna Zdroju i Świeradowa Zdroju oraz wody termalne Łącka Zdroju. Jedynie w 9 ujęciach wód leczniczych tych miejscowości istnieją dane pozwalające na sporządzenie odpowiednich wykresów (rys. 6.5 i 6.6). Na wykresach tych przedstawiono średnie miesięczne stężeń  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych poszczególnych ujęć obliczone na podstawie pomiarów z ostatnich kilkunastu lub kilkudziesięciu lat, co pozwoliło na obliczenie od kilkunastu do około 30 wartości średnich dla każdego miesiąca roku. Linią ciągłą połączono średnie stężenia radonu obliczone dla każdego miesiąca roku, a wartości tych średnich oraz ich zmienność przedstawiono w tabelach 6.4 i 6.5. W świetle tych wyników należy stwierdzić, że nie zaznacza się sezonowy charakter zmian stężeń radonu w wodach badanych ujęć Szczawna Zdroju, Świeradowa Zdroju i Łącka Zdroju. Różnice pomiędzy średnimi stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  w poszczególnych miesiącach roku w wodach żadnego z badanych ujęć nie przekraczają 10%, a najczęściej nawet 5%, co należy uznać za wartości stałe w granicach błędów oznaczenia. Na tej podstawie można stwierdzić, że na stężenia

Tabela 6.4. Średnie miesięczne stężenia  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , i ich zmiany w skali roku kalendarzowego w leczniczych szczawach Szczawna Zdroju (ujęcie Marta) i Świeradowa Zdroju (ujęcie Górne zbiorcze oraz 1A)

Miesiąc \ Ujęcie	Marta	Górne zbiorcze	1A
styczeń	217	501	52
luty	212	506	50
marzec	217	490	58
kwiecień	214	510	49
maj	217	505	56
czerwiec	206	499	69
lipiec	209	524	61
sierpień	212	489	57
wrzesień	211	501	55
październik	214	526	48
listopad	212	537	60
grudzień	212	508	64
minimum	206	489	48
maksimum	217	537	69
średnia arytmetyczna	213	508	57
odchylenie standardowe	3,5	14,6	6,4

Tabela 6.5. Średnie miesięczne stężenia  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , i ich zmiany w skali roku kalendarzowego w leczniczych wodach termalnych Łądku Zdroju

Miesiąc \ Ujęcie	Chrobry	Dąbrówka	Jerzy	L-2	Skłodowska-Curie	Wojciech
styczeń	126	140	1271	140	223	169
luty	129	140	1280	145	234	177
marzec	123	145	1284	143	227	171
kwiecień	126	142	1282	140	232	172
maj	125	143	1282	143	240	174
czerwiec	122	142	1274	140	242	170
lipiec	123	143	1270	143	254	174
sierpień	124	142	1275	142	243	175
wrzesień	126	141	1264	140	249	175
październik	124	141	1279	135	234	176
listopad	122	137	1281	137	219	175
grudzień	123	136	1274	137	219	164
minimum	122	136	1264	135	219	164
maksimum	129	145	1284	145	254	177
średnia arytmetyczna	124	141	1276	141	235	173
odchylenie standardowe	2,0	2,5	5,9	2,9	11,3	3,7

radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych nie mają znaczącego wpływu czynniki, zwłaszcza atmosferyczne, charakteryzujące się sezonową zmiennością w ciągu roku, jak np. temperatura powietrza.

### 6.3.2. Zmiany w przestrzeni

#### 6.3.2.1. Współmienność pomiędzy złożami

Biorąc pod uwagę oszacowane odległości transportu  $^{222}\text{Rn}$  wraz z wodami podziemnymi do ujęcia (por. tab. 6.2) należy spodziewać się, że zmiany stężeń tego nuklidu będą miały indywidualny charakter dla poszczególnych ujęć, znajdujących się nawet w odległości kilkudziesięciu metrów od siebie. W związku z tym zmiany stężeń radonu w wodach podziemnych poszczególnych ujęć nie powinny być ze sobą skorelowane, jeżeli ujęcia leżą w odległości większej niż kilkadziesiąt do stu kilkudziesięciu metrów od siebie. W niektórych przypadkach, gdy objętość skał zasilających w  $^{222}\text{Rn}$  ujęcia wód podziemnych jest niewielka – od kilkuset do kilku tysięcy  $\text{m}^3$ , zmiany stężeń radonu w wodach ujęć oddalonych nawet o kilka lub kilkanaście metrów od siebie nie powinny być ze sobą skorelowane. W celu potwierdzenia braku korelacji zmian stężenia radonu w wodach podziemnych pomiędzy poszczególnymi ujęciami przeanalizowano dostępne dane z kilkudziesięciu ujęć w kilku miejscowościach. Autor brał pod uwagę jedynie wyniki oznaczeń stężeń radonu wykonywane dla prób pobieranych tego samego dnia, zawsze w godzinach przedpołudniowych. Obliczone współczynniki korelacji zmian stężeń

$^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych wybranych ujęć leżących na obszarze różnych złóż wód leczniczych (Szczawno Zdrój, Świeradów Zdrój, Czerniawa Zdrój i Łądek Zdrój), okazały się nieistotne statystycznie. Ich wartości zmieniały się od  $-0,1002$  (dla 120 korelowanych par danych) w przypadku porównywania zmian stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w szczawach ujęcia Marta w Szczawnie Zdroju i szczawach ujęcia Górne zbiorcze w Świeradowie Zdroju do  $0,0914$  (dla 333 korelowanych par danych) dla szczaw z ujęć Górne zbiorcze w Świeradowie Zdroju i nr 4 w Czerniawie Zdroju. Dwa ostatnie ujęcia szczaw znajdują się w odległości około 2 km w linii prostej względem siebie. Uzyskane wartości współczynnika korelacji liniowej potwierdzają indywidualny charakter zmian stężeń radonu dla poszczególnych złóż wód leczniczych.

### 6.3.2.2. Współmienność pomiędzy ujęciami

W celu niezależnego oszacowania odległości transportu radonu przez wody podziemne do ujęcia lub źródła obliczono współczynniki korelacji liniowej pomiędzy wartościami stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach poszczególnych ujęć leżących w obrębie jednego złoża wód leczniczych lub wystąpienia wód potencjalnie leczniczych. Niezbędne do tego celu dane odnosiły się do szczaw: Świeradowa Zdroju, Długopola Zdroju, Kudowy Zdroju i Polanicy Zdroju, wód radonowych: Świeradowa Zdroju i Szklarskiej Poręby oraz wód termalnych Łądka Zdroju i Cieplic Śląskich Zdroju. Oszacowanie tej odległości jest zarazem oszacowaniem zasięgu wpływu czynników fizycznych mogących oddziaływać na zmiany stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach poszczególnych ujęć i źródeł, a przez to także warunkujących genezę radonu rozpuszczonego w wypływających lub ujmowanych wodach podziemnych. Odległość ta określa w związku z tym także skalę, w jakiej mogą zmieniać się w przestrzeni stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych w sposób niezależny, a więc o dowolną wartość (w praktyce o kilka rzędów wielkości).

W Świeradowie Zdroju stwierdzono istotną statystycznie wartość współczynnika korelacji liniowej  $r$  dla zmian stężeń radonu rozpuszczonego w szczawach ujęć Górne zbiorcze, 1A i 2P leżących w odległości od kilku do około 50 m od siebie w rejonie Domu Zdrojowego. Słabą korelację dodatnią stwierdzono pomiędzy zmianami stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach ujęcia Górne zbiorcze i 1A oraz Górne zbiorcze i 2P, gdzie wartość  $r$  wynosiła odpowiednio  $0,2746$  (dla 1661 danych) i  $0,2184$  (dla 973 danych). Silną korelację dodatnią stwierdzono pomiędzy zmianami stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach ujęcia 1A i 2P ( $r = 0,5294$  dla 919 danych).

Podobnie silną korelację dodatnią stwierdzono pomiędzy zmianami stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w szczawach ujęć Emilia i Kazimierz w Długopolu Zdroju ( $r = 0,6751$  dla 27 danych), leżących w odległości kilku metrów od siebie. Jednak korelacji takiej nie zanotowano pomiędzy zmianami stężeń  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w szczawach tych ujęć i szczawach, leżącego także w odległości kilku do kilkunastu metrów od nich, ujęcia Renata. Wynika to najprawdopodobniej z lokalizacji tych ujęć względem kierunku dopływu wód podziemnych, a szczególnie składowej płytkiego krążenia, będącej źródłem radonu w ujmowanej szczawie – ujęcia Emilia i Kazimierz leżą wzdłuż drogi przepływu skła-

dowej płytkiego krążenia, podczas gdy ujęcie Renata znajduje się w niewielkim oddaleniu od niej (por. rozdz. 6.4).

Korelację dodatnią o średnim natężeniu ( $r = 0,4137$  dla 25 danych) zanotowano także w szczawach ujęć nr 2 (Moniuszko) i nr 3 (Nowy Marchlewski) w Kudowie Zdroju, które leżą w odległości około 3 metrów od siebie, a także w szczawach ujęć Pieniawa Józefa II i Wielka Pieniawa w Polanicy Zdroju ( $r = 0,4126$  dla 25 danych), które leżą w odległości kilkudziesięciu metrów od siebie. Należy zaznaczyć, że w przypadku kilkunastu pozostałych ujęć w tych miejscowościach zanotowano nieistotne statystycznie wartości współczynnika korelacji liniowej.

Podobnie także w wodach radonowych Świeradowa Zdroju i Szklarskiej Poręby dla większości przeprowadzonych obliczeń uzyskano nieistotne statystycznie wartości  $r$ . Jedynie w wodach ujęć MCS-3 i MCS-4 oraz MCS-3 i MCS-6 w Świeradowie Zdroju stwierdzono korelację dodatnią o średnim natężeniu pomiędzy zmianami stężeń rozpuszczonego  $^{222}\text{Rn}$ . Wartość  $r$  wynosiła odpowiednio 0,4382 (dla 25 danych) i 0,4389 (dla 25 danych). Ujęcia te leżą w odległości od kilku do kilkunastu metrów od siebie, podobnie jak i studnie nr 6 i nr 7 w Szklarskiej Porębie. W wodach tych studni stwierdzono silną korelację dodatnią pomiędzy zmianami stężeń radonu ( $r = 0,5700$  dla 20 danych).

W Łądku Zdroju i Cieplicach Śląskich Zdroju istotne statystycznie wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy zmianami stężeń radonu rozpuszczonego w wodach termalnych poszczególnych źródeł i odwiertów stwierdzono dla większości ujęć oddalonych względem siebie o około 150 (Cieplice), a nawet 500 metrów (Łądek) (tab. 6.6 i 6.7). Ta największa odległość to oddalenie głębokiego odwiertu L-2 w Łądku Zdroju od pozostałych źródeł. Uzyskanie dużych wartości  $r$  w przypadku wód termalnych jest związane z regionalną skalą ich krążenia, a przede wszystkim z brakiem wpływu wód płytkiego krążenia, w których stężenia radonu zmieniają się znacznie na nie-

Tabela 6.6. Wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniami radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) rozpuszczonego w wodach termalnych poszczególnych ujęć Łądku Zdroju. Czcionką pogrubioną, w zaciemnionych polach oznaczono wartości  $r$  istotne statystycznie na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$ ; w nawiasach podano liczbę korelowanych par danych

	Chrobry					
Chrobry	1	Dąbrówka				
Dąbrówka	<b>0,5655</b> (703)	1	Jerzy			
Jerzy	-0,1771 (679)	-0,0491 (703)	1	L-2		
L-2	<b>0,7771</b> (204)	<b>0,7322</b> (205)	<b>-0,2612</b> (263)	1	Skłodowska-Curie	
Skłodowska-Curie	<b>0,4369</b> (718)	<b>0,4606</b> (667)	0,0197 (650)	<b>0,8222</b> (193)	1	Wojciech
Wojciech	<b>0,4955</b> (656)	<b>0,4247</b> (648)	<b>-0,3338</b> (636)	<b>0,7376</b> (188)	<b>0,3410</b> (639)	1



Tabela 6.7. Wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniami radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) rozpuszczonego w wodach termalnych poszczególnych ujęć Cieplic Śląskich Zdroju. Czcionką pogrubioną, w zacieniowanych polach oznaczono wartości  $r$  istotne statystycznie na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$ ; w nawiasach podano liczbę korelowanych par danych

	nr 1 Marysieńska					
nr 1 Marysieńska	1	nr 2 Sobieski				
nr 2 Sobieski	<b>0,5461</b> (27)	1	nr 3 Antoni- Waław			
nr 3 Antoni- Waław	<b>0,7002</b> (21)	0,3789 (23)	1	nr 4 Nowe		
nr 4 Nowe	<b>0,8728</b> (24)	<b>0,4529</b> (28)	<b>0,6403</b> (23)	1	nr 5 Basenowe Damskie	
nr 5 Basenowe Damskie	-0,1258 (23)	0,1149 (29)	0,3669 (22)	<b>0,5707</b> (29)	1	nr 6 Basenowe Męskie
nr 6 Basenowe Męskie	<b>0,4713</b> (23)	0,1680 (29)	<b>0,5202</b> (22)	0,1651 (29)	-0,0559 (32)	1

wielkim nawet obszarze, o czym już wspomniano. Za takim rozumowaniem przemawia także fakt stwierdzenia większej liczby nieistotnych statystycznie wartości współczynnika korelacji  $r$  dla ujęć Cieplic Śląskich Zdroju, w których w kilku ujęciach zaznacza się domieszka wód płytkiego krążenia (Ciężkowski i in., 1996).

Brak prawidłowości występowania wartości  $r$  istotnych statystycznie pomiędzy zmianami stężeń radonu rozpuszczonego w wodach poszczególnych ujęć Cieplic Śląskich Zdroju wynika najprawdopodobniej z faktu ujmowania przez nie różnych typów chemicznych i genetycznych wód, a przede wszystkim z powodu ujmowania w jednym ujęciu wód na różnych głębokościach, znajdujących się w różnych fazach przepływu podziemnego oraz z niejednorodnych skał zbiornikowych pod względem stopnia zmian wietrzniowych oraz ilości i gęstości kruchych deformacji tektonicznych.

W Łądku Zdroju zaznacza się odrębny charakter zmian stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach ujęcia Jerzy względem wszystkich pozostałych ujęć, co wynika z jego lokalizacji w silniej spękaniej strefie tektonicznej (rozwidlenie uskoku), powodującej znaczne zwiększenie współczynnika emanacji skał zbiornikowych w rejonie tego źródła (por. tab. 6.1), a także wpływającej na jego wydajność i sposób krążenia wody w strefie wypływu. Ujemne wartości  $r$  oznaczają zwiększenie stężenia radonu w wodach ujęcia Jerzy przy obniżeniu się ich w pozostałych ujęciach, dotyczy to przede wszystkim ujęcia Wojciech, dla którego wartość  $r$  oznacza korelację ujemną o średnim natężeniu, a w mniejszym stopniu także ujęcia L-2 – słaba korelacja ujemna (por. tab. 6.6). Zjawisko to może mieć związek z opóźnieniem zmian wydajności ujęć, spowodowanej ich różną odległością

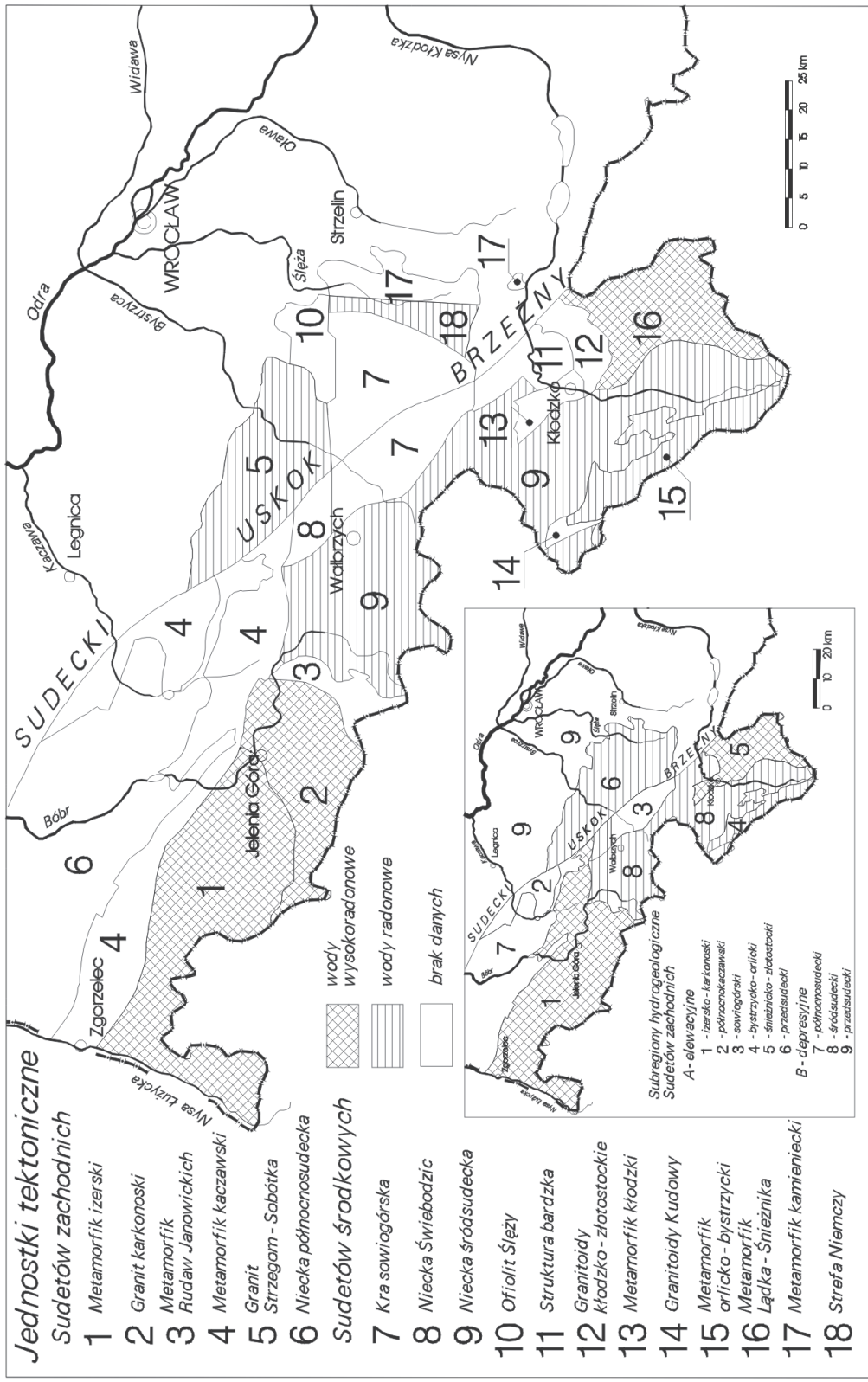
od obszaru zasilania (najbliżej leży ujęcie Jerzy) i, co jest z tym związane, ze zwiększeniem ilości rozpuszczającego się radonu w związku z większą objętością skał, w jakich wody przepływają w czasie około 38 dób przed wypłynięciem w ujęciu. Opóźnienie to mogłoby powodować zwiększenie stężenia radonu w wodach ujęcia Jerzy, gdy w pozostałych ujęciach wypływają wciąż wody z malejącą wydajnością i mniejszą koncentracją  $^{222}\text{Rn}$ . Taka interpretacja nie jest sprzeczna z wynikami badań współzależności pomiędzy wydajnościami ujęć Łądku Zdroju (Liber-Madziarz, 2001). Zanotowanie dużych, dodatnich wartości  $r$  pomiędzy zmianami stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach pozostałych źródeł i odwiertu L-2 wynika z faktu ich ujęcia z tej samej strefy dyslokacyjnej, jedynie na różnych głębokościach, czego wynikiem są mniejsze bezwzględne wartości stężenia tego gazu notowane w wodach odwiertu L-2.

Podsumowując, należy stwierdzić, że obliczone wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy zmianami stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych wybranych ujęć Sudetów wskazują na istnienie istotnej statystycznie zależności tych zmian pomiędzy ujęciami oddalonymi względem siebie od kilku do kilkuset metrów. Odległość ta w znacznym stopniu jest uzależniona od tego, czy ujęcia leżą wzdłuż drogi dopływu wód podziemnych. Jest ona największa w przypadku zasilania wszystkich ujęć wodami płynącymi tym samym systemem hydraulicznym, co najlepiej jest spełnione w przypadku wód termalnych głębokiego krążenia, zwłaszcza ujętych w Łądku Zdroju. W przypadku infiltracyjnych wód radonowych płytkiego krążenia są to odległości rzędu od kilku do kilkunastu metrów, w przypadku ujęć szczaw odległości te wynoszą od kilku do kilkudziesięciu metrów, a dla wód termalnych mogą sięgać nawet kilkuset metrów. Wyniki te są zgodne z oszacowanymi odległościami transportu radonu przez wody podziemne do ujęcia lub źródła (por. tab. 6.2).

Jak wynika z niezależnie prowadzonych, opisanych, szacunkowych obliczeń, skala odległości w jakiej mogą zmieniać się w przestrzeni stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych w sposób niezależny, a więc o dowolną wartość (kilka rzędów wielkości) wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, a niekiedy kilka lub kilkaset metrów. W takiej też odległości od źródła lub ujęcia działają czynniki fizyczne decydujące o genezie radonu rozpuszczonego w wypływających lub ujmowanych wodach podziemnych.

### 6.3.2.3. Zależność od budowy geologicznej obszaru występowania

Dotychczasowe wyniki pomiarów stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów nie pozwalają na prześledzenie ich zmian w przestrzeni z dokładnością rzędu kilkudziesięciu, czy nawet kilkuset metrów, jaka byłaby optymalna dla uzyskania pełnej informacji na temat przestrzennej zmienności. Niemniej jednak zgromadzony przez autora materiał pozwala na określenie jednostek tektonicznych wyższego rzędu oraz subregionów hydrogeologicznych, w których występują wody o stężeniach radonu przekraczających  $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (wody radonowe – por. rozdz. 6.5), a także  $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  (wody wysokoradonowe – por. rozdz. 6.5).



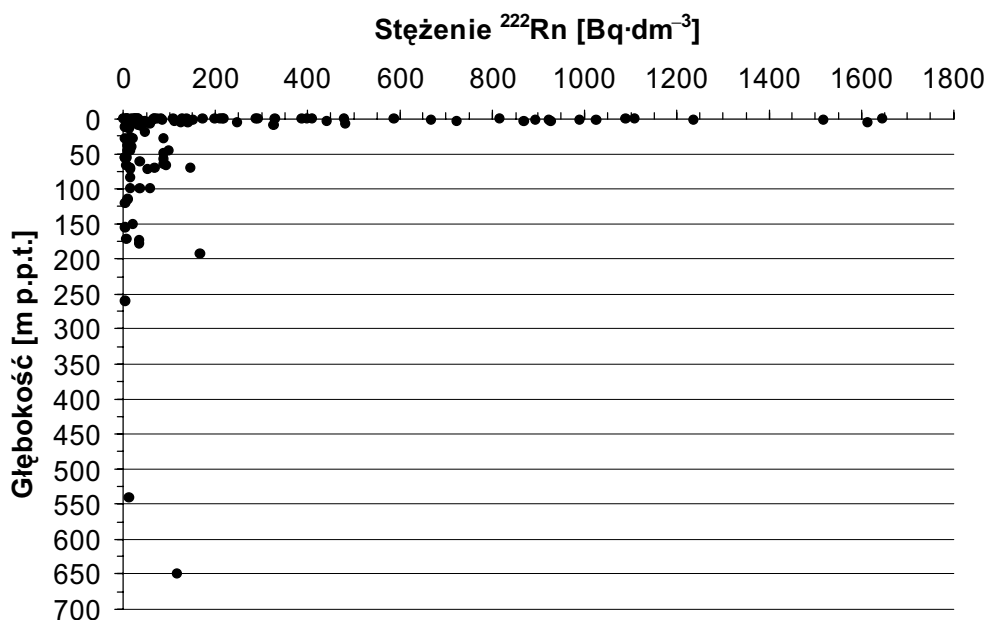
Rys. 6.7. Występowanie wód radonowych (o stężeniu  $100 \leq {}^{222}\text{Rn} < 1000 \text{ Bq dm}^{-3}$ ) i wysokoradonowych (o stężeniu  $1000 \leq {}^{222}\text{Rn} < 10\,000 \text{ Bq dm}^{-3}$ ) w jednostkach tektonicznych wyższego rzędu (według Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Koźdroj i in., 2001; Aleksandrowski & Mazur, 2002) i subregionach hydrogeologicznych Sudetów (mniejsza mapa według Michniewicz & Mroczkowska, 1991, uproszczone i uzupełnione)

Na rys. 6.7 przedstawiono jednostki tektoniczne Sudetów, w obrębie których do tej pory (uwzględniając także wyniki przedstawione w niniejszej pracy) stwierdzono występowanie wód wysokoradonowych (metamorfik izerski, granit karkonoski i metamorfik Łądko-Śnieżnika) i radonowych (metamorfik orlicko-bystrzycki, niecka śródsudecka, granit Strzegom-Sobótka i strefa Niemczy). Jednocześnie na rysunku tym zaznaczono także subregiony hydrogeologiczne, w których występują stwierdzone dotychczas wody wysokoradonowe (izersko-karkonoski i śnieżnicko-złotostocki) oraz radonowe (śródsudecki i przedsudecki subregion elewacyjny). Wymienione jednostki podziału tektonicznego i hydrogeologicznego Sudetów, w których występują wody wysokoradonowe, pokrywają się z wydzielonymi na podstawie zawartości  $^{226}\text{Ra}$  w skałach obszarami o podwyższonym potencjale radonowym (Przylibski, 2004). Wyniki te są zgodne także z rezultatami wykonywanych na niewielkich, wybranych obszarach Sudetów, w latach 50., 60. i 70. XX wieku zdjęć radiohydrogeologicznych i emanacyjnych (por. rozdz. 4.4).

Obszary występowania wód wysokoradonowych w Sudetach przedstawione w niniejszej monografii pokrywają się całkowicie z dotychczas publikowanymi rezultatami podobnych analiz (Przylibski i in., 2004a). Należy podkreślić, że wciąż jest zbyt mało danych, aby dokonać pełnej charakterystyki przestrzennej zmienności stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Sudetów. Niemniej jednak należy stwierdzić, że największe stężenia radonu notowane są w wodach podziemnych wypływających w obrębie skał metamorficznych (głównie gnejsy) i magmowych (granity) krystaliniku karkonosko-izerskiego oraz metamorfiku Łądko – Śnieżnika, które charakteryzują się zwiększonymi wartościami macierzystego nuklidu –  $^{226}\text{Ra}$ , a w strefach wypływu tych wód także znacznym stopniem spękania w obrębie stref dyslokacyjnych, a co za tym idzie zwiększonym współczynnikiem emanacji.

#### 6.3.2.4. Zależność od głębokości ujęcia wody podziemnej

Dopełnieniem przestrzennej charakterystyki zmienności stężenia radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych Sudetów jest jej zależność od głębokości ujęcia wody podziemnej. Po raz pierwszy zwrócił uwagę na to Ciężkowski (1990) analizując wody podziemne Świeradowa Zdroju, a następnie Ciężkowski i Przylibski (1997) stwierdzili podobną prawidłowość w wodach podziemnych Łądko Zdroju, Świeradowa Zdroju i Czerniawy Zdroju, a Przylibski (1997) opisał istnienie tej zależności w wodach podziemnych całego obszaru Sudetów. Dlatego też zależność przedstawiona na rysunku 6.8 jest jedynie kolejnym potwierdzeniem wcześniejszych obserwacji odniesionym do wód podziemnych Sudetów, w tym i wód leczniczych, które są przedmiotem niniejszego opracowania. Jak wynika z wykresu zależności stężenia  $^{222}\text{Rn}$  od głębokości ujęcia wody podziemnej (rys. 6.8) stężenie tego gazu charakteryzuje się wyraźnym zmniejszeniem wartości od powierzchni litosfery (źródła) do głębokości około 50 m p.p.t., a według danych literaturowych do około 100 m p.p.t. (Przylibski, 1997, 2002a). Poniżej tej głębokości stężenia radonu w wodach podziemnych nie przekraczają wartości około 150–200 Bq·dm<sup>-3</sup> dla 111 ujęć analizowanych w niniejszej pracy, a według danych literatu-



Rys. 6.8. Zależność stężenia  $^{222}\text{Rn}$  od głębokości ujęcia wody podziemnej (w tym wód leczniczych) dla wybranych 111 ujęć z obszaru Sudetów

rowych (Przylibski, 1997, 2002a) około  $500 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Jest to związane ze spadkiem wartości współczynnika emanacji wraz ze zwiększeniem głębokości ujęcia wód podziemnych. Mniejsze wartości tego współczynnika są efektem malejącej porowatości skał ze zwiększeniem głębokości ich zalegania, a co za tym idzie także malejącej powierzchni właściwej ziaren mineralnych w związku ze wzrostem ciśnienia nadległych skał (nadkładu), a także zmniejszeniem wpływu działania czynników wietrzeniowych na skały (por. rozdz. 6.1).

### 6.3.3. Zależność stężenia radonu od czynników atmosferycznych oraz fizykochemicznych wód podziemnych i ich skał zbiornikowych

#### 6.3.3.1. Wpływ czynników atmosferycznych

Opisany w rozdziale 6.3.1 brak zmian sezonowych stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w badanych wodach podziemnych wskazuje na brak zależności stężenia radonu od wartości czynników atmosferycznych, zwłaszcza ulegających sezonowym zmianom, jak np. temperatury powietrza. W celu niezależnej weryfikacji tej zaobserwowanej prawidłowości przeprowadzono obliczenia wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  w podziemnych wodach leczniczych wybranych ujęć a wartościami podstawowych czynników atmosferycznych. Dostatecznie dużą liczbą odpowiednich danych, niezbędną do wykonania tego typu obliczeń statystycznych, zarówno o stęże-

niach radonu, jak i czynnikach atmosferycznych mierzonych w tym samym czasie, dysponowano w przypadku szczaw Szczawna Zdroju (ujęcie Marta), Świeradowa Zdroju (ujęcia: Górne zbiorcze, 1A i 2P) i Czerniawy Zdroju (ujęcie nr 4), a także wód termalnych Łądka Zdroju. Uzyskane wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  przedstawiono dla szczaw w tabeli 6.8, a dla wód termalnych w tabeli 6.9.

Przedstawione w tabelach 6.8 i 6.9 dane w pełni potwierdzają wcześniejsze wnioski o braku wpływu wartości czynników atmosferycznych: temperatury powietrza, ciśnienia atmosferycznego oraz ilości opadów i wilgotności względnej powietrza na wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych. Obliczone wartości  $r$  są niei-

Tabela 6.8. Wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w leczniczych szczawach ujęć Szczawna Zdroju, Świeradowa Zdroju i Czerniawy Zdroju, a wartościami wybranych czynników atmosferycznych. W nawiasach podano liczbę korelowanych par danych; wszystkie przedstawione wartości są nieistotne statystycznie na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$

Nazwa ujęcia	Temperatura	Ciśnienie	Ilość opadów	Wilgotność względna
SZCZAWNO ZDRÓJ				
Marta	-0,0736 ( $n = 250$ )	0,0487 ( $n = 250$ )	-0,0648 ( $n = 137$ )	
ŚWIERADÓW ZDRÓJ				
Górne zbiorcze	0,0026 ( $n = 1511$ )	0,0525 ( $n = 1511$ )	-0,0088 ( $n = 796$ )	0,0081 ( $n = 1511$ )
1A	0,0226 ( $n = 1425$ )	0,0011 ( $n = 1425$ )	0,0262 ( $n = 753$ )	0,0853 ( $n = 1425$ )
2P	0,0906 ( $n = 856$ )	0,0085 ( $n = 856$ )	0,0237 ( $n = 463$ )	0,0080 ( $n = 856$ )
CZERNIAWA ZDRÓJ				
nr 4	-0,1101 ( $n = 240$ )	0,0040 ( $n = 240$ )	0,1604 ( $n = 132$ )	0,1379 ( $n = 240$ )

Tabela 6.9. Wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w leczniczych wodach termalnych poszczególnych ujęć Łądka Zdroju a wartościami wybranych czynników atmosferycznych. Czcionką pogrubioną, w zacienionych polach oznaczono wartości  $r$  istotne statystycznie na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$ ; w nawiasach podano liczbę korelowanych par danych

Nazwa ujęcia	Temperatura	Ciśnienie	Ilość opadów
Chrobry	-0,0803 ( $n = 540$ )	-0,1064 ( $n = 545$ )	-0,0278 ( $n = 449$ )
Dąbrówka	0,0123 ( $n = 452$ )	-0,0297 ( $n = 460$ )	0,0061 ( $n = 402$ )
Jerzy	-0,0050 ( $n = 2.332$ )	0,1040 ( $n = 1.619$ )	-0,0233 ( $n = 1.827$ )
L-2 (Zdzisław)	0,0203 ( $n = 160$ )	-0,0624 ( $n = 315$ )	0,0240 ( $n = 298$ )
Skłodowska-Curie	<b>0,2155</b> ( $n = 391$ )	-0,1189 ( $n = 395$ )	0,0747 ( $n = 378$ )
Wojciech	0,0425 ( $n = 309$ )	0,0185 ( $n = 314$ )	-0,0246 ( $n = 330$ )

stotne statystycznie, a więc dowodzą braku zależności stężenia radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych od wartości temperatury powietrza, ciśnienia atmosferycznego oraz wielkości opadów i wilgotności względnej powietrza w okolicy ujęć tych wód. Takiego wniosku nie może w jakimkolwiek stopniu podważyć zanotowana słaba korelacja dodatnia ( $r = 0,2155$ ) pomiędzy stężeniem  $^{222}\text{Rn}$  w wodach termalnych ujęcia Skłodowska-Curie, a temperaturą powietrza atmosferycznego w Łądku Zdroju.

### 6.3.3.2. Wpływ wydajności ujęć

Stwierdzony brak zależności stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych od wielkości opadów atmosferycznych może sugerować także brak wpływu ilości wody w systemie krążenia na stężenie rozpuszczonego w nich radonu. Niemniej jednak zależność taka istnieje, aczkolwiek zmiany ilości wody w systemie krążenia powodują dwa przeciwstawne efekty (por. rozdz. 2.6), co może prowadzić do początkowego zwiększenia, a następnie zmniejszenia stężenia radonu w wodzie podziemnej wraz ze zwiększającą się ilością wody w systemie krążenia. Ewentualną zależność można uchwycić poprzez obliczenie współczynnika korelacji pomiędzy stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych wybranych ujęć a ich wydajnością. W tym celu wybrano 40 ujęć szczaw, wód termalnych oraz niskozmineralizowanych wód radonowych wypływających w Szczawnie Zdroju, Świeradowie Zdroju, Czerniawie Zdroju, Kowarach, Szklarskiej Porębie i Łądku Zdroju, dla których istnieje odpowiednia liczba par danych.

W większości badanych ujęć (tj. w 32 przypadkach) nie stwierdzono istotnej statystycznie zależności pomiędzy stężeniem  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodzie podziemnej a wydajnością ujęcia (źródła), w którym ta woda wypływa. W pozostałych 8 ujęciach stwierdzono istotną statystycznie zależność pomiędzy tymi parametrami, jednak współczynnik korelacji liniowej  $r$  przybierał wartości zarówno dodatnie, jak i ujemne. Fakt ten przemawia także za różnym oddziaływaniem zmian wydajności ujęcia na notowane w wodach tych ujęć zmiany stężenia radonu. Niemniej jednak analiza przedstawionych w tabeli 6.10 wartości  $r$  umożliwia wyciągnięcie bardziej szczegółowych wniosków. Wartości ujemne  $r$ , oznaczające zmniejszenie stężenia  $^{222}\text{Rn}$  wraz ze zwiększeniem wydajności ujęcia, a więc i zwiększeniem objętości wody w systemie krążenia, stwierdzono w ujęciach (źródłach i studniach kopanych) wód płytkiego krążenia. Oznacza to, że wody te, szybko reagujące na zmiany warunków zewnętrznych, w tym ilość opadów, a także stosunkowo krótko przebywające w systemie krążenia niosą ze sobą mniejsze ilości rozpuszczonego radonu w okresach zwiększonej wydajności ujęcia, np. po ulewnych opadach lub roztopach. Jest to związane najprawdopodobniej z procesem prostego rozcieńczenia wód podziemnych wzbogaconych w rozpuszczony radon przez infiltrujące wody opadowe lub roztopowe. Większa ilość wody przepływająca w krótszym czasie (z większą prędkością) w kontakcie z taką samą powierzchnią ziaren (kryształów) minerałów powoduje rozpuszczenie stałej w czasie ilości produkowanego i uwalnianego ze struktur minerałów radonu w większej objętości wody. Efektem takiego procesu jest obserwowane mniejsze stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w wypływającej (ujmowanej) wodzie podziemnej. Jed-

Tabela 6.10. Wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w niskozmineralizowanych, potencjalnie leczniczych wodach radonowych Szklarskiej Poręby, leczniczych szczawach Świeradów Zdroju i w leczniczych wodach termalnych Łądku Zdroju, a wydajnością poszczególnych ujęć. Wszystkie przedstawione wartości są istotne statystycznie na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$

Miejscowość (typ wody)	Nazwa ujęcia (źródła)	Wartość współczynnika $r$ (liczba danych)
Szklarska Poręba (niskozmineralizowane wody radonowe)	nr 2	-0,6463 (19)
	nr 12	-0,5131 (20)
	nr 19	-0,4469 (19)
	nr 23	-0,4730 (18)
Świeradów Zdrój (szczawy)	Górne zbiorcze	-0,2085 (1902)
	1A	0,3013 (1803)
Łądek Zdrój (wody termalne)	L-2 (Zdzisław)	0,4172 (348)
	Wojciech	-0,2127 (479)

nak taka interpretacja nie może dotyczyć wód termalnych wypływających w ujęciu Wojciech w Łądku Zdroju, ponieważ nie zawierają one istotnej ilościowo domieszki wód współczesnej infiltracji (Ciężkowski, 1990; Zuber i in., 1995). W tym przypadku możliwe jest, że zwiększenie ilości wód dopływających z większej głębokości do ujęcia Wojciech niosących mniejsze koncentracje radonu ze względu na mniejszy współczynnik emanacji na większych głębokościach (co potwierdzają pomiary stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach odwiertu L-2 – por. tab. 6.1 i 6.3), powoduje także zjawisko rozcieńczenia wód znajdujących się płycej. Możliwe jest także inne, bardziej prawdopodobne, wyjaśnienie – zwiększenie prędkości przepływu przez strefę wypływu wód blisko powierzchni powoduje rozpuszczenie nieco mniejszej ilości radonu, a co za tym idzie także i obniżenie jego stężenia w wodzie termalnej wypływającej w ujęciu.

Zanotowane dodatnie wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy wydajnością ujęcia a stężeniem  $^{222}\text{Rn}$  w wypływających wodach w przypadku ujęć 1A w Świeradowie Zdroju i L-2 w Łądku Zdroju wymagają odrębnego potraktowania ze względu na różną genezę tych wód i genezę radonu, który się w nich rozpuszcza.

W przypadku ujęcia szczawy w odwiercie 1A mamy do czynienia z sytuacją, w której  $^{222}\text{Rn}$  jest dostarczany do mieszaniny wypływających wód wraz z radonowymi wodami niskozmineralizowanymi płytkiego krążenia (por. rozdz. 6.4). Zatem zwiększenie stężenia radonu w wypływającej mieszaninie należy interpretować jako rezultat zwiększonego udziału wód płytkiego krążenia w ujmowanej mieszaninie. Interpretacja taka jest w pełni zgodna z wcześniej publikowanymi wynikami badań (Ciężkowski, 1983, 1990; Przylibski & Żebrowski, 1996; Przylibski, 1997; Przylibski & Liber-Madziarz, 2000). Dodatkowo potwierdza ją wartość współczynnika  $r$  uzyskana pomiędzy korelowanymi parametrami w ujęciu 2P, leżącym w odległości kilkudziesięciu metrów od ujęcia 1A i ujmującym wody z większej głębokości, w których domieszka wód płytkiego krążenia pojawia się okresowo i stanowi znacznie mniejszy udział procentowy, niż w wodach



ujęcia 1A. Dla tego ujęcia uzyskano wartość  $r = 0,1991$  (dla  $n = 1114$  danych), która jest nieistotna statystycznie, niemniej jednak bliska wartości 0,2, powyżej której związek pomiędzy korelowanymi parametrami można uznać za istotny.

W przypadku odwiertu L-2 (Zdzisław), ujmującego wody termalne w Łądku Zdroju, dodatnią korelację o średnim natężeniu pomiędzy stężeniem  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w tych wodach a wydajnością ujęcia można interpretować jako wynik przepływu większej ilości wody przez strefę tektoniczną, a więc możliwość przepływania wody przez szczeliny i spękania niewypełnione wodą podczas okresów mniejszej wydajności ujęcia – mniejszej ilości wody w systemie krążenia. Prowadzi to do rozpuszczania w wodzie termalnej przepływającej strefą tektoniczną większej liczby atomów radonu uwalnianych ze struktur mineralnych do przestrzeni porowej skał.

Oprócz analizy zmian wydajności poszczególnych ujęć wód podziemnych i ich wpływu na zmiany stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wypływających lub ujmowanych wodach przeanalizowano także zależność średnich stężeń tego izotopu od średnich wydajności 93 źródeł i ujęć z obszaru Sudetów. Obliczona wartość współczynnika korelacji liniowej  $r = 0,0224$  jest nieistotna statystycznie, co świadczy o braku zależności pomiędzy wydajnością ujęcia a stężeniem radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych.

W związku z przedstawionymi wynikami badań należy uznać, że zgodnie z wcześniej prezentowanymi poglądami (m. in. Przylibski, 2002a, por. rozdz. 2.6), zmiany objętości wody w systemie krążenia, które mogą być reprezentowane przez zmiany wydajności ujęć, powodują dwa przeciwstawne efekty związane zarówno ze zmianami liczby atomów radonu mogących się uwolnić ze struktury ziaren (kryształów) minerałów, jak i ze zmianami w procesie transportu tych atomów wraz z wodami podziemnymi. Zwiększenie ilości (objętości) wody w systemie krążenia może powodować zwiększenie stężenia  $^{222}\text{Rn}$  na skutek początkowo zwiększającej się powierzchni kontaktu pomiędzy wodą i skałą, niemniej jednak po pewnym czasie dochodzi do zmniejszenia liczby uwalnianych atomów radonu do przestrzeni porowej na skutek wypełnienia nanoporów przez wodę i tym samym drastycznego zmniejszenia odległości dyfuzji (por. rozdz. 2.6), co przy jednocześnie rosnącej objętości wody powoduje zmniejszenie stężenia radonu. Jeżeli dodatkowo na ten mechanizm nakładają się procesy mieszania się różnych składowych wód podziemnych, niosących różne ilości (stężenia) rozpuszczonego  $^{222}\text{Rn}$ , uzyskany obraz zjawiska jest niejednoznaczny i trudno interpretowalny, a przede wszystkim ma indywidualny charakter dla poszczególnych ujęć wód podziemnych w kontekście budowy geologicznej ich rejonu.

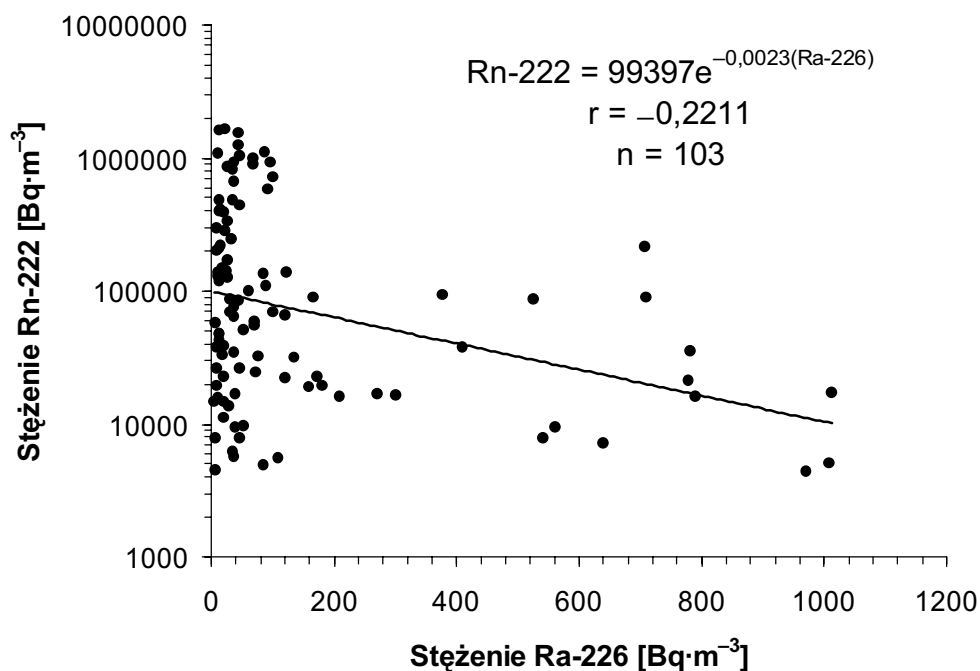
Opisane procesy związane ze zmianami objętości wody w systemie krążenia oraz z mieszaniem się różnych składowych, charakteryzujących się różną zawartością rozpuszczonego w nich  $^{222}\text{Rn}$ , odgrywają dominującą rolę w kształtowaniu ostatecznych wartości mierzonych stężeń tego gazu w wypływającej lub ujmowanej wodzie podziemnej. Dlatego też znacznie utrudnione jest uchwycenie ewentualnych zależności stężenia radonu w wodzie podziemnej od wartości czynników fizycznych oraz stężeń składników chemicznych w tej wodzie.

### 6.3.3.3. Wpływ czynników fizykochemicznych wód podziemnych

Zgodnie z wcześniejszymi wynikami badań (Przylibski, 1997, 2002a; Przylibski & Żebrowski, 1996, 1999; Przylibski & Liber-Madziarz, 2000; Przylibski i in., 2001, 2002b) nie zanotowano żadnych zależności pomiędzy stężeniami radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) a stężeniami innych składników chemicznych, a także pH i temperaturą wody  $T$ , które miałyby uniwersalny charakter, tzn. byłyby rejestrowane w co najmniej kilkunastu ujęciach lub źródłach wód podziemnych różnego rodzaju (szczawy, wody termalne, wody radonowe), ujmowanych lub wypływających z różnych skał zbiornikowych w różnych jednostkach tektonicznych Sudetów. Prawidłowości takich nie stwierdzono mimo obliczenia wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  dla od 11 do ponad 40 analiz chemicznych obejmujących od 10 do 20 analizowanych parametrów (pH,  $T$ , TDS oraz stężenia najważniejszych jonów –  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ , składników niezdysonowanych – kwasu metakrzemowego ( $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ) oraz gazów –  $\text{CO}_2$  i  $\text{H}_2\text{S}$ ) w wodach 58 ujęć zlokalizowanych w rejonie 13 miejscowości w różnych jednostkach tektonicznych Sudetów.

Stężenie  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych analizowanych ujęć nie zależy także od stężenia rozpuszczonego w tych wodach macierzystego izotopu  $^{226}\text{Ra}$  (rys. 6.9), co potwierdza wcześniejsze obserwacje (Przylibski, 1997, 1999a, b, 2002a; Przylibski & Żebrowski, 1996, 1999; Przylibski i in., 2001, 2002b, c). Analizując wykres zależności średniego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  od średniego stężenia  $^{226}\text{Ra}$  w wodach podziemnych Sudetów dla 103 ujęć przedstawiony na rys. 6.9 można stwierdzić, że przy małych stężeniach  $^{226}\text{Ra}$  w wodach występują zarówno małe, jak i duże (różniące się między sobą o 4 rzędy wielkości) stężenia  $^{222}\text{Rn}$ . Natomiast w wodach podziemnych, w których stężenia  $^{226}\text{Ra}$  przekraczają wartość około  $100 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$  stężenia  $^{222}\text{Rn}$  maleją wraz ze zwiększeniem stężenia  $^{226}\text{Ra}$ . Zależność ta jest istotna statystycznie na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$ , gdyż współczynnik korelacji liniowej  $r = -0,2211$  dla 103 danych oznacza słabą korelację ujemną. Zależność tę można opisać funkcją wykładniczą przedstawioną na rys. 6.9, którą można także przybliżyć funkcją liniową. Interpretacja tego faktu jest możliwa na podstawie geochemicznej charakterystyki zachowania się izotopów  $^{222}\text{Rn}$  i  $^{226}\text{Ra}$  w środowisku wód podziemnych. Stężenia  $^{226}\text{Ra}$  w wodach podziemnych są większe w wodach o większych wartościach TDS (por. rozdz. 2.6 oraz Przylibski i in., 2002d), podczas gdy z rysunku 6.10. wynika, że większe stężenia  $^{222}\text{Rn}$  występują częściej w wodach o mniejszej wartości TDS.

W tabeli 6.11 przedstawiono wyrażony w procentach stosunek stężenia  $^{226}\text{Ra}$  do stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonych w wodach podziemnych wybranych ujęć i źródeł w Sudetach. Stosunek ten reprezentuje maksymalny (w stanie równowagi promieniotwórczej) udział atomów radonu powstałych z rozpadu  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  rozpuszczonego w wodzie do całkowitej liczby atomów  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonych w wodzie podziemnej. Jak wynika z przedstawionej tabeli liczba atomów radonu (przekładająca się bezpośrednio na stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie) pochodząca z rozpadu jonów  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  rozpuszczonych w wodzie podziemnej



Rys. 6.9. Zależność średniego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej wybranych 103 ujęć i źródeł szczaw, wód termalnych, wód radonowych oraz niskozmineralizowanych wód krasowych z obszaru Sudetów od stężenia rozpuszczonego w tych wodach macierzystego izotopu  $^{226}\text{Ra}$

stanowi od około 0,001% (ujęcie nr 18a w Szklarskiej Porębie oraz sztolnia Śnieżnik i odwiert SO-3 w rejonie Kamienicy) do nieco ponad 22% (ujęcie B4 w Dusznikach Zdroju) całkowitej liczby rozpuszczonych w wodzie podziemnej atomów  $^{222}\text{Rn}$ . Oznacza to, że znaczna większość atomów  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonych w wodach podziemnych pochodzi bezpośrednio z ich uwolnienia do wód podziemnych, wypełniających przestrzeń porową i szczeliny skalne, z ziaren i kryształów minerałów, w których powstały na skutek rozpadu  $^{226}\text{Ra}$  włączonego w struktury minerałów lub znajdującego się w porach interstycjalnych i na powierzchni ziaren.

Z analizy danych zebranych w tabeli 6.11 wynika, że w 25% badanych ujęć liczba atomów  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonych w wodzie na skutek rozpadu jonu  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  rozpuszczonego w wodzie nie przekracza 0,01%, w 57% przypadków nie przekracza 0,1% oraz w 85% nie przekracza 1% całkowitej liczby atomów  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonych w wodzie podziemnej.

Można zatem stwierdzić, że w przeważającej liczbie źródeł i ujęć wód podziemnych Sudetów  $^{222}\text{Rn}$  w 99% pochodzi z rozpuszczania atomów uwalnianych bezpośrednio do wód podziemnych na skutek rozpadu  $^{226}\text{Ra}$  włączonego w struktury minerałów lub znajdującego się w porach interstycjalnych i na powierzchni ziaren skał zbiornikowych. Zna-

Tabela 6.11. Procentowy udział atomów  $^{222}\text{Rn}$  powstałych na skutek rozpadu jonów  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  rozpuszczonych w wodach podziemnych wybranych ujęć z obszaru Sudetów, w całkowitej liczbie rozpuszczonych atomów  $^{222}\text{Rn}$ . Wartości te przedstawiono na tle mineralizacji ogólnej wód podziemnych (TDS) oraz średnich stężeń  $^{222}\text{Rn}$  i  $^{226}\text{Ra}$  w tych wodach

Nazwa ujęcia	TDS	$^{222}\text{Rn}$	$^{226}\text{Ra}$	$^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$
	[g·m <sup>-3</sup> ]	[Bq·m <sup>-3</sup> ]	[Bq·m <sup>-3</sup> ]	[%]
1	2	3	4	5
<b>SZCZAWY</b>				
<b>CZERNIAWA ZDRÓJ</b>				
nr 4	2802	35 100	780	<b>2,22</b>
P-1	1153	37 600	410	<b>1,09</b>
P-2	2125	15 900	790	<b>4,97</b>
<b>ŚWIERADÓW ZDRÓJ</b>				
Górne A	289	441 100	46	<b>0,010</b>
Górne B	256	138 900	21	<b>0,015</b>
Górne zbiorcze	387	722 000	101	<b>0,014</b>
1A	683	86 800	525	<b>0,61</b>
2P	1984	21 000	778	<b>3,71</b>
<b>SZCZAWNO ZDRÓJ</b>				
Marta	2319	215 700	706	<b>0,33</b>
Młynarz	2291	32 300	77	<b>0,24</b>
Dąbrówka	2122	24 600	71	<b>0,29</b>
Mieszko	3025	31 200	135	<b>0,43</b>
Mieszko-14	701	9600	53	<b>0,55</b>
<b>JEDLINA ZDRÓJ</b>				
J-300	447	168 600	27	<b>0,016</b>
<b>DŁUGOPOLE ZDRÓJ</b>				
Emilia	910	108 500	90	<b>0,083</b>
Renata	1218	68 800	100	<b>0,15</b>
Kazimierz	937	65 300	120	<b>0,18</b>
<b>SZCZAWINA</b>				
Studzienne	696	134 400	84	<b>0,063</b>
<b>DUSZNIKI ZDRÓJ</b>				
Jan Kazimierz	1592	17 100	1013	<b>5,92</b>
B1	2492	16 300	300	<b>1,84</b>
B2	1147	54 500	70	<b>0,13</b>
B3	1650	88 700	710	<b>0,80</b>
B4	2061	4400	970	<b>22,05</b>
Pieniawa Chopina	2216	7900	540	<b>6,84</b>
nr 39	1922	9500	560	<b>5,90</b>
Zimny Zdrój	942	88 100	166	<b>0,19</b>
<b>BOBROWNIKI STARE</b>				
Maria	283	139 000	123	<b>0,088</b>
<b>KUDOWA ZDRÓJ</b>				
K-200	3456	7200	640	<b>8,89</b>
nr 2 Moniuszko	3436	5500	110	<b>2,00</b>
nr 3 Nowy Marchlewski	1699	59 200	70	<b>0,12</b>
Śniadecki	3039	16 200	210	<b>1,30</b>
Górne	2367	18 700	160	<b>0,86</b>

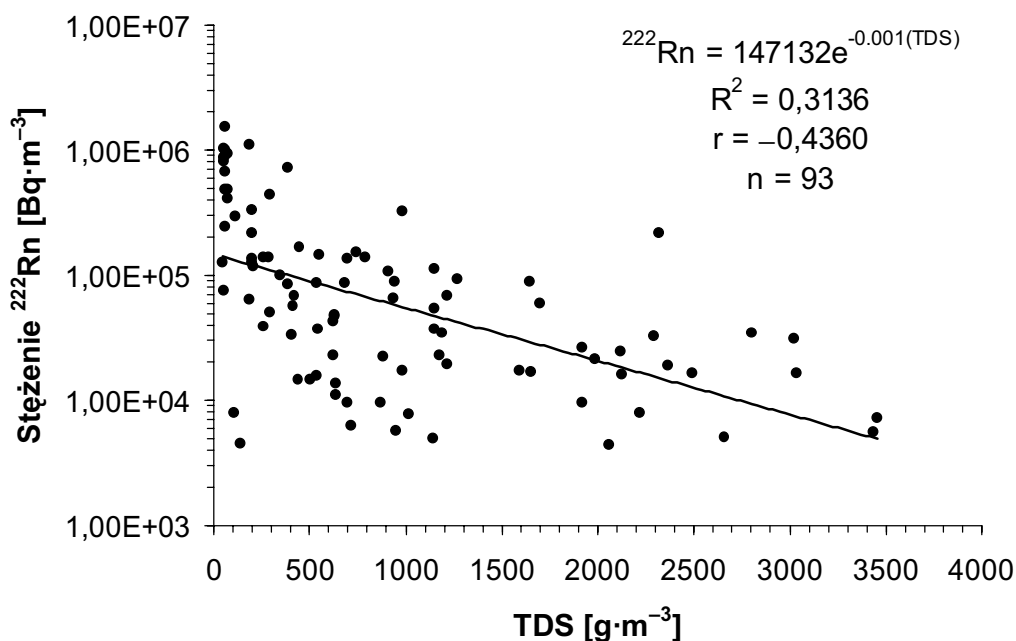
1	2	3	4	5
<b>JELENIÓW</b>				
J-150	1271	93 100	377	<b>0,41</b>
Sarenka	1921	26 400	45	<b>0,17</b>
<b>POLANICA ZDRÓJ</b>				
P-300	2660	5 100	1009	<b>19,78</b>
Józef Stary	11 760	22 900	172	<b>0,75</b>
Pieniawa Józefa I	1217	19 500	180	<b>0,92</b>
Pieniawa Józefa II	886	22 000	120	<b>0,55</b>
Wielka Pieniawa	1656	16 800	270	<b>1,61</b>
<b>GORZANÓW</b>				
nr 5	1186	34 600	38	<b>0,11</b>
nr 6	1145	4900	84	<b>1,71</b>
nr 7M	984	17 000	40	<b>0,24</b>
nr 1 (Złota Kaczka)	440	14 700	20	<b>0,14</b>
nr 2	719	6200	34	<b>0,55</b>
nr 4a	953	5700	37	<b>0,65</b>
nr 4b	1018	7800	45	<b>0,58</b>
nr 4	872	9500	40	<b>0,42</b>
<b>WODY TERMALNE</b>				
<b>CIEPLICE ŚLĄSKIE ZDRÓJ</b>				
nr 1 Marysieńka	639	11 000	19	<b>0,17</b>
nr 2 Sobieski	792	140 300	24	<b>0,017</b>
nr 3 Antoni-Wacław	622	23 000	20	<b>0,087</b>
nr 4 Nowe	628	48 200	12	<b>0,025</b>
nr 5 Basenowe Damskie	631	47 200	12	<b>0,025</b>
nr 6 Basenowe Męskie	626	42 700	14	<b>0,033</b>
odwiert C-2	635	13 600	29	<b>0,21</b>
<b>ŁĄDEK ZDRÓJ</b>				
Chrobry	201	137 100	10	<b>0,007</b>
Dąbrówka	199	127 700	11	<b>0,009</b>
Jerzy	188	1 109 000	88	<b>0,008</b>
L-2 (Zdzisław)	208	117 100	12	<b>0,010</b>
Skłodowska-Curie	199	329 500	26	<b>0,008</b>
Wojciech	202	218 600	15	<b>0,007</b>
<b>WODY RADONOWE</b>				
<b>CZERNIAWA ZDRÓJ</b>				
nr 1	184	63 700	37	<b>0,058</b>
<b>ŚWIERADÓW ZDRÓJ</b>				
MCS-1	59	481 700	34	<b>0,007</b>
MCS-2	63	246 600	32	<b>0,013</b>
MCS-3	58	892 400	68	<b>0,008</b>
MCS-4	61	988 800	67	<b>0,007</b>
MCS-5	62	1 517 000	44	<b>0,003</b>
MCS-6	59	668 000	36	<b>0,005</b>
MCS-7		1 235 300	43	<b>0,003</b>
Sancta Maria	55	1 026 500	46	<b>0,004</b>
4P	346	99 600	62	<b>0,062</b>

1	2	3	4	5
<b>PRZERZECZYN ZDRÓJ</b>				
nr 2	421	68 700	30	<b>0,044</b>
nr 8	553	147 200	18	<b>0,012</b>
nr 9	411	57 400	6	<b>0,010</b>
nr 10	545	37 700	9	<b>0,024</b>
nr 11	506	14 500	5	<b>0,034</b>
nr 13	536	86 700	30	<b>0,035</b>
nr 15	537	15 800	11	<b>0,070</b>
<b>SZKLARSKA PORĘBA</b>				
nr 1	56	815 000	35	<b>0,004</b>
nr 5	53	75 000	36	<b>0,048</b>
nr 6	52	870 000	27	<b>0,003</b>
nr 6a		928 000	36	<b>0,004</b>
nr 7	44	126 000	27	<b>0,021</b>
nr 12	74	410 000	15	<b>0,004</b>
nr 18a		1 645 000	21	<b>0,001</b>
nr 18b		286 000	21	<b>0,007</b>
nr 19	74	922 000	96	<b>0,010</b>
nr 600		587 000	91	<b>0,016</b>
<b>SOSNÓWKA</b>				
Dobre	110	293 700	8	<b>0,003</b>
Magdaleny		199 700	9	<b>0,005</b>
<b>KOWARY</b>				
nr 26	73	477 400	12	<b>0,003</b>
<b>KAMIENICA</b>				
sztolnia Śnieżnik		1 090 000	11	<b>0,001</b>
K1 + K2		399 000	13	<b>0,003</b>
K6		211 000	13	<b>0,006</b>
K6a		389 000	20	<b>0,005</b>
K15		19 200	8	<b>0,042</b>
SO-3		1 615 000	13	<b>0,001</b>
<b>JELENIÓW</b>				
nr 2	408	33 100	18	<b>0,054</b>
nr 5	258	38 800	19	<b>0,049</b>
nr 6	387	85 600	44	<b>0,051</b>
nr 7	294	50 700	53	<b>0,11</b>
<b>NISKOZMINERALIZOWANE WODY KRASOWE</b>				
<b>KLETNO</b>				
źródło Marianny	139	4500	7	<b>0,16</b>
wywierzyisko Kletno I	107	7900	7	<b>0,089</b>
<b>ROMANOWO</b>				
źródło Romanowskie, wypływ nr 1		26 100	9	<b>0,034</b>

czący udział w ogólnej liczbie (stężeniu) atomów  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonych w wodach podziemnych mogą stanowić atomy pochodzące z rozpadu jonów  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  rozpuszczonych w tych wodach jedynie wówczas, gdy są to wody o dużej wartości TDS (por. tab.

6.11) i jednocześnie przepływające przez skały zbiornikowe o małej zawartości  $^{226}\text{Ra}$  i/lub małym współczynniku emanacji. Tylko w takich przypadkach istotne znaczenie odgrywa wzięcie pod uwagę znaczącej roli procesu rozpadu jonów  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  jako źródła radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych, co uwzględnia równanie (5.30), stosowane do obliczania wartości współczynnika emanacji radonu ze skał zbiornikowych do wód podziemnych.

Z analizy zależności pomiędzy średnimi stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych, a ich średnią mineralizacją ogólną dla 93 źródeł i ujęć w Sudetach wynika niemal liniowa zależność. Przedstawioną na rysunku 6.10 funkcję wykładniczą można przybliżyć funkcją liniową. Wówczas współczynnik korelacji liniowej  $r = -0,4360$  świadczy o istnieniu korelacji ujemnej o średnim natężeniu pomiędzy tymi parametrami. Oznacza to, że duże stężenia radonu są charakterystyczne dla wód niskozmineralizowanych, jednak rozrzut punktów, reprezentujących na wykresie (rys. 6.10) zależność średniego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  od średniej wartości TDS wody podziemnej świadczy o licznych odstępach od tej reguły. Wiedząc, że dla poszczególnych ujęć wód podziemnych nie zanotowano bezpośredniej zależności pomiędzy zmianami stężenia  $^{222}\text{Rn}$  a zmianami wartości TDS, należy opisaną prawidłowość zinterpretować nieco inaczej. Nie można mówić



Rys. 6.10. Zależność średniego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej wybranych 93 ujęć i źródeł szczyaw, wód termalnych, wód radonowych oraz niskozmineralizowanych wód krasowych z obszaru Sudetów od mineralizacji ogólnej (TDS) wody.

$R$  – współczynnik regresji liniowej,  $r$  – współczynnik korelacji liniowej

o zależności stężenia  $^{222}\text{Rn}$  od wartości TDS wody podziemnej, jednak większych stężeń tego nuklidu można spodziewać się w wodach niskozmineralizowanych, a więc najczęściej w wodach płytkiego krążenia i charakteryzujących się krótkim czasem podziemnego przepływu (młodym wiekiem). Jest to związane ze zwiększonym współczynnikiem emanacji skał zbiornikowych ulegających procesom wietrzenia, a więc występujących na niewielkich głębokościach, co przedstawiono w rozdz. 6.3.2 (por. rys. 6.8).

Opisane rezultaty badań wód podziemnych Sudetów świadczą o braku wpływu stężenia składników chemicznych oraz właściwości fizycznych wód na stężenia rozpuszczonego w nich  $^{222}\text{Rn}$ . Wyniki te są oczywiste w świetle bierności chemicznej radonu, a także przy uwzględnieniu wpływu zmian czynników fizycznych, np. temperatury wody, na rozpuszczalność radonu dopiero po osiągnięciu stanu nasycenia, do czego praktycznie nigdy nie dochodzi w wodach podziemnych (por. rozdz. 2.6).

Brak wpływu właściwości fizykochemicznych wód podziemnych na zmiany stężenia rozpuszczonego w nich radonu pozwala na wyciągnięcie wniosków co do genezy radonu, tzn. na ustalenie, w której z mieszających się ze sobą składowych wypływającej mieszaniny różnych wód podziemnych rozpuszcza się radon. Po obliczeniu wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniem  $^{222}\text{Rn}$  a wartościami wybranych parametrów fizykochemicznych wód podziemnych można ustalić istotne statystycznie korelacje, a poprzez to określić, jakie zmiany wartości parametrów wiążą się zmianą stężenia radonu. Na tej podstawie oraz dysponując informacjami o składzie chemicznym i/lub właściwościach fizycznych poszczególnych składowych, a także znając budowę geologiczną, warunki hydrogeologiczne i geochemiczne danego rejonu, można określić sposób rozpuszczania się radonu w ujmowanych lub wypływających wodach podziemnych. Metodę tę, wspólnie z analizą innych obserwacji i wyników pomiarów, wykorzystano w rozdziale 6.4 do określenia genezy radonu w wodach podziemnych.

Poznanie genezy radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych pozwala następnie na stosowanie tego gazu (przede wszystkim nuklidu  $^{222}\text{Rn}$ ) jako znacznika procesów mieszania się różnych składowych wód podziemnych oraz wód podziemnych i powierzchniowych (por. rozdz. 6.6).

#### 6.3.3.4. Wpływ czynników fizykochemicznych skał zbiornikowych

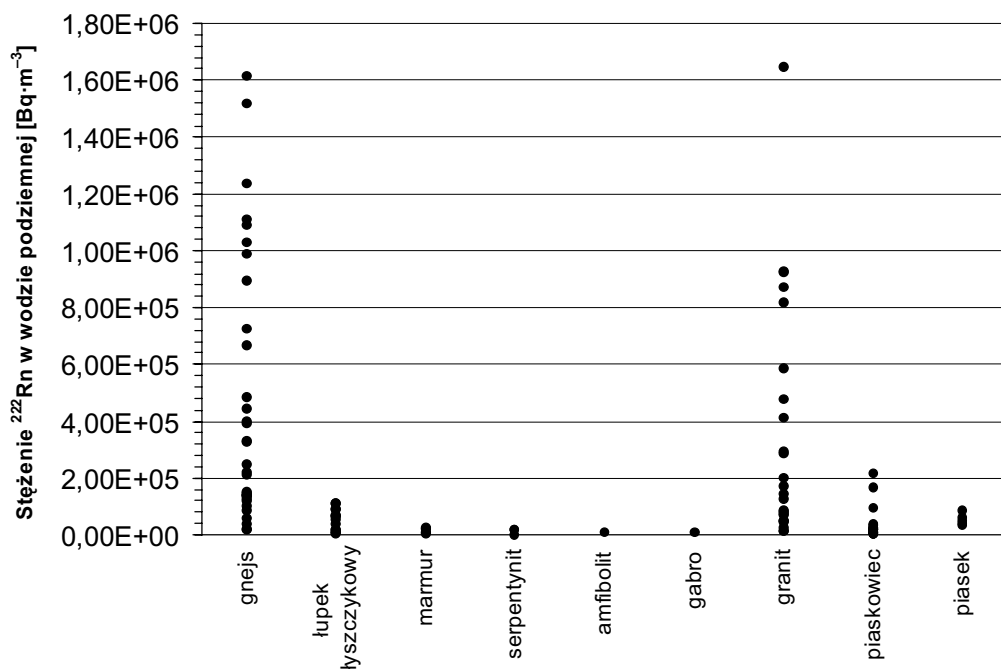
Przedstawione rozważania prowadzą do wniosku, że głównymi czynnikami, od których zależy stężenie radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) w wodzie podziemnej i jego zmiany są właściwości fizykochemiczne skał zbiornikowych, a w mniejszym stopniu zmiany objętości i prędkości przepływu oraz mieszanie się różnych składowych wód podziemnych w systemie krążenia. Zmiany objętości i prędkości krążenia wód podziemnych oraz mieszanie się różnych składowych modyfikują ostateczne wartości stężeń  $^{222}\text{Rn}$  notowane w źródłach i ujęciach. Czynniki atmosferyczne, a także właściwości fizykochemiczne wód podziemnych nie wpływają w istotny sposób na zachowanie się rozpuszczonego w nich radonu.

W celu potwierdzenia powyższego stwierdzenia oraz określenia stopnia zależności stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych od wartości współczynnika ema-



nacji skał zbiornikowych  $K_{em}$  oraz od zawartości  $^{226}\text{Ra}$  w skale zbiornikowej, a więc także i typu litologicznego skały zbiornikowej, obliczono współczynniki korelacji liniowej pomiędzy średnimi wartościami tych parametrów dla rejonów wybranych ujęć wód podziemnych.

Na rysunku 6.11 przedstawiono średnie wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych wypływających z poszczególnych typów skał zbiornikowych w badanych 111 ujęciach z obszaru Sudetów. Wyraźnie widoczne jest, że największymi stężeniami, z jednocześnie najszerszym zakresem mierzonych wartości, charakteryzują się wody podziemne wypływające z gnejsów (do których zaliczono także współwystępujące z nimi na obszarze metamorfiku izerskiego granitognejsy i leukogranity) i granitów (do których zaliczono także granodioryty). Stężenia radonu w wodach podziemnych wypływających z piaskowców (do których zaliczono także mułowce, zlepieńce i margle, ze względu na ich współwystępowanie) i łupków łuszczkowych charakteryzują się także znacznym zakresem spotykanych wartości średnich, aczkolwiek są one znacznie (kilkunastokrotnie) mniejsze, niż te charakterystyczne dla gnejsów i granitów. Na uwagę za-



Rys. 6.11. Średnie stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych 111 badanych ujęć z obszaru Sudetów w zależności od typu ich skał zbiornikowych. Ze względu na współwystępowanie oraz niewielką liczbę danych: – do granitów zaliczono także granodioryty, – do gnejsów zaliczono także granitognejsy i leukogranity, – do piaskowców zaliczono także zlepieńce, mułowce i margle, – do piasków zaliczono także żwiry, gliny i pospółki, – do marmurów zaliczono także erlany; badane amfibolity (Masywu Ślęży) według nowszych danych to metadiabazy i metabazalty

sługują także wartości średnich stężeń  $^{222}\text{Rn}$  zanotowane w wodach podziemnych ujętych lub wypływających z piasków (także żwirów, glin i pospółek), w których nieco większe wartości są związane zapewne ze zwiększonym współczynnikiem emanacji  $^{222}\text{Rn}$  tych luźnych i leżących na powierzchni litosfery skał okruchowych.

W tabeli 6.12 przedstawiono podstawowe statystyczne parametry charakteryzujące wartości średnich stężeń  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych wypływających z różnego typu skał zbiornikowych, które są prezentowane na rys. 6.11. Zarówno wartości średnich stężeń radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych z obszaru Sude­tów, jak i ogólne prawidłowości związane z ich zakresem dla poszczególnych typów skał zbiornikowych nie odbiegają istotnie od otrzymanych w innych rejonach świata. Niemniej jednak w przypadku granitów i gnejsów dla skał sudeckich uzyskano szersze zakresy zmian, a dla piasków nieco większe wartości, co jest najprawdopodobniej związane ze składem petrograficznym tych skał (por. tab. 2.8). Zgodność ta wynika z charakterystyki geochemicznej uranu i radu (por. rozdz. 2.6.2), które to pierwiastki w zwiększonych zawartościach występują m.in. w granitach i gnejsach, tworzących się często w wyniku metamorfizmu granitów. Znaczna różnica średnich stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach wypływających z gnejsów wynika z charakterystyki geochemicznych warunków tworzenia się tych skał. Większe wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$  mogą być związane z ortognejsami (utworzonymi na skutek metamorfizmu granitów), które są bogatsze w  $^{226}\text{Ra}$ , mniejsze natomiast z paragnejsami (utworzonymi na skutek przeobrażenia skał okruchowych) uboższymi w  $^{226}\text{Ra}$ , co potwierdzają dane literaturowe (Przylibski, 2004). Niemniej jednak niemal wszystkie wody podziemne uwzględnione w niniejszym opracowaniu wypływają z ortognejsów, a zatem znaczny rozrzut średnich stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych poszczególnych ujęć wiązać należy w tym przypadku ze znacznymi różnicami wartości współczynnika emanacji radonu z tych skał. Również ze zróżnicowaniem wartości tego parametru należy wiązać szeroki zakres średnich stężeń  $^{222}\text{Rn}$  notowanych w wodach podziemnych wypływających z granitów.

W skałach krystalicznych, takich jak łupki łyszczykowe, marmury, serpentynity, amfibolity i gabra izotopy uranu i radu występują w mniejszych koncentracjach, co powoduje, że stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych przez nie przepływających są znacznie mniejsze. Charakteryzują się one także mniejszą rozpiętością średnich wartości, zależną od różnic pomiędzy wartościami współczynnika emanacji radonu z tych skał w poszczególnych rejonach badań.

Ponieważ przedstawione w tabeli 6.12 wartości podstawowych parametrów statystycznych wskazują na ich rozkład różny od normalnego we wszystkich typach skał, zatem jako reprezentatywne średnie wartości stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach przepływających przez poszczególne skały zbiornikowe należy przyjmować obliczone wartości mediany.

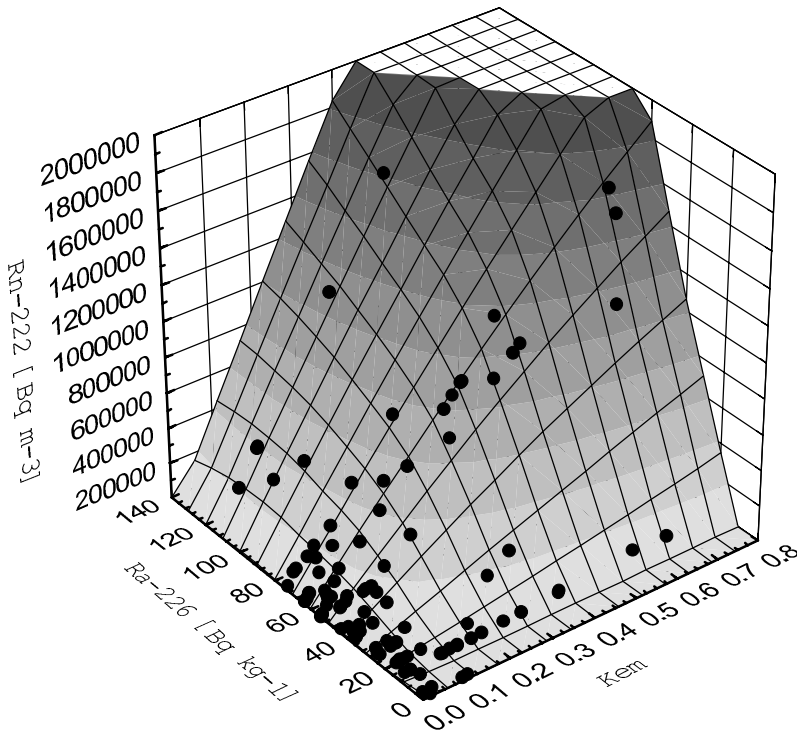
W celu dokładniejszego opisanie zależności stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych od zawartości macierzystego nuklidu –  $^{226}\text{Ra}$ , w ich skałach zbiornikowych obliczono współczynnik korelacji liniowej pomiędzy średnimi stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych wybranych 111 ujęć z obszaru Sudetów, a średnią zawartością  $^{226}\text{Ra}$  w ich skałach

Tabela 6.12. Wybrane podstawowe parametry statystyczne charakteryzujące zakres stężeń  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ , w wodach podziemnych wypływających z różnych typów skał zbiornikowych dla 111 badanych ujęć z obszaru Sudetów.

	Typ skały zbiornikowej									
	gnejs	łupek łyszczkowy	marmur	serpentynit	amfibolit	gabro	granit	piaskowiec	piasek	
Liczba danych	33	14	4	3	1	1	24	25	5	
Minimum	15 900	4400	4500	1200	8500	7400	11 000	4900	33 100	
Maksimum	1 615 000	111 600	26 100	15 800			1 645 000	215 700	85 600	
Średnia arytmetyczna	464 185	52 821	14 425	10 500			348 758	33 432	53 480	
Odchylenie standardowe	461 542	38 010	21 600*	14 600*			415 184	51 409	20 634	
Mediana	246 600	59 100	13 550	14 500			156 150	17 000	50 700	

\* – zamiast wartości odchylenia standardowego podano wartość rozstępów ze względu na zbyt małą liczbę danych

zbiornikowych. Zależność tę przedstawiono na rys. 6.12. Obliczona wartość  $r = 0,4654$  (dla 111 danych) świadczy o istnieniu istotnej statystycznie, na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$ , korelacji dodatniej o średnim natężeniu pomiędzy tymi parametrami. Oznacza to, że im większa jest średnia zawartość  $^{226}\text{Ra}$  w skale zbiornikowej, tym większe jest średnie stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej. Niemniej jednak na rysunku 6.12 widoczny jest znaczny rozrzut punktów, co można interpretować jako uwidocznienie wpływu wartości współczynnika emanacji radonu ze skał zbiornikowych na jego stężenie w wodach podziemnych. Większe stężenia  $^{226}\text{Ra}$  w skale o małej wartości  $K_{em}$  nie będą powodowały istnienia dużych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej. Jednocześnie wyraźnie widoczna jest także zależność odwrotna, tzn. większy współczynnik emanacji  $^{222}\text{Rn}$  ze skały zbiornikowej o małej zawartości  $^{226}\text{Ra}$  nie będzie powodował istnienia dużych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej. Wyraźnie widoczne są dwie populacje danych. Pierwsza, liczniejsza, wskazuje na wzrost średnich stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych wraz ze zwiększającym się współczynnikiem emanacji  $K_{em}$  ich skał zbiornikowych. Druga populacja danych, układająca się wzdłuż osi  $K_{em}$  wykresu przedstawionego na rys. 6.12, wskazuje na brak istotnej zależności pomiędzy korelowanymi parametrami. Oznacza to, że



Rys. 6.12. Zależność średniego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej od średniej zawartości  $^{226}\text{Ra}$  w jej skale zbiornikowej i od wartości współczynnika emanacji ( $K_{em}$ ) skały zbiornikowej dla wybranych 111 ujęć wód podziemnych z obszaru Sudetów

w tej populacji danych zwiększenie wartości  $K_{em}$  skał zbiornikowych nie powoduje zwiększenia stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych przez nie przepływających. W świetle przedstawionej charakterystyki zależności średnich stężeń radonu w wodach podziemnych od średnich koncentracji  $^{226}\text{Ra}$  w ich skałach zbiornikowych fakt ten należy wyjaśnić małymi wartościami stężenia radu w tych skałach. Wówczas nawet znaczny procentowy wzrost liczby atomów radonu uwolnionych ze struktur mineralnych skał zbiornikowych nie spowoduje znaczącego zwiększenia stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych przez nie przepływających.

Mimo nieuwzględnienia wyraźnie rysujących się dwóch populacji charakteryzujących zależność średniego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych od wartości współczynnika emanacji  $K_{em}$  ich skał zbiornikowych przedstawionej na rys. 6.12, uzyskana wartość  $r = 0,7512$  dla 111 danych oznacza bardzo silną korelację dodatnią. W związku z tym należy stwierdzić, że stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej bardzo silnie zależy od wartości współczynnika emanacji jej skał zbiornikowych.

Uwzględniając dane przedstawione zarówno na rysunkach 6.11 i 6.12, jak i w tabeli 6.12. oraz przeprowadzoną dyskusję, należy stwierdzić, że stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej zależy przede wszystkim od wartości współczynnika emanacji skał zbiornikowych, a także od zawartości macierzystego  $^{226}\text{Ra}$  w tych skałach. Dużych stężeń radonu w wodach podziemnych można się spodziewać jedynie wówczas, gdy przepływają one w skałach zbiornikowych o średnich lub zwiększonych koncentracjach  $^{226}\text{Ra}$  (tj.  $\geq 30 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ), np. w ortognejsach i granitach na obszarze Sudetów zachodnich) i jednocześnie charakteryzujących się znacznym (tj. 0,10–0,30 i większym) współczynnikiem emanacji. Duża wartość tylko jednego z tych parametrów nie powoduje istotnego zwiększenia stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych.

## 6.4. Geneza radonu w wodach podziemnych

W skałach zbiornikowych wód podziemnych na skutek rozpadu promieniotwórczego  $^{226}\text{Ra}$  tworzą się jądra nuklidu  $^{222}\text{Rn}$ . Najczęściej od 1% do 10% (rzadziej do 30%, a wyjątkowo około 70%) powstających atomów radonu uwalnia się do przestrzeni porowej w wyniku odrzutu w czasie rozpadu lub „wtórnie” dzięki dyfuzji poprzez nanopory. W zależności od stopnia wypełnienia ośrodka porowego lub szczelinowego wodą, atomy radonu mogą rozpuścić się w niej bezpośrednio lub po pewnym czasie, wcześniej gromadząc się w fazie gazowej. Następnie wraz z wolnymi wodami podziemnymi przenoszone są do ujęcia bądź źródła w czasie nie dłuższym niż 38,2 doby od momentu powstania w ziarnie mineralnym lub kryształach, przebywając odległość od kilku do kilkudziesięciu metrów, tylko sporadycznie ponad 100, a nawet 200 metrów.

W czasie transportu stężenie radonu rozpuszczonego w wodzie podziemnej zmienia się w zależności od stężenia  $^{226}\text{Ra}$  w skałach zbiornikowych i ich współczynnika emanacji, dążąc do osiągnięcia stanu równowagi. Stan równowagi jest równoznaczny z uzys-

kaniem stałego w czasie stężenia  $^{222}\text{Rn}$ , będącego wypadkową rozpuszczania się atomów radonu powstających w skałach zbiornikowych oraz w wodzie na skutek rozpadu  $^{226}\text{Ra}$  oraz radioaktywnego rozpadu jąder  $^{222}\text{Rn}$  (por. równanie (5.23)). Oznacza to, że im dłużej woda podziemna przepływa lub im większą przebywa odległość przez skalny ośrodek jednorodny pod względem zawartości  $^{226}\text{Ra}$  oraz wartości  $K_{em}$ , tym bliższa jest ona uzyskania tego stanu. W związku ze znacznymi zmianami dróg i czasu migracji wód podziemnych na skutek zwiększenia ich objętości i/lub prędkości przepływu w systemie krążenia, czy też mieszania się z innymi wodami, a co za tym idzie także i zmianami ciśnienia, jak również zmianami zawartości  $^{226}\text{Ra}$  i wartości  $K_{em}$  skał zbiornikowych wzdłuż drogi przepływu, osiągnięcie stanu pełnej równowagi w warunkach naturalnych jest mało prawdopodobne.

Wraz ze zwiększeniem zawartości  $^{226}\text{Ra}$  w skale zbiornikowej i zwiększaniem się jej współczynnika emanacji zwiększa się stężenie  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodzie podziemnej. Największymi zawartościami  $^{226}\text{Ra}$  charakteryzują się skały magmowe bogate w alkalia, a zazwyczaj także w krzemionkę ( $\text{SiO}_2$ ), tzw. skały kwaśne, a więc leukogranity, granity, sjenity alkaliczne, riolity, fonolity, a także skały pomagmowe, np. aplity i pegamatyty oraz inne hydrotermalne i pneumatolityczne skały żyłowe. Większych koncentracji  $^{226}\text{Ra}$  należy spodziewać się także w skałach okrucowych zawierających znaczną koncentrację tzw. minerałów ciężkich (np. w piaskowcach), a także w skałach tworzących się w facjach środowisk redukcyjnych (np. łupki bitumiczne, torfy i węgle) oraz w środowiskach o zwiększonym pH (np. skały węglanowe). Skały metamorficzne zawierają zwiększone ilości tego izotopu wówczas, gdy powstały z przeobrażenia skał o dużej koncentracji  $^{226}\text{Ra}$  lub też izotop ten został doprowadzony z zewnątrz przez roztwory metamorficzne. Często skałami takimi są gnejsy, zwłaszcza ortognejsy.

Wartość współczynnika emanacji jest większa w strefach kruchych deformacji tektonicznych, a także w skałach ulegających procesom wietrzenia, a więc znajdującym się na głębokości nie przekraczającej kilkudziesięciu, a wyjątkowo 100 metrów pod powierzchnią litosfery.

Zwiększenie objętości i prędkości przepływu wody przez skały zbiornikowe, a co za tym idzie także wzrost ciśnienia, mogą początkowo powodować zwiększenie stężenia radonu ze względu na większą powierzchnię kontaktu ośrodka skalnego z wodą podziemną. Powoduje to rozpuszczanie większej liczby atomów tworzącego się w skale radonu oraz przeniesienie ich z większą prędkością, a więc i z większej odległości do ujęcia lub źródła. Jednak później większa objętość wody infiltrującej powoduje naturalne rozcieńczenie bogatszych w radon wód o dłuższym czasie przebywania w systemie krążenia i obniżenie stężenia radonu w wypływającej lub ujmowanej wodzie podziemnej. Większa wilgotność ośrodka, początkowo ułatwiająca uwalnianie  $^{222}\text{Rn}$  do przestrzeni porowej, po przekroczeniu wartości około 30% wpływa także na zmniejszenie współczynnika emanacji skał zbiornikowych, w związku z zatrzymywaniem znacznej

liczby tworzących się atomów radonu w nanoporach. Jest to związane ze zmianą odległości dyfuzji radonu w nanoporach, ze względu na ich wypełnienie wodą w miejsce fazy gazowej. Podobne efekty są związane z mieszaniem się (rozcieńczaniem) poszczególnych składowych znacznie różniących się stężeniami  $^{222}\text{Rn}$ , w związku z geochemiczną i geofizyczną charakterystyką wcześniej przebytej części systemu krążenia.

Przed przystąpieniem do charakterystyki konkretnych modeli genezy radonu w wodach podziemnych Sudetów należy podkreślić, że zaproponowane rozwiązania ograniczono jedynie do tej części atomów  $^{222}\text{Rn}$ , które pojawiają się wraz z wodą w ujęciu lub źródle. Oznacza to, że nie mogą się one utworzyć wcześniej niż około 38,2 doby przed momentem wypłynięcia lub ujęcia wody podziemnej. Dzięki temu mogą być one rejestrowane, a także wykorzystywane do celów balneologicznych, a wody je zawierające w odpowiednich stężeniach mogą być uznawane za potencjalnie lecznicze i lecznicze. Jednocześnie zaproponowane modele mogą być także stosowane w ochronie radiologicznej ludności korzystającej z wód radonowych, jako wód przeznaczonych do spożycia i celów gospodarczych.

Na podstawie przedstawionej w rozdziałach 6.1–6.3 dyskusji wyników badań można zaproponować kilka modeli formowania się ostatecznego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Sudetów. Modele te uwzględniają także wyniki dotychczas wykonanych badań hydrogeologicznych, jak również geofizycznych i geochemicznych, a zwłaszcza hydrogeochemicznych w wodach leczniczych i potencjalnie leczniczych analizowanych złóż i wystąpień (por. rozdz. 4.5.6). Przedstawione poniżej modele zostały przez autora dopasowane do istniejących koncepcji dotyczących genezy wód podziemnych i ich właściwości fizykochemicznych w rozpatrywanych złożach i wystąpieniach, które były publikowane (m.in.: Fistek i in., 1975, 1995; Ciężkowski, 1980, 1983, 1989, 1990, 2003; Ciężkowski i in., 1992, 1993, 1996; Dowgiałło, 1976, 2002; Zuber i in., 1995; Staško, 1996; Kozłowski, 1999; Michalski, 2001; Bocheńska i in., 2002; Fistek & Dowgiałło, 2003 i in.). Uwzględnienie w niniejszym opracowaniu znacznej liczby czynników przyrodniczych (geofizycznych, geochemicznych, geologicznych i atmosferycznych), mogących wpływać na genezę, a także na zachowanie się radonu w wodach podziemnych, pozwala zaproponowanym modelom przypisać cechy uniwersalne, prawdziwe także dla innych obszarów o odmiennej budowie geologicznej. Dzięki szczegółowej analizie dostępnych danych możliwe jest wyróżnienie 3 generalnych typów modeli rozpuszczania się i dopływu  $^{222}\text{Rn}$  wraz z wodami podziemnymi do ujęcia lub źródła.

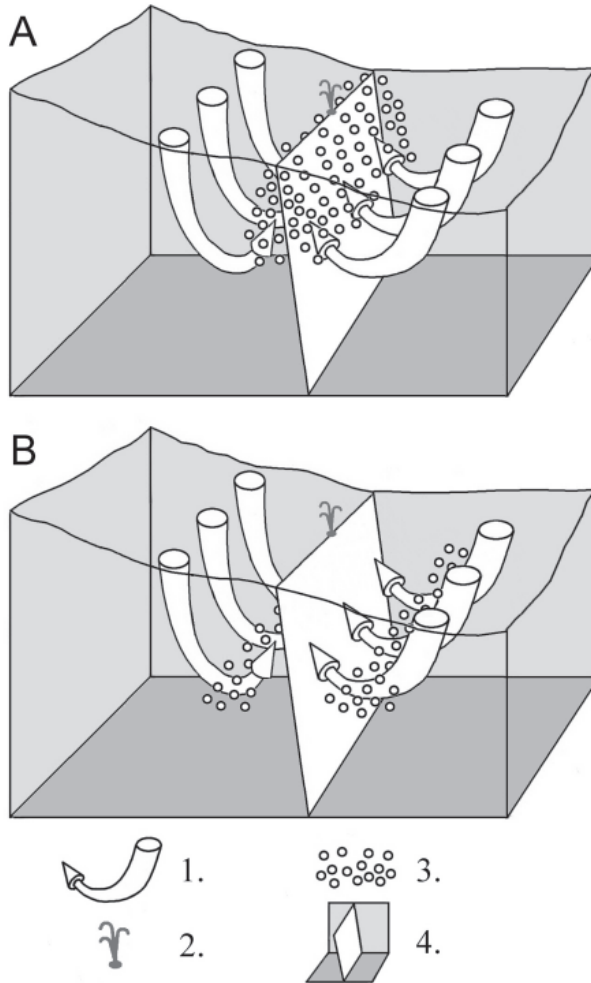
### Typ I

Jest charakterystyczny dla niskozmineralizowanych (najczęściej  $\text{TDS} < 0,1 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ ), współczesnych (zawartość trytu od kilku do około 20 T.U.) wód infiltracyjnych płytkiego krążenia (zwykle nie głębiej niż 30–50 m p.p.t.), które najczęściej charakteryzują także małe stężenia  $^{226}\text{Ra}$  ( $< 0,06 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) (rys. 6.13). W typie tym można wyróżnić dwa modele dopływu atomów  $^{222}\text{Rn}$  wraz z wodami podziemnymi do ujęcia (źródła).

## Model I.1 (Kowar)

Do ujęcia lub źródła docierają atomy  $^{222}\text{Rn}$ , które utworzyły się w skałach zbiornikowych i rozpuszczają się w wodzie podziemnej w czasie jej przepływu na całej drodze od miejsca oddalonego od wypływu o co najwyżej 38,2 doby (rys. 6.13A).

Wody te charakteryzują się znaczną rozpiętością stężenia  $^{222}\text{Rn}$  – od kilku  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  do największych notowanych w Polsce stężeń, przekraczających  $2000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . W wo-



Rys. 6.13. Modele rozpuszczania się radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) w niskoizmineralizowanych, współczesnych wodach infiltracyjnych płytkiego krążenia (TYP I). A – Model I.1 (Kowar), B – Model I.2; opis w tekście.

1 – drogi przepływu niskoizmineralizowanych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia, 2 – źródło (ujęcie), 3 – strefa rozpuszczania się w wodach podziemnych tej części atomów  $^{222}\text{Rn}$ , która dociera wraz z nimi do źródła (ujęcia), 4 – strefa wypływu wód na powierzchnię (strefa drenażu, strefa dyslokacji tektonicznych)



dach tych zmiany stężenia radonu mają różny zakres – od niewielkich, ok. 10–20% od wartości średniej arytmetycznej, do ponad 100% od wartości średniej. Charakterystyczny jest brak korelacji tych stężeń ze składem chemicznym i właściwościami fizycznymi wody. Należy zaznaczyć, że zmiany składu chemicznego i właściwości fizycznych tych wód są na ogół niewielkie. Nie występuje współzmiennność stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w ujmowanych lub wypływających wodach pomiędzy poszczególnymi ujęciami, z wyjątkiem niektórych ujęć oddalonych co najwyżej o kilka do kilkanastu metrów od siebie. Charakterystyczna jest także często rejestrowana ujemna wartość współczynnika korelacji liniowej pomiędzy stężeniem  $^{222}\text{Rn}$  a wydajnością ujęcia lub źródła, jednak tylko w nielicznych przypadkach zależność ta jest istotna statystycznie (tab. 6.13). Oznacza to, że dopływ większej ilości wód opadowych lub roztopowych prowadzi do rozcieńczenia wód o dłuższym czasie podziemnego przepływu, a więc wzbogaconych w rozpuszczony radon. Tym samym wraz ze zwiększeniem wydajności ujęcia lub źródła niekiedy jest notowane zmniejszenie stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie. Znaczna liczba nieistotnych statystycznie wartości współczynnika korelacji liniowej pomiędzy wydajnością ujęcia a stężeniem  $^{222}\text{Rn}$  w wypływającej lub ujmowanej wodzie podziemnej potwierdza opisany w rozdziale 6.3 dwojaki (i jednocześnie przeciwstawny) charakter wpływu zwiększenia objętości i prędkości przepływu wód w systemie krążenia na stężenie rozpuszczonego w nich radonu.

#### Model I.2

Do ujęcia lub źródła docierają atomy  $^{222}\text{Rn}$ , które utworzyły się w skałach zbiornikowych i rozpuszczają się w wodzie podziemnej w czasie jej przepływu przez skały charakteryzujące się znacznie większą zawartością  $^{226}\text{Ra}$  i/lub większym współczynnikiem emanacji radonu, niż skały z których wody te wypływają lub są ujęte. W czasie przepływu wody przez te ostatnie skały, który jest krótszy od 38 dób, nie zachodzi już rozpuszczanie istotnej dla wartości końcowego stężenia (notowanego w wypływającej

Tabela 6.13. Wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  a wydajnościami wybranych źródeł niskozmineralizowanych, współczesnych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia. Czcionką pogrubioną, w zacieniowanych polach oznaczono wartości  $r$  istotne statystycznie na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$ ; w nawiasach podano liczbę korelowanych par danych

Miejscowość	Źródło	$r$
Kowary	nr 26	-0,4084 ( $n = 17$ )
Szklarska Poręba	nr 1	-0,1375 ( $n = 23$ )
	nr 7	-0,1582 ( $n = 20$ )
	nr 12	<b>-0,5131</b> ( $n = 20$ )
	nr 19	<b>-0,4469</b> ( $n = 19$ )

wodzie) liczby atomów  $^{222}\text{Rn}$ . Konsekwencją tego jest zmniejszenie stężenia  $^{222}\text{Rn}$ , ulegającego rozpadowi promieniotwórczemu, wraz ze zbliżaniem się wody od granicy pomiędzy skałami różniącymi się zawartością  $^{226}\text{Ra}$  i/lub wartością współczynnika emanacji radonu do źródła lub ujęcia (rys. 6.13B).

Model ten jest obecnie hipotetyczny i dotyczy przede wszystkim niskozmineralizowanych wód krasowych o czasie przepływu podziemnego krótszym od 38 dób. Wody takie mogą występować przede wszystkim w rejonach, w których wapienie lub marmury, charakteryzujące się zwykle małą koncentracją  $^{226}\text{Ra}$ , stanowią niewielkie ciała w obrębie skał krystalicznych lub innych charakteryzujących się zwiększonymi zawartościami tego nuklidu. Obecnie w Masywie Śnieżnika, w rejonie Kletna, prowadzi się badania mające na celu zidentyfikowanie ujęć lub źródeł, czy wywierzyisk, których wody są zasilane w  $^{222}\text{Rn}$  według zaproponowanego, opisanego modelu. Model ten może być charakterystyczny także dla innych wód infiltracyjnych o krótkim czasie podziemnego przepływu.

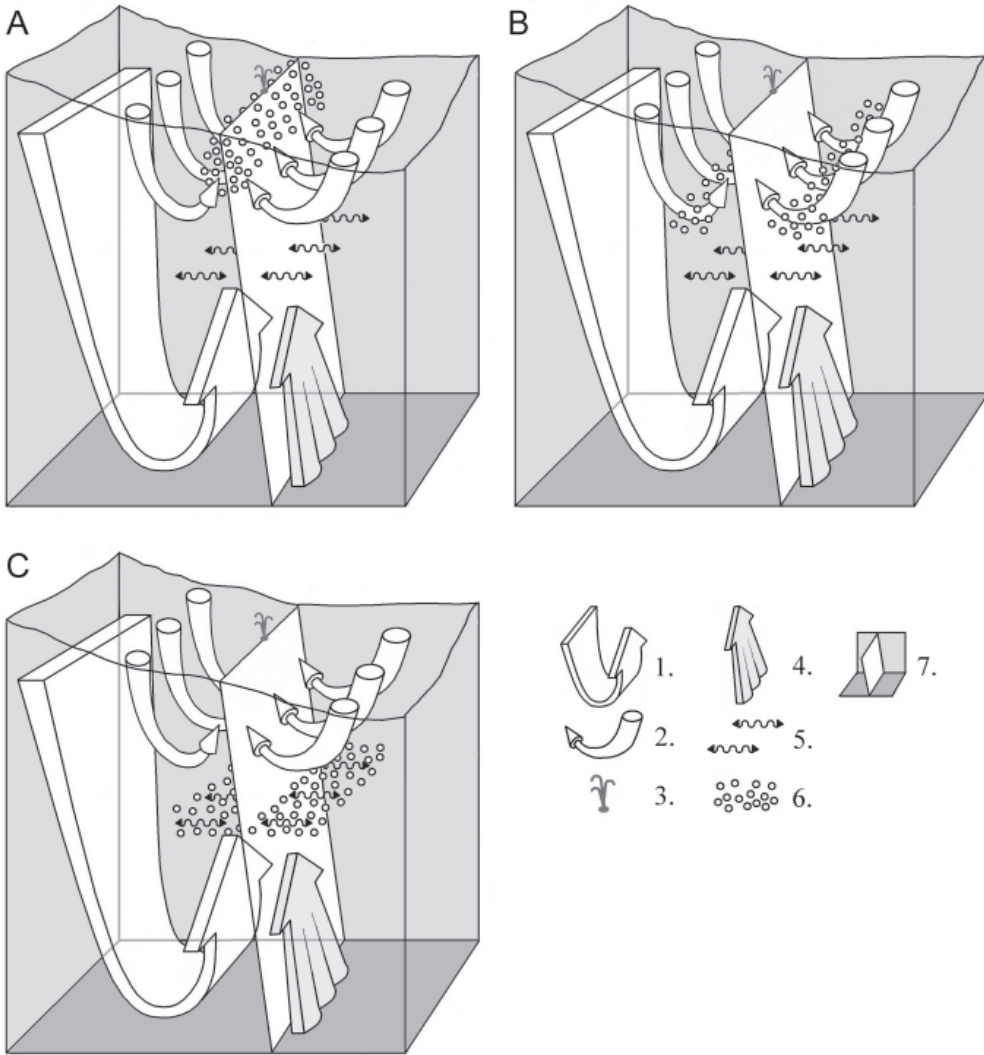
## Typ II

Jest charakterystyczny dla szczaw, wód siarczkowych i innych wód zawierających co najmniej jedną składową głębokiego krążenia (100 m p.p.t. i głębiej), o nieco zwiększonej mineralizacji ogólnej ( $\text{TDS} > 0,2 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) (rys. 6.14). Są to wody infiltracyjne (w Sudetach) lub o innej genezie (także mieszanej), charakteryzujące się brakiem lub niską zawartością trytu, wynikającą z obecności domieszki niskozmineralizowanych, współczesnych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia. Wody te często charakteryzują się także zwiększonymi stężeniami  $^{226}\text{Ra}$  ( $> 0,06 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , niekiedy powyżej  $0,1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a rzadko także powyżej  $1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ). W typie tym można wyróżnić trzy modele dopływu atomów  $^{222}\text{Rn}$  wraz z wodami podziemnymi do ujęcia lub źródła.

### Model II.1 (Szczawna Zdroju)

Do ujęcia lub źródła docierają te atomy  $^{222}\text{Rn}$ , które rozpuszczają się w mieszaninie różnych (wszystkich) składowych wód podziemnych po ich zmieszaniu, na drodze przepływu tej mieszaniny od miejsca oddalonego od wypływu o co najwyżej 38,2 doby, po uprzednim ustaleniu się składu chemicznego i właściwości fizycznych poszczególnych składowych (po rozpuszczeniu głównych składników jonowych, niezdisocjowanych (na skutek reakcji ze skałami zbiornikowymi) i gazów (zwłaszcza  $\text{CO}_2$ )) (rys. 6.14A). Jeżeli wody te są wodami zmineralizowanymi głębokiego krążenia, które nie zawierają domieszek innych składowych wód, to  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszcza się w wodzie podziemnej w czasie jej przepływu na całej drodze od miejsca oddalonego od wypływu o co najwyżej 38,2 doby, aż do pojawienia się w ujęciu lub źródle, tj. według modelu I.1 (por. rys. 6.13A).

Wody te charakteryzują się zwykle małymi ( $< 100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) stężeniami  $^{222}\text{Rn}$ , z wyjątkiem wód ujmowanych lub wypływających w bezpośrednim sąsiedztwie uskoków lub



Rys. 6.14. Modele rozpuszczania się radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) w szczawach, wodach siarczkowych i innych wodach zawierających co najmniej jedną składową głębokiego krążenia o zwiększonej mineralizacji ogólnej (Typ II). A – Model II.1 (Szczawna Zdroju), B – Model II.2 (Świeradowa Zdroju), C – Model II.3 (Czerniawy Zdroju); opis w tekście. 1 – droga przepływu wysokomineralizowanych wód głębokiego krążenia, 2 – drogi przepływu niskomineralizowanych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia, 3 – źródło (ujęcie), 4 – strumień juwenilnego dwutlenku węgla, 5 – strefa intensywnej wymiany jonowej woda – skała po rozpuszczeniu  $\text{CO}_2$  (rozpuszczanie skał, zwiększanie mineralizacji wody), 6 – strefa rozpuszczania się w wodach podziemnych tej części atomów  $^{222}\text{Rn}$ , która dociera wraz z nimi do źródła (ujęcia), 7 – strefa wypływu wód na powierzchnię (strefa drenażu, strefa dyslokacji tektonicznych)

innych rejonów kruchych deformacji tektonicznych, gdzie mogą zawierać radon w stężeniach rzędu kilkuset  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Większe stężenia radonu są także charakterystyczne dla ujęć płytszych, ze względu na większe wartości współczynnika emanacji. Zmiany stężenia radonu w tych wodach są niewielkie, ok.  $\pm 10$ – $\pm 50\%$  od wartości średniej arytmetycznej. W większości ujęć nie stwierdza się żadnych istotnych statystycznie zależności pomiędzy składem chemicznym i właściwościami fizycznymi wód oraz wydajnością ujęć lub źródeł, a stężeniami  $^{222}\text{Rn}$ . W najbliższej okolicy ujęć i źródeł tych wód nie występują niskozmineralizowane wody radonowe płytkiego krążenia. Nie zaznacza się także współzmienność stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w ujmowanych lub wypływających wodach pomiędzy poszczególnymi ujęciami. Stężenie radonu nie zależy od procentowego udziału współczesnej składowej infiltracyjnej płytkiego krążenia w ujmowanej lub wypływającej w poszczególnych ujęciach mieszaninie wód.

#### Model II.2. (Świeradowa Zdroju)

Do ujęcia lub źródła docierają atomy  $^{222}\text{Rn}$ , które rozpuszczają się w niskozmineralizowanej składowej płytkiego krążenia (współczesnej infiltracji), a następnie po zmieszaniu z pozostałymi składowymi, w tym przede wszystkim ze składową dużozmineralizowaną głębokiego krążenia, wraz z utworzoną mieszaniną wód przebywają w systemie krążenia co najwyżej 38,2 doby (rys. 6.14B). Jeżeli czas przepływu mieszaniny wód od momentu połączenia ze składową płytkiego krążenia dostarczającą rozpuszczonego  $^{222}\text{Rn}$  dąży do 38 dób, to, na skutek rozpadu promieniotwórczego, stężenie radonu w wypływającej lub ujmowanej mieszaninie różnych składowych wód podziemnych maleje (dąży) do zera. Wówczas model ten można sprowadzić do modelu I.2. (por. rys. 6.13B).

Wody te charakteryzują się znaczną rozpiętością notowanych średnich stężenia  $^{222}\text{Rn}$ , niemniej jednak często są one większe od  $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , rzadziej sięgając kilkuset, a sporadycznie mogą przekraczać  $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Dla tych wód charakterystyczny jest znaczny zakres zmian stężenia radonu w wodach poszczególnych ujęć i źródeł. Zmiany te mogą w skrajnych przypadkach przekraczać wartości różniące się o ponad 150% od wartości średniej arytmetycznej. Są one związane ze zmianami procentowego udziału współczesnej składowej infiltracyjnej płytkiego krążenia w ujmowanej lub wypływającej w poszczególnych ujęciach mieszaninie wód. W bezpośrednim sąsiedztwie ujęć tych wód mogą wypływać lub być ujęte wody radonowe płytkiego krążenia. Często notowana jest współzmienność stężenia radonu w wodach pomiędzy poszczególnymi ujęciami, jeżeli są one oddalone o kilka–kilkanaście do kilkudziesięciu metrów od siebie, zwłaszcza kiedy poszczególne ujęcia znajdują się wzdłuż dróg dopływu płytkich radonowych wód infiltracyjnych. W wodach tych często notowane są istotne statystycznie zależności o charakterze dodatnim pomiędzy stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  a wydajnościami ujęć. Zwiększenie wydajności ujęcia związane jest najczęściej ze zwiększeniem udziału współczesnej składowej infiltracyjnej płytkiego krążenia w mieszaninie wód, co powoduje także zwiększenie stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w mieszaninie. Jednocześnie następuje wówczas zmniejszenie

mineralizacji wody, związany także ze zmniejszeniem stężenia głównych jonów, czego efektem jest notowanie ujemnych i często istotnych statystycznie wartości współczynnika korelacji liniowej pomiędzy tymi parametrami a stężeniem radonu (tab. 6.14).

Tabela 6.14. Wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  a wydajnościami ujęć oraz wartościami mineralizacji ogólnej (TDS) i stężeniami głównych jonów rozpuszczonych w wodach podziemnych wybranych ujęć Sudetów, do których radon dociera wraz z niskomineralizowaną infiltracyjną składową płytkiego krążenia. Czcionką pogrubioną, w zacieniowanych polach oznaczono wartości  $r$  istotne statystycznie na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$ ; w nawiasach podano liczbę korelowanych par danych

Miejscowość	Ujęcie	Wydajność	TDS	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Ca}^{2+}$
Świeradów Zdrój	Zofia	–	<b>–0,6965</b> ( $n = 15$ )	<b>–0,6232</b> ( $n = 15$ )	–0,1369 ( $n = 15$ )
	1A	<b>0,3013</b> ( $n = 1803$ )	<b>–0,5442</b> ( $n = 29$ )	<b>–0,5369</b> ( $n = 29$ )	<b>–0,4719</b> ( $n = 29$ )
	Górne zbiorcze	<b>–0,2085</b> ( $n = 1902$ )	<b>–0,3449</b> ( $n = 39$ )	–0,2983 ( $n = 39$ )	–0,0851 ( $n = 39$ )
	2P	0,1991 ( $n = 1114$ )	–0,3524 ( $n = 14$ )	–0,3422 ( $n = 14$ )	–0,3508 ( $n = 14$ )
Szczawina	Studzienne	–	–0,3358 ( $n = 26$ )	–0,2910 ( $n = 26$ )	<b>–0,4393</b> ( $n = 26$ )
Długopole Zdrój	Emilia	–	<b>–0,6047</b> ( $n = 28$ )	<b>–0,5966</b> ( $n = 28$ )	<b>–0,6097</b> ( $n = 28$ )
	Kazimierz	–	<b>–0,4149</b> ( $n = 27$ )	–0,3336 ( $n = 27$ )	–0,3339 ( $n = 27$ )
	Renata	–	<b>–0,4049</b> ( $n = 29$ )	<b>–0,3772</b> ( $n = 29$ )	–0,1753 ( $n = 29$ )
Gorzanów	nr 1 (Złota Kaczka)	–	<b>–0,4664</b> ( $n = 29$ )	<b>–0,5850</b> ( $n = 30$ )	<b>–0,6172</b> ( $n = 30$ )
Kudowa Zdrój	nr 3 Nowy Marchlewski	–	<b>–0,7585</b> ( $n = 25$ )	<b>–0,7710</b> ( $n = 25$ )	<b>–0,7384</b> ( $n = 25$ )
	nr 2 Moniuszko	–	–0,0900 ( $n = 28$ )	–0,1066 ( $n = 28$ )	–0,1596 ( $n = 28$ )
	K-200	–	–0,2967 ( $n = 21$ )	–0,1765 ( $n = 21$ )	<b>0,4641</b> ( $n = 21$ )

### Model II.3. (Czerniawy Zdroju)

Do ujęcia lub źródła docierają atomy  $^{222}\text{Rn}$ , które rozpuszczają się w dużozmineralizowanej składowej głębokiego krążenia po, lub w trakcie ustalania się jej składu chemicznego i właściwości fizycznych (po lub w trakcie rozpuszczania głównych składników jonowych i niezdysonowanych (na skutek reakcji ze skałami zbiornikowymi) i gazów (zwłaszcza  $\text{CO}_2$ )) oraz przed jej zmieszaniem (rozcieńczeniem) z niskozmineralizowaną, współczesną składową płytkiego krążenia, a następnie wraz z utworzoną mie-

szaniną wód przebywają w systemie krążenia co najwyżej 38,2 doby (rys. 6.14C). Jeżeli czas przepływu składowej głębokiego krążenia od momentu rozpuszczenia radonu, przed rozcieńczeniem, a następnie utworzonej mieszaniny różnych składowych wód podziemnych dąży do 38 dób, to, na skutek rozpadu promieniotwórczego, stężenie radonu w wypływającej mieszaninie maleje do zera. Wówczas model ten można sprowadzić do modelu I.2. (por. rys. 6.13B).

Wody te charakteryzują się małymi stężeniami  $^{222}\text{Rn}$ , zwykle nie przekraczającymi  $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Większe wartości stężenia są charakterystyczne dla wód wypływających lub ujętych w skałach o zwiększonym współczynniku emanacji, występujących w rejonach intensywnych kruchych deformacji skał. Zakres zmian stężenia radonu w wodach poszczególnych ujęć nie jest duży i zwykle nie przekracza  $\pm 50\text{--}\pm 150\%$  od wartości średniej arytmetycznej. W wodach tych zaznaczają się istotne statystycznie związki korelacyjne o charakterze dodatnim pomiędzy stężeniami głównych jonów i mineralizacją ogólną wody (TDS) a stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  (tab. 6.15). Oznacza to, że wraz ze zwiększeniem procentowego udziału dużozmineralizowanej składowej głębokiego krążenia w ujmowanej mieszaninie zwiększa się także stężenie radonu. Nie zaznacza się natomiast zależność stężenia  $^{222}\text{Rn}$  od wydajności ujęcia lub źródła.

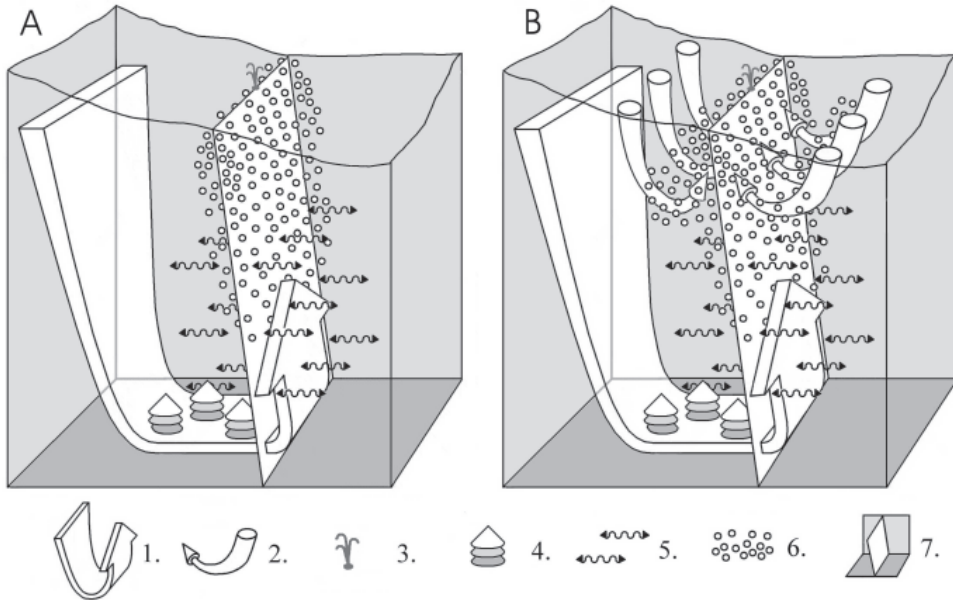
Tabela 6.15. Wartości współczynnika korelacji liniowej  $r$  pomiędzy stężeniami  $^{222}\text{Rn}$  a mineralizacją ogólną (TDS) i stężeniami głównych jonów rozpuszczonych w wodach podziemnych wybranych ujęć Sudetów, do których radon dociera wraz z dużozmineralizowaną składową głębokiego krążenia.

Czcionką pogrubioną, w zacięniowanych polach oznaczono wartości  $r$  istotne statystycznie na poziomie istotności  $\alpha = 0,05$ ; w nawiasach podano liczbę korelowanych par danych

Miejscowość	Ujęcie	TDS	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Ca}^{2+}$
Czerniawa Zdrój	nr 4	<b>0,5837</b> ( $n = 32$ )	<b>0,5556</b> ( $n = 32$ )	<b>0,5247</b> ( $n = 32$ )
Duszynki Zdrój	B-3	<b>0,3808</b> ( $n = 25$ )	0,3662 ( $n = 25$ )	0,2918 ( $n = 25$ )
	B-4	-0,1486 ( $n = 25$ )	0,3194 ( $n = 25$ )	<b>0,5336</b> ( $n = 25$ )
Przerzeczyn Zdrój	nr 2	0,5240 ( $n = 12$ )	<b>0,6002</b> ( $n = 12$ )	0,2700 ( $n = 12$ )

### Typ III

Jest charakterystyczny dla paleoinfiltracyjnych (w Sudetach), lub o innej genezie, wód termalnych głębokiego krążenia (rzędu od kilkuset metrów do kilku kilometrów p.p.t), które mogą także zawierać domieszki niskoizmineralizowanych, współczesnych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia (rys. 6.15). Są to wody beztrytowe (o średnim czasie podziemnego przepływu wynoszącym od kilku do ponad 20 tysięcy lat) lub też zawierające nieznaczne ilości trytu (kilka T.U), którego obecność należy wiązać z domieszką współczesnej składowej płytkiego krążenia. Wody te charakteryzują się nieco



Rys. 6.15. Modele rozpuszczania się radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) w paleoinfiltracyjnych, lub o innej genezie, wodach termalnych głębokiego krążenia, które mogą także zawierać domieszki niskoizmineralizowanych, współczesnych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia (TYP III). A – model III.1 (Łącka Zdroju), B – model III.2 (Cieplic Śląskich Zdroju); 1 – droga przepływu wód termalnych głębokiego krążenia, 2 – drogi przepływu niskoizmineralizowanych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia, 3 – źródło (ujęcie), 4 – strefa zwiększania temperatury wody (ogrzewania), 5 – strefa intensywnej wymiany jonowej woda – skała po podgrzaniu (rozpuszczanie skał, zwiększanie mineralizacji wody), 6 – strefa rozpuszczania się w wodach podziemnych tej części atomów  $^{222}\text{Rn}$ , która dociera wraz z nimi do źródła (ujęcia), 7 – strefa wypływu wód na powierzchnię (strefa drenażu, strefa dyslokacji tektonicznych)

zwiększoną mineralizacją ogólną ( $\text{TDS} > 0,2 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ ), a także zróżnicowanymi stężeniami  $^{226}\text{Ra}$ , mogącymi w niektórych ujęciach przekraczać  $0,1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a w skrajnych przypadkach nawet  $1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . W typie tym można wyróżnić dwa modele dopływu atomów  $^{222}\text{Rn}$  wraz z wodami podziemnymi do ujęcia lub źródła.

#### Model III.1. (Łącka Zdroju)

Do ujęcia lub źródła docierają atomy  $^{222}\text{Rn}$ , które rozpuszczają się w czasie wypływu wody termalnej głębokiego krążenia w kierunku powierzchni, na całej drodze od miejsca oddalonego od wypływu lub ujęcia o co najwyżej 38,2 doby, po jej podgrzaniu oraz po lub także w trakcie ustalania się jej składu chemicznego i właściwości fizycznych (po lub także w trakcie rozpuszczania głównych składników jonowych i niezdisocjowanych, na skutek reakcji ze skałami zbiornikowymi oraz innych gazów, np.  $\text{H}_2\text{S}$ ) (rys. 6.15A). Nie uwzględniając typu wody podziemnej model ten, podobnie jak model II.1, można sprowadzić do modelu I.1 (por. rys. 6.13A).

Wody te charakteryzują się znaczną rozpiętością stężenia  $^{222}\text{Rn}$ . Najczęściej notowane wartości mieszczą się w przedziale od 100 do  $300 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , tylko w przypadku jednego ujęcia przekraczają 1000, a niekiedy także  $1500 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Większe stężenia radonu są charakterystyczne dla ujęć płytszych, ze względu na większe wartości współczynnika emanacji skał zbiornikowych w strefie wietrzenia. Wahania stężenia radonu w wodach poszczególnych ujęć nie są duże i wynoszą około  $\pm 50$ – $\pm 80\%$  od wartości średniej arytmetycznej. W większości ujęć nie stwierdza się żadnych istotnych statystycznie zależności pomiędzy składem chemicznym i właściwościami fizycznymi wód oraz wydajnością ujęć lub źródeł, a stężeniem  $^{222}\text{Rn}$ . Charakterystyczna jest natomiast współzmienność stężenia radonu w wodach pomiędzy poszczególnymi ujęciami oddalonymi względem siebie od kilkunastu do ponad 500 metrów, świadcząca o ich wspólnym zasilaniu wodami głębokiego krążenia (por. tab. 6.6).

#### Model III.2 (Cieplic Śląskich Zdroju)

Do ujęcia lub źródła docierają atomy  $^{222}\text{Rn}$ , które rozpuszczają się w czasie wypływu wody termalnej głębokiego krążenia w kierunku powierzchni, na całej drodze od miejsca oddalonego od wypływu lub ujęcia o co najwyżej 38,2 doby, po jej podgrzaniu oraz po lub także w trakcie ustalania się jej składu chemicznego i właściwości fizycznych (po lub także w trakcie rozpuszczania głównych składników jonowych i niezdysoncjowanych, na skutek reakcji ze skałami zbiornikowymi oraz innych gazów, np.  $\text{H}_2\text{S}$ ), a także w niskozmineralizowanych wodach płytkiego krążenia infiltrujących współcześnie, jak również po zmieszaniu się tych składowych w utworzonej mieszaninie (rys. 6.15B).

Wody te charakteryzują się znaczną rozpiętością stężenia  $^{222}\text{Rn}$ . Najczęściej notowane wartości mieszczą się w przedziale od kilkunastu do kilkudziesięciu  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , tylko w przypadku jednego ujęcia przekraczają niekiedy  $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Większe stężenia radonu są charakterystyczne dla ujęć płytszych, ze względu na większe wartości współczynnika emanacji skał zbiornikowych w strefie wietrzenia. Wahania stężenia radonu w wodach poszczególnych ujęć są duże i wynoszą około  $\pm 100$ – $\pm 200\%$  od wartości średniej arytmetycznej. W większości ujęć nie stwierdza się żadnych istotnych statystycznie zależności pomiędzy składem chemicznym i właściwościami fizycznymi wód oraz wydajnością ujęć lub źródeł, a stężeniem  $^{222}\text{Rn}$ . W tym modelu mniej wyraźna jest współzmienność stężenia radonu w wodach pomiędzy poszczególnymi ujęciami oddalonymi względem siebie od kilkudziesięciu do około 150 metrów, świadcząca o ich wspólnym zasilaniu wodami głębokiego krążenia, niż w przypadku wód termalnych Łądka Zdroju (por. tab. 6.7). Jest to związane z istotną rolą, jaką w dostarczaniu radonu do wód wypływających w niektórych ujęciach odgrywają współcześnie infiltrujące wody płytkiego krążenia.

W typie III możliwe jest także wyróżnienie 2 innych modeli rozpuszczania się  $^{222}\text{Rn}$ . W celu ich zobrazowania należałoby wykorzystać rysunki 6.14A i 6.14B. Wówczas radon mógłby w wypływających lub ujmowanych wodach termalnych występować jedy-



Tabela 6.16. Systematyka złóż oraz wystąpień różnych typów wód podziemnych z obszaru Sudetów według genetycznego modelu rozpuszczania się w nich radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ). (?) – przynależność niepewna ze względu na zbyt małą liczbę odpowiednich danych i/lub bardzo małe i małoziemne stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w badanych wodach

Typ wody podziemnej	Modele rozpuszczania się radonu w wodach podziemnych							
	Typ I		Typ II			Typ III		
	Model I.1	Model I.2	Model II.1	Model II.2	Model II.3	Model III.1	Model III.2	
Szczawy			1. Szczawno Zdrój 2. Polanica Zdrój (?)	1. Świeradów Zdrój 2. Długopole Zdrój 3. Szczawina 4. Kudowa Zdrój 5. Jeleniów 6. Gorzanów 7. Jedlina Zdrój (?) 8. Bobrowniki Stare (?)	1. Czerniawa Zdrój 2. Duszniki Zdrój (?)			
Wody termalne						1. Łądek Zdrój	1. Cieplice Śląskie Zdrój	
Wody radonowe	1. Kowary 2. Szklarska Poręba 3. Sosnówka 4. Świeradów Zdrój 5. Kamienica 6. Sobótka 7. Jeleniów			9. Czerniawa Zdrój	3. Przerzeczyn Zdrój (?)			
Niskozmineralizowane wody krasowe	8. Kletno (?) 9. Romanowo (?)							
Liczba złóż (wystąpień) w Sudetach	7 (9)	0	1 (2)	7 (9)	1 (3)	1	1	
Uproszczona charakterystyka	Charakterystyczny dla niskozmineralizowanych ( $\text{TDS} < 0,1 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ ), współczesnych (od kilku do około 20 T.U.) wód infiltracyjnych płytkiego krążenia (nie głębiej niż 30–50 m p.p.t.), które charakteryzują także małe stężenia $^{226}\text{Ra}$ ( $< 0,06 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ )		Charakterystyczny dla szczaw, wód siarczkowych i innych wód zawierających co najmniej jedną składową głębokiego krążenia (głębiej niż 100 m p.p.t.), o nieco zwiększonej mineralizacji ( $\text{TDS} > 0,2 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ ); są to wody infiltracyjne (w Sudetach) lub o innej genezie (także mieszaney), charakteryzujące się brakiem lub małą zawartością trytu, wynikającą z obecności domieszki niskozmineralizowanych, współczesnych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia; wody te często charakteryzują się zwiększonym stężeniem $^{226}\text{Ra}$ ( $> 0,06 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , niekiedy powyżej $0,1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a rzadko także powyżej $1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ )		Charakterystyczny dla paleoinfiltacyjnych (w Sudetach), lub o innej genezie, wód termalnych głębokiego krążenia (od kilkuset do kilku tysięcy metrów p.p.t.), mogących zawierać domieszki niskozmineralizowanych, współczesnych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia; są to wody beztrytowe (o wieku wynoszącym od kilku do ponad 20 tysięcy lat) lub też zawierające nieznaczne ilości trytu (kilka T.U.), którego obecność związana jest ze współczesną składową płytkiego krążenia; charakteryzują się nieco podwyższoną mineralizacją ( $\text{TDS} > 0,2 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) i zróżnicowanymi stężeniami $^{226}\text{Ra}$ , które mogą przekraczać $0,1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a nawet $1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$			

nie dzięki obecności domieszki radonowych wód infiltracyjnych płytkiego krążenia lub też rozpuszczać się dopiero po zmieszaniu wód termalnych ze współczesnymi płytkimi wodami infiltracyjnymi. Jednak w praktyce istnienie wód termalnych, w których radon mógłby się rozpuszczać według tych modeli jest mało prawdopodobne, ponieważ następowaloby wówczas znaczne obniżenie temperatury wypływającej mieszaniny wód, mogące prowadzić do zmniejszenia jej wartości poniżej  $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$ . W konsekwencji nie byłyby to już wody termalne.

W tabeli 6.16 do poszczególnych modeli rozpuszczania się radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) w wodach podziemnych przyporządkowano należące do różnych typów złoża wód leczniczych oraz wystąpienia innych wód, w tym potencjalnie leczniczych, z obszaru Sudetów. Najpowszechniej występującym modelem rozpuszczania się radonu w wodach podziemnych Sudetów okazuje się model I.1 (Kowar) oraz II.2 (Świeradowa Zdroju), co oznacza, że  $^{222}\text{Rn}$  powszechnie oraz przy zwiększonych stężeniach występuje przede wszystkim w infiltrujących współcześnie, niskozmineralizowanych wodach płytkiego krążenia. Jest to niezależne potwierdzenie prawidłowości przedstawionej na rys. 6.8, a wynika przede wszystkim z większego współczynnika emanacji skał zbiornikowych ulegających procesom wietrzenia na niewielkich głębokościach pod powierzchnią terenu.

Nie biorąc pod uwagę typów hydrochemicznych wód podziemnych, które są przedmiotem niniejszej pracy, przedstawione modele rozpuszczania się (genezy) radonu w wodach podziemnych można uprościć do dwóch zasadniczych schematów. Według pierwszego z nich radon rozpuszcza się w uformowanym uprzednio na skutek różnych procesów fizykochemicznych typie wody podziemnej w rejonie ujęcia lub źródła (rys. 6.13.A). Według drugiego – radon jest dostarczany wraz z jedną ze składowych wód podziemnych w czasie mieszania się z innymi składowymi (rys. 6.14B). Do pierwszego schematu można zaliczyć modele: I.1, II.1, III.1, natomiast do drugiego – modele: II.2, II.3 oraz z pewnym przybliżeniem model III.2. Cechą typową wód zaliczonych do schematu pierwszego byłby generalny brak zależności stężenia radonu w wodach poszczególnych ujęć od ich właściwości fizykochemicznych, podczas gdy takie zależności, zarówno o charakterze dodatnim, jak i ujemnym, powinny być obserwowane w wodach zaliczonych do drugiego schematu rozpuszczania się radonu w wodach podziemnych.

## 6.5. Klasyfikacja wód podziemnych ze względu na zawartość radonu

Brak w hydrogeochemii jednoznacznego i spójnego systemu nazewnictwa wód podziemnych ze względu na zawartość rozpuszczonych składników jest szczególnie dotkliwy w przypadku powszechnie występującego w tych wodach radonu. Jego obecność, jako rozpuszczonego gazu i jednocześnie pierwiastka chemicznego jest traktowana często jedynie jako źródło emitowanego promieniowania. Konsekwencją takiego podejścia jest zrezygnowanie z uwzględnienia radonu jako składnika chemicznego wód

podziemnych i postrzeganie go jedynie jako jednego z czynników nadających wodzie właściwości promieniotwórcze, a co za tym idzie traktowanie go w kategoriach fizycznych (por. rozdz. 2.7). W celu usunięcia tego ewidentnego braku w hydrogeochemii autor proponuje własną klasyfikację wód podziemnych ze względu na stężenie zawartego w nich radonu. Klasyfikację tę oparto na wynikach badań własnych oraz badań, w których autor brał udział, prowadzonych przede wszystkim na obszarze polskiej części Sudeców i bloku przedsudeckiego. Wyniki te w znacznej części zostały opublikowane, a także stanowią część niniejszej monografii. Wykorzystano również wyniki archiwalne, zgromadzone w uzdrowiskowych zakładach górniczych uzdrowisk dolnośląskich i karpaczkich, a także wyniki opublikowane dla obszaru Polski i świata (por. zał. 4). Uwzględniając rozpiętość stężenia radonu w wodach podziemnych sięgającą kilku rzędów wielkości, a także biorąc pod uwagę dominującą rolę nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  w składzie izotopowym naturalnie występującego radonu, wody te można podzielić następująco:

- wody bezradonowe zawierają poniżej  $1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$ ,
- wody ubogie w radon zawierają od 1 do  $9,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$ ,
- wody niskoradonowe zawierają od 10 do  $99,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$ ,
- wody radonowe zawierają od 100 do  $999,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$ ,
- wody wysokoradonowe zawierają od 1000 do  $9999,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$ ,
- wody ekstremalnie radonowe zawierają 10 000 i więcej  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$ .

Zaletą tej klasyfikacji jest dobre odzwierciedlenie częstości występowania wód podziemnych z poszczególnych typów. Rzadko spotykane są wody bezradonowe i ekstremalnie radonowe. Najczęściej występują wody ubogie w radon i niskoradonowe, a rzadziej wody radonowe. Występowanie wód wysokoradonowych jest ograniczone do obszarów silnie zaangażowanych tektonicznie i/lub stref wzbogacenia skał w uran (okruszczenia, mineralizacje). Wody ekstremalnie radonowe występują na obszarach złóż uranu lub w ich pobliżu, zwłaszcza w strefach silnie spękanych oraz w strefach wzmożonego krążenia geofluidów (np. w rejonach pól geotermalnych). Wody bezradonowe spotykane są na obszarach występowania skał o małych zawartościach uranu i małym współczynniku emanacji. Najczęściej są to skały osadowe facji geochemicznych bogatych w tlen, zasadowe i ultrasasadowe skały magmowe oraz skały metamorficzne będące efektem przeobrażenia wymienionych skał lub skały będące produktem wietrzenia wymienionych skał.

Oddzielenie tej klasyfikacji od podziału balneologicznego, co do tej pory nie miało miejsca, jest praktyczne ze względu na różne „obszary” stosowania pojęć: „woda radonowa” i „(potencjalnie) lecznicza woda radonowa”, odpowiednio w naukach o Ziemi (przyrodniczych) i balneologii (naukach medycznych). Niemniej jednak (potencjalnie) lecznicze wody radonowe (tj. wody zawierające  $> 74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$  rozpuszczonego  $^{222}\text{Rn}$ ) według podanej klasyfikacji należą do wód niskoradonowych, radonowych, wysokoradonowych lub ekstremalnie radonowych.

Klasyfikacja ta może okazać się także użyteczna w badaniach związanych z ustalaniem radonowego tła hydrochemicznego, wyznaczaniem obszarów o podwyższonym potencjale radonowym i innych badaniach geochemicznych i geofizycznych.

Analogiczną klasyfikację można zastosować także w przypadku toronu ( $^{220}\text{Rn}$ ), jednak ma to mniejsze znaczenie praktyczne ze względu na krótki średni czas życia tego nuklidu, a co za tym idzie znacznie ograniczone przestrzennie i czasowo występowanie wód toronowych.

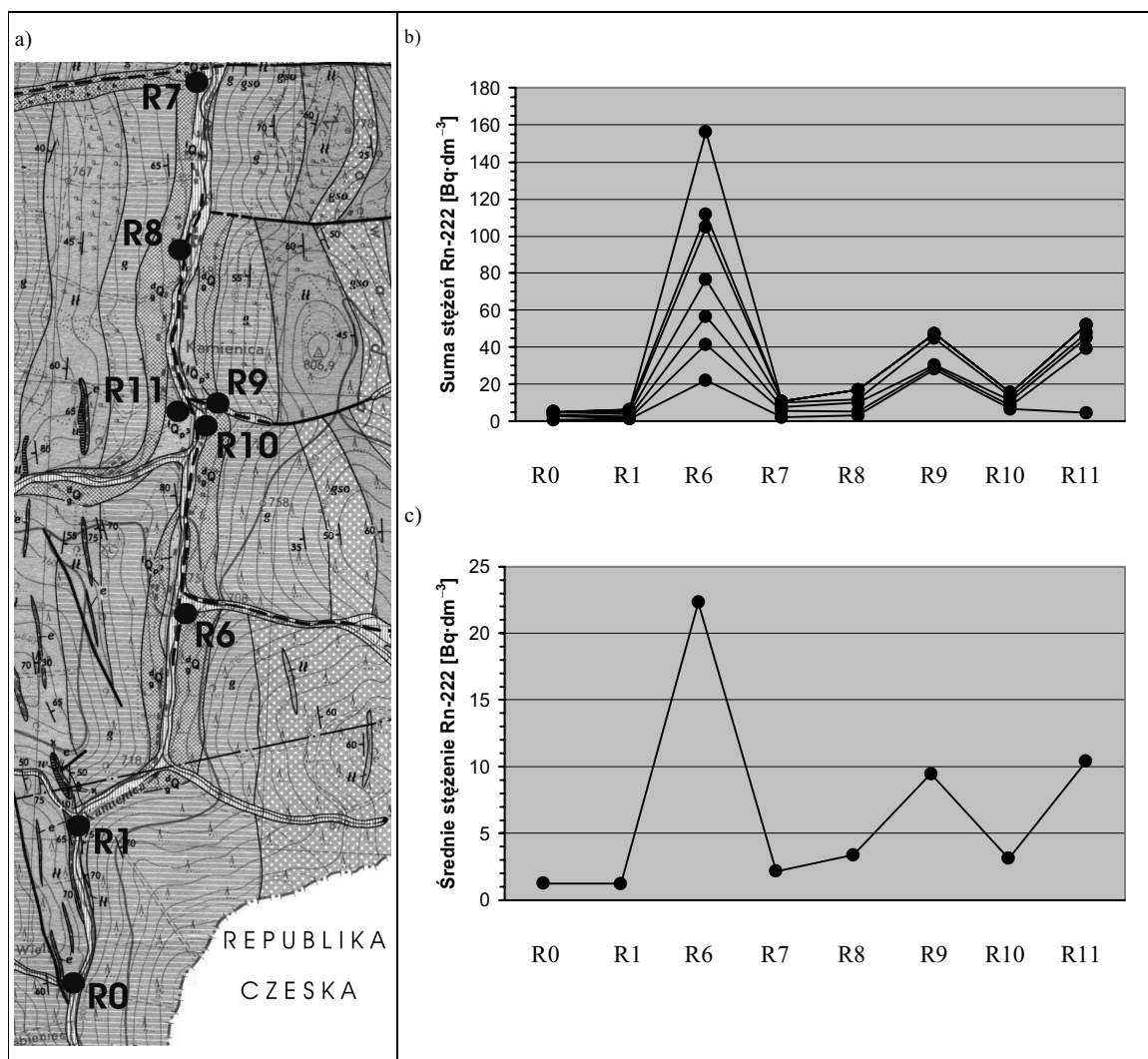
## 6.6. Zastosowanie $^{222}\text{Rn}$ jako znacznika hydrogeochemicznego

Przedstawiony w poprzednich rozdziałach stan wiedzy o geochemii radonu, szczególnie w odniesieniu do obszaru Sudetów, pozwala na wykorzystanie nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  jako naturalnego znacznika różnych procesów zachodzących w środowisku. Nuklid ten jest powszechnie stosowany jako naturalny znacznik promieniotwórczy (por. rozdz. 2.8 i zał. 5), w tym także na obszarze Sudetów (por. rozdz. 4.4). Dalej zostaną przedstawione w zarysie możliwości jego wykorzystania w wybranych obszarach badań hydrogeologicznych. W takim charakterze, jak do tej pory radon nie był wykorzystywany ani w Sudetach, ani też w Polsce. Dlatego też wydaje się celowe przedstawienie niewielkiego obszaru tego typu badań, a przez to zasygnalizowanie znacznie szerszych możliwości zastosowań tego naturalnego radioaktywnego znacznika, zarówno w najnowszych dziedzinach dociekań naukowych, jak i w praktycznych (użytkowych) rozwiązaniach wielu problemów z dziedziny hydrogeologii, hydrochemii, czy geologii.

### 6.6.1. Kartowanie stref dopływu wód podziemnych do wód powierzchniowych

Poligon badawczy zlokalizowano w górnym biegu rzeki Kamienicy na obszarze metamorfiku Łądko-Śnieżnika (rys. 6.16a). W rejonie tym wybrano 8 punktów, w których w 7 seriach pomiarowych, w latach 2000–2003, pobierano próby wody z rzeki Kamienicy i oznaczano w nich stężenie  $^{222}\text{Rn}$ . Wyniki tych oznaczeń przedstawiono na wykresie (rys. 6.16b) jako sumę stężeń otrzymywanych w każdym punkcie dla kolejnych serii pomiarowych. Jednocześnie wartości średnie z siedmiu oznaczeń stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w próbach wody dla każdego z punktów przedstawiono na osobnym wykresie (rys. 6.16c).

Analizując wymienione wykresy można stwierdzić wyraźnie większe stężenia  $^{222}\text{Rn}$  zanotowane w punktach R6, R9 i R11, zarówno średnie, jak i uzyskane w poszczególnych seriach opróbowania. Punkty te znajdują się w rejonach przecinania się przypuszczalnych stref uskokowych (por. rys. 6.16a). W związku z tym zwiększone stężenia radonu zanotowane w próbach wody pobranych z rzeki Kamienicy w tych punktach można wytłumaczyć albo zwiększonym współczynnikiem emanacji i wydostawaniem się radonu (gazu), który następnie rozpuszcza się w wodzie powierzchniowej, albo też wpływem wzdłuż tych stref dyslokacyjnych wód podziemnych wzbogaconych w radon

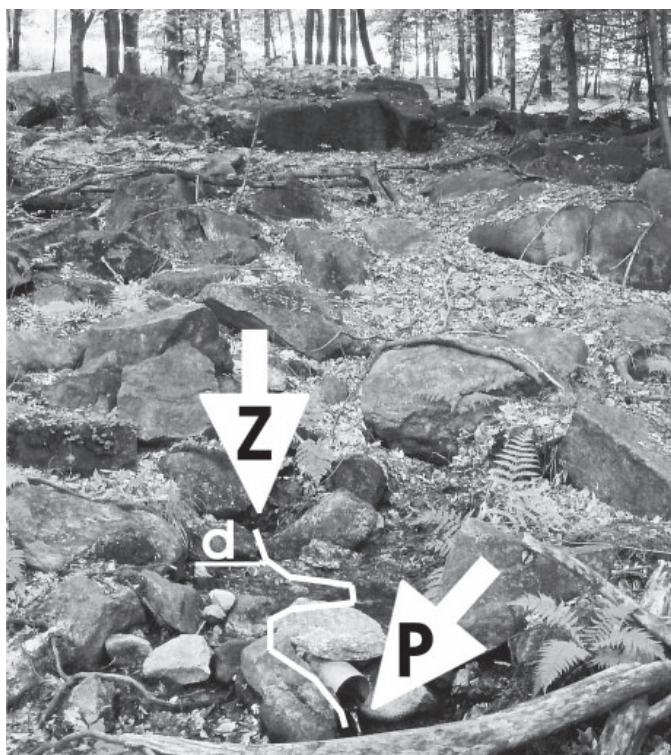


Rys. 6.16. Dokumentacja występowania uskóków, stanowiących rejony dopływu wód podziemnych, stwierdzonych na podstawie badań stężenia radonu w wodach powierzchniowych rzeki Kamienicy (rejon 18 na rys. 4.1 i 4.2): a) szkic geologiczny fragmentu górnego biegu Kamienicy (według Kaszy, 1958) z zaznaczonymi punktami R pomiaru stężeń <sup>222</sup>Rn w wodzie; H – łupki łyszczykowe i paragnejsy (prekambr), g – gnejsy drobnoziarniste, przeważnie warstewkowe lub smużyste (tzw. gnejsy gierałtowskie; prekambr), gso – gnejsy gruboziarniste, słojuowo-oczkowe (tzw. gnejsy śnieżnickie; prekambr), e – erlany (prekambr), w – wapień krystaliczne (prekambr), <sup>f</sup>Q<sub>p3</sub> – żwiry tarasów rzeki (plejstocen), <sup>d</sup>Q – gliny deluwialne (holocen), <sup>f</sup>Q<sub>h</sub> – osady rzeczne w ogólności; najgrubsze linie oznaczają uskoki (ciągłe – stwierdzone; przerywane – przypuszczalne); b) wykres sumy stężeń <sup>222</sup>Rn zanotowanych w poszczególnych punktach pomiarowych R w kolejnych siedmiu seriach pomiarowych wykonanych w latach 2000–2003; c) wykres średniego stężenia <sup>222</sup>Rn (z siedmiu serii pomiarowych wykonanych w latach 2000–2003) zanotowanego w poszczególnych punktach pomiarowych R

(por. tab. 4.3 i 6.1) i ich mieszaniami się z wodami rzecznyymi. Wobec tego, że Kamienica jest niewątpliwie bazą drenażu wód podziemnych w tym rejonie, należy uznać że zanotowane zwiększone stężenia  $^{222}\text{Rn}$  są wynikiem dopływu wód podziemnych do wód rzeki w rejonie przecinania się przypuszczalnych stref uskokowych. Dzięki uzyskanym wynikom badań należy jednocześnie uznać, że te strefy uskokowe są strefami stwierdzonymi, a nie przypuszczalnymi, jak były one do tej pory traktowane.

Na uwagę zasługuje także stwierdzenie nieco większych stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w próbach wody pobranych w punktach R8 i R10 względem prób z punktów R0, R1 i R7. Z porównania lokalizacji tych punktów (por. rys. 6.16a) wynika, że punkty R8 i R10 znajdują się w strefach występowania przypuszczalnego uskoku, natomiast punkty R0, R1 i R7 poza taką strefą. Oznacza to, że wzdłuż przypuszczalnej strefy dyslokacyjnej biegnącej w pobliżu koryta rzeki Kamienicy na odcinku od punktu R6 (i nieco powyżej) do punktu R8 (i nieco poniżej) następuje także dopływ wód podziemnych wzbogaconych w radon, jednak w znacznie mniejszych ilościach, niż w opisanych strefach przecinania się dyslokacji.

Podsumowując można stwierdzić, że wykorzystanie  $^{222}\text{Rn}$  jako znacznika stref dopływu wód podziemnych do wód powierzchniowych jest, zgodnie z oczekiwaniami, bardzo użytecznym narzędziem. Wyniki tego rodzaju badań mogą znaleźć powszechne zastosowanie przede wszystkim w modelowaniu matematycznym struktur hydrogeologicznych. Dotyczy to zwłaszcza rejonów, w których przecinają się różne dyslokacje, stanowiące drogi przepływu wód podziemnych. Należy zaznaczyć także, że jest to narzędzie bardzo precyzyjne, ponieważ stężenie radonu zmniejsza się bardzo szybko w wodach powierzchniowych, na skutek uwalniania tego gazu do atmosfery, w związku z bardzo niskim ciśnieniem parcjalnemu radonu w powietrzu atmosferycznym. W praktyce można strefy takie lokalizować z dokładnością od kilku do kilkunastu metrów, przy czym wymaga to znacznie „gęstszej” sieci punktów pomiarowych w pobliżu spodziewanej strefy dopływu wód podziemnych do wód powierzchniowych, niż w prezentowanym poligonie badawczym. Tak dużą dokładność wyznaczania stref dopływu wód podziemnych do wód powierzchniowych udokumentowano dzięki pomiarom prowadzonym w źródle Korzennym, wypływającym z granitu w Masywie Ślęży (por. rys. 6.19 i rozdz. 6.6.3). Na rysunku 6.17 przedstawiono źródło Korzenne oraz zaznaczono dokładną pozycję wypływu wody, a także punkt pomiarowy (przelew), w którym wykonywano większość pomiarów i pobierano próby do badań. Odległość, jaką przebywa woda od źródła (punkt Z) do punktu pomiarowego (P) wynosi około 1,2 metra, a czas potrzebny na jego przebycie – od kilku do kilkadziesiątu sekund, w zależności od wydajności ujęcia. Na tym odcinku zmierzono różnicę w stężeniu radonu rozpuszczonego w wodzie wynoszącą około 45%. Zmierzone w dniu 23.11.2003. stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w punkcie Z wynosiło  $138 \pm 9 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$ , podczas gdy w punkcie P już tylko  $76 \pm 4 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$ . Oznacza to, że w odległości od kilku do kilkunastu metrów od źródła (w zależności od objętości płynącej wody) lub dopływu wody podziemnej, w rzece lub potoku stężenie radonu zmniejsza się do



Rys. 6.17. Źródło Korzenne w Masywie Ślęży.

Z – źródło, P – przelew (punkt pomiarowy), d – droga przepływu wody od Z do P (około 1,2 m)

poziomu charakterystycznego dla wód powierzchniowych danego obszaru. W celu precyzyjniejszego opisu tego zjawiska prowadzone są dalsze badania.

Niejako przy okazji wyznaczania stref dopływu wód podziemnych do wód powierzchniowych, w strefach dopływu wód podziemnych związanych z dyslokacjami tektonicznymi możliwe jest równocześnie kartowanie przebiegu takich stref dyslokacyjnych.

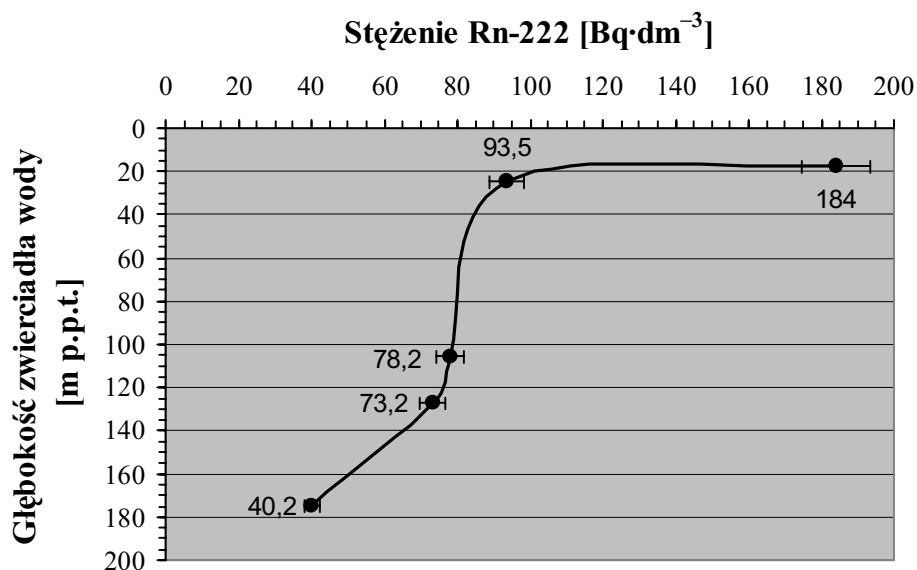
### 6.6.2. Jakościowa ocena głębokości krążenia i mieszania się różnych składowych wód podziemnych

W celu wykorzystania udokumentowanej uprzednio zależności stężenia radonu od głębokości ujęcia, a więc pośrednio także i głębokości krążenia, wody podziemnej (por. rozdz. 6.3.2.4. oraz Ciężkowski & Przylibski, 1997; Przylibski, 1997) do oceny głębokości krążenia wód podziemnych oraz stwierdzenia mieszania się składowej płytkiego krążenia ze składową silniej zmineralizowaną głębszego krążenia, prześlędzono kolejne etapy pompowania pogłębianego odwiertu J-300 w Jedlinie Zdroju (rejon 3 na rys. 4.1 i 4.2).

Wykonano oznaczenia stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w próbach wody pobranych w różnych etapach pogłębiania otworu, jednak woda dopływała do ujęcia za każdym razem przede wszystkim z tej samej strefy dyslokacyjnej stwierdzonej w mułowcach i piaskowcach karbonu na głębokości 292–312 m p.p.t. Wyniki oznaczeń stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w próbach wody przedstawiono na wykresie (rys. 6.18) w zależności od poziomu zwierciadła wody w odwiercie.

Uzyskane wyniki w pełni potwierdzają istnienie zależności pomiędzy stężeniem radonu w wodzie, a głębokością jej ujęcia, a więc również i czasem oraz głębokością jej krążenia od momentu infiltracji do wypływu z ujęcia. Wraz z obniżaniem poziomu zwierciadła wody w ujęciu maleje stężenie rozpuszczonego w niej radonu. Przyczyną jest powiększanie depresji, a więc również zwiększanie zasięgu leja depresji, a co za tym idzie zmniejszenie ilości wód płytkiego krążenia (w zasadzie wód o krótkim czasie przepływu – infiltrujących blisko ujęcia) dopływających do ujęcia względem wód o dłuższym czasie przepływu podziemnego i większej mineralizacji.

Wyniki badań przedstawione na rysunku 6.18, potwierdzające zależności opisane w rozdz. 6.3.2.4 oraz we wcześniejszych pracach (Ciężkowski & Przylibski, 1997; Przylibski, 1997), mogą zostać wykorzystane w badaniach związanych z określaniem genyzy ujmowanych wód podziemnych oraz wstępną charakterystyką ich systemu krążenia. W takim przypadku radon może pełnić rolę znacznika świadczącego o udziale wód infiltracyjnych płytkiego krążenia (i o krótkim czasie przepływu podziemnego) w wodzie danego ujęcia, a w konsekwencji, m.in. o podatności takich wód na zanieczyszczenia



Rys. 6.18. Wykres przedstawiający stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie w zależności od poziomu zwierciadła wody podziemnej w czasie pompowania odwiertu J-300 w Jedlinie Zdroju w latach 2003–2004



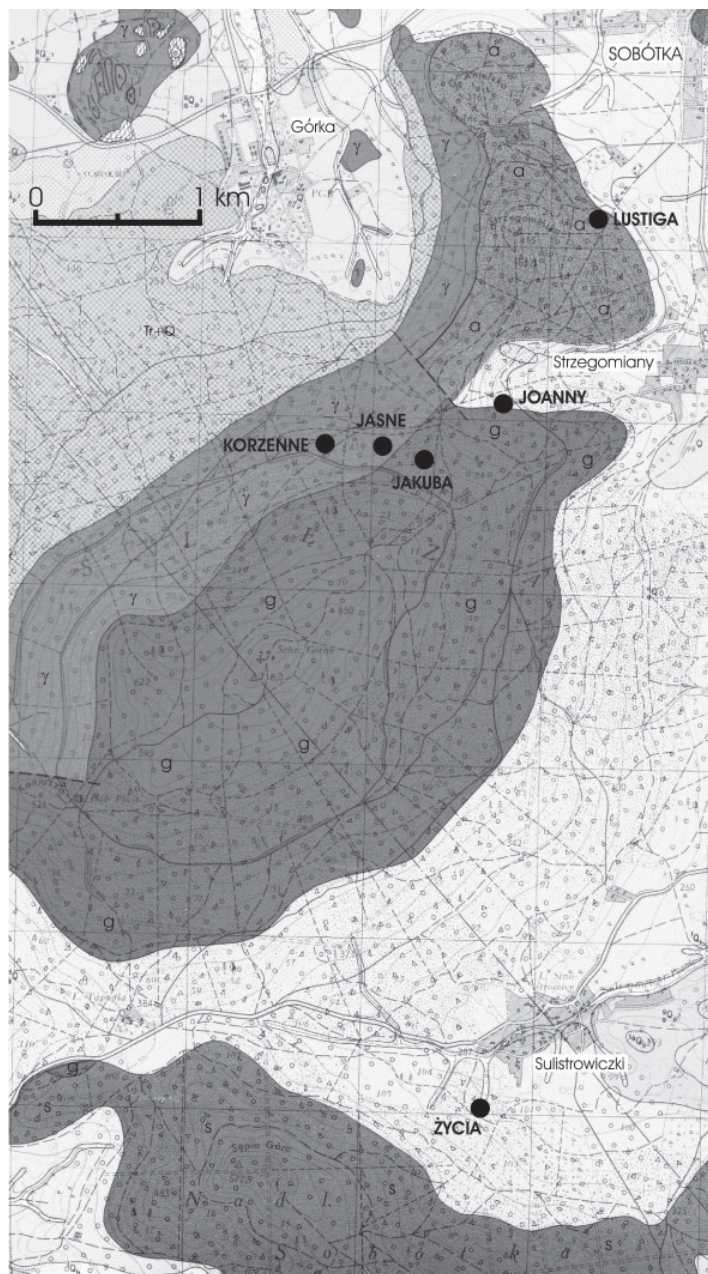
antropogeniczne, itp. Dalsze prace nad tym zagadnieniem zmierzają do opracowania modelu umożliwiającego ilościowe ujęcie tego zagadnienia.

### 6.6.3. Kartowanie granic litologicznych na podstawie pomiarów stężenia $^{222}\text{Rn}$ rozpuszczonego w wodach podziemnych

Na poligon doświadczalny dla wstępnych badań w zakresie wykorzystania radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych, jako znacznika granic litologicznych wybrano rejon Sobótki (rejon 19 na rys. 4.1 i 4.2). Jest to obszar, który budują skały krystaliczne o znacznych różnicach w składzie mineralnym i chemicznym. W obszarze tym wytypowano do badań źródła, które tworzą się w miejscu wypływu wód podziemnych płynących przez granity, gabra, amfibolity (metadiabazy i metabazalty) i serpentynity (rys. 6.19).

W celu wykorzystania opisanej zależności pomiędzy stężeniami radonu w wodach podziemnych a typem ich skały zbiornikowej (por. rozdz. 6.3.3.4) jako narzędzia pomocniczego przy kartowaniu geologicznym, wykonano pomiary w źródłach leżących blisko siebie, w podobnych warunkach morfologicznych i klimatycznych, jednak wypływających z różnych skał. Wyniki pomiarów prowadzonych w latach 2002–2004 przedstawiono w tab. 6.17. Na ich podstawie można stwierdzić, że wyraźne różnice w zanotowanych stężeniach  $^{222}\text{Rn}$  pomiędzy poszczególnymi źródłami pozwalają na odróżnienie skał zbiornikowych, w których radon rozpuszcza się przed ich wypłynięciem w źródle. Ze względu na stosunkowo niewielką objętość skał zasilających w radon poszczególne źródła (por. rozdz. 6.2 i tab. 6.2) można z dokładnością do kilkudziesięciu metrów określać przebieg granic litologicznych, zwłaszcza w terenie o silnie zróżnicowanej litologii, pod warunkiem występowania dostatecznie dużej liczby źródeł. Niewątpliwie z dużą łatwością można wykorzystać różnice w stężeniach zanotowanych pomiędzy granitem, a każdą z pozostałych skał rejonu Sobótki, podobnie jest również w przypadku serpentynitów. Natomiast gabra i amfibolity (metadiabazy i metabazalty) są praktycznie nie do odróżnienia przy zastosowaniu radonu rozpuszczonego w wodach, jako znacznika służącego do wyznaczania granic litologicznych. W tym przypadku znaczne podobieństwo geochemiczne tych skał (szczególnie pod względem zawartości U i Ra) oraz środowisko i warunki tworzenia się w tym samym kompleksie ofiolitowym nie pozwalają na wyciągnięcie jednoznacznych wniosków. Tak więc możliwe jest określenie granic występowania na powierzchni lub pod nakładem zwietrzliny granitów i serpentynitów oraz stref kontaktowych pomiędzy tymi skałami a gabra i amfibolitami (metadiabazami i metabazaltami), natomiast nie jest możliwe określenie stref kontaktu pomiędzy amfibolitami (metadiabazami i metabazaltami) i gabra.

Podsumowując można stwierdzić, że w zróżnicowanym litologicznie obszarze radon rozpuszczony w wodach podziemnych może być jednym z pomocniczych narzędzi przy kartowaniu geologicznym.



Rys. 6.19. Szkic geologiczny Masywu Ślęży (według Gaździka, 1957) z zaznaczonymi źródłami, w których wykonywano oznaczenia stężeń  $^{222}\text{Rn}$  (rejon 19 na rys. 4.1. i 4.2); s – serpentynity (dewon), a – amfibolity (obecnie uważane za metadiabazy i metabazalty) (dewon), g – gabra (dewon),  $\gamma$  – granity (karbon górny), Tr+Q – zwietrzelina granitu (trzeciorzęd i czwartorzęd), Q – gliny, piaski i żwiry czwartorzęd; czarne kółka oznaczają położenie źródeł

Tabela 6.17. Ekstremalne oraz średnie wartości stężeń  $^{222}\text{Rn}$  zanotowane w źródłach rejonu Sobótki wpływających z różnych typów krystalicznych skał zbiornikowych

Źródło	Skała zbiornikowa	Liczba danych	Stężenie radonu ( $^{222}\text{Rn}$ ) [ $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]		
			minimalne	średnie	maksymalne
Życia	serpentynit	8	1,1	1,2	1,4
Jakuba	gabro	7	6,7	7,6	9,3
Joanny	amfibolit	5	6,5	7,3	8,1
Lustiga	amfibolit	2	7,0	8,2	10,5
Jasne	granit	7	127	170	229
Korzenne	granit	4	70	103	164

#### 6.6.4. Określanie średniego czasu przepływu wód podziemnych przez skały o znaczących różnicach w zawartości $^{226}\text{Ra}$

W celu określenia średniego czasu przepływu wód podziemnych przez wybraną strukturę hydrogeologiczną, której skały zbiornikowe charakteryzują się wyraźnie mniejszą zawartością  $^{226}\text{Ra}$  względem skał otaczających (sąsiednich), można zastosować nuklid  $^{222}\text{Rn}$ , jako naturalny znacznik radioaktywny. Najlepszymi zbiornikami tego rodzaju są zbiorniki krasowe, zwłaszcza stanowiące niewielkie ciała skał węglanowych w obrębie skał krystalicznych. Dodatkową predyspozycją skał węglanowych (i innych skał ulegających krasowieniu) do zastosowania radonu jako znacznika jest szybki przepływ wód podziemnych w ich obrębie, a więc również krótki czas ich przepływu, porównywalny ze średnim czasem życia tego nuklidu. Taka sytuacja geologiczna występuje np. w rejonie Kletna w obrębie metamorfiku Łądka-Śnieżnika, gdzie niewielkie ciała wapieni krystalicznych (marmurów) leżą w obrębie skał metamorficznych – gnejsów i łupków łuszczkowych. Na tym obszarze zostały rozpoczęte prace studialne mające na celu potwierdzenie przydatności radonu jako znacznika czasu przepływu wód podziemnych w skałach krasowych w Polsce.

W celu obliczenia czasu przepływu wód podziemnych przez soczewkę wapieni krystalicznych można skorzystać ze znajomości stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie dopływającej do tych skał, a wcześniej płynących w skałach otoczenia, w tym przypadku przez skały metamorficzne, głównie gnejsy i łupki łuszczkowe. Z drugiej strony istotna jest wiedza dotycząca stężenia tego izotopu w wodach przepływających od momentu infiltracji do wypłynięcia na powierzchnię lub ujęcia jedynie przez wapienie krystaliczne.

Gdy znane są te dwie wartości, wykonuje się pomiar stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie badanego ujęcia lub źródła (wywierzyska) i korzysta się z zależności (6.1) wynikającej z przekształcenia równania (2.11)

$$t = \frac{\ln \frac{c_0}{c}}{\lambda} \quad (6.1)$$

gdzie:  $t$  – średni czas przepływu wody przez soczewkę wapieni krystalicznych, s;  
 $\lambda$  – stała rozpadu promieniotwórczego nuklidu  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{s}^{-1}$ ;  
 $c_0$  – stężenie promieniotwórcze  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podziemnej „wpływającej” do soczewki wapieni krystalicznych,  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ;  
 $c$  – różnica stężenia promieniotwórczego  $^{222}\text{Rn}$  zmierzonego w badanym ujęciu i stężenia promieniotwórczego tego izotopu w wodach przepływających od momentu infiltracji do wypłynięcia jedynie przez wapienie krystaliczne (wartość tła),  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ .

Następnie można obliczyć średni czas przepływu wód podziemnych przez soczewkę wapieni krystalicznych  $t$ , pod warunkiem, że  $c_0 > c > 0$  (wartość stężenia  $^{222}\text{Rn}$  zmierzona w ujęciu lub źródle (wywierzysku) jest większa od wartości tła dla wapieni krystalicznych). W praktyce oznacza to, że przy zastosowaniu  $^{222}\text{Rn}$  jako naturalnego znacznika radioaktywnego można zmierzyć średni czas przepływu podziemnego wód przez soczewkę marmurów, jeżeli mieści się on w przedziale od kilku czy kilkunastu godzin do około 30 dni. Parametr ten jest niezwykle istotny przy modelowaniu przepływów wód krasowych. Podobny tok rozumowania można także zastosować do innych skał różniących się znacząco zawartością  $^{226}\text{Ra}$ . Można także rozumowanie takie odwrócić w celu obliczenia czasu, jaki upływa od momentu infiltracji wody powierzchniowej do osadów (np. rzecznych), w których wody te stopniowo osiągają coraz większe stężenie  $^{222}\text{Rn}$ , aż do uzyskania maksymalnej wartości, tj. w stanie równowagi pomiędzy ilością rozpuszczającego się w wodzie radonu, a ilością rozpuszczonych jąder tego nuklidu ulegających rozpadowi promieniotwórczemu. Do tej pory jednak autorowi nie udało się zgromadzić wystarczającej liczby danych, aby przeprowadzić odpowiednie obliczenia.

## 7. Zagadnienia złożowe i górnicze

Najważniejszą przesłanką do uznania wody podziemnej za leczniczą wodę radonową jest zawartość rozpuszczonego w niej radonu, konkretnie izotopu  $^{222}\text{Rn}$ , w stężeniu przekraczającym wartość  $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Składnikiem leczniczym tej wody, tzw. składnikiem swoistym, jest radon. Sama woda stanowi natomiast nośnik, dzięki któremu składnik swoisty może być przedmiotem eksploatacji, a następnie zastosowania w lecznictwie uzdrowiskowym. Zastosowanie to zwykle dotyczy już tylko radonu (np. inhalacje), tak więc nośnik, jakim jest woda, często nie jest bezpośrednio wykorzystywany w zabiegach leczniczych. Niekiedy zabiegi radonowe przepisują się kuracjom w sztolniach lub jaskiniach, gdzie radon nie pochodzi z wody, a koncentruje się w powietrzu tego typu obiektów. Można sobie także wyobrazić sytuację, nie stosowaną w praktyce ze względu na zbyt wysokie koszty, kiedy gromadzący się w przestrzeni porowej i szczelinach skalnych radon jest usuwany poprzez rozpuszczenie w wodzie zatłaczanej do górotworu, a następnie odzyskiwany z tej wody i wykorzystywany w medycynie uzdrowiskowej.

W związku z tym, a także ze względu na genezę radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych, poszukiwanie i rozpoznawanie złóż wód radonowych można sprowadzić przede wszystkim do wyznaczenia obszarów charakteryzujących się zwiększonym współczynnikiem emanacji radonu ze skał i gleb ( $K_{em} > 0,10$ ), a także większą niż przeciętnie koncentracją macierzystego izotopu  $^{226}\text{Ra}$  w skałach i glebach ( $> 30 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ). Jeżeli na takich obszarach występują wody podziemne, to będą one niewątpliwie zawierały zwiększone stężenia radonu, nierzadko przekraczające graniczną wartość  $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ .

Występowania złóż (potencjalnie) leczniczych wód radonowych należy spodziewać się w obszarach charakteryzujących się złożowymi koncentracjami uranu (a także radu) oraz w rejonach skał zawierających większe niż średnie dla litosfery koncentracje  $^{238}\text{U}$  i przede wszystkim  $^{226}\text{Ra}$ . W takich obszarach wody radonowe będą związane głównie ze strefami kruchych deformacji tektonicznych, a także z wystąpieniami skał dotkniętych w znacznym stopniu procesami wietrzenia, zwłaszcza fizycznego. Wody radonowe będą najczęściej wodami płytkiego krążenia i współczesnej infiltracji lub też wodami mieszanymi, zawierającymi taką składową. Rzadziej dużych stężeń radonu można spodziewać się w paleoinfiltracyjnych lub o innej genezie, wysokozmineralizowanych i/lub termalnych wodach głębokiego krążenia.

### 7.1. Metodyka poszukiwania i rozpoznawania złóż wód radonowych

Przedstawione kryteria występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych determinują sposób poszukiwania i rozpoznawania:

- w pierwszym etapie obszarów perspektywicznych,
- w drugim etapie złóż radonowych wód leczniczych.

Schemat toku postępowania przy poszukiwaniu i rozpoznawaniu złóż leczniczych wód radonowych przedstawiono na rysunku 7.1.

Uwzględniając obecny stan wiedzy o budowie geologicznej Polski, jak i poszczególne jej jednostki geologiczne, pierwszy etap można przeprowadzić na podstawie prac kameralnych oraz uzupełniających badań terenowych. Informacje niezbędne do wyciągnięcia właściwych wniosków powinny być zawarte w:

- dostępnych mapach geologicznych (zakrytych i odkrytych, a także wgłębnych i in.) w skalach dostosowanych do wielkości analizowanego obszaru,
- dostępnych danych geochemicznych, przede wszystkim dotyczących zmienności koncentracji uranu  $^{238}\text{U}$  oraz radu (zwłaszcza  $^{226}\text{Ra}$ ) w skałach budujących dany rejon, a także w glebach,
- danych geofizycznych, hydrogeologicznych i hydrochemicznych, zwłaszcza dotyczących przedziału głębokości od poziomu terenu do 50 m p.p.t., a w mniejszym stopniu także do 200 (wyjątkowo do 1000) m p.p.t.

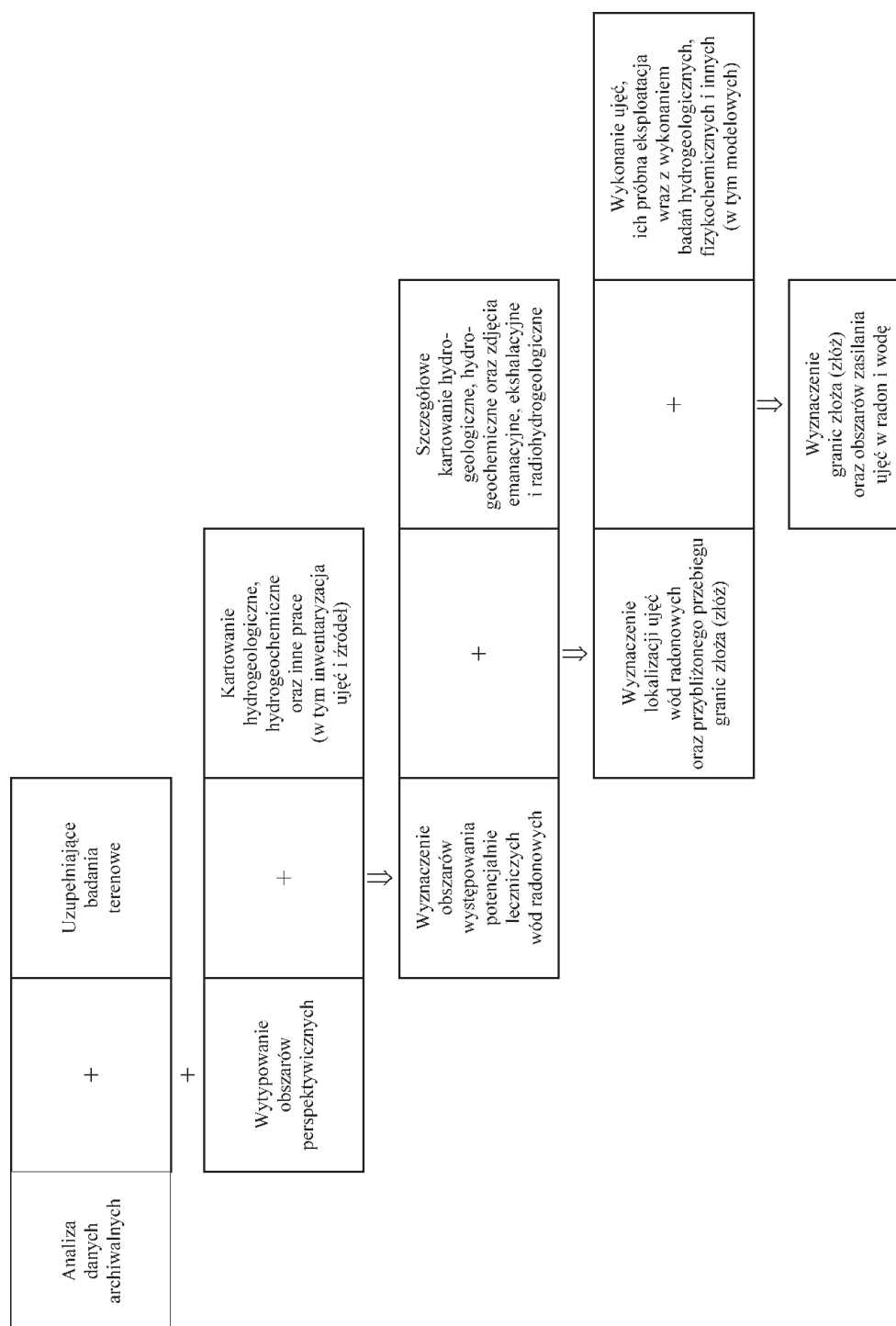
Niewątpliwie istotne są także, o ile istnieją dla danego obszaru, informacje dotyczące:

- współczynnika emanacji skał i/lub porowatości skał,
- stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu glebowym,
- ekshalacji  $^{222}\text{Rn}$  z gruntu (gleby) do atmosfery,
- stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w wodach podziemnych i/lub wodach przeznaczonych do spożycia przez ludzi (np. wodociągowych).

W przypadku braku wyżej wymienionych materiałów oraz danych lub ich niewystarczającej jakości albo ilości należy je uzyskać w ramach uzupełniających badań terenowych.

Efektom przeprowadzenia analizy danych i wymienionych materiałów, a także uzupełniających badań terenowych, powinno być wytypowanie obszarów, w których można spodziewać się występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych. Obszary te, tj. obszary perspektywiczne, powinny następnie zostać przedstawione na mapach geologicznych, hydrogeologicznych, a także administracyjnych i innych, w zależności od potrzeb.

W drugim etapie należy rozpocząć prace terenowe w wyznaczonych uprzednio obszarach perspektywicznych. Prace terenowe powinny być wykonywane na podstawie sporządzonego uprzednio i zatwierdzonego projektu prac geologicznych, zgodnie z wymogami „Prawa geologicznego i górniczego”, według Rozporządzenia Ministra Środowiska (2001a). Rezultatem prac terenowych powinno być uściślenie granic obszarów perspektywicznych, a następnie w ich obrębie wyznaczenie obszarów występowania



Rys. 7.1. Schemat działań prowadzących do rozpoznania złóż leczniczych wód radonowych. Szczegółowy opis w tekście

potencjalnie leczniczych wód radonowych. Zasadniczą czynnością jest rutynowe kartowanie hydrogeologiczne oraz inwentaryzacja źródeł i ujęć wód podziemnych istniejących na danym terenie, łącznie z wykonaniem pomiarów podstawowych parametrów fizykochemicznych tych wód. Najważniejszą dodatkową czynnością przy kartowaniu hydrogeologicznym jest wykonanie oznaczeń stężenia rozpuszczonego w wodach podziemnych nuklidu  $^{222}\text{Rn}$  (kartowanie hydrogeochemiczne). Ze względu na znaczną przestrzenną, a także czasową zmienność stężeń radonu w wodach podziemnych pomiary stężenia powinny być wykonywane w siatce o wzajemnej odległości węzłów ok. 50–100 m. Gęstość siatki opróbowania należy jednak każdorazowo dopasować do charakterystyki hydrogeologicznej terenu, a także do powierzchni objętej badaniami oraz do skali map, na których prezentowane będą wyniki tych pomiarów. Należy je powtarzać co najmniej dwukrotnie w różnych okresach roku hydrologicznego, najlepiej w ciągu co najmniej 2–3 kolejnych lat.

Jeżeli istnieje możliwość, łącznie z hydrogeologiczno-hydrochemicznym kartowaniem, należy wykonać oznaczenia zawartości  $^{226}\text{Ra}$  w skałach zbiornikowych wód podziemnych, a także współczynnika emanacji  $^{222}\text{Rn}$  ze skał zbiornikowych do wód podziemnych. W nielicznych przypadkach może także okazać się istotne oznaczenie stężenia macierzystego nuklidu  $^{226}\text{Ra}$  w badanych wodach podziemnych. Dotyczy to wód przepływających w rejonie występowania złóż uranu lub mineralizacji uranowych, wód o zwiększonej wartości TDS, zwłaszcza solanek, a także wód termalnych.

Po zakończeniu wymienionych prac można wyznaczyć obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych.

Dalsze prace powinny doprowadzić do rozpoznania złoża lub złóż wód radonowych, które będą mogły spełnić wszystkie kryteria niezbędne do uznania ich za złoża wód leczniczych. W tym celu należy wykonać szczegółowe zdjęcie hydrogeologiczne i hydrogeochemiczne w tych częściach obszarów, w których stwierdzono największe stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w badanych wcześniej źródłach i ujęciach wód podziemnych. W dalszej kolejności niezbędne jest także wykonanie zdjęć emanacyjnych i/lub ekshalacyjnych. Ze względu na znaczne koszty wykonanie tych zdjęć jest uzasadnione jedynie w obszarach, na których nie występują źródła lub ujęcia wód podziemnych, albo też ich liczba jest niewielka. Zdjęcia te powinny być wykonywane w ostatniej fazie dokumentowania złoża, na niewielkim obszarze, w celu precyzyjnej lokalizacji planowanych ujęć. Po wykonaniu zdjęć emanacyjnych i/lub ekshalacyjnych wskazane jest wykonanie płytkich otworów ujmujących wody pierwszego (i ewentualnie drugiego) poziomu wodonośnego w rejonie stwierdzonych stref występowania dodatnich anomalii w celu wykonania szczegółowego zdjęcia radiohydrogeologicznego. Zdjęcie to, ze względu na wysokie koszty, powinno być wykonywane jedynie w niewielkich obszarach ograniczonych zasięgiem stwierdzonych uprzednio anomalii emanacyjnych i/lub ekshalacyjnych, lub w obszarach, w których stwierdzono wysokie stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w dostępnych do badań źródłach i istniejących ujęciach. W przypadku występowania źródeł, których lokalizacja, wydajność oraz stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w ich wodach są satysfakcjonujące dla inwestora, ich ujęcie jest



najtańszą i najprostszą metodą eksploatacji złoża wód radonowych. Nie ma wówczas konieczności wykonywania kosztownych i pracochłonnych zdjęć emanacyjnych, eks-halacyjnych i radiohydrogeologicznych.

Należy zaznaczyć także, że wymienione prace terenowe powinny być wykonywane na podstawie odpowiedniego projektu prac geologicznych, po uzyskaniu koncesji na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż leczniczych wód radonowych w danym obszarze, zgodnie z obowiązującymi w tym zakresie przepisami (Ustawa..., 1994; Rozporządzenie Ministra Środowiska..., 2001a).

Wyniki prac terenowych powinny być następnie przedstawione w postaci dokumentacji hydrogeologicznej, zgodnie z wymogami „Prawa geologicznego i górniczego”, według Rozporządzenia Ministra Środowiska (2001b). Dokumentacja ta powinna zawierać m.in. mapy z naniesionymi obszarami anomalnymi, proponowaną lokalizacją ujęć wód radonowych oraz przybliżonym przebiegiem granic złoża, uwzględniającym zarówno zasilanie ujęcia w wodę, jak i w radon. Tak więc w granicach złoża radonowych wód leczniczych powinien zostać zawarty w całości obszar zasilania ujęcia w  $^{222}\text{Rn}$ , a także obszar zasilania wód podziemnych, strefa ich podziemnego przepływu oraz strefa drenażu (lub ujęcia), szczególnie jeżeli nie tylko radon, ale także woda radonowa stanowi surowiec leczniczy (mineralny). Uściślenie przebiegu granic złoża powinno nastąpić po przeprowadzeniu próbnej eksploatacji ujęć i wykonaniu odpowiednich badań hydrogeologicznych, hydrochemicznych i izotopowych, a także modelowych wykorzystujących wszystkie zgromadzone dane.

Należy zaznaczyć także, że w przypadku wód radonowych o zwiększonej mineralizacji ( $\text{TDS} > 0,5 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$ ) niezbędne jest oznaczenie stężeń pozostałych naturalnych izotopów promieniotwórczych (poza izotopami Rn i Ra) w celu uzyskania pełnej informacji odnośnie dawki promieniowania jonizującego otrzymywanej zarówno przez osoby korzystające z zabiegów leczniczych, jak i personel medyczny pracujący przy wykonywaniu zabiegów. Szczególnie istotne jest oznaczenie zawartości  $^{40}\text{K}$ , a w niektórych uzasadnionych hydrogeochemicznie przypadkach także izotopów uranu i toru oraz radioaktywnych produktów ich rozpadu.

Na podstawie opisanych wyników badań możliwe jest określenie zasobów dyspozycyjnych w złożu lub w większym obszarze (np. w określonej strukturze hydrogeologicznej, albo w wyznaczonym wcześniej obszarze występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych), tj. w tzw. obszarze bilansowym oraz zasobów eksploatacyjnych dla poszczególnych ujęć, zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Środowiska (2001b). Na tym etapie kończą się prace związane z poszukiwaniem i rozpoznawaniem złóż radonowych wód (potencjalnie) leczniczych. Ich wynikiem powinno być opracowanie dokumentacji hydrogeologicznych ustalających zasoby dyspozycyjne radonowych wód leczniczych dla określonego obszaru bilansowego oraz zasoby eksploatacyjne poszczególnych ujęć. W dalszej kolejności możliwa jest już eksploatacja złoża (złóż) wymagająca jednak uzyskania odrębnej koncesji, m.in. na podstawie sporządzonego projektu zagospodarowania złoża. Wszelkie formalne aspekty opisanych działań są zawarte w przepisach Usta-

wy Prawo Geologiczne i Górnicze (Ustawa..., 1994) oraz w odpowiednich przepisach wykonawczych (Rozporządzenie Ministra Środowiska..., 2001a,b,c).

Przedstawione działania uwzględniają specyficzną metodykę poszukiwania i rozpoznawania złóż (potencjalnie) leczniczych wód radonowych ze szczególnym uwzględnieniem aspektów związanych z genezą oraz zachowaniem się radonu w środowisku wód podziemnych i górnej części litosfery, z uwzględnieniem jedynie najważniejszych czynności formalnych. Zagadnienia bardziej ogólne – dotyczące wszystkich wód leczniczych, jak również bardziej szczegółowe – związane z różnymi typami genetycznymi wód leczniczych oraz strukturami hydrogeologicznymi, w jakich te wody występują, można znaleźć w najnowszych opracowaniach uwzględniających istniejący stan prawny w Polsce oraz opisujących niezbędne czynności, zarówno od strony metodycznej, jak i formalnej (Paczyński, 2002; Ciężkowski i in., 2004).

## 7.2. Obszary perspektywiczne

Na terenie Sudetów zachodnich możliwe jest wytypowanie obszarów perspektywicznych pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na podstawie danych o budowie geologicznej oraz danych geochemicznych prezentowanych w rozdziale 4. Zadanie to ułatwia także stwierdzenie prawidłowości co do genezy oraz zmienności stężeń radonu w badanych wodach podziemnych, które scharakteryzowano w rozdziale 6. Bez wykonywania uzupełniających badań terenowych możliwe jest wyznaczenie jednostek tektonicznych wyższego rzędu, w obrębie których spodziewane są obszary perspektywiczne pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych. Dokładniejsze określenie granic tak wytypowanych obszarów możliwe będzie po wykonaniu uzupełniających badań terenowych, zwłaszcza pomiarów stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych.

Na podstawie danych zawartych w rozdziale 4 i 6 podzielono główne jednostki tektoniczne Sudetów na perspektywiczne, umiarkowanie perspektywiczne i nieperspektywiczne pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych. Podział ten dotyczy przede wszystkim jednostek tektonicznych, co do których nie istnieją żadne lub też istnieje niewielka liczba danych archiwalnych, niepotwierdzonych współczesnymi badaniami, dotyczącymi występowania wód radonowych. Podział ten przedstawiono na rysunku 7.2 na tle jednostek tektonicznych, w których stwierdzono występowanie wód radonowych oraz wysokoradonowych (por. rys. 6.7). Obszary występowania wód radonowych i wód wysokoradonowych przemawiają również za uznaniem jednostek tektonicznych, w obrębie których je stwierdzono, za nadal perspektywiczne pod względem rozpoznania kolejnych, nowych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych (rys. 7.2).

Wśród jednostek perspektywicznych w Sudetach zachodnich należy wymienić:

- metamorfik Rudaw Janowickich, szczególnie w części południowej, budowanej przez tzw. gnejsy kowarskie,

- masywy granitoidowe, w szczególności kłodzko-złotostocki oraz Kudowy,
- metamorfik kamieniecki.

Za umiarkowanie perspektywiczne należy uznać:

- metamorfik kaczawski,
- metamorfik kłodzki,
- nieckę północnosudecką,
- nieckę Świebodzic,
- krę sowiogórską,
- strukturę bardzką.

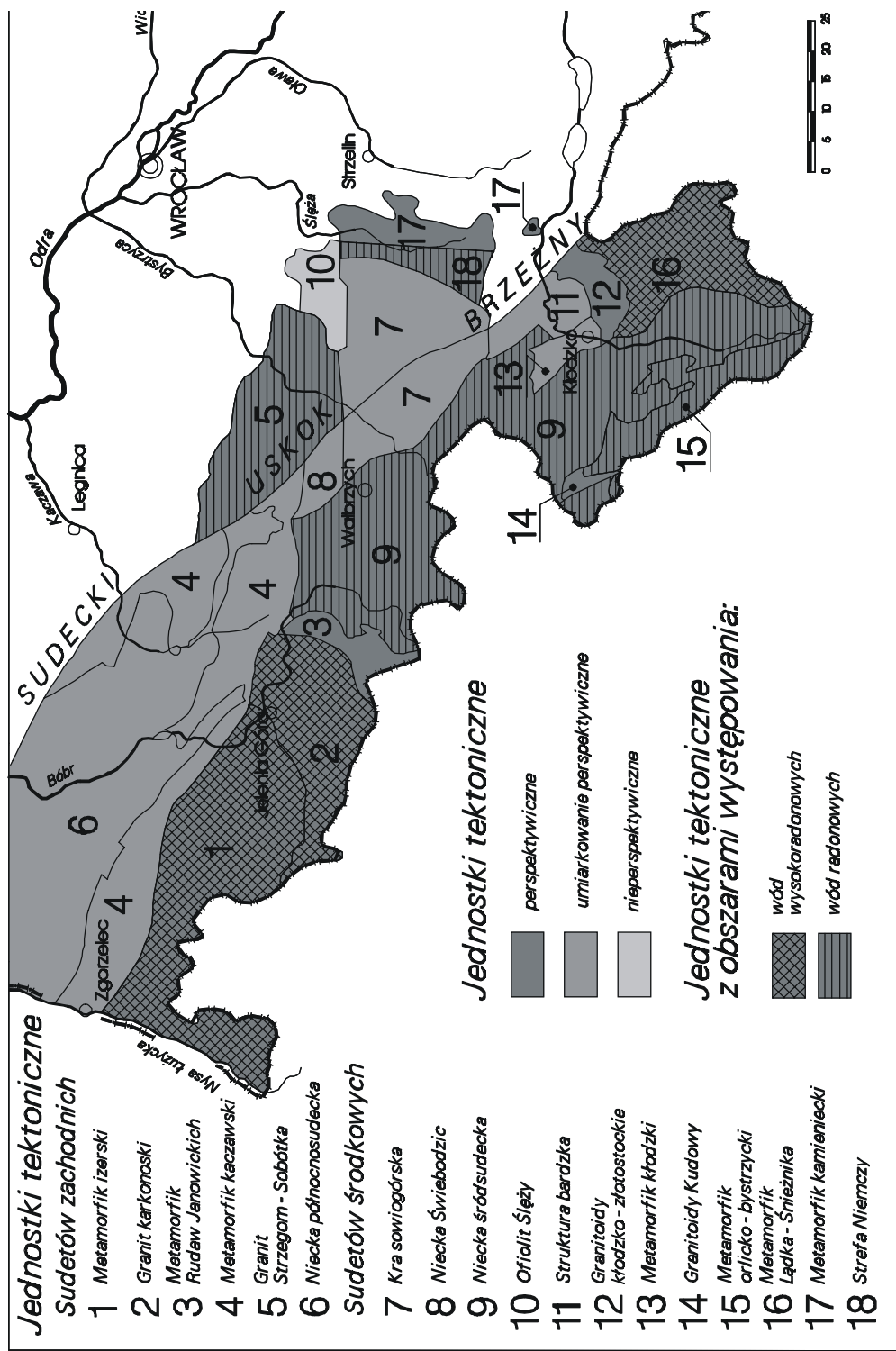
W ostatnio wymienionej grupie jednostek tektonicznych nie należy spodziewać się wystąpień wód wysokoradonowych, a jedynie radonowych i niskoradonowych (jednak zawierających rozpuszczony  $^{222}\text{Rn}$  w stężeniach  $> 74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ).

Nie są natomiast perspektywiczne masywy ofiolitowe, w tym największy z nich – masyw Ślęży (rys. 7.2).

W skali Polski, jak wynika z danych dotyczących rozprzestrzenienia uranu w powierzchniowych warstwach litosfery – gleba, zwietrzelina, osady rzeczne – na terenie Europy (Plant i in., 2003), obszarów perspektywicznych pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych należy spodziewać się w strefach orogenów waryscyjskich, zwłaszcza w ich częściach budowanych przez postorogeniczne granity (tzw. gorące granity lub *radiothermal high heat production granites*). W pełni potwierdza to występowanie wód radonowych i wysokoradonowych na obszarze Sudetów zachodnich, a jednocześnie pozwala na wytypowanie Sudetów wschodnich jako jednostki tektonicznej perspektywicznej pod względem występowania wód radonowych. Podobnie także i w waryscyjskich zapadliskach orogenicznych można się spodziewać występowania osadów zawierających zwiększoną koncentrację uranu. Wówczas za obszar perspektywiczny należałoby uznać także zapadlisko śląsko-krakowskie (Górnośląskie Zagłębie Węglowe). Przemawia za tym również udokumentowane występowanie wód radonowych w niecce śródsudeckiej (por. rozdz. 6 i rys. 6.7) oraz udokumentowane wystąpienia mineralizacji uranowej na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Bareja i in., 1987).

Małe prawdopodobieństwo obecności obszarów perspektywicznych pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych jest związane z tarczą bałtycką oraz platformą wschodnioeuropejską i leżącymi na niej osadami paleozoiku, ze względu na małą zawartość uranu w powierzchniowych warstwach litosfery (Plant i in., 2003). Wobec tego za mało prawdopodobne, co potwierdzają dotychczasowe wyniki pomiarów stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Polski (por. rozdz. 3.3. i 4.3.2), należy uznać występowanie obszarów perspektywicznych na terenie następujących, głównych jednostek tektonicznych Polski:

- niecki brzeźnej,
- wyniesienia Łeby,
- obniżenia perybałtyckiego,



Rys. 7.2. Podział jednostek tektonicznych Sudetów zachodnich (według Sawicki, 1966, 1995; Ober, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdroj i in., 2001; Aleksandrowski & Mazur, 2002) na perspektywiczne, umiarkowanie perspektywiczne i nieperspektywiczne pod względem występowania potencjalnie liczących wód radonowych (w tym niskoradonowych, zawierających  $^{222}\text{Rn}$  w stężeniach  $>74 \text{ Bq dm}^{-3}$ ) w odniesieniu do jednostek tektonicznych, w których udokumentowano obszary występowania wód wysokoradonowych i radonowych

- wyniesienia mazursko-suwalskiego,
- obniżenia podlaskiego,
- wyniesienia Sławatycz,
- obniżenia nadbużańskiego.

Po nałożeniu na tak zarysowany ogólny obraz występowania uranu w powierzchniowych warstwach litosfery Polski, wyników krajowych badań geochemii uranu, zebranych w publikowanych opracowaniach syntetycznych (m.in. Bareja i in., 1987; Lis & Pasieczna, 1995) oraz  $^{226}\text{Ra}$  (Jagiela i in., 1998), należy stwierdzić, że oprócz wcześniej wymienionych jednostek tektonicznych, można spodziewać się obszarów perspektywicznych pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w obrębie:

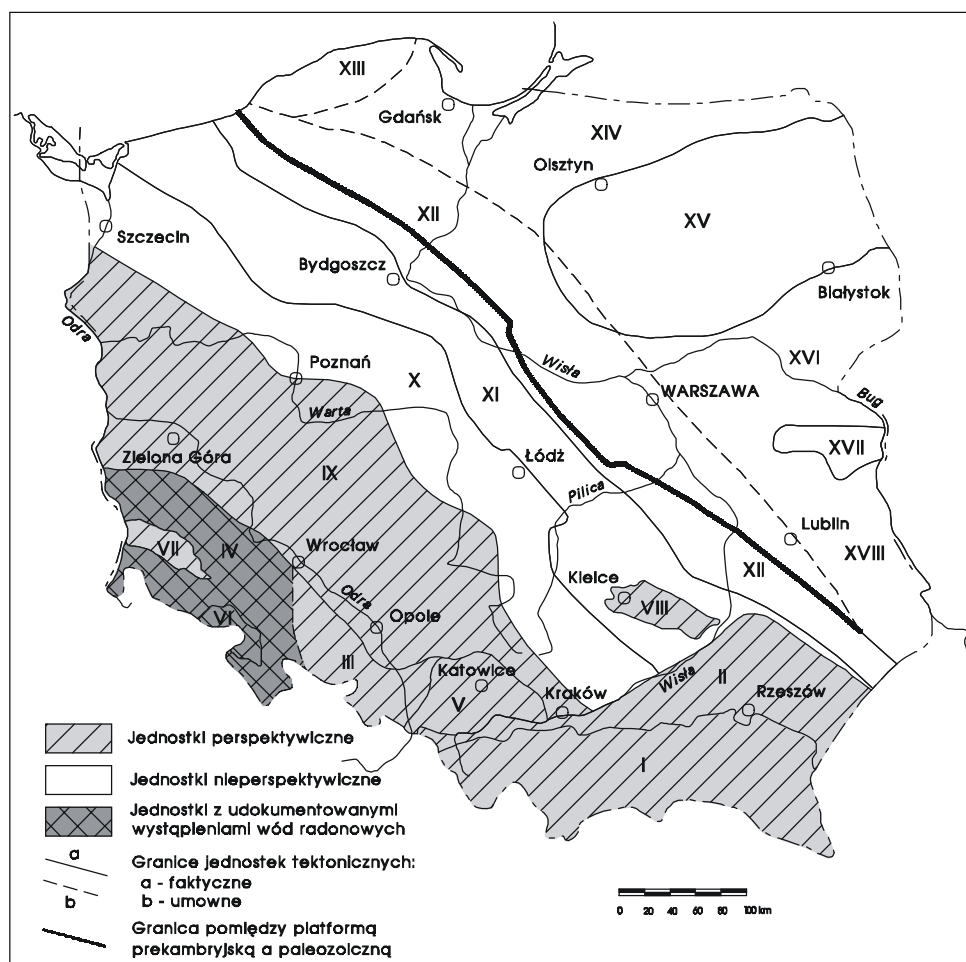
- Karpat,
- zapadliska przedkarpackiego,
- Gór Świętokrzyskich,
- monokliny przedsudeckiej.

Rozpoznanie jednego złoża oraz kilku punktów mineralizacji uranowej w Górach Świętokrzyskich, a także kilku punktów mineralizacji uranowej w Karpatach, w zapadlisku śląsko-krakowskim oraz na monoklinie przedsudeckiej (Borucki i in., 1967; Bareja i in., 1987) potwierdza możliwość występowania obszarów perspektywicznych pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na obszarze wymienionych jednostek tektonicznych. W Karpatach fliszowych zwiększone koncentracje uranu są związane z rejonami występowania bitumicznych łupków menilitowych oligocenu (Bareja i in., 1987; Lis & Pasieczna, 1995), w Górach Świętokrzyskich z utworami paleozoicznymi (dewon) i triasowymi (Borucki i in., 1967; Bareja i in., 1987; Lis & Pasieczna, 1995), a na monoklinie przedsudeckiej z utworami triasu (Borucki i in., 1967; Bareja i in., 1987).

Reasumując, należy stwierdzić, że ze względu na zawartość uranu oraz  $^{226}\text{Ra}$  w skałach i glebach (utworach powierzchniowych i zalegających na głębokościach rzędu kilkudziesięciu metrów pod powierzchnią terenu) obszarów perspektywicznych pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych można spodziewać się w następujących głównych jednostkach tektonicznych Polski (rys. 7.3):

- Sudetach zachodnich (łącznie z niecką północnosudecką),
- Sudetach wschodnich,
- zapadlisku śląsko-krakowskim,
- zapadlisku przedkarpackim,
- Karpatach,
- Górach Świętokrzyskich,
- monoklinie przedsudeckiej,

szczególnie w rejonach występowania skał bogatych w alkalia i krzemionkę, przede wszystkim magmowych, a także metamorficznych oraz skał osadowych, w których stwierdzono punkty mineralizacji uranowej lub złoża uranu.



Rys. 7.3. Główne jednostki tektoniczne Polski (według Znosko, 1998) w podziale na perspektywiczne i nieperspektywiczne pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych (w tym niskoradonowych, zawierających  $^{222}\text{Rn}$  w stężeniach  $>74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) w odniesieniu do jednostek tektonicznych, w których udokumentowano obszary występowania wód wysokoradonowych i radonowych.

I – Karpaty (wewnętrzne i zewnętrzne), II – zapadlisko przedkarpackie, III – Sudety wschodnie, IV – Sudety zachodnie (i blok przedsudecki), V – zapadlisko śląsko-krakowskie (Górnośląskie Zagłębie Węglowe), VI – zapadlisko południowosudeckie (niecka śródsudecka), VII – zapadlisko północnosudeckie (niecka północnosudecka), VIII – Góry Świętokrzyskie, IX – monoklina przedsudecka i śląsko-krakowska, X – niecki: szczecińska, mogileńsko-lódzka i miechowska, XI – wał środkowopolski, XII – niecka brzeźna, XIII – wyniesienie Leby, XIV – obniżenie (niecka, synekliza) perybałtyckie, XV – wyniesienie (garb, antekliza) mazursko-suwalskie, XVI – obniżenie podlaskie, XVII – wyniesienie (zrąb) Sławatyc, XVIII – obniżenie (niecka, synekliza) nadbużańskie

Poza wymienionymi jednostkami tektonicznymi, lokalnych, niewielkich obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych można się spodziewać w re-

jonach zbudowanych z osadów lessowych i lessopodobnych o zwiększonych zawartościach uranu ( $> 2 \text{ g}\cdot\text{t}^{-1}$ ), występujących na Dolnym Śląsku (Solecki, 1995, 1999, 2000; Lis & Pasieczna, 1995) oraz na Roztoczu, w południowo-wschodniej części Lubelszczyzny i w Górach Świętokrzyskich (Lis & Pasieczna, 1995). Na pozostałej części Niżu Polskiego niewielkich obszarów występowania takich wód można się spodziewać również w rejonach zbudowanych z glin zwałowych ostatniego, północnopolskiego zlodowacenia, które lokalnie charakteryzują się zwiększonymi koncentracjami uranu ( $> 2 \text{ g}\cdot\text{t}^{-1}$ ) (Lis & Pasieczna, 1995).

Obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na terenie wymienionych jednostek tektonicznych oraz kenozoicznych osadów lessowych i polodowcowych należy spodziewać się przede wszystkim w strefach:

- występowania kruchych deformacji tektonicznych,
- intensywnego wietrzenia, zwłaszcza fizycznego.

Strefy okruszczenia uranem i mineralizacji uranowej są związane także z prekambryjскими skałami magmowymi – syenitami masywu ełckiego i zasadowymi skałami masywu suwalskiego (wyniesienie mazursko-suwalskie; por. rys. 7.3), jak również z łupkami dictyonemowymi ordowiku dolnego w obniżeniu podlaskim (por. rys. 7.3) oraz skałami okrucowymi i węglanowymi dolnego i środkowego triasu obniżenia perybałtyckiego (por. rys. 7.3) (Bareja i in., 1987). Ze względu jednak na zaleganie tych skał na głębokościach kilkuset, a nawet ponad 1000 m p.p.t. występowanie w tych jednostkach tektonicznych wód radonowych jest mało prawdopodobne ze względu na mały współczynnik emanacji skał zalegających na tak znacznych głębokościach. Niemniej jednak w obrębie stref dyslokacji tektonicznych możliwe jest lokalne występowanie wód radonowych na obszarze wyżej wymienionych jednostek tektonicznych Polski. Nie stanowi to jednak wystarczającej podstawy do uznania tych jednostek tektonicznych za perspektywiczne pod względem występowania wód radonowych.

## 7.3. Zasoby wód radonowych, ich eksploatacja i ochrona

### 7.3.1. Zasoby wód radonowych

Dla leczniczych wód radonowych występujących na obszarze Sudetów zachodnich do tej pory nie udokumentowano zasobów dyspozycyjnych, podobnie jak i dla pozostałych typów wód leczniczych tego obszaru (Skrzypczyk, 2004). Zasoby eksploatacyjne natomiast dawniej zatwierdzone, a obecnie przyjmowane, są określone dla wszystkich ujęć oraz złóż wód leczniczych. Zasoby te przyjmuje się dla poszczególnych typów hydrochemicznych wód leczniczych występujących w danym ujęciu bez bilansowania zasobów eksploatacyjnych poszczególnych typów w skali całego złoża. W tabeli 7.1 przedstawiono potencjalne zasoby eksploatacyjne leczniczych wód radonowych, oszacowane na podstawie danych uzdrowiskowych zakładów górniczych uzdrowisk sudeckich, w odniesieniu do zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych z poszczególnych złóż

Tabela 7.1. Potencjalne zasoby eksploatacyjne leczniczych wód radonowych Sudetów zachodnich z poszczególnych złóż w porównaniu do przyjętych zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych tych złóż i ich rocznego poboru

Lp.	Złoże wód leczniczych w miejscowości (uzdrowisku)	Typ chemiczny wody (według Rozporządzenia Rady Ministrów..., 2001)	Zasoby eksploatacyjne*	Pobór*	Potencjalne zasoby eksploatacyjne leczniczych wód radonowych**	
			[m <sup>3</sup> ·h <sup>-1</sup> ]	[m <sup>3</sup> ·rok <sup>-1</sup> ]	[m <sup>3</sup> ·d <sup>-1</sup> ]	[m <sup>3</sup> ·rok <sup>-1</sup> ]
1	2	3	4	5	6	7
1	Przerzeczyn Zdrój	<ul style="list-style-type: none"> <li>•wody siarczkowe,</li> <li>•wody siarczkowe, <u>radonowe</u>,</li> <li>•wody <u>radonowe</u></li> </ul>	7,67	6747,00	Wody niskoradonowe***: 103            37 595	
					Wody radonowe: 58            21 170	
					<b>Σ:</b> <b>161            58765</b>	
2	Długopole Zdrój	wody kwasowęglowe i szczawy: <ul style="list-style-type: none"> <li>•żelaziste, <u>radonowe</u>,</li> <li>•wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowo-sodowe, żelaziste, <u>radonowe</u></li> </ul>	1,95	16 695,00	Szczawy radonowe****: 23            8 395	
3	Jedlina Zdrój	wody kwasowęglowe i szczawy: wodorowęglanowo-wapniowo-sodowe, żelaziste, <u>radonowe</u>	5,66	0,00	Szczawy radonowe: 5,66            2 066	
4	Lądek Zdrój	<ul style="list-style-type: none"> <li>•wody siarczkowe, fluorkowe, <u>radonowe</u>,</li> <li>•hipotermalne i hipertermalne wody siarczkowe, fluorkowe, <u>radonowe</u>,</li> </ul>	59,85	313 066,00	Wody radonowe: 686            250 390	
					Wody wysokoradonowe: 380            138 700	
					<b>Σ:</b> <b>1066            389090</b>	
5	Szczawina	wody kwasowęglowe i szczawy: <ul style="list-style-type: none"> <li>•wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowo-sodowe, żelaziste,</li> <li>•żelaziste, <u>radonowe</u></li> </ul>	3,40	10 197,00	Szczawy radonowe: 15            5 475	
6	Szczawno Zdrój	wody kwasowęglowe i szczawy: <ul style="list-style-type: none"> <li>•wodorowęglanowo-sodowo-wapniowe,</li> <li>•wodorowęglanowo-sodowo-magnezowo-wapniowe, <u>radonowe</u></li> <li>•wodorowęglanowo-sodowo-magnezowe,</li> <li>•wodorowęglanowo-sodowe</li> </ul>	0,54	4848,00	Szczawy radonowe: 1            365	



1	2	3	4	5	6	7
7	Świeradów Zdrój	<ul style="list-style-type: none"> <li>• wody radonowe,</li> <li>• wody fluorkowe, radonowe,</li> <li>• wody kwasowęglowe i szczawy: <ul style="list-style-type: none"> <li>▪ wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe, radonowe, żelaziste,</li> <li>▪ wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe, żelaziste,</li> <li>▪ wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe, radonowe,</li> <li>▪ wodorowęglanowo-wapniowe, fluorkowe, żelaziste,</li> <li>▪ fluorkowe, radonowe, żelaziste,</li> <li>▪ radonowe, żelaziste</li> </ul> </li> </ul>	5,85	8360,00	Szczawy niskoradonowe: 19,9           7264 Szczawy wysokoradonowe: 19,7           7191 Wody niskoradonowe: 115           41 975 Wody radonowe i wysokoradonowe łącznie: 85           31 025 <b>Σ:</b> <b>240           87 455</b>	
8	Duszniki Zdrój	wody kwasowęglowe i szczawy: <ul style="list-style-type: none"> <li>• wodorowęglanowo-wapniowo-sodowo-magnezowe, żelaziste,</li> <li>• wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe,</li> <li>• wodorowęglanowo-wapniowo-sodowe,</li> <li>• wodorowęglanowo-wapniowo-sodowo-magnezowe,</li> </ul>	107,48	330 252,20	Szczawy niskoradonowe: 4,3           1 570	
9	Cieplice Śląskie Zdrój	<ul style="list-style-type: none"> <li>• wody fluorkowe,</li> <li>• hipotermalne i hipertermalne wody fluorkowe</li> </ul>	56,54	52 523,00	Wody radonowe: 4,5           1643	
10	Jeleniów	wody kwasowęglowe i szczawy wodorowęglanowo-wapniowo-sodowe, żelaziste, siarczkowe	b.d.	b.d.	Szczawy niskoradonowe: 274           100 010 Wody niskoradonowe: 160           58 400 <b>Σ:</b> <b>434           158 410</b>	
					<b>ΣSZCZAWY RADONOWE:</b> <b>363           132 336</b>	
					<b>ΣWODY RADONOWE:</b> <b>1592           580 898</b>	
					<b>ΣTOTAL:</b> <b>1955           713 234</b>	

\* – dane za rok 2003, według (Skrzypczyk, 2004),

\*\* – oszacowane na podstawie danych uzdrowiskowych zakładów górniczych uzdrowisk sudeckich,

\*\*\* – zawierające rozpuszczony  $^{222}\text{Rn}$  w stężeniach  $> 74 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$ ,

\*\*\*\* – w tym także wody kwasowęglowe,

b.d. – brak danych.

i ich rzeczywistego poboru w roku 2003 (według Skrzypczyk, 2004). Zasoby eksploatacyjne leczniczych wód radonowych oszacowane przez autora uwzględniają średnie wydajności ujęć z możliwie długiego okresu obserwacji, a w przypadku braku danych zaawierzone zasoby eksploatacyjne dla poszczególnych ujęć. W związku z tym, w ujęciach z samowypływem zasoby eksploatacyjne sprowadzono do średniej wydajności ujęcia z wielolecia. Są to więc wartości, które mogą być podstawą do weryfikacji przyjmowanych zasobów eksploatacyjnych dla poszczególnych ujęć.

Jak wynika z danych zawartych w tabeli 7.1, wody radonowe należą do wielu typów hydrochemicznych wód leczniczych Sudetów, w tym do wszystkich najważniejszych rodzajów, tj. szczaw i wód kwasowęglowych, wód termalnych oraz wód siarczkowych. Należy podkreślić, że oprócz złóż wód leczniczych, w których według rozporządzenia Rady Ministrów (Rozporządzenie Rady Ministrów..., 2001) zatwierdzono zasoby wód radonowych różnego typu, wody radonowe (w tym szczawy i wody termalne) występują także w innych złożach wód leczniczych. Są to złoża w miejscowości Jeleniów oraz w uzdrowiskach Cieplice Śląskie Zdrój i Duszniki Zdrój. Oszacowane potencjalne zasoby leczniczych wód radonowych Sudetów zachodnich wynoszą blisko 2000 m<sup>3</sup> na dobę, tj. nieco ponad 700 000 m<sup>3</sup> na rok. Wśród nich ponad 20% stanowią potencjalne zasoby wód i szczaw niskoradonowych Jeleniowa, które nie są eksploatowane (szczawy) lub nie są uznane za lecznicze (wody niskoradonowe). Ponad połowę całości oszacowanych zasobów eksploatacyjnych wód radonowych Sudetów stanowią wody termalne Łącka Zdroju, około 12% wody i szczawy Świeradowa Zdroju i około 8% wody lecznicze Przerzeczyna Zdroju. Pozostałe, niespełna 10%, przypada na wody lecznicze ze złóż w Długopolu Zdroju, Jedlinie Zdroju, Szczawinie, Szczawnie Zdroju, Dusznikach Zdroju i Cieplicach Śląskich Zdroju. Łącznie szczawy i wody kwasowęglowe stanowią nieco ponad 20% szacowanych potencjalnych zasobów eksploatacyjnych leczniczych wód radonowych Sudetów. Zdecydowanie większa część przypada na wody radonowe, w tym przede wszystkim na wody termalne, a także siarczkowe.

W chwili obecnej znaczna część tych potencjalnych zasobów nie jest wykorzystywana (zagospodarowana), przy czym w największym stopniu są zagospodarowane wody radonowe Łącka Zdroju (w ponad 80%). Istnieje zatem możliwość zwiększenia wykorzystania istniejących udokumentowanych złóż leczniczych wód radonowych i innych wód leczniczych bez konieczności prowadzenia prac mających na celu udokumentowanie nowych złóż. Istotnym argumentem przemawiającym za brakiem konieczności prowadzenia nowych prac dokumentacyjnych jest także fakt niewykorzystywania radonu rozpuszczonego w wodach radonowych większości wymienionych złóż. Jest on obecnie stosowany do zabiegów jedynie w Łądku Zdroju i Świeradowie Zdroju.

Podane wnioski nie oznaczają jednak braku konieczności poszukiwania obszarów perspektywicznych pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych. Takie działania powinny przyczynić się do lepszego rozpoznania bazy surowcowej kraju, a poprzez to do lepszej, zarówno pod względem ekonomicznym, jak

i w aspekcie ochrony środowiska, gospodarki zasobami cennych surowców, jakimi są wody lecznicze, a w szczególności wody radonowe.

W tabeli 7.2 przedstawiono szacunkowe zasoby eksploatacyjne potencjalnie leczniczych wód radonowych określone na podstawie danych uzdrowiskowych zakładów górniczych uzdrowisk sudeckich oraz własnych pomiarów autora. Są to dane opracowane dla kilku wystąpień wód niskoradonowych zawierających rozpuszczony  $^{222}\text{Rn}$  w stężeniach  $> 74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , radonowych i wysokoradonowych, które były przedmiotem badań opisanych w niniejszej pracy. Niektóre z tych wystąpień (Szkłarska Poręba, Sosnówka i Kowary) były w przeszłości uznane za złoża radonowych wód leczniczych (por. tab. 3.1). Łączne szacunkowe zasoby tych wód wynoszą  $3016 \text{ m}^3\cdot\text{d}^{-1}$ , tj.  $1\,100\,840 \text{ m}^3\cdot\text{rok}^{-1}$

Tabela 7.2. Szacunkowe zasoby eksploatacyjne potencjalnie leczniczych wód radonowych wybranych obszarów Sudetów zachodnich

Lp.	Rejon wystąpienia	Szacunkowe zasoby eksploatacyjne potencjalnie leczniczych wód radonowych*	
		$[\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}]$	$[\text{m}^3\cdot\text{rok}^{-1}]$
1	Bobrowniki Stare	szczawy radonowe: 5                      1 825	
2	Szkłarska Poręba	wody niskoradonowe**: 22                      8 030	
		wody radonowe: 311                      113 515	
		wody wysokoradonowe: 35                      12 775	
		<b>Σ:</b> <b>368                      134 320</b>	
3	Sosnówka	wody radonowe: 118                      43 070	
4	Kowary	wody radonowe: 31                      11 315	
5	Kamienica	wody radonowe: 510                      186 150	
		wody wysokoradonowe: 1 930                      704 450	
		<b>Σ:</b> <b>2 440                      890 600</b>	
6	Sobótka	wody radonowe: 54                      19 710	
		<b>ΣSZCZAWY RADONOWE:</b> <b>5                      1 825</b>	
		<b>ΣWODY RADONOWE:</b> <b>3 011                      1 099 015</b>	
		<b>ΣTOTAL:</b> <b>3 016                      1 100 840</b>	

\* – oszacowane na podstawie danych uzdrowiskowych zakładów górniczych uzdrowisk sudeckich oraz badań własnych autora

\*\* – zawierające rozpuszczony  $^{222}\text{Rn}$  w stężeniach  $> 74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$

i stanowią ponad 150% obecnych potencjalnych zasobów radonowych wód leczniczych Sudetów zachodnich. Nieco ponad 80% tych zasobów stanowią wody rejonu Kamienicy w Masywie Śnieżnika, a około 12% wody radonowe Szklarskiej Poręby. Pozostałe 8% to wody radonowe wypływające z granitów: Karkonoszy (Kowary i Sosnówka) i Strzegomia-Sobótki (Sobótka) oraz szczawy Bobrownik Starych.

Jak wynika z tabel 7.1 i 7.2, zasoby eksploatacyjne leczniczych i potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach zachodnich mogą w chwili obecnej być szacowane na około  $5000 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ , tj. nieco ponad  $1\,800\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ , w tym:

- szczaw i wód kwasowęglowych na około  $368 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$  (tj. około  $134\,161 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ),
- wód termalnych na około  $1070 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$  (tj.  $390\,730 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ),
- wód siarczkowych (nie będących jednocześnie wodami termalnymi) na około  $161 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$  (tj. około  $58\,765 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ).

Nie uwzględniając typu chemicznego wody, zasoby te można podzielić następująco:

- wody niskoradonowe zawierające rozpuszczony  $^{222}\text{Rn}$  w stężeniach  $> 74 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$  – około  $700 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$  (tj. około  $255\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ), co stanowi około 15% całości szacowanych zasobów,
- wody radonowe – około  $1900 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$  (tj. około  $695\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ), co stanowi około 40% całości szacowanych zasobów,
- wody wysokoradonowe – około  $2400 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$  (tj. około  $850\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ), co stanowi pozostałe około 45% szacowanych zasobów.

Uwzględniając liczbę istniejących w Sudetach źródeł (około 10 000 – por. rozdz. 4.3) przedstawione szacunkowe wartości są oparte na analizie wydajności ujęć i źródeł stanowiących około 1,1% całej populacji. Przy założeniu, że próba ta jest reprezentatywna dla całej populacji, tj. wszystkich wód podziemnych Sudetów zachodnich, można oszacować wielkość potencjalnych dyspozycyjnych zasobów wód radonowych tego obszaru. Aby uzyskać rząd wielkości potencjalnych dyspozycyjnych zasobów wód radonowych Sudetów zachodnich, oszacowane zasoby eksploatacyjne należałoby pomnożyć przez czynnik 10 w przypadku wód wysokoradonowych oraz przez czynnik 100 w pozostałych przypadkach. Takie podejście wynika z częstości występowania w środowisku wód radonowych i wysokoradonowych (por. rozdz. 6.5). W wyniku takiego szacowania potencjalne zasoby wód radonowych Sudetów zachodnich można określić na około  $285\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$  (tj. około  $105\,000\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ). Należy podkreślić, że są to zasoby odnawialne, gdyż znakomitą większość wód radonowych stanowią wody infiltracyjne płytkiego krążenia o krótkim czasie podziemnego przepływu.

Biorąc pod uwagę szacowane powyżej zasoby wód radonowych Sudetów zachodnich można określić ilość wynoszonego wraz z nimi do atmosfery radonu  $^{222}\text{Rn}$ . Przyjmując za reprezentatywne średnie arytmetyczne wartości stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodach niskoradonowych i radonowych, tj. przyjmując rozkład normalny w całej populacji (zgodnie z analizą przeprowadzoną w rozdz. 6.3) oraz stężenie  $1500 \text{ Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$  w wodach wysokoradonowych (tj. wartość zbliżoną do średniego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w badanych wodach wy-

sokoradonowych), każdej doby z wód radonowych Sudetów zachodnich uwalniane jest do atmosfery około  $1,41 \cdot 10^{12}$  Bq  $^{222}\text{Rn}$ , tj. około  $5,24 \cdot 10^{14}$  Bq·rok<sup>-1</sup>. Stanowi to około 0,003% szacowanej całkowitej ilości  $^{222}\text{Rn}$  dostarczanego przez wody podziemne Ziemi do atmosfery (por. tab. 2.7). Jednocześnie odpowiada to wyniesieniu do atmosfery około  $0,00025 \text{ g} \cdot \text{d}^{-1}$   $^{222}\text{Rn}$  (tj. około 0,092 g·rok<sup>-1</sup>), co stanowi około  $1,13 \cdot 10^{-6} \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$   $^{222}\text{Rn}$  (tj. około  $4,14 \cdot 10^{-4} \text{ mol} \cdot \text{rok}^{-1}$ ) i w warunkach normalnych oznacza dostarczanie około  $2,5 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3$  na dobę  $^{222}\text{Rn}$  (tj. około  $9,27 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ , a więc zaledwie niespełna  $10 \text{ cm}^3$   $^{222}\text{Rn}$  na rok).

### 7.3.2. Eksploatacja wód radonowych i pomiary kontrolne stężenia radonu

#### 7.3.2.1. Eksploatacja

Eksploatację leczniczych wód radonowych prowadzi się przede wszystkim z ujętych źródeł lub płytkich studni kopanych z samowypływem. Najistotniejszym zagadnieniem związanym z eksploatacją wód radonowych jest zapewnienie możliwie najmniejszych zmian stężeń radonu w czasie ujmowania i następnie pobierania wody. W związku z tym najkorzystniejszym sposobem eksploatacji jest odbiór wody z samowypływu, bez konieczności wywoływania leja depresji powodującego powstawanie różnicy ciśnień oraz przyspieszającego przepływ wody w pobliżu ujęcia, a więc w strefie rozpuszczania się radonu. Dochodzi wówczas do zmniejszenia stężenia  $^{222}\text{Rn}$  rozpuszczonego w eksploatowanej wodzie. Aby zapewnić jak najmniejsze straty radonu w czasie odbioru wody, powinna ona przebywać możliwie najkrócej w kontakcie z powietrzem atmosferycznym. Dlatego też przewle eksploatacyjny (lub pompa) powinny znajdować się możliwie głęboko poniżej zwierciadła wody w ujęciu. Również w rurociągach i zbiornikach objętość powietrza powinna być ograniczona do minimum. W związku z tym należy unikać stosowania hydroforów i innych urządzeń mogących powodować odgazowanie wody radonowej (np. kaskady, przelewy, etc), a także używać do przesyłu dokładnie zwymiarowanych przewodów. Prędkość przepływu wody w rurociągach powinna być tak dobrana, aby przepływ był możliwie niezaburzony, zbliżony do laminarnego, w praktyce prędkość ta nie powinna przekraczać  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ze względu na średni czas życia  $^{222}\text{Rn}$  istotne jest także jak najkrótsze magazynowanie wody przed wykorzystaniem. Dlatego też odległość transportu wody od ujęcia do punktu odbioru (miejsca wydawania zabiegów) powinna być możliwie najmniejsza, a czas transportu i magazynowania wody nie powinien przekraczać kilkunastu godzin. Również podgrzewanie wody do zabiegów powinno odbywać się dopiero w miejscu ich wydawania, np. w wannach kąpielowych, lub też w możliwie najmniejszej odległości od miejsca wydawania zabiegu. Pozostałe wymagania związane z ujmowaniem i eksploatacją radonowych wód leczniczych nie odbiegają od zasad przyjmowanych dla innych typów wód leczniczych, zwłaszcza nalgazowanych (np. szczaw) i są one opisane m.in. przez Jastrzębskiego i współautorów (1958), Dowgiałłę i współautorów (1969), Wilka (1969) i Madeyskiego (1979).

### 7.3.2.2. Pomiary kontrolne

W czasie eksploatacji leczniczych wód radonowych konieczne jest wykonywanie kontrolnych pomiarów stężeń  $^{222}\text{Rn}$ . Częstotliwość ich wykonywania w związku ze znaczną zmiennością stężeń radonu nie powinna być mniejsza niż raz na dobę, a w miarę możliwości częściej. Częstotliwość pomiarów powinna być dopasowana do sposobu wydawania zabiegów. Optymalnym rozwiązaniem jest dostarczanie wody radonowej z ujęcia bezpośrednio do miejsca wydawania zabiegu bez jej magazynowania. Wówczas przed każdą serią zabiegów powinien być wykonywany pomiar stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie podawanej kuracjom. Jeżeli takie rozwiązanie jest technicznie możliwe, to pomiar stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie z ujęcia jeden raz na dobę jest wystarczający. Jeżeli natomiast zabiegi są wydawane przy wykorzystaniu wody magazynowanej, to pomiary stężenia należy wykonywać w ujęciu kilkakrotnie, w czasie kiedy ujmowana woda jest przesyłana do zbiornika, a także przed wydawaniem zabiegów (w wodzie zmagazynowanej w zbiorniku).

Pomiary stężenia  $^{222}\text{Rn}$  powinny być wykonywane przez wykwalifikowane osoby za pomocą sprawdzonych metod analitycznych. Najlepsze do tego celu są proste metody zapewniające uzyskanie wiarygodnych wyników w ciągu krótkiego czasu. W związku z tym najlepsze wydają się komory Lucassa i komory jonizacyjne połączone z urządzeniami do odgazowania wody. Sprzęt ten powinien być przynajmniej jeden raz w roku kalibrowany oraz możliwie często powinien uczestniczyć w pomiarach porównawczych. W przypadku znacznej liczby ujęć wód radonowych i/lub wielu punktów wydawania zabiegów z wykorzystaniem wód radonowych wskazane jest stosowanie kilku takich urządzeń lub też zastosowanie liczników ciekłoscyntylacyjnych. Wadą tej ostatniej metody jest dłuższy czas niezbędny do uzyskania wiarygodnego wyniku, a także znaczne koszty aparatury. Niewątpliwą zaletą natomiast duża dokładność i czułość metody pomiarowej oraz możliwość pomiaru kilkudziesięciu prób jednocześnie. Wybór odpowiedniej metody pomiaru przez podmiot posiadający koncesję na eksploatację leczniczych wód radonowych powinien być konsultowany z laboratoriami, które rutynowo zajmują się pomiarami stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie, zwłaszcza tymi, które posiadają niezbędne certyfikaty jakości, tak aby wybrana metoda dawała najlepsze możliwości analityczne w danych warunkach eksploatacji i wykorzystywania tych wód.

Ustalona metoda i częstotliwość wykonywania pomiarów stężeń  $^{222}\text{Rn}$  przez pracowników uzdrowiskowych zakładów górniczych lub pracowników specjalistycznego laboratorium, zgodnie z wymogami prawnymi, powinna być uwzględniona zarówno w projekcie zagospodarowania złoża, jak i w planie ruchu uzdrowiskowego zakładu górniczego. Ustalenia te powinny być oparte na wynikach możliwie długiego ciągu obserwacji zmian stężeń radonu w eksploatowanych wodach radonowych, jak również uwzględniać sposób eksploatacji, przesyłu, magazynowania i dystrybucji wody, a w związku z tym powinny być analizowane i aktualizowane na bieżąco w czasie eksploatacji.

W związku z eksploatacją wód radonowych, jako kopaliny promieniotwórczej, powinny być prowadzone także pomiary kontrolne narażenia pracowników przebywających w dłuższym (kilka godzin dziennie) kontakcie z tymi wodami. Wymogi ochrony radiologicznej pracowników mogą dotyczyć zarówno osób zatrudnionych przy eksploatacji wód – pracowników uzdrowiskowych zakładów górniczych, jak i personelu medycznego – pracowników zatrudnionych przy wydawaniu zabiegów leczniczych. Regulacje prawne w tym zakresie są zawarte w „Prawie atomowym” (Ustawa..., 2000) i przepisach wykonawczych, w tym dotyczących zakładów górniczych (Rozporządzenie Ministra Spraw Wewnętrznych i Administracji..., 2002).

### 7.3.3. Ochrona wód radonowych

Ochrona jakości i zasobów leczniczych wód radonowych jest bardzo istotnym zagadnieniem, ze względu na ich genezę. Ponieważ w przeważającej części są to wody infiltracyjne płytkiego krążenia, są one szczególnie narażone na zanieczyszczenie. Uwzględniając jednak genezę radonu jako składnika swoistego – czynnika farmakodynamicznego wód leczniczych, zagadnienia związane z ochroną tych wód wydają się być znacznie prostsze do wdrożenia, niż w przypadku innych wód leczniczych.

Najważniejszym zadaniem w ochronie radonowych wód leczniczych jest wyznaczenie obszaru zasilania ujęcia w  $^{222}\text{Rn}$ , czyli strefy nasycania się radonem wód podziemnych. Następnie w takiej strefie, która zwykle nie jest większa niż kilkaset lub kilka tysięcy  $\text{m}^2$  (por. rozdz. 6.2), należy wprowadzić zakazy, nakazy i ograniczenia analogiczne do obowiązujących w tzw. bezpośredniej strefie ochrony sanitarnej ujęć wód przeznaczonych do spożycia przez ludzi (Ustawa..., 2001). W jej obrębie należy przestrzegać przede wszystkim zakazu wykonywania jakichkolwiek robót ziemnych oraz wszelkich inwestycji mogących naruszyć strukturę gruntu i skał, w tym w szczególności wpływających na zmiany systemu krążenia wód podziemnych. Istotne jest także zabezpieczenie wody przed wszelkimi skażeniami biologicznymi i chemicznymi. Inne wytyczne odnoszące się do ujęć wód podziemnych w ogólności, a mające zastosowanie także do wód radonowych, można znaleźć m.in. w poradniku metodycznym dotyczącym tego zagadnienia (Macioszczyk i in., 1994).

W przypadku wykorzystywania nie tylko radonu, ale także wody (mineralnej i/lub zawierającej inne składniki swoiste) istotna jest kompleksowa ochrona całego systemu krążenia radonowych wód leczniczych, a więc obszarów zasilania, stref przepływu podziemnego oraz strefy drenażu lub ujęcia. W tym zakresie najkorzystniejsze jest objęcie takiego systemu – złoża radonowych wód leczniczych obszarem górniczym. Wówczas wody radonowe, podobnie jak i pozostałe typy wód leczniczych, mogą być w pełni chronione zarówno pod względem zasobowym, jak i jakościowym. Sposoby wyznaczania granic złóż wód leczniczych o różnej genezie zaproponowano m.in. w pracy Ciężkowskiego i współautorów (2004).

## 8. Podsumowanie

Radon jest jednym z kilkunastu składników chemicznych wód podziemnych, których obecność może stanowić podstawę do uznania takich wód za wody lecznicze, a tym samym zaliczenia ich do kopalin. O wyjątkowym charakterze radonu, jako składnika leczniczego wód podziemnych, decydują przede wszystkim jego właściwości promieniotwórcze.

Oryginalnym efektem badań autora, prowadzonych na podstawie dotychczasowej znajomości zagadnień geologicznych, hydrogeologicznych, geochemicznych, geofizycznych i górniczych, związanych z występowaniem radonu w wodach podziemnych, w odpowiednio dobranych rejonach i z zastosowaniem przedstawionych metod, jest:

- określenie genezy radonu w wodach podziemnych Sudetów i opracowanie uniwersalnych jakościowych modeli migracji radonu wraz z wodami podziemnymi,
- ustalenie wpływu najważniejszych czynników fizykochemicznych wód podziemnych i ich skał zbiornikowych na genezę i zmiany stężeń radonu w wodach podziemnych, jakimi są współczynnik emanacji skał zbiornikowych, zawartość macierzystego radu w tych skałach, a także procesy zmian objętości wody w systemie krążenia oraz mieszanie się różnych ich składowych,
- charakterystyka zmian stężeń radonu w wodach podziemnych Sudetów w czasie i przestrzeni oraz zależności stężenia radonu w tych wodach od czynników atmosferycznych, a także fizykochemicznych wód i ich skał zbiornikowych,
- opracowanie klasyfikacji wód podziemnych ze względu na zawartość rozpuszczonego w nich radonu.

Na podstawie przedstawionych wyników badań własnych w zakresie nauk o Ziemi autor opracował, nie podejmowane do tej pory, specyficzne zagadnienia związane z poszukiwaniem, rozpoznawaniem, eksploatacją i ochroną leczniczych wód radonowych. Efektem wykorzystania i zastosowania przez autora przedstawionych wyników badań do rozwiązania problemów złożowych i górniczych jest:

- opracowanie metodyki poszukiwania i rozpoznawania złóż wód radonowych,
- określenie w Sudetach obszarów występowania wód radonowych na tle istniejących eksploatowanych i nieeksploatowanych złóż leczniczych wód radonowych,
- ocena zasobów wód radonowych w Sudetach,
- wytypowanie obszarów perspektywicznych pod względem możliwości rozpoznania nowych złóż wód radonowych w Sudetach, a także w pozostałej części Polski,



- scharakteryzowanie optymalnych sposobów eksploatacji i ochrony radonowych wód leczniczych,
- opracowanie metodyki pomiarów kontrolnych stężeń radonu w czasie eksploatacji wód radonowych.

Niejako przy okazji prowadzonych badań, których wyniki przedstawiono powyżej, autorowi udało się także:

- oszacować ilość radonu wynoszonego naturalnie do atmosfery przez wody podziemne z obszaru Sudetów zachodnich,
- sprawdzić i potwierdzić możliwość zastosowania radonu, jako naturalnego, promieniotwórczego znacznika procesów zachodzących w hydrosferze oraz na granicy pomiędzy hydrosferą, atmosferą i litosferą.

W wyniku prowadzonych badań autor określił także najważniejsze obszary, w których powinny być wykonane w najbliższym czasie badania związane z występowaniem radonu w środowisku, a zwłaszcza w środowisku wód podziemnych i górnej litosfery. W rezultacie podjęcia prac związanych z przeglądem literatury naukowej przedmiotu badań, autor zestawiał ważniejsze wybrane pozycje literatury odnoszące się do kilku dziedzin wiedzy związanych z występowaniem radonu w środowisku.

Przeprowadzone przez autora badania pozwalają stwierdzić, że najważniejszymi czynnikami decydującymi o genezie radonu i wpływającymi na zmiany stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych są:

- współczynnik emanacji skał zbiornikowych,
- stężenie macierzystego  $^{226}\text{Ra}$  w tych skałach,
- zmiany objętości i prędkości przepływu oraz mieszanie się różnych składowych wód podziemnych w systemie krążenia.

Wraz ze zwiększeniem współczynnika emanacji skał zbiornikowych, a także ze zwiększeniem zawartości macierzystego  $^{226}\text{Ra}$  w tych skałach, zwiększa się stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych. Procesy zmian prędkości i objętości wody w systemie krążenia, jak również proces mieszania się różnych składowych wód podziemnych mogą prowadzić do wzajemnie przeciwstawnych rezultatów, tj. zwiększenia lub zmniejszenia stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych. Z tego względu często obraz zmian stężeń radonu w wodach poszczególnych ujęć jest niejednoznaczny i trudno interpretowalny.

W przeważającej liczbie (85%) ujęć i źródeł badanych wód podziemnych Sudetów 99% lub więcej atomów  $^{222}\text{Rn}$  znajdujących się w wodzie pochodzi z rozpuszczania tego gazu uwalniającego się ze struktury ziaren i kryształów minerałów. Tworzą się one na skutek przemiany promieniotwórczej alfa  $^{226}\text{Ra}$  włączonego w struktury minerałów lub znajdującego się w porach interstycjalnych i na powierzchni ziaren skał zbiornikowych. Spośród całkowitej liczby tworzących się w skałach zbiornikowych atomów  $^{222}\text{Rn}$  najczęściej do wód podziemnych uwalnianych jest od 1% do 10%, a w strefach o zwiększonym współczynniku emanacji do 30% atomów. Maksymalnie do wód podziemnych w strefach zaburzonych silnymi kruchymi deformacjami tektonicznymi może do wód

podziemnych uwolnić się 70% tworzących się w skale atomów  $^{222}\text{Rn}$ . Pozostała ilość radonu, zwykle poniżej 1% lub nawet 0,1% atomów  $^{222}\text{Rn}$ , pochodzi z rozpadu jonów  $^{226}\text{Ra}^{2+}$  rozpuszczonych w tych wodach.

Zwiększone stężenie  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych występuje jedynie wówczas, gdy koncentracja  $^{226}\text{Ra}$  w skałach zbiornikowych przekracza  $30 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$  i jednocześnie współczynnik emanacji jest wyższy niż 0,10. Wysoka wartość tylko jednego z tych parametrów nie powoduje istotnego zwiększenia stężeń radonu w wodach podziemnych. Wśród skał Sudetów zachodnich zwiększony współczynnik emanacji jest charakterystyczny dla stref kruchych deformacji tektonicznych, zwłaszcza do głębokości około 50 m p.p.t. (maksymalnie 100 m p.p.t.), gdzie dodatkowo skały te dotknięte są w znacznym stopniu zmianami wietrzeniowymi i nie są poddane wysokiemu ciśnieniu wyżej leżących warstw (nadkładu). Dużym współczynnikiem emanacji  $^{222}\text{Rn}$  charakteryzują się także luźne skały okrucowe. Zwiększona koncentracja  $^{226}\text{Ra}$  charakterystyczna jest przede wszystkim dla gnejsów (zwłaszcza ortognejsów) i granitoidów, a także dla niektórych skał okrucowych, zwłaszcza mułowców.

Na podstawie wyników przeprowadzonych badań można przedstawić dwa generalne schematy rozpuszczania się radonu w podziemnych wodach leczniczych Sudetów. Według pierwszego z nich radon rozpuszcza się w uformowanym uprzednio na skutek różnych procesów fizykochemicznych typie wody podziemnej w rejonie ujęcia lub źródła. Według drugiego radon jest dostarczany wraz z jedną ze składowych wód podziemnych, tworzących ujmowaną lub wypływającą mieszaninę. Cechą typową wód zaliczonych do schematu pierwszego jest generalny brak zależności stężeń radonu w wodach poszczególnych ujęć od ich właściwości fizykochemicznych, podczas gdy takie zależności są obserwowane w wodach należących do drugiego schematu rozpuszczania się radonu. Według pierwszego schematu radon rozpuszcza się w wodach podziemnych (w tym leczniczych):

- Kowar,
- Szklarskiej Poręby,
- Sosnówki,
- Świeradowa Zdroju (wody radonowe),
- Kamienicy,
- Sobótki,
- Jeleniowa (wody radonowe),
- Kletna,
- Romanowa,
- Szczawna Zdroju,
- Polanicy Zdroju,
- Łącka Zdroju,

natomiast według drugiego schematu w wodach:

- Świeradowa Zdroju (szczawy),
- Długopola Zdroju,

- Szczawiny,
- Kudowy Zdroju,
- Jeleniowa (szczawy),
- Gorzanowa,
- Jedliny Zdroju,
- Bobrownik Starych,
- Czerniawy Zdroju,
- Dusznik Zdroju,
- Przerzeczyna Zdroju,
- Cieplic Śląskich Zdroju.

Transport radonu w wodach podziemnych jest uzależniony od prędkości ruchu medium – wody. Proces dyfuzji odgrywa jedynie podrzędną rolę, stanowiąc podstawowy mechanizm transportu atomów radonu z nanopor do wód wolnych. Wraz z wodą podziemną atomy radonu przenoszone są do ujęcia lub źródła w czasie nie dłuższym niż 38,2 doby od momentu swojego powstania. W tym czasie przebywają odległość od kilku do kilkudziesięciu metrów, jedynie w sporadycznych przypadkach ponad 100, a nawet 200 metrów. Migracja radonu wraz z wodami podziemnymi umożliwia przebywanie przez atomy tego gazu znacznie większych dystansów, niż w przypadku ich przenoszenia w fazie gazowej w wyniku dyfuzji.

Objętość skał zasilających w  $^{222}\text{Rn}$  wody podziemne ujęć i źródeł Sudetów wynosi najczęściej od kilku tysięcy do kilkudziesięciu tysięcy  $\text{m}^3$ . W skrajnych przypadkach może wynosić minimalnie kilkaset  $\text{m}^3$ , a maksymalnie kilka milionów  $\text{m}^3$ . W związku z tym obszary zasilania ujęć i źródeł w  $^{222}\text{Rn}$  mają powierzchnię najczęściej od kilkuset do kilku tysięcy  $\text{m}^2$ , przy czym wartości ekstremalne wynoszą około 10  $\text{m}^2$  i około 100 000  $\text{m}^2$ . Obszary te przylegają do ujęć od strony dopływu wody, a w przypadku dopływu radialnego znajdują się wokół ujęcia. Są one znacznie mniejsze i leżą znacznie bliżej ujęć lub źródeł niż obszary zasilania wód podziemnych wypływających w tych ujęciach i źródłach.

Największe stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Sudetów, przekraczające 1500  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , a nawet 2000  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , są charakterystyczne przede wszystkim dla niskozmineralizowanych wód płytkiego krążenia i współczesnej infiltracji – o krótkim czasie podziemnego przepływu (do kilkunastu lat). Występują one w rejonie Kamienicy, Świeradowa Zdroju i Szklarskiej Poręby. Podobnie dużymi stężeniami charakteryzują się wody termalne Łądka Zdroju, a nieco mniejszymi także szczawy Świeradowa Zdroju.

Najmniejsze stężenia tego gazu zanotowano w wysokozmineralizowanych szczawach głębokiego krążenia, ujmowanych i wypływających w rejonie Świeradowa Zdroju, Szczawna Zdroju, Dusznik Zdroju, Kudowy Zdroju, Polanicy Zdroju i Gorzanowa. Podobnie małe stężenia, tj. wynoszące od około jednego do kilkunastu–kilkudziesię-

ciu  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , zmierzono w niskozmineralizowanych wodach Sobótki, wodach krasowych Kletna, termalnych Cieplic Śląskich Zdroju i siarczkowych Przerzeczyna Zdroju.

Zmiany stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Sudetów wahają się w czasie najczęściej w granicach od  $\pm 25$  do  $\pm 75\%$  od wartości średniej arytmetycznej w danym ujęciu lub źródle. Odchylenia te rzadko są większe od  $100\%$ , a sporadycznie dochodzą do  $\pm 200\%$  od wartości średniej. Największe wahania notowane są w wodach, do których radon dostarczany jest wraz z jedną ze składowych ujmowanej lub wypływającej mieszaniny (np. w szczawach). Wówczas zmiany procentowego udziału składowej wzbogaconej w radon w mieszaninie decydują o zmianach stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wypływającej lub ujmowanej wodzie podziemnej.

Według zaproponowanej przez autora klasyfikacji wody radonowe w sensie górniczo-balneologicznym (tzn. wody lecznicze i potencjalnie lecznicze, która zawierają  $^{222}\text{Rn}$  w stężeniach  $> 74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ) są wodami niskoradonowymi, radonowymi, wysokoradonowymi lub ekstremalnie radonowymi. W Sudetach do tej pory stwierdzono występowanie wód niskoradonowych, radonowych i wysokoradonowych, które mogą być uważane za potencjalnie lecznicze wody radonowe lub też są uznane za lecznicze wody radonowe.

Wody wysokoradonowe, o zawartości  $^{222}\text{Rn}$  od 1000 do 9999,9(9)  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , do chwili obecnej stwierdzono na obszarze następujących jednostek tektonicznych Sudetów:

- metamorfiku izerskiego,
- granitu karkonoskiego,
- metamorfiku Łądko-Śnieżnika,

co odpowiada ich występowaniu na obszarze 2 subregionów hydrogeologicznych – izersko-karkonoskiego i śnieżnicko-żłotostockiego.

Wody radonowe, o zawartości  $^{222}\text{Rn}$  od 100 do 999,9(9)  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , do chwili obecnej stwierdzono, poza wymienionymi, także na obszarze następujących jednostek tektonicznych Sudetów:

- metamorfiku orlicko-bystrzyckiego,
- niecki śródsudeckiej,
- granitu Strzegomia-Sobótki,
- strefy Niemczy,

co odpowiada ich występowaniu na obszarze 3 subregionów hydrogeologicznych – bystrzycko-orlickiego, śródsudeckiego i elewacyjnego przedsudeckiego. Należy zaznaczyć, że wody radonowe z obszaru granitu Strzegomia-Sobótki po raz pierwszy opisano w niniejszej pracy. Wody niskoradonowe, tj. zawierające  $^{222}\text{Rn}$  w stężeniach od 10 do 99,9(9)  $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ , występują powszechnie w Sudetach.

W Polsce złoża wód radonowych były rozpoznane i są eksploatowane jedynie na obszarze Sudetów zachodnich, włączając w nie także blok przedsudecki. W chwili obecnej złoża leczniczych wód radonowych różnych typów chemicznych znajdują się w:

- Długopolu Zdroju,
- Jedlinie Zdroju,
- Łądku Zdroju,
- Przerzeczynie Zdroju,
- Szczawinie,
- Szczawnie Zdroju,
- Świeradowie Zdroju.

Na podstawie przedstawionych w niniejszej pracy wyników badań należy stwierdzić, że również niektóre wody lecznicze z innych źródeł mogą zostać uznane także za lecznicze wody radonowe. Są to wody lecznicze ze źródeł w:

- Cieplicach Śląskich Zdroju,
- Dusznikach Zdroju,
- Jeleniowie.

Podziemne wody niskoradonowe, radonowe i wysokoradonowe występujące na obszarze oraz w pobliżu: Bobrownik Starych, Kamienicy, Kowar, Sobótki, Sosnówki i Szklarskiej Poręby można traktować jako potencjalnie lecznicze wody radonowe.

Występowania źródeł wód radonowych należy spodziewać się w obszarach charakteryzujących się obecnością złożowych koncentracji uranu oraz w rejonach występowania skał o zwiększonej ( $> 30 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) zawartości  $^{226}\text{Ra}$  i jednocześnie o dużym ( $> 0,10$ ) współczynniku emanacji radonu. W takich obszarach wody radonowe są związane głównie ze strefami kruchych deformacji tektonicznych, a także z wystąpieniami skał dotkniętych w znacznym stopniu procesami wietrzenia, zwłaszcza fizycznego.

W związku z tym, poszukiwanie i rozpoznawanie nowych źródeł wód radonowych powinno przebiegać dwuetapowo. W pierwszym etapie należy wyznaczyć obszary perspektywiczne, a następnie w ich obrębie obszary występowania i złoża wód radonowych.

W chwili obecnej na podstawie zgromadzonych do tej pory danych geologicznych, a także hydrogeologicznych, geofizycznych i geochemicznych oraz hydrochemicznych autor wyznaczył obszary perspektywiczne pod względem występowania wód radonowych. W Polsce są to:

- Sudety zachodnie,
- Sudety wschodnie,
- zapadlisko śląsko-krakowskie,
- zapadlisko przedkarpackie,
- Karpaty,
- Góry Świętokrzyskie,
- monoklina przedsudecka.

W Sudetach zachodnich obszarami perspektywicznymi pod względem występowania wód radonowych, poza jednostkami tektonicznymi, w których już udokumentowano wystąpienie tych wód, są przede wszystkim:

- metamorfik Rudaw Janowickich,
- masywy granitoidowe,

- metamorfik kamieniecki,
- a w dalszej kolejności także:
- metamorfik kaczawski,
  - metamorfik kłodzki,
  - niecka północnosudecka,
  - niecka Świebodziec,
  - kra sowiogórska,
  - struktura bardzka.

W wyznaczonych obszarach perspektywicznych po wykonaniu kartowania hydrogeologicznego, hydrogeochemicznego, a także w razie potrzeby po wykonaniu zdjęć: emanacyjnego, ekshalacyjnego i radiohydrogeologicznego można wyznaczyć obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, a następnie lokalizację ujęć wód radonowych oraz przybliżone granice złoża. Następnie, na podstawie próbnej eksploatacji tych ujęć oraz bardziej szczegółowych badań hydrogeologicznych, fizykochemicznych oraz modelowania, możliwe jest wyznaczenie granicy złoża wód radonowych oraz obszarów zasilania ujęć w radon i wodę. W ramach tych prac oznaczenia stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych powinny być wykonywane kilkakrotnie w różnych okresach roku hydrologicznego, w miarę możliwości w siatce o wzajemnej odległości węzłów rzędu 50–100 m. Wskazane jest także wykonanie oznaczeń zawartości  $^{226}\text{Ra}$  w skałach zbiornikowych oraz wyznaczenie ich współczynnika emanacji. W uzasadnionych przypadkach należy także wykonać oznaczenia zawartości  $^{226}\text{Ra}$  w wodach podziemnych, a także innych radionuklidów mogących w istotny sposób podnosić poziom radioaktywności wody, wpływając przez to na wartość dawki efektywnej od promieniowania jonizującego, jaką będą otrzymywali pacjenci (kuracjusze), pracownicy uzdrowiskowych zakładów górniczych zatrudnieni przy eksploatacji tych wód, a przede wszystkim osoby personelu medycznego zatrudnione przy wykonywaniu zabiegów. Przy wyznaczaniu granic złoża należy uwzględnić obszary zasilania ujęć w radon, a w miarę możliwości i potrzeb, także obszary zasilania oraz strefy przepływu i drenażu ujmowanych wód. Należy zaznaczyć także, że najtańszą i najprostszą metodą eksploatacji złóż wód radonowych jest ujęcie istniejących źródeł, jeżeli ich lokalizacja, wydajność oraz charakterystyka hydrochemiczna i biologiczna są satysfakcjonujące dla inwestora i zgodne z wymogami sanitarno-epidemiologicznymi.

Wymienione działania powinno zakończyć określenie zasobów dyspozycyjnych w złożu oraz zasobów eksploatacyjnych wód radonowych dla poszczególnych ujęć. Wydaje się jednak, że w chwili obecnej zasoby udokumentowanych i eksploatowanych złóż wód radonowych w pełni zaspokajają istniejące potrzeby w tym zakresie.

Na podstawie przeprowadzonych badań można określić potencjalne zasoby eksploatacyjne radonowych wód leczniczych Sudetów. W chwili obecnej wynoszą one około 2000 m<sup>3</sup> na dobę, tj. nieco ponad 700 000 m<sup>3</sup> w ciągu roku. Ponad połowę tych zasobów stanowią wody termalne Łącka Zdroju, około 12% wody radonowe i szczawy Świeradowa Zdroju, a około 8% wody siarczkowe i radonowe Przerzeczyna Zdroju. Nie-

spełna 10% z tych zasobów przypada na wody lecznicze (szczawy i wody termalne) ze źródeł: Długopola Zdroju, Jedliny Zdroju, Szczawiny, Szczawna Zdroju, Dusznik Zdroju i Cieplic Śląskich Zdroju, natomiast pozostałe ponad 20% stanowią nieeksploatowane szczawy oraz nie uznane za lecznicze wody radonowe Jeleniowa. Znaczna część tych zasobów nie jest wykorzystywana, istnieje więc możliwość zwiększenia wykorzystania wód radonowych bez konieczności poszukiwania, rozpoznawania i dokumentowania nowych źródeł.

Biorąc pod uwagę określone zasoby eksploatacyjne radonowych wód leczniczych Sudetów, a także określone zasoby potencjalnie leczniczych wód radonowych, będących przedmiotem niniejszego opracowania, łączne potencjalne zasoby eksploatacyjne wód radonowych Sudetów można oszacować na około  $5000 \text{ m}^3$  na dobę, tj. nieco ponad  $1\,800\,000 \text{ m}^3$  na rok. Wśród nich wody niskoradonowe stanowią 15%, radonowe 40% oraz wysokoradonowe pozostałe 45% szacowanych potencjalnych zasobów eksploatacyjnych. Niemal 1/3 (32%) tych zasobów stanowią wody charakteryzujące się także innymi właściwościami fizykochemicznymi, pozwalającymi na uznanie ich za lecznicze. Są to szczawy i wody kwasowęglowe oraz wody termalne i wody siarczkowe.

Uwzględniając liczbę źródeł istniejących w Sudetach można oszacować potencjalne zasoby dyspozycyjne wód radonowych Sudetów na około  $285\,000 \text{ m}^3$  na dobę, tj. około  $105\,000\,000 \text{ m}^3$  na rok. Należy przy tym podkreślić, że niemal w całości są to zasoby odnawialne, ponieważ w większości wody radonowe są wodami infiltracyjnymi płytkiego krążenia, charakteryzującymi się krótkim czasem podziemnego przepływu.

Na podstawie wyników przeprowadzonych przez autora badań można także oszacować ilość radonu wynoszonego wraz z wodami podziemnymi Sudetów do atmosfery. Jest to około  $1,41 \cdot 10^{12} \text{ Bq}$  na dobę, tj. około  $5,24 \cdot 10^{14} \text{ Bq}$  na rok, co odpowiada uwolnieniu do atmosfery niespełna  $10 \text{ cm}^3$   $^{222}\text{Rn}$  w ciągu roku i stanowi około 0,003% szacowanej całkowitej ilości  $^{222}\text{Rn}$  dostarczanego przez wody podziemne Ziemi do atmosfery.

Obecnie eksploatacja leczniczych wód radonowych jest prowadzona przede wszystkim z ujętych źródeł i płytkich studni kopanych lub wierconych, z samowypływem, co jest rozwiązaniem optymalnym.

Najistotniejszym zagadnieniem związanym ze specyfiką eksploatacji wód radonowych jest zapewnienie możliwie najmniejszych zmian stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w czasie ujmowania wody, a następnie jej poboru z ujęcia i transportu do miejsca odbioru (np. wydawania zabiegu). Dlatego też najlepszym rozwiązaniem jest eksploatacja z samowypływu poprzez przelew umieszczony możliwie głęboko poniżej zwierciadła wody w ujęciu. Dzięki zastosowaniu takiego rozwiązania znacznie utrudnione jest uwalnianie się radonu do powietrza atmosferycznego, a także zapobiega to wywoływaniu leja depresji, powodującego tworzenie się różnicy ciśnień w pobliżu ujęcia, a więc w strefie rozpuszczania się radonu. Również w rurociągach i zbiornikach objętość powietrza powinna być ograniczona do minimum, dlatego też w instalacjach służących do odbioru, rozprowadzania

i magazynowania wód radonowych należy unikać stosowania hydroforów, pomp, kaskad, przelewów i innych urządzeń mogących powodować odgazowanie wody. Również prędkość przepływu wody w czasie jej transportu z ujęcia do odbiornika powinna być na tyle mała, aby przepływ miał charakter zbliżony do laminarnego. Woda radonowa powinna także być podgrzewana dopiero w miejscu wydawania zabiegu. Ze względu na średni czas życia  $^{222}\text{Rn}$  wody radonowe nie powinny być magazynowane, a łączny czas transportu wody z ujęcia do punktu odbioru nie powinien przekraczać kilkunastu godzin. Dlatego też miejsca wydawania zabiegów powinny być zlokalizowane możliwie blisko ujęć.

W czasie eksploatacji radonowych wód leczniczych niezbędne jest wykonywanie pomiarów kontrolnych stężenia  $^{222}\text{Rn}$ . Uwzględniając zmiany stężeń radonu w wodach badanych do tej pory ujęć, należy uznać za wystarczające wykonywanie pomiarów kontrolnych w ujęciach raz na dobę. Każdorazowo jednak częstotliwość pomiarów kontrolnych powinna być dopasowana do sposobu eksploatacji oraz wykorzystania wody. Jeżeli przed wydawaniem zabiegów woda podlega magazynowaniu, to należy wykonywać pomiary kontrolne także w wodzie bezpośrednio podawanej do zabiegu lub serii zabiegów. W przypadku magazynowania wody, w czasie napełniania zbiornika, pomiar kontrolny stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w ujęciu powinien być wykonywany kilkakrotnie. Niezwykle istotny jest także dobór metody pomiaru do specyfiki eksploatacji wód radonowych. Wydaje się, że w chwili obecnej optymalne jest wykorzystanie komór Lucassa lub jonizacyjnych, połączonych z urządzeniami do odgazowania wody. Alternatywą może być zastosowanie liczników ciekłoscyntylacyjnych lub detektorów półprzewodnikowych.

Ze względu na genezę wód radonowych niezwykle istotnym zagadnieniem jest ochrona ich jakości i zasobów. W wyznaczonym obszarze zasilania ujęcia w  $^{222}\text{Rn}$  należy wprowadzić nakazy, zakazy i ograniczenia analogiczne do obowiązujących w strefach ochrony sanitarnej ujęć wód przeznaczonych do spożycia przez ludzi. Istotne jest zwłaszcza ustanowienie zakazu wykonywania jakichkolwiek robót ziemnych oraz wszelkich innych prac mogących spowodować naruszenie struktury gruntu i skał lub też w jakikolwiek inny sposób wpływających na zmianę systemu krążenia wód podziemnych. Istotne jest także zabezpieczenie wody przed wszelkimi skażeniami chemicznymi i biologicznymi. Jeżeli nie tylko radon, ale także i nośnik – woda jest wykorzystywana, istotna staje się kompleksowa ochrona całego złoża, tj. obszaru zasilania (infiltracji), strefy przepływu i drenażu (lub ujęcia). W takim przypadku najprostszym rozwiązaniem jest objęcie całego systemu krążenia wód radonowych granicami obszaru górniczego. Ze względu na genezę wód radonowych obszar takiego złoża zwykle nie będzie odbiegał wielkością od obecnie istniejących obszarów górniczych utworzonych dla złóż wód leczniczych.

Z przeprowadzonych pilotażowych badań wynika, że występujący naturalnie w środowisku wód podziemnych  $^{222}\text{Rn}$  można wykorzystać jako znacznik przy kartowaniu stref dopływu wód podziemnych do wód powierzchniowych. Może on stanowić także narzędzie pomocnicze przy jakościowej ocenie głębokości krążenia i mieszania się różnych składowych wód podziemnych, a także przy kartowaniu granic litologicznych.



Na podstawie przedstawionych wyników badań autora można określić kilka najważniejszych dziedzin, w których powinny być kontynuowane badania związane z występowaniem radonu w wodach podziemnych.

Wobec możliwości wykorzystania radonu do określania czasu przepływu podziemnego wód w skali dni i tygodni, może się okazać, że  $^{222}\text{Rn}$  znajdzie zastosowanie jako naturalny, radioaktywny znacznik wykorzystywany do opisu, a następnie modelowania zjawisk zachodzących w zbiornikach wód podziemnych w czasie nie dłuższym od jednego miesiąca. Może więc stać się on dobrym znacznikiem procesów przebiegających w niektórych zbiornikach krasowych lub strefach infiltracyjnych oraz w strefach drenażu wód podziemnych. Na podstawie przedstawionych jakościowych modeli genezy i migracji radonu w wodach podziemnych oraz przy wykorzystaniu zaproponowanych metod obliczania współczynnika emanacji radonu ze skał zbiornikowych oraz drogi jego migracji wraz z wodami podziemnymi, w najbliższym czasie powinny zostać opracowane metody matematyczne służące do modelowania migracji radonu wraz z wodami podziemnymi.

Niezbędne jest także opracowanie przestrzennej charakterystyki zmienności stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych Sudetów. Pozwoli to na wyznaczenie radonowego tła hydrochemicznego dla całego obszaru oraz poszczególnych jednostek tektonicznych lub hydrogeologicznych. Możliwe będzie wówczas obliczenie zasobów dyspozycyjnych wód radonowych Sudetów oraz precyzyjne wyznaczenie obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych. Jednocześnie w obszarach występowania anomalnie dużego stężenia  $^{222}\text{Rn}$  w wodach podziemnych możliwe będzie wprowadzenie odpowiednich zaleceń (wymogów) odnośnie do wykorzystywania tych wód w gospodarstwach domowych, w tym do spożycia przez ludzi, w związku z koniecznością zminimalizowania ryzyka narażenia na promieniowanie jonizujące od radonu i jego pochodnych.

Ponieważ w chwili obecnej przyjęte (zatwierdzone) zasoby eksploatacyjne leczniczych wód radonowych nie są w pełni wykorzystywane, zatem nie ma pilnej potrzeby poszukiwania i rozpoznawania nowych złóż. Powinny być natomiast prowadzone prace zmierzające do wyznaczenia obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, zwłaszcza na obszarze Sudetów. Takie działania przyczynią się do lepszego rozpoznania bazy surowcowej kraju, a poprzez to do poprawienia gospodarki zasobami cennego surowca, jakim są radonowe wody lecznicze.

## Literatura

- Abbad S., Robe M.C., Bernat M., Labeled V., 1995 – *Influence of meteorological and geological parameter variables on the concentration of radon in soil gases application to seismic forecasting in the Provence-Alpes-Côte d'Azur region*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 35–48.
- Abbad A., Abbad A.G.E., Michel R., 2004 – *Indoor radon measurement with the Lucas cell technique*. *Applied Radiation and Isotopes*, Vol. 61, No. 6, 1469–1475.
- Abdel-Monem A. A., El Aassy I. E., El-Naggar A. M., Attia K. E., El-Fawy A. G., 1996 – Concentration of radon gas and daughters in uranium exploration tunnels, Allouqua, west central Sinai, Egypt. *Radiat. Phys. Chem.*, Vol. 47, No. 5, 765–767.
- Adamski W., 1960 – *Genetyczno-strukturalne typy złóż uranowych w Polsce*. [W:] *Materiały konferencyjne: Pierwsza polsko-jugosławińska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych*, Karpacz 1960, 1–9.
- Adamski W., 1989 – *Zakłady Przemysłowe R-1 (1948–1972)*. [W:] Bugaj T. (red.) – *Kowary. Szkice z dziejów miasta*. t. II, 63–76, Jelenia Góra.
- Adamski W., Sztuk H., 1997 – *Zbiorne dane o robotach poszukiwawczych i eksploatacyjnych oraz przeróbce rud uranowych prowadzonych w latach 1948–1972 na terenie województw jeleniogórskiego i walbrzyskiego*. Instytut Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Raport nr I-11/S-7/97.
- Adamski W., Ciężkowski W., Solecki A., Sztuk H., 1998 – *Remediation concepts for the uranium mining operations in CEEC. Polish Part. PHARE Multi-Country Environmental Sector Programme*. Instytut Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Raport nr I-11/S-2/98.
- Åkerblom G., 1999 – *Radon legislation and national guidelines*. European Research into Radon in Construction Concerted Action (ERRICCA) Report F14P-CT96–0064(DG12–WSMN):19–20.
- Albu M., Banks D., Nash H., 1997 – *Mineral and thermal groundwater resources*. Chapman & Hall, London.
- Alekin O. A., 1948 – *Obszczaja gidrochimija*. Gidrometeorizat, Leningrad.
- Aleksandrowski P., 1995 – *Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów*. *Przegląd Geologiczny*, Vol. 43, 745–754.
- Aleksandrowski P., 2003 – *Śródsudecka strefa uskokuwa – przykład przesuwczej granicy terranów*. [W:] Ciężkowski W. i in. (red.) – *Sudety zachodnie – od wendy do czwartorzędu*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Wrocław, 105–118.
- 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, 237–277.

- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J. A., 2000 – *The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan?* Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, Vol. 90, 127–146.
- Al-Hilal M., Sbeinati M. R., Darawcheh R., 1998 – *Radon variations and microearthquakes in western Syria*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 49, Nos 1–2, 117–123.
- Almeida R.M.R., Lauria D.C., Ferreira A.C., Sracek O., 2004 – *Groundwater radon, radium and uranium concentrations in Região dos Lagos, Rio de Janeiro State, Brazil*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 73, 323–334.
- Al-Tamimi M. H., Abumurad K.M., 2001 – *Radon anomalies along faults in North of Jordan*. Radiation Measurements, Vol. 34, 397–400.
- Amelung W., Evers A., 1962 – *Handbuch der Bäder- und Klimaheilkunde*. Friedrich-Karl Schattauer-Verlag, Stuttgart.
- Amgarou K., Font L., Domingo C., Fernández F., Baixeras C., 2001 – *Simultaneous measurement of radon, radon progeny and thoron concentrations using Makrofol-DE detectors*. Radiation Measurements, Vol. 34, 139–144.
- Andrews J. N., Hussain N., Batchelor A. S., Kwakwa K., 1986 – *<sup>222</sup>Radon solution by the circulating fluids in a hot dry rock geothermal reservoir*. Applied Geochemistry, Vol. 1, 647–657.
- Andrews J. N., Ford D. J., Hussain N., Trivedi D., Youngman M. J., 1989 – *Natural radioelement solution by circulating groundwaters in the Stripa granite*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 53, 1791–1802.
- Andru J., 1990 – *Specific characteristics of Radon “passive/open” model detectors compared to “passive/close” and “charcoal” devices*. [In:] *Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l’environnement. Actes du Colloque International sur la Geochemie des Gaz* (Mons – 3–6 octobre 1990 Belgique) Mém. Expl. Cartes Géologique et Minières de la Belgique, No. 32, 322 p/b, 245–252.
- Annunziatellis A., Ciotoli G., Lombardi S., Nolasco F., 2003 – *Short- and long-term gas hazard: the release of toxic gases in the Alban Hills volcanic area (central Italy)*. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 77, 93–108.
- Artymowicz P., 1995 – *Astrofizyka układów planetarnych*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Asikainen M., 1981 – *State of disequilibrium between <sup>238</sup>U, <sup>234</sup>U, <sup>226</sup>Ra and <sup>222</sup>Rn in groundwater from bedrock*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 45, 201–206.
- Ball T.K., Cameron D.G., Colman T.B., Roberts P.D., 1991 – *Behaviour of radon in the geological environment: a review*. Quarterly Journal of Engineering Geology, No. 24, 169–182.
- Banaś M., 1965 – *Przejawy mineralizacji w metamorfiku Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego*. Prace Geologiczne PAN, Oddział w Krakowie, nr 27. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Banaś M., Piestrzyński A., Mielniczuk W., 1976 – *The secondary haloes of uranium dissemination round mine dumps*. Nukleonika, Vol. 21, No. 5, 639–645.
- Barabaś S., Głowacki Z., 1964 – *Wody radoczynne Szklarskiej Poręby na tle szczegółowych badań radiohydrogeologicznych*. Kowary.
- Bareja E., 1981 – *Minerały uranu w górnokarbońskich utworach rejonu Nowej Rudy*. Kwartalnik Geologiczny, Vol. 25, nr 2, 287–300.
- Bareja E., Saldan M., Strzelecki R., 1987 – *Rudy uranu i toru*. [W:] Osika R. (red.) – *Budowa geologiczna Polski*, t. VI, *Złoża surowców mineralnych*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- Bareja J., 1960 – *Uranowe złoża osadowe na obszarze Sudetów w Polsce*. [W:] Materiały konferencyjne: Pierwsza polsko-jugosławińska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz 1960, 13–22.
- Barillon R., Chambaudet A., 2000 – *Alpha-particle dosimetry using solid state nuclear track detectors: Application to  $^{222}\text{Rn}$  and its daughters*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 243, No. 3, 607–620.
- Bartak J., Pieńkos J. P., 1998 – *Urządzenie do ciągłego pomiaru radonu w kopalniach*. [W:] Materiały konferencyjne Krajowego Sympozjum „Technika Jądrowa w Przemysle, Medycynie, Rolnictwie i Ochronie Środowiska”, Kraków 16–18 września 1998, 344–347.
- Bericht über die Radioaktivitätsuntersuchung der Heilquellen zu Bad Landeck*, Pr. Schl. 1905, Schlesische Bädertage, Vol. 33, 84–89.
- Bernhard S., Pineau J.F., Skowronek J., Zettwoog P., 1996 – *The radon hazard in non-uranium european mines: retrospective of a survey conducted between 1978 and 1982 in different mines across Europe*. Preceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 25–45.
- Bieleński A., 2002 – *Podstawy chemii nieorganicznej*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Biernacka M., Henschke J., Jagielak J., 1991 – *Radiologiczna mapa Polski*. Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna, No 8, 3–8.
- Bigu J., 1991 – *Practical difficulties in determining  $^{222}\text{Rn}$  flux density in underground uranium mines*. Health Physics, Vol. 61, No. 6, 763–773.
- Blackburn R., Al-Masri M. S., 1993 – *Determination of radon-222 and radium-226 in water samples by Cerenkov counting*. Analyst, Vol. 118, 873–876.
- Bobrov A. I., Krivitsky M., Kolorenko Y. Y., 1996 – *Radiation control in Ukrainian coal mines*. Preceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 17–24.
- Bocheńska T., Marszałek H., Staško S., 1997 – *Hard rocks of the Sudety Mts. as a groundwater collector and its vulnerability*. Acta Universitatis Wratislaviensis, Vol. 2052. Hydrogeology. The Second Workshop on Hardrock Hydrogeology of the Bohemian Massif. September 18–20, 1996, Borowice (Western Sudetes), Poland. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 11–19.
- 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.
- Bogen K. T., 2001 – *Biologically based prediction of empirical nonlinearity in lung cancer risk vs. residential/occupational radon exposure*. Human and Ecological Risk Assessment, Vol. 7, No. 4, 811–827.
- Bolewski A., Manecki A., 1993 – *Mineralogia szczegółowa*. Wydawnictwo PAE, Warszawa.
- Borucki J., Głowacki Z., Masłowski W., Saldan M., Uberna J., Zajączkowski W., 1967 – *Ocena perspektyw poszukiwawczych złóż rud uranu w Polsce*. Prace Instytutu Geologicznego, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Bossew P., 2003 – *The radon emanation power of building materials, soils and rocks*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 59, 389–392.
- Browne E., Firestone R. B., 1986 – *Table of radioactive isotopes*. A Wiley-Interscience Publication, John Wiley & Sons, Inc., New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore.

- Butterweck G., Reineking A., Kesten J., Porstendörfer J., 1994 – *The use of the natural radioactive noble gases radon and thoron as tracers for the study of turbulent exchange in the atmospheric boundary layer – case study in and above a wheat field*. Atmospheric Environment, Vol. 28, No. 12, 1963–1969.
- Calabrese E. J., Baldwin L. A., 2002a – *Radiation hormesis and cancer*. Human and Ecological Risk Assessment, Vol. 8, No. 2, 327–353.
- Calabrese E. J., Baldwin L. A., 2002b – *Defining hormesis*. Human & Experimental Toxicology, Vol. 21, 91–97.
- Calabrese E. J., Baldwin L. A., 2003 – *Toxicology rethinks its central belief: Hormesis demands a reappraisal of the way risks are assessed*. Nature, Vol. 421, No. 6924, 691–692.
- Canoba A. C., López F. O., Oliveira A. A., 1999 – *Radon determination by activated charcoal adsorption and liquid scintillation measurement*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 240, No. 1, 237–241.
- Carvalho F. P., 1995 – *Origins and concentrations of  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{210}\text{Bi}$  and  $^{210}\text{Po}$  in the surface air at Lisbon, Portugal, at the atlantic edge of the european continental landmass*, Atmospheric Environment, Vol. 29, No. 15, 1809–1819.
- Castro Morales D. A., LaBrecque J. J., 1999 – *Determination of radon-222 in a natural thermal water spring shortly before and after the July 9, 1997 earthquake ( $M_s = 6.8$ ) in the State of Sucre, Venezuela*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 242, No. 1, 115–118.
- Cebulska-Wasilewska A., 1997 – *Skutki biologiczne ekspozycji na radon i produkty jego rozpadu*. [W:] *Materiały konferencyjne XVII Szkoły Jesiennej Polskiego Towarzystwa Badań Radiacyjnych im. Marii Skłodowskiej-Curie nt. „Radon – występowanie, konsekwencje”*. Zakopane, 22–26 września 1997, 70–81.
- Chalupnik S., Michalik B., Wysocka M., Skubacz K., Mielnikow A., 2001 – *Contamination of settling ponds and rivers as a result of discharge of radium-bearing waters from Polish coal mines*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 54, 85–98.
- Chalupnik S., 2004 – *Theoretical study of radium behaviour in aquifers*. Proceedings from the NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk 2004, May 16–21, 696–715 (CD).
- Chalupnik S., Wysocka M., Mielnikow A., Michalik B., Skowronek J., 2004 – *Radium balance in discharge waters from coal mines in Upper Silesia region*. Proceedings from the NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk 2004, May 16–21, 682–695 (CD).
- Chau N. D., Niewodniczański J., Dorda J., Ochoński A., Chruściel E., Tomza I., 1997 – *Determination of radium isotopes in mine waters through alpha- and beta- activities measured by liquid scintillation spectrometry*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 222, Nos 1–2, 69–74.
- Chau N. D., Chwiej T., Chruściel E., 2001 –  *$^{226}\text{Ra}$ ,  $^{228}\text{Ra}$  and  $^{210}\text{Pb}$  isotopes in some water samples of mines*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 250, No. 2, 387–390.
- Cho J. S., Ahn J. K., Kim H.-Ch., Lee D. W., 2004 – *Radon concentrations in groundwater in Busan measured with a liquid scintillation counter method*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 75, No. 1, 105–112.
- Choubey V. M., Bartarya S. K., Ramola R. C., 2000 – *Radon in Himalayan springs: a geohydrological control*. Environmental Geology, Vol. 39 (6), 523–530.

- Choubey V. M., Bartarya S. K., Saini N. K., Ramola R. C., 2001 – *Impact of geohydrology and neo-tectonic activity on radon concentration in groundwater of intermontane Doon Valley, Outer Himalaya, India*. Environmental Geology, Vol. 40 (3), 257–266.
- Choubey V. M., Bartarya S. K., Ramola R. C., 2003 – *Radon in groundwater of eastern Doon valley, Outer Himalaya*. Radiation Measurements, Vol. 36, 401–405.
- Chruściel E., Jodłowski P., Kalita S. J., Pieczonka J., Piestrzyński A., 1996 – *Effects of uranium mining on radioactive contamination in the Kletno region in Poland*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Letters, Vol. 212, No. 4, 259–268.
- Chruścielewski W., 1997 – *Radon w uzdrowiskach polskich*. [W:] Materiały konferencyjne XVII Szkoły Jesiennej Polskiego Towarzystwa Badań Radiacyjnych im. Marii Skłodowskiej-Curie nt. „Radon – występowanie, konsekwencje”. Zakopane, 22–26 września 1997, 169–170.
- Chruścielewski W., Olszewski J., 2000 – *Promieniowanie naturalne w obiekcie turystycznym podziemnej sztolni 9 i 9a w Kowarach*. [W:] Zdulski M. (red.) – *Człowiek, Środowisko, Zagrożenia. PAA w Warszawie, Biuro Obsługi Roszczeń Byłych Pracowników ZPR-1 w Jeleniej Górze, Wyższa Szkoła Pedagogiczna im. T. Kotarbińskiego w Zielonej Górze, Instytut Socjologii, Jelenia Góra, 125–131*.
- Chruścielewski W., Świątnicki G., Domański T., 1980 – *Metoda pomiaru stężeń  $^{222}\text{Rn}$  w powietrzu za pomocą komór scyntylacyjnych*. Medycyna Pracy, T. 31, z. 2, 83–89.
- Chruścielewski W., Domański T., Orzechowski W., 1983 – *Concentrations of radon and its progeny in the rooms of Polish spas*. Health Physics, Vol. 45, No. 2., 421–424.
- Ciba J., Trojanowska J., Zołotajkin M., 1996 – *Mała encyklopedia pierwiastków*. Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, Warszawa.
- Ciężkowski M., 1967 – *Stężenie radonu w wodzie ze źródła „Jerzy” w Łądku Zdroju w czasie jej transportu i magazynowania*. Problemy Uzdrowiskowe, z. 4 (36), 68–73.
- Ciężkowski M., 1978 – *Wstępne pomiary stężenia niektórych gazów i radioaktywności w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie*. Acta Universitatis Wratislaviensis, No. 311, Studia Geograficzne XXIV, 91–95.
- Ciężkowski M., Ciężkowski W., 1981a – *Zwykłe wody radonowe Łądku Zdroju*. Przegląd Geologiczny, nr 4, 183–184.
- Ciężkowski M., Ciężkowski W., 1981b – *Możliwość zastosowania wód radonowych sztolni Śnieżnik do celów leczniczych*. Problemy Uzdrowiskowe, z. 9/12, 181–183.
- Ciężkowski M., Ciężkowski W., 1983 – *Wody radonowe sztolni „Śnieżnik”*. II Ogólnopolskie Sympozjum: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej. Łądek Zdrój; 13–16.10.1982, Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 295–298.
- Ciężkowski W., 1980 – *Hydrogeologia i hydrochemia wód termalnych Łądku Zdroju*. Problemy Uzdrowiskowe, z. 4 (150), 125–193.
- Ciężkowski W., 1983 – *Jednostka hydrogeologiczna szczaw Gór Izerskich*. Kwartalnik Geologiczny, T. 27, nr 3, 595–604.
- Ciężkowski W., 1989 – *Badania hydrogeologiczne obszaru krasowego Masywu Śnieżnika*. [W:] Jahn A., Kozłowski S., Wiszniowska T. (red.) – *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie. Badania i udostępnianie*. Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo, Wrocław, 180–201.
- Ciężkowski W., 1990 – *Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich*. Prace Nauk. Inst. Geotechn. Polit. Wrocł. nr 60, seria Monografie, nr 19, Wrocław.

- Cieźkowski W., 2003 – *Szczawy i wody radonowe bloku karkonosko-izerskiego*. [W:] Cieźkowski W. i in. (red.) – *Sudety zachodnie – od wendy do czwartorzędu*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Wrocław, 225–235.
- Cieźkowski W., Przylibski T. A., 1997 – *Radon in waters from health resorts of the Sudety Mts. (SW Poland)*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 48, No. 6, 855–856.
- Cieźkowski W., Solecki A. T., 1990 – *Radon cartography as tool of reasearch examples from the Sudety Mts area (SW Poland)*. [In:] *Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement*. Actes du Colloque International sur la Geochimie des Gaz (Mons – 3–6 octobre 1990 – Belgique). Mém. Expl. Cartes Géologique et Minières de la Belgique, No. 32, 322 p/b, 133–139.
- Cieźkowski W., Gröning M., Leśniak P. M., Weise S. M., Zuber A., 1992 – *Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data*. Journal of Hydrology, Vol. 140, 89–117.
- Cieźkowski W., Marszałek H., Solecki A., 1993 – *Radon w wodach podziemnych i w powietrzu glebowym obszaru granitu karkonoskiego*. Materiały konferencyjne „Geoekologiczne problemy Karkonoszy”, Karpacz 11–13 X 1991, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, 119–124.
- Cieźkowski W., Przylibski T., Sobina M., Złoch K., 1994 – *222-radon in Niedźwiedzia Cave (SW Poland)*. [W:] Jędrysek M.O. (ed.) – *Extended abstracts, Isotope Workshop II, 25–27 may 1994, Książ Castle, Poland*, 10–12.
- Cieźkowski W., Solecki A., Śliwiński W., 1995 – *Results of the long term monitoring of radon content in mineral springs of the Spa of Łądek Zdrój, southwestern Poland*. [In:] Dubois C. et al. (eds.) – *Gas geochemistry. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood*, 81–89.
- Cieźkowski W., Doktor S., Graniczny M., Kabat T., Liber-Madziarz E., Przylibski T., Teisseyre B., Wiśniewska M., Zuber A., 1996 – *Próba określenia obszarów zasilania wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych*. ZBU Zdroje, Wrocław (w przygotowaniu).
- Cieźkowski W., Kielczawa B., Teisseyre B., Mazurek P., Rodziewicz B., 2002 – *O niekorzystnym wpływie ograniczenia eksploatacji wód podziemnych na środowisko gruntowo-wodne na przykładzie wód leczniczych Dusznik Zdroju*. Prace Naukowe Instytutu Górnicztwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 102, Studia i Materiały Nr 29, Górnicztwo i Geologia VI, 3–14.
- Cieźkowski W., Jackowicz-Korczyński J., Kielczawa B., 2004 – *Sporządzanie projektów zagospodarowania złoża dla wód leczniczych. Poradnik metodyczny*. Ministerstwo Środowiska, Departament Geologii i Koncesji Geologicznych. SUDETY, Oficyna Wydawnicza Oddziału Wrocławskiego PTTK, Wrocław.
- Cohen B. L., Cohen E.S., 1983 – *Theory and practice of radon monitoring with charcoal adsorption*. Health Physics, Vol. 45, No. 2, 501–508.
- Collé R., 1995a – *A precise determination of the <sup>222</sup>Rn half-life by 4- liquid scintillation measurements*. Radioactivity & Radiochemistry, Vol. 6, No. 1, 16–29.
- Collé R., 1995b – *Critically evaluated half-life for <sup>222</sup>Rn radioactive decay and associated uncertainties*. Radioactivity & Radiochemistry, Vol. 6, No. 1, 30–40.
- Conen F., Robertson L.B., 2002 – *Latitudinal distribution of radon-222 flux from continents*. Tellus, Vol. 54B, 127–133.
- Cothorn C.R., Smith J.E. Jr. [eds.], 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.

- Cotton F. A., Wilkinson G., Gaus P. L., 1995 – *Chemia nieorganiczna. Podstawy*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Crandall Ch. A., Katz B. G., Hirten J. J., 1999 – *Hydrochemical evidence for mixing of river water and groundwater during high-flow conditions, lower Suwannee River Basin, Florida, USA*. Hydrogeology Journal, Vol. 7, 454–467.
- Daintith J. (red.), 2000 – *Słownik chemii*. Prószyński i S-ka, Warszawa.
- Danali S., Margomenou G., Veldeki K., 1986 – *The radioactivity of spas on the Greek island Ikaria and influencing factors*. Health Physics, Vol. 50, No. 4, 509–513.
- Darby S., Hill D., Doll R., 2001 – *Radon: A likely carcinogen at all exposures*. Annals of Oncology, Vol. 12, 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., Tomášek L., Whitley E., Wichmann 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 Journal, Vol. 330, No. 7485, 223–226.
- Davidson E.A., Trumbore S.E., 1995 – *Gas diffusivity and production of CO<sub>2</sub> in deep soils of the eastern Amazon*. Tellus, Vol. 47B, 550–565.
- Davis R.M., Watson J.E., Jr, 1990 – *Influence of <sup>226</sup>Ra concentration in surrounding rock on <sup>222</sup>Rn concentration in ground water*. Health Physics, Vol. 58, No. 3, 369–371.
- De Martino S., Sabbarese C., Monetti G., 1998 – *Radon emanation and exhalation rates from soils measured with an electrostatic collector*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 49, No. 4, 407–413.
- De Oliveira J., Mazzilli B., De Oliveira Sampa M.H., Silva B., 1998 – *Seasonal variations of <sup>226</sup>Ra and <sup>222</sup>Rn in mineral spring waters of Aguas da Prata, Brazil*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 49, No. 4, 423–427.
- Depciuch T., 1968 – *Geochemia i geneza koncentracji uranu w górnokrbońskich osadach klastycznych niecki śródsudeckiej*. Biuletyn Instytutu Geologicznego, Vol. 214, Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, T. XIV, 75–163.
- Domański T., Chruścielewski W., Kluszczyński D., Olszewski J., 1992 – *Radiation hazard in Polish mines – measurements and computer simulations*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 45, No. 1/4, 133–135.
- Dominikiewicz M., 1951 – *Wody mineralne Polski*. PZWL, Warszawa.
- Don J., 1984 – *Kaledonidy i waryscydy Sudetów zachodnich*. Przegląd Geologiczny, Nr 8–9, 459–468.
- Dongarrà G., Hauser S., Censi P., Brai M., 1995 – *Water chemistry,  $\delta^{13}\text{C}$  values and <sup>222</sup>Rn activity in groundwaters of western Sicily*. Nuclear Geophysics, Vol. 9, No. 5, 461–470.
- Dowgiało J., 1976 – *Wody termalne Sudetów*. Acta Geologica Polonica, Vol. 26, No. 4, 617–643.
- Dowgiało J., 1978 – *Pochodzenie dwutlenku węgla w szczawach Karpat i Sudetów na obszarze Polski*. Biuletyn Instytutu Geologicznego nr 312, Z badań hydrogeologicznych w Polsce, t. IV, 191–217.
- Dowgiało J., 1999 – *Wody mineralne, lecznicze i termalne – propozycja rewizji terminologii i uproszczenia klasyfikacji*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, Vol. 388, 49–60.
- Dowgiało J., 2000 – *Thermal water prospecting results at Jelenia Góra – Cieplice (Sudetes, Poland) versus geothermometric forecasts*. Environmental Geology, Vol. 39, No. 5, 433–436.



- Dowgiałło J., 2002 – *The Sudetic geothermal region of Poland*. Geothermics, Vol. 31, 343–359.
- Dowgiałło J., Karski A., Potocki I., 1969 – *Geologia surowców balneologicznych*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Dörr H., Münnich K. O., 1990 –  *$^{222}\text{Rn}$  flux and soil air concentration profiles in West-Germany. Soil  $^{222}\text{Rn}$  as tracer for gas transport in the unsaturated soil zone*. Tellus, Vol. 42B, 20–28.
- Dueñas C., Fernández M. C., Carretero J., Liger E., 1996 – *Measurement of  $^{222}\text{Rn}$  in soil concentrations in interstitial air*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 47, No. 9/10, 841–847.
- Dueñas C., Fernández M. C., Carretero J., Liger E., 1999a – *Methane and carbon dioxide fluxes in soils evaluated by  $^{222}\text{Rn}$  flux and soil air concentration profiles*. Atmospheric Environment, Vol. 33, 4495–4502.
- Dueñas C., Fernández M. C., Cañete S., Carretero J., Liger E., 1999b –  *$^{222}\text{Rn}$  concentrations, natural flow rate and the radiation exposure levels in the Nerja Cave*. Atmospheric Environment, Vol. 33, 501–510.
- Durrani S. A., 2001 – *Nuclear tracks: A success story of the 20th century*. Radiation Measurements, Vol. 34, 5–13.
- Dziedzic K., Kozłowski S., Majerowicz A., Sawicki L. (red.), 1979 – *Surowce mineralne Dolnego Śląska*. Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo, Wrocław.
- Eichholz G. G., 2001 – *Radon health spas*. Health Physics, Vol. 81, No. 6, 729.
- Eisenlohr L., Surbeck H., 1995 – *Radon as a natural tracer to study transport processes in a karst system. An example in the Swiss Jura*. Surface Geosciences, C.R. Acad. Sci. Paris, t. 321, serie II a, 761–767.
- Emsley J., 1997 – *Chemia. Przewodnik po pierwiastkach*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Enqvist T., Armbruster P., Eskola K., Leino M., Ninov V., Trzaska W.H., Uusitalo J., 1996 – *Alpha decay of the new isotope  $^{197}\text{Rn}$* . Zetschrift für Physik, Vol. A354, 9–10.
- Etiopie G., Guerra M., 1999 – *Gas-water partition and gas channelling along Rn–He–CO<sub>2</sub> bearing faults*. Il Nuovo Cimento, Vol. 22C, No. 3–4, 369–372.
- Etiopie G., Lombardi S., 1994 – *Soil gas  $^{222}\text{Rn}$  in sedimentary basins in central Italy: its implications in radiation protection zoning*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 56, No. 1–4, 231–233.
- Etiopie G., Lombardi S., 1995 – *Evidence for radon transport by carrier gas through faulted clays in Italy*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 193, No. 2, 291–300.
- Euratom, 2001 – *Commission Recommendation of 20 December 2001 on the protection of the public against exposure to radon in drinking water supplies, 2001/928/Euratom*.
- Facchini U., Garavaglia M., Magnoni S., Rinaldi F., Cassinis R., Delcourt-Honorez M., Ducarme B., 1995 – *Radon levels in a deep geothermal well in the Po plain*. [In:] Dubois C. (ed.) – *Gas geochemistry*. Science Reviews, Northwood, 257–279.
- Farai I. P., Sanni A. O., 1992 –  *$^{222}\text{Rn}$  in groundwater in Nigeria: a survey*. Health Physics, Vol. 62, No. 1, 96–98.
- Farid S. M., 1996 – *Measurements of radon concentrations in groundwaters from Swaziland using CR-39 nuclear track detectors*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 47, No. 3, 383–385.
- Fiedler H., 1863 – *Die Mineralien Schlesiens mit Berücksichtigung der angrenzenden Länder*. Breslau.
- Fistek J., 1967 – *Wody mineralne Świeradowa Zdroju*. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24–27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 76–78.

- Fistek J., 1970a – *Dokumentacja hydrogeologiczna źródeł wód radoczynnych Szklarskiej Poręby*. PPOTU, Warszawa–Wrocław.
- Fistek J., 1970b – *Dokumentacja hydrogeologiczna źródeł wód radoczynnych Kowar*. PPOTU, Warszawa–Wrocław.
- Fistek J., Dowgiałło J., 2003 – *Wody termalne Cieplic Śląskich w świetle badań geologiczno-poszukiwawczych wykonanych w latach 1969–73 i 1997–98*. [W:] Ciężkowski W. i in. (red.) – *Sudety zachodnie – od wendy do czwartorzędu*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Wrocław, 207–223.
- Fistek J., Głowacki Z., 1967 – *Wody lecznicze Szklarskiej Poręby*. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24–27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 78–79.
- Fistek J., Rafalski Z., 1965 – *Sprawozdania z badań radiohydrogeologicznych źródeł radoczynnych Szklarskiej Poręby za okres XII 1964–XII 1965*. PPOTU, Warszawa.
- Fistek J., Teisseyre J., 1967 – *Geneza wód mineralnych Świeradowa-Zdroju*. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24–27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 177–178.
- Fistek J., Tejsiorowska H., 1967 – *Wody termalne Cieplic Śląskich-Zdroju*. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24–27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 81–82.
- Fistek J., Gierwielaniec J., Hubicka K., Hubicki J., 1956 – *O pracach badawczo-poszukiwawczych za wodami radoczynnymi i o możliwościach zastosowania pomiarów promieniotwórczych do badań kartograficzno-geologicznych*. Przegląd Geologiczny, nr 6, 271.
- Fistek J., Iwanowski S., Iciek A., Jagodziński A., 1975 – *Badania geologiczne, geofizyczne i hydrogeologiczne jako przykład kompleksowego rozwiązania problemu poszukiwań wód leczniczych w uzdrowiskach sudeckich*. Biuletyn Informacyjny Geofizyka, Nr 1, 5–30.
- Fistek J., Staško S., Zieliński W., 1995 – *Wody podziemne bloku przedsudeckiego*. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Przewodnik LXVI Zjazdu PTG, 50 lat polskich badań geologicznych na Dolnym Śląsku, Geologia i Ochrona Środowiska Bloku Przedsudeckiego, Wrocław 21–24 IX 1995, 255–271.
- Fleischer R. L., 1983 – *Theory of alpha recoil effects on radon release and isotopic disequilibrium*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 47, 779–784.
- Fleischer R. L., 1987 – *Moisture and  $^{222}\text{Rn}$  emanation*. Health Physics, Vol. 52, No. 6, 797–799.
- Florkowski T., 1992 – *Natural production of radioactive noble gases in the geosphere*. [In:] *Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*. Proceedings of a consultants meeting on isotopes of noble gases as tracers in environmental studies organized by the International Atomic Energy Agency And Held in Vienna from 29 may to 2 june 1989. International Atomic Energy Agency, Vienna, 11–27.
- Franke W., Żelaźniewicz A., 2000 – *The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution*. [In:] Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (eds.) – *Quantification and modelling in the Variscan belt*. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 179, 63–86.
- Freyer K., Treutler H. C., Dehnert J., Nestler W., 1997 – *Sampling and measurement of radon-222 in water*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 37, No. 3, 327–337.
- Galli G., Mancini C., Quattrocchi F., Sandri S., 2002 – *Development of groundwater radon continuous monitors: Comparison between  $\alpha$  scintillation and  $\gamma$  spectrometry systems*. Il Nuovo Cimento, Vol. 25C, No. 1, 45–55.
- Garzón L., Garzón M. L., 2001 – *Radioactivity as a significant energy source in prebiotic synthesis*. Origins of Life and Evolution of the Biosphere. Vol. 31, 3–13.

- Gascoyne M., Barber J. H., 1992 – *The mobility of U, Ra and Rn in a granitic batholith on the Canadian shield*. Radiochimica Acta, Vol. 58/59, 281–284.
- Gaździk J., 1957 – *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1 : 25 000, arkusz Sobótka*. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Głowacki Z., 1960a – *Hydrotermalne złoża uranowe w Polsce*. [W:] Materiały konferencyjne: Pierwsza polsko-jugosłowiańska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz 1960, 10–12.
- Głowacki Z., 1960b – *Mapa radiohydrogeologiczna okolic Łąka Zdroju. Skala 1 : 10 000*.
- Głowacki Z., Sadkiewicz H., 1966 – *Rudy uranowe Dolnego Śląska*. [W:] Maślankiewicz K., Jerzmański J., Kasza L., Krasoń J. (red.) – *Z geologii Ziemi Zachodnich*. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945–1965. Zagadnienia geologii podstawowej i stosowanej. Towarzystwo Rozwoju Ziemi Zachodnich, Uniwersytet Wrocławski, Stowarzyszenie Geologów Wychowanków Uniwersytetu Wrocławskiego, Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Górnictwa, Wrocław, 415–432.
- Głowiak B., Ziółkowski J., 1965 – *Radioaktywność wód Świeradowa Zdroju*. Gaz Woda i Technika Sanitarna, Z. 5, 166–169.
- Głowiak B., Pałczyński R., Ziółkowski J., 1967 – *Radioaktywność wód mineralnych i ich eksploatacja w uzdrowiskach*. Problemy Uzdrowiskowe, Vol. 36, z. 4, cz. II, 146–156.
- Gómez Escobar V., Vera Tomé F., Lozano J.C., Martín Sánchez A., 1996 – *Determination of  $^{222}\text{Rn}$  and  $^{226}\text{Ra}$  in aqueous samples using a low-level liquid scintillation counter*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 47, No. 9/10, 861–867.
- Grabowski D., Kochański W., 1977 – *Zastosowanie detektorów śladowych do pomiarów stężenia radonu-222 w powietrzu w czasie wydawania zabiegów balneologicznych*. Balneologia Polska, Vol. 22, No. 1–2, 27–30.
- Grasty R.L., 1997 – *Radon emanation and soil moisture effects on airborne gamma-ray measurements*. Geophysics, Vol. 62, No. 5, 1379–1385.
- Greeman D.J., Rose A.W., 1996 – *Factors controlling the emanation of radon and thoron in soils of the eastern U.S.A.* Chemical Geology, Vol. 129, 1–14.
- Grocholski A., 1977 – *Uskok sudecki brzeżny a zagadnienie wulkanotektoniki trzeciorzędowej*. Acta Universitatis Wratislaviensis No. 378, Prace Geologiczno-Mineralogiczne t. VII, 89–103.
- Gudzenko V., 1992 – *Radon in subsurface water studies. Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*. Proceedings of a consultants meeting on isotopes of noble gases as tracers in environmental studies organized by the International Atomic Energy Agency And Held in Vienna from 29 may to 2 june 1989. International Atomic Energy Agency, Vienna, 249–261.
- Gundersen L.C.S., Schumann R.R., Otton J.K., Dubiel R.F., Owen D.E., Dickinson K.A., 1992 – *Geology of radon in the United States*. [In:] Gates A.E., Gundersen L.C.S. (eds.), *Geologic controls of radon*, Special Paper 271, Geological Society of America, 1–16.
- von Gunten H.R., Surbeck H., Rössler E., 1996 – *Uranium series disequilibrium and high thorium and radium enrichments in karst formations*. Environmental Science & Technology, Vol. 30, No. 4, 1268–1274.
- Hakam O.-K., Choukri A., Reyss J.-L., Lferde M., 2000 – *Activities and activity ratios of U and Ra radioisotopes in drinking wells, springs and tap water samples in Morocco*. Radiochimica Acta, Vol. 88, 55–60.

- Hakl J., Hunyadi I., Varhegyi A., 1995 – *The study of subsurface radon transport dynamics based on monitoring in caves*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 391–398.
- Hakl J., Csige I., Hunyadi I., Várhegyi A., Géczy G., 1996 – *Radon transport in fractured porous media – experimental study in caves*. *Environment International*, Vol. 22, Suppl. 1, S433–S437.
- Hakl J., Hunyadi I., Csige I., Géczy G., Lénárt L., Várhegyi A., 1997 – *Radon transport phenomena studied in karst caves – international experiences on radon levels and exposures*. *Radiation Measurements*, Vol. 28, Nos. 1–6, 675–684.
- Hakl J., Hunyadi I., Csige I., Géczy G., Bolner-Takács K., 1999 – *Site-specific radon regimes of a cave system*. *Il Nuovo Cimento*, Vol. 22C, No. 3–4, 471–474.
- Hamanaka S., Shizuma K., Wen X., Iwatani K., Hasai H., 1998 – *Radon concentration measurement in water by means of a liquid-scintillation spectrometry with a PERALS spectrometer*. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research*, Vol. A410, 314–318.
- Hammond D. E., Teng T. L., Miller L., Haraguchi G., 1981 – *A search for co-variance among seismicity, groundwater chemistry, and groundwater radon in southern California*. *Geophysical Research Letters*, Vol. 8, No. 5, 445–448.
- Hayter Ch. R.R., 2003 – *Seeds of discord: The politics of radon therapy in Canada in the 1930s*. *Bulletin of the History of Medicine*, Vol. 77, No. 1, 75–102.
- Heinicke J., Koch U., 2000 – *Slug flow – A possible explanation for hydrogeochemical earthquake precursors at Bad Brambach, Germany*. *Pageoph.*, Vol. 157, No. 10, 1621–1641.
- Heinicke J., Koch U., Hebert D., Martinelli G., 1995 – *Simultaneous measurements of radon and CO<sub>2</sub> in water as a possible tool for earthquake prediction*. [In:] Dubois C. (ed.) – *Gas geochemistry*, Science Reviews, Northwood, 295–303.
- Heiserman D.L., 1997 – *Księga pierwiastków chemicznych*. Prószyński i S-ka, Warszawa.
- Hem J. D., 1985 – *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254.
- Hess C.T., Michel J., Horton T. R., Prichard H.M., Coniglio W.A., 1985 – *The occurrence of radioactivity in public water supplies in the United States*. *Health Physics*, Vol. 48, No. 5, 553–586.
- Hetman A., Dorda J., Zipper W., 1998 – *Determination of radium isotopes concentrations in mineral waters by liquid scintillation method*. *Nukleonika*, Vol. 43, No. 4, 481–488.
- Hewson G.S., Ralph M.I., 1994 – *An investigation into radiation exposures in underground non-uranium mines in Western Australia*. *Journal of Radiological Protection*, Vol. 14, No. 4, 359–370.
- Horiuchi K., 1998 – *Radon in natural water*. [In:] Katase A., Shimo M. (eds) – *Proceedings of the 7th Tohwa University International Symposium „Radon and thoron in the human environment”*, Fukuoka, Japan 23–25 October 1997, 465–473. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., Singapore, New Jersey, London, Hong Kong 1998.
- Horváth Á., Bohus L.O., Urbani F., Marx G., Piróth A., Greaves E.D., 2000 – *Radon concentrations in hot spring waters in northern Venezuela*. *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 47, 127–133.
- Hoyos M., Soler V., Cañaveras J.C., Sánchez-Moral S., Sanz-Rubio E., 1998 – *Microclimatic characterization of a karstic cave: human impact on microenvironmental parameters of a prehistoric rock art Cave (Candamo Cave, northern Spain)*. *Environmental Geology*, Vol. 33 (4), 231–242.

- Hryniewicz A. Z. (red.), 2001 – *Człowiek i promieniowanie jonizujące*. Wydawnictwo Naukowe, PWN, Warszawa.
- [http://ngd.kvi.nl/radon/pdf/porous\\_media.pdf](http://ngd.kvi.nl/radon/pdf/porous_media.pdf) (listopad 2003).
- Huber J., Ennemoser O., 2001 – *Response to Eichholz*. Health Physics, Vol. 81, No. 6, 729.
- Hunkeler D., Hoehn E., Höhener P., Zeyer J., 1997 –  *$^{222}\text{Rn}$  as a partitioning tracer to detect diesel fuel contamination in aquifers: Laboratory study and field observations*. Environmental Science & Technology, Vol. 31, 3180–3187.
- Hutter A. R., Larsen R. J., Maring H., Merrill J. T., 1995 –  *$^{222}\text{Rn}$  at Bermuda and Mouna Loa: Local and distant sources*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 193, No. 2, 309–318.
- Iakovleva V. S., Ryzhakova N. K., 2003 – *A method for estimating the convective radon transport velocity in soils*. Radiation Measurements, Vol. 36, 385–388.
- Igarashi G., Tohjima Y., Wakita H., 1993 – *Time-variable response characteristics of groundwater radon to earthquakes*. Geophysical Research Letters, Vol. 20, No. 17, 1807–1810.
- Igarashi G., Saeki S., Takahata N., Sumikawa K., Tasaka S., Sasaki Y., Takahashi M., Sano Y., 1995 – *Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan*. Science, Vol. 269, 60–61.
- Imoto T., Tokonami S., Morishita Y., Kosako T., 2005 – *Application of activated charcoal radon collectors in high humidity environments*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 78, No. 1, 69–76.
- Ilić R., Skvarč J., Golovchenko A. N., 2003 – *Nuclear tracks: present and future perspectives*. Radiation Measurements, Vol. 36, 83–88.
- Informacja Państwowej Agencji Atomistyki o stanie bezpieczeństwa jądrowego i ochrony radiologicznej w Polsce w roku 2003*. Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna, 2004, nr 2 (56), 3–52.
- Ioannides K.G., Papachristodoulou C., Karamanis D.T., Stamoulis K.C., Mertzimekis T.J., 1996 – *Measurements of  $^{222}\text{Rn}$  migration in soil*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 208, No. 2, 541–547.
- Ioannides K., Papachristodoulou C., Stamoulis K., Karamanis D., Pavlides S., Chatzipetros A., Karakala E., 2003 – *Soil gas radon: a tool for exploring active fault zones*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 59, 205–213.
- Iwanowski S., 1973 – *Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych z otworów Cieplice-1 i Cieplice-2 w Cieplicach Śląskich Zdroju*. BPiUTBU „Balneoprojekt”, Warszawa.
- Iyer R. H., Dwivedi K. K., 2003 – *Four decades of nuclear tracks in India*. Radiation Measurements, Vol. 36, 63–72.
- Jagiela J., Biernacka M., Henschke J., Sosińska A., 1998 – *Radiologiczny atlas Polski 1997*. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej, Państwowa Agencja Atomistyki, Warszawa.
- Jastrzębski L., Madeyski A., Potocki I., 1958 – *Podstawy balneotechniki*. Wydawnictwo Arkady, Warszawa.
- Jaworowski Z., 1997 – *Dobroczynne promieniowanie*. Wiedza i Życie, nr 3, 20–29.
- Je I., Eyles N., 1998 – *Bedrock structure control on soil-gas radon-222 anomalies in the Toronto area, Ontario, Canada*. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. IV, No. 4, 445–454.

- 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, 5–110.
- Jęczalik A., 1970 – *Geochemia uranu w uranonośnych węglach kamiennych w Polsce*. Biuletyn Instytutu Geologicznego, Vol. 224, Z badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce, T. IV, 103–204.
- Jha S., Khan A. H., Mishra U. C., 2000 – *Environmental Rn levels around an Indian U complex*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 48, 223–234.
- Johansson L., 2003 – *Hormesis, an update of the present position*. European Journal of Nuclear Medicine and Molecular Imaging, Vol. 30, No. 6, 921–933.
- Jönsson G., 1997 – *The nuclear track detector – a tool in radon measurements*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos 1–6, 695–698.
- Jönsson G., 1999 – *Experience from using plastic film in radon measurement*. Radiation Measurements, Vol. 31, 265–270.
- Kaczmarek A., 1963 – *Studium radiohydrogeologiczne okolic Sosnowki z uwzględnieniem Karpacza i Bierutowic*.
- Kaczmarek A., Masłowski W., 1960 – *Mineralizacja uranowa na tle ogólnej mineralizacji Sudetów*. [W:] Materiały konferencyjne: Pierwsza polsko-jugosłowiańska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz 1960, 68–85.
- Kaczmarek A., Łuczejko J., Kaczmarek J., 1964 – *Badania radiohydrologiczne źródeł radoczynnych odkrytych w rejonie Bierutowic, Borowic i Sosnowki*.
- Kanasiewicz J., 1966 – *Profil geochemiczny uranu, selenu i renu w cechszynie niecki leszczyńskiej*. Kwartalnik Geologiczny, Vol. 10, z. 2, 309–314.
- Kanasiewicz J., Uberna J., 1961 – *Nowe przejawy mineralizacji uranowej na tle budowy niecki leszczyńskiej*. Przegląd Geologiczny, Vol. 9, No. 8, 433–434.
- Kasela T., 1960 – *Opracowanie mapy radiohydrogeologicznej okolic Dusznik Zdroju*. Kowary.
- Kasela T., Kazimierczyk M., 1960a – *Metodyka zdjęcia emanacyjnego*. [W:] Materiały konferencyjne: Pierwsza polsko-jugosłowiańska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz, 30–35.
- Kasela T., Kazimierczyk M., 1960b – *Wybrane zagadnienia zdjęcia radiohydrogeologicznego*. [W:] Materiały konferencyjne: Pierwsza polsko-jugosłowiańska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz, 23–29.
- Kasza L., 1958 – *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1 : 25 000, arkusz Nowa Morawa*. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kasztovszky Z., Sajó-Bohus L., Fazekas B., 2000 – *Parametric changes of radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) concentration in ground water in Northeastern Hungary*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 49, 171–180.
- Kataoka T., Yunoki E., Shimizu M., Mori T., Tsukamoto O., Takahashi S., Fudeyasu H., Ohashi Y., Sahashi K., Maitani T., Miyashita K., Iwata T., Sasaki T., Fujikawa Y., Kudo A., Shaw R.H., 2003 – *Concentrations of  $^{222}\text{Rn}$ , its short-lived daughters and  $^{212}\text{Pb}$  and their ratios under complex atmospheric conditions and topography*. Boundary-Layer Meteorology, Vol. 107, 219–249.
- Kielczawa B., 2001 – *Wody zmineralizowane Gorzanowa*. Praca doktorska. Politechnika Wroclawska, Wydział Górniczy, Wrocław.

- Kies A., Massen F., 1995 – *Radon and underground climate in the Moestroff Cave*. [In:] *Gas geochemistry*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 63–70.
- Kies A., Massen F., 1996 – *Investigations on radon concentrations in different underground locations using different measuring devices*. [In:] *Proceedings of International Conference “Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 365–374.
- 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, 387–413.
- King Chi-Yu, 1978 – *Radon emanation on San Andreas Fault*. *Nature*, Vol. 271, 516–519.
- King Chi-Yu, Minissale A., 1994 – *Seasonal variability of soil-gas radon concentration in central California*. *Radiation Measurements*, Vol. 23, No. 4, 683–692.
- King Chi-Yu, Zhang Wei, King Bi-Shia, 1993 – *Radon anomalies on three kinds of faults in California*. *Pageoph.*, Vol. 141, No. 1, 111–124.
- 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.
- Kleczkowski A. S., Rózkowski A. (red.), 1997 – *Słownik hydrogeologiczny*. Wydawnictwo TRIO, Warszawa.
- Kłapciński J., Niedźwiedzki R., 1995 – *Zarys geologii historycznej*. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Kłos-Trębakiewicz H., Osuch-Pajdzińska E., Roman M., 1998 – *Wytyczne WHO dotyczące jakości wody do picia*. T. 1. *Zalecenia*, PZiTS, Warszawa.
- Kobal I., Renier A., 1987 – *Radioactivity of the atomic SPA at Podčetrtek, Slovenia, Yugoslavia*. *Health Physics*, Vol. 53, No. 3, 307–310.
- Kobal I., Ančik M., Škofljanec M., 1988 – *Variations of <sup>222</sup>Rn air concentration in Postojna Cave*. *Radiation Protection Dosimetry*, Vol. 25, No. 3, 207–211.
- Koch U., Heinicke 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, 399–406.
- Kochański J. W., 1978 – *Lecznicze zastosowanie radonu-222 w Uzdrowisku Łądek*. *Problemy Uzdrowiskowe*, z. 4 (126), 47–67.
- Kochański J. W., 2002 – *Przegląd badań nad leczniczym zastosowaniem radonu 222 w polskich uzdrowiskach*. *Folia Medica Lodziensia*, Vol. 29, No. 1/2, 31–68.
- Konys J., Mackiewiczowa U., 1972 – *Wpływ promieniowania niskich aktywności na ustrój pracowników zatrudnionych przy zabiegach radonowych w Łądku Zdroju i Świeradowie Zdroju*. *Balneologia Polska*, T. 17, z. 1/2, 39–46.
- Kotarba M., 1988 – *Geochemiczne kryteria genezy gazów akumulowanych w serii węglonośnej górnego karbonu niecki wałbrzyskiej*. *Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica nr 1199, Geologia z. 42*. Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Kowalski S., 1992 – *Czynniki naturalne warunkujące występowanie wód podziemnych w regionie sudeckim*. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, Vol. XXV, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.

- Kowalski S., Kryza H., Kryza J., 1986 – *Problematyka hydrogeologiczna Sudetów*. Materiały sesji naukowej „Rozwój regionalnych badań hydrogeologicznych w Polsce”, Warszawa, grudzień 1983. Wydawnictwo Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie, Kraków, 341–351.
- Kozdrój W., Krentz O., Opletal M., 2001 – *Geological map Lausitz–Jizera–Karkonosze (without Cenozoic sediments) with Comments. Scale: 1 : 100 000*. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie, Freiberg, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, Český geologický ústav, Praha. Warszawa.
- Kozłowska B., Dorda J., Hetman A., Zipper W., 1999a – *Presence of radium in radon enriched Sudety spring waters*. Proceedings of XXXIV Zakopane School of Physics, Zakopane, Poland, 226–229.
- Kozłowska B., Hetman A., Zipper W., 1999b – *Determination of  $^{222}\text{Rn}$  in natural water samples from health resorts in the Sudety Mountains by the liquid scintillation technique*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 51, 475–480.
- Kozłowski J., 1999 – *Mieszanie się wód jako podstawowe zjawisko kształtowania się ostatecznego składu chemicznego wód leczniczych Polski południowej*. Praca doktorska. Politechnika Wrocławska, Wydział Górniczy, Wrocław.
- Kozłowski S., 1986 – *Surowce skalne Polski*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Krishnaswami S., Seidemann D. E., 1988 – *Comparative study of  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$  and  $^{37}\text{Ar}$  leakage from rock and minerals: Implications for the role of nanopores in gas transport through natural silicates*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 52, 655–658.
- Kronfeld J., Godfrey-Smith D. I., Johannessen D., Zentilli M., 2004 – *Uranium series isotopes in the Avon valley, Nova Scotia*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 73, 335–352.
- Kröner A., Štípská P., Schulmann K., Jaeckel P., 2000 – *Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic*. [In:] Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (eds.) – *Orogenic Processes: Quantification and Modeling in the Variscan Belt*. Geological Society of London Special Publication 179, 175–197.
- Kryza H., 1997 – *Groundwater runoff from hard rocks and its anthropogenic endangering*. Acta Universitatis Wratislaviensis, Vol. 2052. Hydrogeology. The Second Workshop on Hardrock Hydrogeology of the Bohemian Massif. September 18–20, 1996, Borowice (Western Sudetes), Poland. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 201–211.
- Kryza H., Kryza J., Mądrala M., 1997 – *Groundwater runoff time changes in selected water basins of the Sudety Mts. – a case study*. Acta Universitatis Wratislaviensis, Vol. 2052. Hydrogeology. The Second Workshop on Hardrock Hydrogeology of the Bohemian Massif. September 18–20, 1996, Borowice (Western Sudetes), Poland. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 213–221.
- Kryza J., Kryza H., 1997 – *Renewal rate of groundwater in the Sudety Mts. – its disposable and exploited resources*. Acta Universitatis Wratislaviensis, Vol. 2052. Hydrogeology. The Second Workshop on Hardrock Hydrogeology of the Bohemian Massif. September 18–20, 1996, Borowice (Western Sudetes), Poland. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 223–227.
- Kryza R., 1995a – *Igneous activity. Chapter VID* [in:] Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (eds.) – *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1995, 341–350.
- Kryza R., 1995b – *Metamorphic evolution. Chapter VIE* [in:] Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (eds.) – *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1995, 351–359.



- Kunzmann S., Dörschel B., 1996 – *Theoretical model for response calculation of electret ionisation chambers for radon dosimetry*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 63, No. 4, 263–268.
- Kunzmann S., Dörschel B., Havlik F., Nikodemova D., 1996a – *Studies on the practical application of electret ionisation chambers for radon dosimetry under special conditions*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 63, No. 4, 275–279.
- Kunzmann S., Dörschel B., Häse K., Zeiske U., 1996b – *Studies on the surface charge distribution of radon exposed electrets within an electret ionisation chamber*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 66, Nos 1–4, 367–370.
- Kunzmann S., Dörschel B., Zeiske U., 1996c – *Optimisation of electret ionisation chambers for radon dosimetry on the basis of a theoretical model*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 63, No. 4, 269–274.
- Kusyk M., Mamont-Cieśla K., 2002 – *Radon levels in household waters in southern Poland*. Nukleonika, Vol. 47, No. 2, 65–68.
- LaBrecque J.J., Cordoves P.R., Rosales P.A., Audemard F., Romero G., 2001 – *Monitoring of radon anomalies in the Rio Casanay and a thermal spring near the El Pilar fault shortly after the July 9, 1997 earthquake (Mw=6.9) in the state of Sucre (Venezuela)*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 250, No. 2, 239–245.
- 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 Einfluss 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.
- Lafavore M., 1986 – *The radon report*. New Shelter, 29–34.
- L'Annunziata M. F. (ed.), 1998 – *Handbook of radioactivity analysis*. Academic Press, USA.
- Lázár I., Tóth E., Marx G., Cziegler I., Köteles G.J., 2003 – *Effects of residential radon on cancer incidence*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 258, No. 3, 519–524.
- Lehmann B.E., Lehmann M., Neftel A., Gut A., Tarakanov S.V., 1999 – *Radon-220 calibration of near-surface turbulent gas transport*. Geophysical Research Letters, Vol. 26, No. 5, 607–610.
- Liber-Madziarz E., 2001 – *Zmienność wydajności ujęć wód leczniczych eksploatowanych samoczynnie ze złóż sudeckich*. Praca doktorska, Politechnika Wroclawska, Wydział Górniczy, Wrocław.
- Lipowczan A., Lebecka J., Dulewski J., Proboszcz M., Skowronek J., 1996 – *Radiation hazard in non-uranium mines and their vicinity – on example of the upper silesian coal basin*. Proceedings of International Conference “Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 9–15.
- Lis J., 1970 – *Geochemia niektórych pierwiastków w granitowym masywie Karkonoszy*. Biuletyn Instytutu Geologicznego, Vol. 224, Z badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce, T. IV, 5–101.
- Lis J., Pasieczna A., 1995 – *Atlas geochemiczny Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Liu S.C., McAfee J.R., Cicerone R.J., 1984 – *Radon 222 and tropospheric vertical transport*. Journal of Geophysical Research, Vol. 89, No. D5, 7291–7297.
- López M.G., Sánchez A.M., Escobar V.G., 2004 – *Application of ultra-low level liquid scintillation to the determination of  $^{222}\text{Rn}$  in groundwater*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 261, No. 3, 631–636.

- Luo S., Ku T.-L., Roback R., Murrell M., McLing T.L., 2000 – *In-situ radionuclide transport and preferential groundwater flows at INEEL (Idaho): Decay-series disequilibrium studies*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64, No. 5, 867–881.
- Lyons R.G., Solomon S.B., Langroo R., Peggie J.R., 1998 – *Radon in New Zealand tourist caves*. South Pacific Environmental Radioactivity Association, Conference Papers „Radioactivity and the Environment”, Christchurch, New Zealand 16–20 February 1998, 243–251.
- Machaj B., Urbański P., 1999 – *Continuous measurement of radon concentration in the air with the Lucas cell by periodic sampling*. *Nukleonika*, Vol. 44, No. 4, 579–594.
- Macioszczyk A., 1987 – *Hydrogeochemia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2002 – *Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Macioszczyk T., Rodzoch A., Frączek E., 1994 – *Projektowanie stref ochronnych źródeł i ujęć wód podziemnych*. Poradnik metodyczny. Ministerstwo Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa, Departament Geologii, Warszawa.
- Madeyski A., 1979 – *Podstawy inżynierii uzdrowiskowej*. Arkady, Warszawa.
- 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-Mineralogiczne*, T. XII, 3–15.
- Mamont-Cieśla K., Rosiński S. W., Sosińska A., Bysiek M., Henschke J., Jagielak J., 1994 – *Study of radon concentrations indoors and estimation of hazard to inhabitants in Poland*. [In:] *Bi-annual report 1992–1993*, Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej, Warszawa.
- Mamont-Cieśla K., Jagielak J., Rosiński S. W., Sosińska A., Bysiek M., Henschke J., 1996 – *Radon concentrations indoors in the Katowice region compared with other regions of Poland*. [In:] *Proceedings of International Conference “Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 333–344.
- Maraziotis E.A., 1996 – *Effects of intraparticle porosity on the radon emanation coefficient*. *Environmental Science and Technology*, Vol. 30, 2441–2448.
- Marques A. L., dos Santos W., Geraldo L.P., 2004 – *Direct measurements of radon activity in water from various natural sources using nuclear track detectors*. *Applied Radiation and Isotopes*, Vol. 60, 801–804.
- Marszałek H., 1996 – *Hydrogeologia górnej części zlewni Kamiennej w Sudetach Zachodnich*. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, No. 1881; *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, Vol. LIV.
- Martin P., Tims S., Ryan B., Bollhöfer A., 2004 – *A radon and meteorological measurement network for the Alligator Rivers Region, Australia*. *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 76, 35–49.
- Martinelli G., 1998 – *Gas geochemistry and <sup>222</sup>Rn migration processes*. *Radiation Protection Dosimetry*, Vol. 78, No. 1, 77–82.
- Mazur D., Janik M., Łoskiewicz J., Olko P., Swakoń J., 1999 – *Measurements of radon concentration in soil gas by CR-39 detectors*. *Radiation Measurements*, Vol. 31, 295–300.
- McSween H. Y., Jr., 1996 – *Od gwiazdznego pyłu do planet*. Prószyński i S-ka, Warszawa.
- Michalik B., 2002 – *Kompleksowa metoda oceny zagrożenia środowiska promieniowaniem jonizującym powodowanego przez powierzchniowe składowiska odpadów górniczych*. Rozprawa doktorska, Główny Instytut Górnictwa, Katowice.

- Michalski B., 2001 – *Zmiany parametrów fizyko-chemicznych wód leczniczych Przerzeczyna Zdroju*. Praca magisterska. Politechnika Wrocławska, Wydział Górniczy.
- Michniewicz M., Mroczkowska B., 1991 – *Region sudecki*. [W:] Malinowski J., (red.) – *Budowa geologiczna Polski*. T. VII. *Hydrogeologia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 215–235.
- Miecznik J. B., 1989 – *O mineralizacji uranowej w permo-karbonie depresji śródsudeckiej*. Przegląd Geologiczny, nr 10, 485–488.
- Miles J.H.C., Kendall G.M., Ibrahim Z-F., Howarth C.B., 2004 – *Practical procedures for a radon etched track dosimetry service*. Journal of Radiological Protection, Vol. 24, 165–171.
- Miliszkiwicz A., 1978 – *Radon*. PWN, Wrocław.
- Minster T., Ilani S., Kronfeld J., Even O., Godfrey-Smith D.I., 2004 – *Radium contamination in the Nizzana-1 water well, Negev Desert, Israel*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 71, 261–273.
- Mizerski W., 1997 – *Tablice chemiczne*. Wydawnictwo Adamantan, Warszawa.
- Mochacka K., 1967 – *Geologia polimetalicznego złoża w Kowarach (Dolny Śląsk)*. Prace Geologiczne, Vol. 40. Komisja Nauk Geologicznych PAN, Oddział w Krakowie, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Mogro-Campero A., Fleischer R. L., 1977 – *Subterrestrial fluid convection: a hypothesis for long-distance migration of radon within the earth*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 34, 321–325.
- Morawska L., Phillips C. R., 1993 – *Dependence of the radon emanation coefficient on radium distribution and internal structure of the material*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 57, No. 8, 1783–1797.
- Morrison H.I., Villeneuve P.J., Lubin J.H., Schaubel D.E., 1998 – *Radon-progeny exposure and lung cancer risk in a cohort of Newfoundland fluorspar miners*. Radiation Research, Vol. 150, 58–65.
- Mose D.G., Mushrush G.W., Simoni F.V., Strzelecki R.R., Wołkiewicz S., 2003 – *Environmental risk of radon from soils in southwestern and central Poland*. Energy Sources, Vol. 25, No. 5, 467–477.
- Moussa M.M., Abdel-Gabar M. El Arabi, 2003 – *Soil radon survey for tracing active fault: a case study along Qena-Safaga road, Eastern Desert, Egypt*. Radiation Measurements, Vol. 37, 211–216.
- Muramatsu H., Tashiro Y., Hasegawa N., Misawa C., Minami M., 2002 – *Seasonal variations of <sup>222</sup>Rn concentrations in the air of a tunnel located in Nagano city*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 60, 263–274.
- Muras K., 1960 – *Problemy zwalczania radonu i pyłów szkodliwych dla zdrowia w kopalni „Radoniów”*. [W:] Materiały konferencyjne: Pierwsza polsko-jugosławińska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz, 30–35.
- Muras K., 1995 – *Górnictwo uranowe w Polsce w latach 1948–1963. Problemy zagrożeń dla ludzi i środowiska naturalnego*. Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna, Nr 23, 41–52.
- Murase Y., Homma Y., Murakami I., Handa K., 1998 – *Assay of <sup>222</sup>Rn in water samples by a modified integral counting method*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 49, No. 7, 861–865.
- Nagaraja K., Prasad B.S.N., Madhava M.S., Paramesh L., 2003 – *Concentration of radon and its progeny near the surface of the earth at a continental station Pune (18 N, 74 E)*. Indian Journal of Pure & Applied Physics, Vol. 41, 562–569.

- Nevisi A.E., Bodansky D., 1987 – *Radon sources and levels in the outside environment*. Chapter 4 from: Bodansky D., Robkin M.A., Stadler D.R. (Eds): *Indoor radon and its hazards*. University of Washington Press Seattle and London, 42–50.
- Nielubowicz B., Wróblewski T., 1963 – *Przyczynek do poznania okruszczenia uranowego w węglach warstw radwanickich na Dolnym Śląsku*. *Kwartalnik Geologiczny*, Vol. 7, z. 1, 114–129.
- Niewiadomski T., Koperski J., Ryba E., 1980 – *Natural radiation in Poland and its disturbance in an urban environment*. *Health Physics*, Vol. 38, 25–32.
- Nikezić D., Yu K.N., 2004 – *Formation and growth of tracks in nuclear track materials*. *Materials Science and Engineering Reports*, Vol. 46, 51–123.
- Nikolaev V. A., Ilić R., 1999 – *Etched track radiometers in radon measurements: a review*. *Radiation Measurements*, Vol. 30, 1–13.
- Nishikawa T., Tamagawa Y., Aoki M., Hibi T., Okabe S., 1995 – *Vertical distribution of atmospheric thoron near the ground surface*. [In]: Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 71–80.
- Oberc J., 1972 – *Budowa geologiczna Polski*. T. IV. *Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Oberc J., 1995 – *Schemat budowy geologicznej Dolnego Śląska*. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. Wydanie specjalne. Materiały z sesji „Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudckiego”, 3–9.
- Oberc J., Dyjor S., 1969 – *Uskok sudecki brzeżny*. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, nr 236, 41–142. *Ocena uranonośności Sudetów* (praca zbiorowa). Zakłady Przemysłowe R-1, Kowary 1959.
- Ohno M., Wakita H., 1996 – *Coseismic radon changes of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake*. *J. Phys. Earth.*, Vol. 44, 391–395.
- Orłowski S., (red.), 1986 – *Przewodnik do ćwiczeń z geologii historycznej*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Owczynnikow A. M., 1963 – *Mineralnyje wody*. Wydawnictwo GOSGEOLTECHIZDAT, Moskwa.
- Özgümüs A., Barillon R., Chambaudet A., 1999 – *Radon emanation coefficient study of a geological sample*. *Il Nuovo Cimento*, Vol. 22C, No. 3–4, 301–307.
- Pachocki K., 1997 – *Techniki i metody pomiarowe oznaczania stężenia radonu*. [W:] *Materiały konferencyjne XVII Szkoły Jesiennej Polskiego Towarzystwa Badań Radiacyjnych im. Marii Skłodowskiej-Curie nt. „Radon – występowanie, konsekwencje”*. Zakopane, 22–26 września 1997, 40–47.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Majle T., Różycki Z., Peńsko J., Poręba I., 1996 – *Pomiary stężenia radonu  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie z ujęć głębinowych na terenie Warszawy*. *Roczn. PZH*, Vol. 47, No. 3, 285–293.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Majle T., Różycki Z., 1997 – *Występowanie radonu  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie z ujęć głębinowych na terenie Pojezierza Mazurskiego*. *Roczn. PZH*, Vol. 48, No. 1, 69–77.
- Pachocki K., Flakiewicz W., Gorzkowski B., Różycki Z., Majle T., 1998 – *Radon $^{222}$  w wodach głębinowych z terenu województwa płockiego*. *Notatki Płockie*, nr 4/177, 50–52.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Różycki Z., Majle T., 1999 – *Zawartość radonu w wodzie z ujęć głębinowych gdańskiego regionu hydrogeologicznego*. *Roczn. PZH*, Vol. 50, No. 2, 145–155.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Wilejczyk E., Smoter J., 2000a – *Zawartość radonu  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie do picia w Świeradowie Zdroju i Czerniawie Zdroju*. *Roczn. PZH*, Vol. 51, Nr 1, 43–52.

- Pachocki K., Gorzkowski B., Różycki Z., Wilejczyk E., Smoter J., 2000b – *Radon  $^{222}\text{Rn}$  w budynkach mieszkalnych Świeradowa Zdroju i Czerniawy Zdroju*. Roczn. PZH, Vol. 51, Nr 3, 291–298.
- 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. (red.), 2002 – *Ocena zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i potencjalnie leczniczych. Poradnik metodyczny*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Paczyński B., Płochniewski Z., 1996 – *Wody mineralne i lecznicze Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Papastefanou C., 2002 – *An overview of instrumentantion for measuring radon in soil gas and groundwaters*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 63, 271–283.
- Papierkowski J., 1969 – „*Antroterapia*” czyli leczenie podziemne w sztolni radioaktywnej w Kowarach-Podgórzu i rola Kowar jako potencjalnego uzdrowiska. Problemy Uzdrowiskowe, z. 3(45), 65–100.
- Parry M., Štípská P., Schulmann K., Hroudá F., Ježek J., Kröner A., 1997 – *Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif*. Tectonophysics, Vol. 280, 61–81.
- Pasini A., Ameli F., 2003 – *Radon short range forecasting through time series preprocessing and neural network modeling*. Geophysical Research Letters, Vol. 30, No. 7, 39–1 – 39–4.
- Pazdro Z., 1983 – *Hydrogeologia ogólna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Peńsko J., 1997 – *Rad w środowisku wodnym*. Postępy Techniki Jądrowej, Vol. 40, z. 1, 14–29.
- Peńsko J., Jagielak J., Biernacka M., Żak A., 1971 – *Badania tła promieniowania jonizującego w Kotlinie Kowarskiej*. Nukleonika, Vol. 16, No. 5–6, 293–300.
- Peńsko J., Pachocki K., Różycki Z., Majle T., Gorzkowski B., Wilejczyk E., 1998 – *Terapia radonowa – inhalatorium radonowe w Kowarach*. Roczn. PZH, Vol. 49, 189–198.
- Piątek E., Piątek Z., 1996 – *Szczawno Zdrój. Historia miasta i uzdrowiska*. Zarząd Miasta Szczawna Zdroju, Szczawno Zdrój.
- Piastrzyński A., Pieczonka J., Mielniczuk W., Chruściel E., Jodłowski P., 1996 – *Effects of uranium mining on the contamination of some areas in Poland*. IAEA-TECDOC-865 “Planning for environmental restoration of radioactively contaminated sites in central and eastern Europe”, Vol. 1: *Identification and characterization of contaminated sites*. Proceedings of a workshop held within the Technical Co-operation Project on Environmental Restoration in Central and Eastern Europe in Budapest, Hungary, 4 – 8 October 1993, 193–216.
- Piispanen R., 2000 – *Radon and lung cancer in Finland: are there signs of radiation hormesis?* Environmental Geochemistry and Health, Vol. 22, 113–130.
- Pinza-Molina C., Alcaide J.M., Rodriguez-Bethencourt R., Hernandez-Armas J., 1999 – *Radon exposures in the caves of Tenerife (Canary Islands)*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 82, No. 3, 219–224.
- Planinić J., Faj Z., Šuveljak B., Radolić V., Vaupotič B., Kobal I., 1996 – *Radon in the spa of Bizovac*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 210, No. 1, 227–231.
- Plant J. A., Reeder S., Salminen R., Smith D.B., Tarvainen T., De Vivo B., Petterson M.G., 2003 – *The distribution of uranium over Europe: geological and environmental significance*. Applied

- Earth Science (The Institute of Materials, Minerals & Mining Transactions Section B), Vol. 112, 221–238.
- Plewa M., Plewa S., 1992 – *Petrofizyka*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Pluta I., 2001 – *Barium and radium discharged from coal mines in the Upper Silesia, Poland*. Environmental Geology, Vol. 40, No. 3, 345–348.
- Pluta I., Trembaczowski A., 2001 – *Changes of the chemical composition of discharged coal mine water in the Rontok Pond, Upper Silesia, Poland*. Environmental Geology, Vol. 40, No. 4/5, 454–457.
- Płochniewski Z., 1978 – *Warunki występowania wód termalnych na obszarze Polski oraz możliwości ich uzyskania i zastosowania*. Problemy Uzdrowiskowe, z. 3 (125), 97–103.
- Polański A., 1988 – *Podstawy geochemii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Ponikowska I., Walczak-Sielicka J., Latour T., Łaukajtys T., 1995 – *Medycyna uzdrowiskowa w zarysie*. „Watext’s”, Warszawa.
- Poprawski L., Filbier P., 1997 – *Analiza możliwości wznowienia eksploatacji wód leczniczych w uzdrowisku Jedlina w świetle nowych badań hydrogeologicznych*. [W:] Górski J., Liskowska E. (red.) – *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. VIII, 375–379. WIND-J. Wojewoda, Wrocław.
- Posmyk S., 1977 – *Optymalizacja parametrów pracy inhalatorium radonowego*. Praca doktorska, Politechnika Wrocławska, Instytut Inżynierii Ochrony Środowiska, Wrocław.
- Pressyanov D. S., Gelev M. G., Klein D., Kritidis P.P., 1996 – *Measurement of  $^{222}\text{Rn}$  in soil gas by combination of thermoluminescent and solid-state nuclear track detectors*. Environment International, Vol. 22, Suppl. 1, 491–493.
- Pressyanov D., Buysse J., Van Deynse A., Poffijn A., Meesen G., 2001 – *Indoor radon detected by compact discs*. Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, Section A, Vol. 457, 665–666.
- Pressyanov D., Buysse J., Poffijn A., Meesen G., Van Deynse A., 2003 – *The compact disk as radon detector – A laboratory study of the method*. Health Physics, Vol. 84, No. 5, 642–651.
- Pressyanov D., Buysse J., Poffijn A., Van Deynse A., Meesen G., 2004 – *Integrated measurements of  $^{222}\text{Rn}$  by absorption in Makrofol*. Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, Section A, Vol. 516, 203–208.
- Przeniosło S., 1970 – *Geochemia uranu w aluwjach wschodniej części obszaru metamorfiku Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego*. Biuletyn Instytutu Geologicznego, Vol. 224, Z badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce, T. IV, 205–298.
- Przeniosło S., Sylwestrzak H., 1971 – *W sprawie budowy geologicznej wschodnich zboczy Śnieżnika Kłodzkiego*. Kwartalnik Geologiczny, T. 15, nr 1, 2–17.
- Przylibski T.A., 1996a – *Wybrane aspekty obecności radonu w wodach leczniczych Świeradowa Zdroju*. Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski, Wrocław, 203–210.
- Przylibski T.A., 1996b – *Zmienność koncentracji radonu w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (Sudety)*. Przegląd Geologiczny, Vol. 44, nr 9, 942–944.
- Przylibski T.A., 1996c – *Concentrations of radon and its decay products in the air of the former arsenium mine in Złoty Stok (Sudety Mts., SW Poland)*. [In:] *Proceedings of International Conference “Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 93–108.

- Przylibski T.A., 1997 – *Wybrane uwarunkowania występowania radonu-222 w Sudetach*. Praca doktorska. Instytut Geotechniki i Hydrotechniki Politechniki Wrocławskiej, Raport Ser. PRE nr 577, Wrocław.
- Przylibski T.A., 1998a – *Ochrona zasobów i jakości leczniczych wód radoczynnych w świetle wyników badań geochemii radonu w wodach podziemnych*. [W:] August C. (red.): *Wybrane zagadnienia z zakresu ochrony litosfery*. Materiały z sesji naukowej z okazji XIII Zjazdu Stowarzyszenia Geologów Wychowanków Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 20 czerwca 1998, 58–62, Wydawnictwo „Leopoldinum”, Wrocław 1998.
- Przylibski T.A., 1998b – *Zmiany stężeń radonu w podziemnych wodach leczniczych Świeradowa Zdroju (Sudety)*. Przegląd Geologiczny, Vol. 46, No. 4, 365–370.
- Przylibski T.A., 1998c – *Radon in the air in the Millenium of the Polish State underground tourist route in Kłodzko (Lower Silesia)*. Archives of Environmental Protection, Vol. 24, No. 2, 33–41.
- Przylibski T.A., 1999a – *Wody „radoczynne”, czy „radonowe”?* Przegląd Geologiczny, Vol. 47, Nr. 1, 53–55.
- Przylibski T.A., 1999b – *Geneza radonu w wodach źródła szczelinowego nr 26 w Kowarach (Sudety)*. Przegląd Geologiczny, Vol. 47, No. 8, 740–742.
- Przylibski T.A., 1999c – *Radon concentration changes in the air of two caves in Poland*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 45, 81–94.
- Przylibski T.A., 2000a – *Size estimation and protection of the areas supplying radon to groundwater intakes*. Archives of Environmental Protection, Vol. 26, No. 1, 55–71.
- Przylibski T.A., 2000b –  *$^{222}\text{Rn}$  concentration changes in medicinal groundwaters of Łądek Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 48, No. 3, 327–347.
- Przylibski T.A., 2000c – *Estimating the radon emanation coefficient from crystalline rocks into groundwater*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 53, No. 3, 473–479.
- Przylibski T.A., 2000d – *Changes in the concentration of radon-222 and its daughter products in the air of the underground tourist route in Walim (Lower Silesia)*. Archives of Environmental Protection, Vol. 26, No. 3, 13–27.
- Przylibski T.A., 2001 – *Radon and its daughter products behaviour in the air of an underground tourist route in the former arsenic and gold mine in Złoty Stok (Sudety Mountains, SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 57, No. 2, 87–103.
- Przylibski T.A., 2002a – *Radon w środowisku wód podziemnych i górnej części litosfery*. Wiadomości Chemiczne, Vol. 56, No. 11–12, 1003–1033.
- Przylibski T.A., 2002b – *Radon w powietrzu jaskiń i innych podziemnych obiektów turystycznych*. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 102, Studia i Materiały Nr 29, Górnictwo i Geologia VI, 167–179.
- Przylibski T.A., 2004 – *Concentration of  $^{226}\text{Ra}$  in rocks of the southern part of Lower Silesia (SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 75, No. 2, 171–191.
- Przylibski T.A., Adamczyk A., 2003 – *Nowe stanowisko do pomiarów stężeń radonu  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie w Laboratorium Hydrogeologicznym na Wydziale Górniczym Politechniki Wrocławskiej*. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 103, Konferencje Nr 36, „Zagadnienia interdyscyplinarne w górnictwie i geologii” III Konferencja Doktorantów, Szklarska Poręba, 24–26 stycznia 2003, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, 329–343.
- Przylibski T.A., Ciężkowski W., 1999 – *Seasonal changes of radon concentration in the Niedźwiezia Cave (SW Poland)*. Il Nuovo Cimento, Vol. 22C, No. 3–4, 463–469.

- Przylibski T.A., Liber-Madziarz E., 2000 – *Pozorna zależność zmian stężeń radonu-222 od zmian wydajności ujęć wód leczniczych Świeradów Zdroju (Sudety)*. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 87, Studia i Materiały Nr 28, Górnictwo i Geologia V, 69–77.
- Przylibski T.A., Piasecki J., 1998 – *Radon as a natural radioactive tracer of permanent air movements in the Niedzwiedzia Cave (Śnieżnik Kłodzki, Sudety Mts.)*. Kras i Speleologia, T. 9 (XVIII), 179–193.
- Przylibski T.A., Żebrowski A., 1996 – *Origin of radon in medicinal waters of Świeradów Zdrój*. Nukleonika, Vol. 41, No. 4, 109–116.
- Przylibski T.A., Żebrowski A., 1999 – *Origin of radon in medicinal waters of Lądek Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 46, 121–129.
- Przylibski T.A., Kozłowski J., Kabat T., 1998 – *Selected processes in acidulous waters from Świeradów Zdrój in the light of the results of chemical analyses over the last thirty years*. Annales Societatis Geologorum Poloniae, Vol. 68, 95–101.
- Przylibski T.A., Mroczkowski K., Żebrowski A., Filbier P., 2001 – *Radon-222 in medicinal groundwaters of Szczawno Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland)*. Environmental Geology, Vol. 40, No. 4/5, 429–439.
- Przylibski T.A., Staško S., Szczepanowski S., Modelska M., Dorda J., Kozłowska B., 2002a – *Wstępne wyniki badań koncentracji radu i radonu w wodach podziemnych i powierzchniowych górnej części zlewni Kamienicy (Masyw Śnieżnika, Sudety)*. Przegląd Geologiczny, Vol. 50, No. 5, 436–440.
- Przylibski T.A., Kozłowska B., Dorda J., Kielczawa B., 2002b – *Radon-222 and  $^{226}\text{Ra}$  concentrations in mineralized groundwaters of Gorzanów (Kłodzko Basin, Sudeten Mountains, SW Poland)*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 253, No. 1, 11–19.
- Przylibski T.A., Dorda J., Kozłowska B., 2002c – *A comprehensive study of  $^{222}\text{Rn}$  presence in groundwaters of the Izerskie Mountains (Sudety Mountains, SW Poland)*. [In:] Strand P., Børretzen P., Jølle T. (eds.): *Proceedings from the „International Conference on Radioactivity in the Environment”* (CD), 1–5 September 2002 in Monaco.
- Przylibski T. A., Dorda J., Kozłowska B., 2002d – *The occurrence of  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{228}\text{Ra}$  in groundwaters of the Polish Sudety Mountains*. Nukleonika, Vol. 47, No. 2, 59–64.
- Przylibski T. A., Mamont-Cieśla K., Kusyk M., Dorda J., Kozłowska B., 2004a – *Radon concentrations in groundwaters of the Polish part of the Sudety Mountains (SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 75, No. 2, 193–209.
- Przylibski T. A., Mamont-Cieśla K., Stawarz O., Kłós B., Dorda J., SPI Team, 2004b – *Polish national intercalibrations of measurement methods of  $^{222}\text{Rn}$  concentration in waters*. Proceedings from the NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk 2004, May 16–21, 329–349 (CD).
- Pu Y.H., Morita K., Hies M.G., Lee K.O., Yoshida A., Nomura T., Tagaya Y., Motobayashi T., Kurokawa M., Minemura H., Uchibori T., Ariga T., Sueki K., Shin S. A., 1997 – *New  $\alpha$ -decaying neutron-deficient isotope  $^{196}\text{Rn}$* . Zeitschrift für Physik, Vol. A357, 1–2.
- Quindos-Poncela L.S., Fernandez P. L., Sainz C., Arteche J., Arozamena J. G., George A.C., 2003 – *An improved scintillation cell for radon measurements*. Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, Section A, Vol. 512, 606–609.
- Rama, Moore W.S., 1984 – *Mechanism of transport of U-Th series radioisotopes from solids into ground water*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 48, 395–399.



- Robison R.F., 1996 – *The radium “business” of providing medical sources*. Current Oncology, Vol. 3, No. 3, 156–162.
- Robison R.F., 2000 – *American radium engenders telecurie therapy during World War I*. Medical Physics, Vol. 27, No. 6, 1212–1216.
- Rodríguez-Alvarez M.J., Sanchez F., 1999 – *Effect of pH, temperature, conductivity and sediment size on thorium and radium activities along Jucar River (Spain)*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 242, No. 3, 671–681.
- Rowe P. M., 1996 – *Finnish study shows low risk from home radon exposure*. The Lancet, Vol. 348, 257.
- Rozporządzenie Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 23 sierpnia 1994 r. w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinna odpowiadać dokumentacja hydrogeologiczna i geologiczno-inżynierska. Dz.U., nr 93, poz. 444.
- 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.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 19 grudnia 2001 r. (a) w sprawie projektów prac geologicznych. Dz.U., nr 153, poz. 1777.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 19 grudnia 2001 r. (b) w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinny odpowiadać dokumentacje hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie. Dz.U., nr 153, poz. 1779.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 28 grudnia 2001 r. (c) w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinny odpowiadać projekty zagospodarowania złóż. Dz.U., nr 157, poz. 1866.
- 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 29 kwietnia 2004 r. w sprawie naturalnych wód mineralnych, naturalnych wód źródłanych i wód stołowych. Dz.U., nr 120, poz. 1256.
- Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 18 grudnia 2001 r. w sprawie złóż wód podziemnych zaliczonych 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. Nr 156, poz. 1815.
- Rudnicki T., 1985 – *Skuteczność, nieskuteczność czy szkodliwość mediów radonowych z punktu widzenia radiobiologii*. Balneologia Polska, Vol. 28, Nos. 1–4, 9–17.
- Rudnicki T., Wysocki Z., 1987 – *Leczenie uzdrowiskowe z wykorzystaniem tworzyw radonowych w świetle aktualnych badań i poglądów*. Problemy Uzdrowiskowe, z. 7–8 (237/238), 115–120.
- Rymaszewska M., 1969 – *Stosunek koncentracji jonów chlorkowych do stężenia radonu w wodach mineralnych jako wskaźnik radiohydrochemiczny*. Acta Geophysica Polonica, Vol. 17, nr 2, 197–202.
- Rymaszewska M., Żejmo I., 1969 – *Długotrwała  $\alpha$ -aktywność wód leczniczych Świeradowa Zdroju*. Acta Geophysica Polonica, Vol. 17, Nr 1, 39–43.
- Rymaszewska M., Żejmo I., 1970 – *Długotrwała radioaktywność wód mineralnych Szczawna-Zdroju*. Acta Geophysica Polonica, Vol. 18, Nr 1, 99–102.
- Rzonca B., Buczyński S., Kraśnicki S., 2003 – *Wody krasowe wybranych obszarów Ziemi Kłodzkiej*. [W:] Piekarek-Jankowska H., Jaworska-Szulc B. (red.) – *Współczesne problemy hydrogeologii*, T. XI, cz. 1, 215–220.
- Sachs A., 1906 – *Die Bodenschätze Schlesiens*. Leipzig.

- Salonen L., Hukkanen H., 1997 – *Advantages of low-background liquid scintillation alpha-spectrometry and pulse shape analysis in measuring  $^{222}\text{Rn}$ , uranium and  $^{226}\text{Ra}$  in groundwater samples*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 1997, Vol. 226, Nos 1–2, 67–74.
- Saldan M., 1979 – *Uran*. [W:] Dziedzic K., Kozłowski S., Majerowicz A., Sawicki L. (red.) – *Surowce mineralne Dolnego Śląska*. Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo, Wrocław, 116–119.
- Samet J. M., 1997a – *Indoor radon exposure and lung cancer: Risky or not? – All over again*. Journal of National Cancer Institute, Vol. 89, No. 1, 4–6.
- Samet J. M., 1997b – *Epidemiologic studies of ionizing radiation and cancer: Past successes and future challenges*. Environmental Health Perspectives, Vol. 105, Suppl. 4, 883–889.
- Sánchez-Moral S., Soler V., Cañaveras J.C., Sanz-Rubio E., Van Grieken R., Gysels K., 1999 – *Inorganic deterioration affecting the Altamira Cave, N Spain: quantitative approach to wall-corrosion (solutional etching) processes induced by visitors*. The Science of the Total Environment, Vol. 243/244, 67–84.
- Sas D., Navrátil O., Sládek P., Surý J., Štelcl J., Zimák J., 1998 – *Geologická a mikroklimatická charakteristika speleoterapeutické léčebny na 2. Patře ložiska Zlaté Hory-Jih*. Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Vol. 25, 37–46.
- Sasaki T., Gunji Y., Okuda T., 2004 – *Radon emanation dependence on grain configuration*. Journal of Nuclear Science and Technology, Vol. 41, No. 10, 993–1002.
- Sawicki L., (red.), 1966 – *Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego (bez osadów czwartorzędowych)*. Skala 1 : 200 000. Instytut Geologiczny, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Sawicki L., (red.), 1995 – *Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych)*. Skala 1 : 100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Schery S. D., Huang S., 2004 – *An estimate of the global distribution of radon emissions from the ocean*. Geophysical Research Letters, Vol. 31, L19104, 4p.
- Schopf J. W., 2002 – *Kolebka życia*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Schöllnberger H., Ménache M. G., Hanson T. E., 2001 – *A biomathematical modeling approach to explain the phenomenon of radiation hormesis*. Human and Ecological Risk Assessment, Vol. 7, No. 4, 867–890.
- Schubert M., Schulz H., 2002 – *Diurnal radon variations in the upper soil layers and at the soil-air interface related to meteorological parameters*. Health Physics, Vol. 83, No. 1, 91–96.
- Schubert M., Freyer K., Treutler H.-Ch., Weiß H., 2001 – *Using the soil gas radon as an indicator for ground contamination by non-aqueous phase-liquids*. Journal of Soils & Sediments, Vol. 1, No. 4, 217–222.
- Schulmann 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, 401–416.
- Schulz H., Funke L., Schellenberger A., 2003 – *Study of long term radon transport by measuring the difference of the  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{226}\text{Ra}$  activity in soil as a function of the depth*. Health Physics, Vol. 84, No. 2, 236–244.
- Schumann R. R., Owen D. E., Asher-Bolinder S., 1992 – *Effects of weather and soil characteristics on temporal variations in soil-gas radon concentrations*. [In:] Gates A.E., Gundersen L.C.S. (eds.), *Geologic controls of radon*, Special Paper 271, Geological Society of America, 65–72.

- Segovia N., De la Cruz-Reyna S., Mena M., Seidel J. L., Monnin M., 1991 – *Radon-222 as an indicator of geothermal reservoirs behaviour*. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, Vol. 19., No. 1–4, 401–404.
- Segovia N., Mena M., Monnin M., Peña P., Salazar S., Seidel J.L., Tamez E., 1997 – *Fluctuations of groundwater radon and chemical species in basaltic aquifers*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos 1–6, 741–744.
- Semkow T.M., 1990 – *Recoil-emanation theory applied to radon release from mineral grains*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 54, 425–440.
- Sesana L., Caprioli E., Marcazzan G. M., 2003 – *Long period study of outdoor radon concentration in Milan and correlation between its temporal variations and dispersion properties of atmosphere*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 65, 147–160.
- Sextro R.G., Moed B.A., Nazaroff W.W., Revzan K.L., Nero A.V., 1987 – *Investigations of soil as a source of indoor radon*. [In:] Hopke P.K. (ed.): *Radon and its decay products*. American Chemical Society Symposium, Series 331, 10–29.
- Shabana E.I., Al-Hobaib A. S., 1999 – *Activity concentrations of natural radium, thorium and uranium isotopes in ground water of two different regions*. Radiochimica Acta, Vol. 87, 41–45.
- Shweikani R., Al-Bataina B., Durrani S.A., 1997 – *Thoron and radon diffusion through different types of filter*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos. 1–6, 641–646.
- Singh S., Sharma D.K., Kumar A., 2004 – *Environmental radon studies using solid state nuclear track detectors*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 76, 369–376.
- Skácel J., 1989 – *Hranice Lugica a Silezika (středních a východních Sudet)*. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, t. 17, 45–55.
- Skłodowska-Curie M., 1953 – *Promieniotwórczość*. PWN, Warszawa.
- Skrzypczyk L., 2004 – *Wody podziemne*. [W:] Przeniosło S. (red.) – *Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce wg stanu na 31 XII 2003 r.* Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Skulimowski M., 1981 – *Zarys subterranoterapii*. [W:] Cieniawa T., Skulimowski M., Żebrak J. – *Inhalacje*. Państwowy Zakład Wydawnictw Lekarskich, Warszawa.
- Sokołowski S., (red.) 1968 – *Budowa geologiczna Polski*. T. 1. *Stratygrafia*, cz. 1. *Prekambr i paleozoik*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Sokołowski S., (red.) 1973 – *Budowa geologiczna Polski*. T. 1. *Stratygrafia*, cz. 2. *Mezozoik*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Solecki A. T., 1995 – *Podwyższona radioaktywność lessów przedsudeckich jako rezultat eolicznego transportu radionuklidów*. Przegląd Geologiczny, Vol. 43, nr 10, 949–951.
- Solecki A. T., 1996 – *Zastosowanie detektorów śladowych do pomiaru stężenia radonu  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie*. Technika Poszukiwań Geologicznych Geosynoptyka i Geotermia, nr 2, 21–26.
- Solecki A.T., 1999 – *Radon in loess cover of SW Poland*. Il Nuovo Cimento, Vol. 22C, No. 3–4, 359–362.
- Solecki A.T., 2000 – *Anomalie radiometryczne środkowej części obszaru przedsudeckiego i ich związek ze środowiskiem geologicznym*. Acta Universitatis Wratislaviensis, No. 2210, Prace Geologiczno – Mineralogiczne, t. LXIX.
- Solecki A.T., 2001a – *Radon emanation of selected Sudetic rocks*. [In:] Hunyadi I., Csige I., Hakl J. (eds.) – *Proceedings of the 5th International Conference on Rare Gas Geochemistry*, Debrecen, Hungary, Aug. 30–Sept. 3 1999, 267–273.

- Solecki A.T., 2001b – *Monitoring of Rn in waters of various aquifers by means of Kodak LR-115*. [In:] Hunyadi I., Csige I., Haki J. (eds.) – *Proceedings of the 5th International Conference on Rare Gas Geochemistry*, Debrecen, Hungary, Aug. 30–Sept. 3 1999, 315–319.
- Solecki A.T., 2002 – *Gamma spectrometric measurements of radon daughter  $^{214}\text{Bi}$  in surface waters*. *Geofisica Internacional*, Vol. 41, No. 3, 339–344.
- Soto J., Fernández P.L., Quindós L.S., Gómez-Arozamena J., 1995 – *Radioactivity in Spanish spas*. *The Science of the Total Environment*, Vol. 162, 187–192.
- Søgaard-Hansen J., Damkjaer A., 1987 – *Determining  $^{222}\text{Rn}$  diffusion lengths in soils and sediments*. *Health Physics*, Vol. 53, No. 5, 455–459.
- Staško S., 1996 – *Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie badań wybranych obszarów Sudetów polskich*. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, Vol. 1870. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, T. LIII.
- Staško S., 2002 – *Zawodnienie szczelinowych skał krystalicznych w Sudetach*. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, Vol. 404, 249–262.
- Staško S., Tarka R., 2002 – *Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w Masywie Śnieżnika*. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, No. 2528, *Seria Hydrogeologia*.
- Steele S. R., 1981 – *Radon and hydrologic anomalies on the Rough Creek fault: possible precursors to the M5.1 Eastern Kentucky earthquake, 1980*. *Geophysical Research Letters*, Vol. 8, No. 5, 465–468.
- Straburzyńska-Lupa A., 2000 – *Nowe spojrzenie na radonoterapię w zagranicznym piśmiennictwie ostatnich lat*. *Balneologia Polska*, Vol. 42, z. 3–4, 122–132.
- Stupnicka E., 1989 – *Geologia regionalna Polski*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Sturchio N.C., Banner J.L., Binz C.M., Heraty L.B., Musgrove M., 2001 – *Radium geochemistry of ground waters in Paleozoic carbonate aquifers, midcontinent, USA*. *Applied Geochemistry*, Vol. 16, 109–122.
- Suess F. E., 1912 – *Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohes Gesenkes*. *Denkschriften der Österreichischen Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 83, 541–631.
- Suess F. E., 1926 – *Instrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge*. Borntraeger, Berlin.
- Sun H., Semkow T. M., 1998 – *Mobilization of thorium, radium and radon radionuclides in ground water by successive alpha-recoils*. *Journal of Hydrology*, Vol. 205, 126–136.
- Sun Z., Li X., 2001 – *Studies of geothermal waters in Jiangxi Province using isotope techniques*. *Science in China, Series E*, Vol. 44, Suppl., 144–150.
- Szarszewska Z., 1974 – *Sprawozdanie z badań związanych z poszukiwaniem wód termalnych w Łądku Zdroju*. BPiUTBU „Balneoprojekt”, Warszawa.
- Szerbin P., 1996a – *Radon concentrations and exposure levels in Hungarian caves*. *Health Physics*, Vol. 71, No. 3, 362–369.
- Szerbin P., 1996b – *Natural radioactivity of certain spas and caves in Hungary*. *Environment International*, Vol. 22, Suppl. 1, S389–S398.
- Szmytówna M., 1950 – *Radoczynność wód mineralnych na obszarze Szczawna Zdroju*. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk*, T. 2, nr 2, 131–135.

- Szmytówna M., 1955 – *Nowoczesna klasyfikacja lec zniczych wód mineralnych*. [W:] Roguski J. (red.) – *Pamiętnik Ogólnopolskiego Zjazdu Balneologicznego*, Inowrocław 28–29 V 1954 r. Dodatek do Archiwum Medycyny Wewnętrznej, PZWL, Warszawa, 23–26.
- Szmytówna M., 1957a – *Sprawozdanie z konferencji dotyczącej ujednoczenia nomenklatury wód mineralnych odbytej w Łądku Zdroju, 28 IX 1956 r.* [W:] Jankowiak J. (red.) – *Pamiętnik II Ogólnopolskiego Zjazdu Balneoklimatycznego*, Łądek Zdrój 28–30 IX 1956 r., 147–148. Państwowy Zakład Wydawnictw Lekarskich, Warszawa.
- Szmytówna M., 1957b – *Czynniki farmakodynamiczne wód leczniczych Łądku Zdroju*. *Balneologia Polska*, T. 7, 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, 95–106.
- Szmytówna M., 1958b – *Radoczynność wód leczniczych w uzdrowiskach Ziemi Kłodzkiej*. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Farmaceutycznej*, t. 1, z. 1/11, 109–113.
- Szmytówna M., 1959 – *Pomiary radoczynności krajowych wód mineralnych*. *Chemia Analityczna*, z. 1–2, 477–480.
- Szymański W., 1991 – *Chemia jądrowa*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003 – *Sedymentacja utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim*. [W:] Ciężkowski W. i in. (red.) – *Sudety zachodnie – od wendy do czwartorzędu*. *Polskie Towarzystwo Geologiczne*, Wrocław, 119–126.
- Świdarska-Bróz M., 1993 – *Mikrozanieczyszczenia w środowisku wodnym*. *Politechnika Wrocławska*, Wrocław.
- Štelcl J., Zimák J., Navrátil O., Sládek P., Sas D., 1998 – *Geologické faktory a mikroklíma speleoterapeutické léčebny v Javoříčských Jeskyních*. *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun.*, Vol. 25, 47–58.
- Ta-Liang Teng, Liang-Fang Sun, McRaney J. K., 1981 – *Correlation of groundwater radon anomalies with earthquakes in the Greater Palmdale Bulge Area*. *Geophysical Research Letters*, Vol. 8, No. 5, 441–444.
- Tanahara A., Taira H., Takemura M., 1997 – *Radon distribution and the ventilation of a limestone cave on Okinawa*. *Geochemical Journal*, Vol. 31, No. 1, 49–56.
- Tanner A. B., 1964 – *Radon migration in the ground: A review*. [In:] Adams J.A.S., Lowder W.M. [eds.]: *The natural radiation environment*. Chicago, University of Chicago Press, 161–190.
- Tanner A. B., 1980 – *Radon migration in the ground: A supplementary review*. [In:] Gessel T.F., Lowder W.M. [eds.]: *Natural radiation environment III*, Symposium Proceedings, Vol. 1, 5–56.
- Tarka R., 2001 – *Wodonośność skał kredowych na obszarze Sudetów*. [W:] Bocheńska T., Staśko S. (red.) – *Współczesne problemy hydrogeologii X*, T. 1, Zakład Hydrogeologii Stosowanej & Zakład Hydrogeologii Podstawowej Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 97–105.
- Teisseyre H., Smulikowski K., Oberc J., 1957 – *Geologia regionalna Polski*, t. III. *Sudety*, Z. 1. *Utwory przedtrzciorzędowe*. *Polskie Towarzystwo Geologiczne – Państwowe Wydawnictwo Naukowe*, Kraków.
- Teisseyre H., Grocholski A., Kural S., Milewicz J., Wroński J., 1979 – *Zarys budowy geologicznej Dolnego Śląska*. [W:] Dziedzic K., Kozłowski S., Majerowicz A., Sawicki L. (red.) – *Surowce mineralne Dolnego Śląska*. Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo, Wrocław, 13–51.

- Teisseyre J., 1954 – *Geologia sudeckich wód mineralnych*. Zjazd Naukowo-Techniczny poświęcony „Zagadnieniom racjonalizacji gospodarki i eksploatacji złóżowej wód mineralnych w Polsce” odbyty w dniach 3 i 4.IX.1954 r. w Krynicy, Materiały Pojazdowe, Stalinogród, 74–96.
- Teisseyre J., 1966 – *Źródła mineralne Dolnego Śląska w świetle badań geologicznych (1945–1965)*. [W:] Maślankiewicz K., Jerzmański J., Kasza L., Krasoń J. (red.) – *Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945 – 1965. Zagadnienia geologii podstawowej i stosowanej*. Towarzystwo Rozwoju Ziemi Zachodnich, Uniwersytet Wrocławski, Stowarzyszenie Geologów Wychowanków Uniwersytetu Wrocławskiego, Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Górnictwa, Wrocław, 485–505.
- Teşiorowska H., 1974 – *Dokumentacja hydrogeologiczna radoczynnych wód leczniczych Sosnowki*. BPiUTBU „Balneoprojekt”, Warszawa.
- Theodórsson P., 1996 – *A new method for automatic measurement of low-level radon in water*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 47, No. 9/10, 855–859.
- Tołstichin N. I., Posochow E. W., 1975 – *Mineralnyje wody*. Wydawnictwo LGI, Leningrad.
- Torgersen T., Benoit J., Mackie D., 1989 – *Lithological control of groundwater  $^{222}\text{Rn}$  concentrations in fractured rock media*. [In:] *Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*. Proceedings of a consultants meeting on isotopes of noble gases as tracers in environmental studies organized by the International Atomic Energy Agency and held in Vienna from 29 may to 2 june 1989. IAEA, Vienna, 263–287.
- Traube H., 1888 – *Die Minerale Schlesiens*. Breslau.
- Tricca A., Porcelli D., Wasserburg G.J., 2000 – *Factors controlling the groundwater transport of U, Th, Ra and Rn*. Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.), Vol. 109, No. 1, 95–108.
- Turek K., Gelev M., Dimov I., 2004 – *Comparative measurements of soil gas radon concentration using thermoluminescent and track detectors*. Radiation Measurements, Vol. 38, 843–846.
- Tymczasowa instrukcja stosowania naturalnych tworzyw balneoterapeutycznych zawierających Radon – 222 i pochodne. Instytut Medycyny Uzdrowiskowej, Poznań 1988.
- Underhill D. W., 2003 – *Diffusive sampling of radon*. Health Physics, Vol. 84, No. 3, 287–295.
- UNSCEAR, 1993 report. *Sources and effects of ionising radiation*. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, New York, 1993.
- Urbanek Z., Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N., Linnemann U., 1995 – *Stratigraphy. Chapter VIB* [in:] Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.) – *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1995, 313–327.
- Ustawa z dnia 4 lutego 1994 r. Prawo geologiczne i górnicze. Dz. U. Nr 27, poz. 96, z 1996 r. Nr 106, poz. 496, z 1997 r. Nr 88, poz. 554, Nr 111, poz. 726 i Nr 133, poz. 885, z 1998 r. Nr 106, poz. 668, z 2000 r. Nr 109, poz. 1157 i Nr 120, poz. 1268 oraz z 2001 r. Nr 110, poz. 1190, Nr 115, poz. 1229 i Nr 154, poz. 1800.
- Ustawa z dnia 29 listopada 2000 r. Prawo atomowe. Dz.U. Nr 161, poz. 1689; zm.: Dz.U. Nr 70, poz. 632 z 2004 r.
- Ustawa z dnia 18 lipca 2001 r. Prawo wodne. Dz.U. Nr 115, poz. 1229; zm.: Dz.U. Nr 154, poz. 1803.
- Vaaramaa K., Lehto J., Ervanne H., 2003 – *Soluble and particle-bound  $^{234,238}\text{U}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{210}\text{Po}$  in ground waters*. Radiochimica Acta, Vol. 91, 21–27.
- Varley N. R., Flowers A. G., 1993 – *Radon in soil gas and its relationship with some major faults of SW England*. Environmental Geochemistry and Health, Vol. 15, No. 2/3, 145–151.

- Vaupotič J., Ančik M., Škofljanec M., Kobal I., 1992 – *Alpha scintillation cell for direct measurement of indoor radon*. Journal of Environmental Science and Health, Vol. A27, No. 6, 1535–1540.
- Vera Tomé F., Lozano J. C., Gómez Escobar V., 1999 – *Determination of  $^{222}\text{Rn}$  in air by alpha liquid scintillation using solvent extraction*. Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, Vol. A425, 589–598.
- Viñas R., Eff-Darwich A., Soler V., Castro-Almazan J.A., Martín-Luis M.C., Coello J., Quesada M. L., de la Nuez J., 2004 – *Comparative analysis of continuous radon sensors in underground environments*. Environmental Geology, Vol. 46, No. 8, 1108–1117.
- Vulkan U., Steinitz G., Strull A., Zafir H., 1992 – *Long-distance (+100 m) transport of radon in syenitic rocks at Mekhesh Ramon, Israel*. Nuclear Geophysics, Vol. 6, No. 2, 261–271.
- Walia V., Bajwa B.S., Virk H.S., 2003 – *Radon monitoring in groundwater of some areas of Himachal Pradesh and Punjab states, India*. Journal of Environmental Monitoring, Vol. 5, 122–125.
- Wanty R.B., Lawrence E. ., Gundersen L.C.S., 1992 – *Theoretical model for the flux of radon from rock to ground water*. [In:] Gates A.E., Gundersen L.C.S. (eds), *Geologic controls of radon*, Special Paper 271, Geological Society of America, 73–78.
- Wilk Z., 1969 – *Eksploracja złóż płynnych surowców mineralnych*. Wydawnictwo „Śląsk”, Katowice.
- Winchester J.A., The PACE TMR Network Team, 2002 – *Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations*. Tectonophysics, Vol. 360, 5–21.
- Winkler R., Ruckerbauer F., Bunzl K., 2001 – *Radon concentration in soil gas: a comparison of the variability resulting from different methods, spatial heterogeneity and seasonal fluctuations*. The Science of the Total Environment, Vol. 272, 273–282.
- Wood W. W., Kraemer T. F., Shapiro A., 2004 – *Radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) in ground water of fractured rocks: A diffusion/ion exchange model*. Ground Water, Vol. 42, No. 4, 552–567.
- Yang T. F., Chou C.Y., Chen C-H., Chyi L.L., Jiang J. H., 2003 – *Exhalation of radon and its carrier gases in SW Taiwan*. Radiation Measurements, Vol. 36, 425–429.
- Yu K.N., Guan Z. J., Young E. C. M., Stokes M. J., 1998 – *Active measurements of indoor concentrations of radon and thoron gas using charcoal canisters*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 49, No. 12, 1691–1694.
- Zalewski M., Karpińska M., Mnich Z., Kapała J., 1997 – *Koncentracja radonu w wodzie na obszarze północno-wschodniej Polski*. Przegląd Geologiczny, Vol. 45, nr 5, 523–525.
- Zalewski M., Karpińska M., Mnich Z., Kapała J., Zalewski P., 2001 – *Study of  $^{222}\text{Rn}$  concentrations in drinking water in the north-eastern hydroregions of Poland*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 53, 167–173.
- Zarządzenie Prezesa Państwowej Agencji Atomistyki z dnia 7 lipca 1995 r. zmieniające zarządzenie w sprawie dawek granicznych promieniowania jonizującego i wskaźników pochodnych określających zagrożenie promieniowaniem jonizującym. Monitor Polski, Nr 35, poz. 419.
- Zdrojewicz Z., Belowska-Bień K., 2004 – *Radon i promieniowanie jonizujące a organizm człowieka*. Postępy Higieny i Medycyny Doświadczalnej, Vol. 58, 150–157.
- Zdulski M., 2000 – *Źródła do dziejów kopalnictwa uranowego w Polsce*. Naczelna Dyrekcja Archiwów Państwowych. Wydawnictwo DiG, Warszawa.
- Zieliński R., 1972 – *Tablice statystyczne*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.

- Zieliński T., 1999 – *Jak pokochać statystykę, czyli STATISTICA do poduszki*. StatSoft Polska Sp. z o.o., Kraków.
- Zimmer M., Erzinger J., 2003 – *Continuous H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, <sup>222</sup>Rn and temperature measurements on Merapi Volcano, Indonesia*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 125, 25–38.
- Zimnoch E., 1961 – *Seria magnetytowa Kowar*. Biuletyn Instytutu Geologicznego, Vol. 171, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Znosko J. (red.), 1998 – *Atlas tektoniczny Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- 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 noble gas data*. *Journal of Hydrology*, Vol. 167, 327–349.
- Żak S., 2002 – *Rozpuszczalność w wodzie*. [W:] Ciężkowski W. (red.) – *Występowanie, dokumentowanie i eksploatacja endogenicznego dwutlenku węgla w Polsce. Poradnik metodyczny*. Minister Środowiska, Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, Wrocławskie Towarzystwo Naukowe, Wydawnictwo, Wrocław.
- Żelaźniewicz A., 1995 – *Introduction to chapter VI*. [In:] Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.) – *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1995, 311–314.
- Żelaźniewicz A., 1997 – *The Sudetes as a Palaeozoic orogen in central Europe*. *Geological Magazine*, Vol. 134, No. 5, 691–702.
- Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N., 1995 – *Structure. Chapter VIC* [in:] Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.) – *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1995, 328–340.



## Załącznik 1

### Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do występowania radonu w kopalniach i innych obiektach przemysłowych

- Abdel-Monem A.A., El Aassy I.E., El-Naggar A.M., Attia K.E., El-Fawy A.G., 1996 – *Concentration of radon gas and daughters in uranium exploration tunnels, Allouqua, west central Sinai, Egypt*. Radiat. Phys. Chem., Vol. 47, No. 5, 765–767.
- Archer V.E., Coons T., Saccomanno G., Hong D.-Y., 2004 – *Latency and the lung cancer epidemic among United States uranium miners*. Health Physics, Vol. 87, No. 5, 480–489.
- Ashmore J.P., Krewski D., Zielinski J. M., 1997 – *Protocol for a cohort mortality study of occupational radiation exposure based on the national dose registry of Canada*. European Journal of Cancer, Vol. 33, Suppl. 3, S10–S21.
- Bartsch H., Hollstein M., Mustonen R., Schmidt J., Spiethoff A., Wesch H., Wiethage T., Müller K.-M., 1995 – *Screening for putative radon-specific p53 mutation hotspot in German uranium miners*. The Lancet, Vol. 346, 121.
- Bernhard S., Pineau J.F., Skowronek J., Zettwoog P., 1996 – *The radon hazard in non-uranium european mines: retrospective of a survey conducted between 1978 and 1982 in different mines across Europe*. Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 25–45.
- Bobrov A.I., Krivitsky M., Kolorenko Y.Y., 1996 – *Radiation control in Ukrainian coal mines*. Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 – 19 October 1996, Szczyrk, Poland, 17–24.
- Chałupnik S., Skowronek J., Lebecka J., Skubacz K., Wysocka M., Michalik B., 2002 – *System of radiation hazard monitoring and control in the coal mines of Poland*. Journal of Mining Science, Vol. 38, No. 6, 587–595.
- Chruścielewski W., 1990 – *Naturalne zagrożenia radiacyjne w górnictwie*. Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna, No 3, 26–27.
- Chruścielewski W., Domański T., 1993 – *Requirements and costs of radiological protection system in mining in case of expected changes in exposure limits*. Nukleonika, No. 4, 169–182.
- Chruścielewski W., Domański T., Kluszczyński D., Olszewski J., 1992 – *Radiation measurement systems and their impact on the estimation of miners exposure*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 45, No. 1/4, 37–40.
- Chruścielewski W., Liniecki J., Jankowski J., 1999 – *Problemy oceny narażenia górników na radon w Polsce w świetle zaleceń organizacji międzynarodowych i dyrektywy Unii Europejskiej*. Medycyna Pracy, Vol. 50, No. 2, 143–161.

- Chruścielewski W., Olszewski J., Kamiński Z., 1999 – *Rozpoznanie zagrożenia radiacyjnego związanego z transportem, przeróbką i magazynowaniem fosforu i wyrobów pochodzących z ich przerobu*. Medycyna Pracy, Vol. 50, Nr 5, 391–401.
- Colgan P.A., Madden J.S., Synnott H., Fennell S., Pollard D., Fenton D., 2004 – *Current status of programmes to measure and reduce radon exposure in Irish workplaces*. Journal of Radiological Protection, Vol. 24, 121–129.
- Denman A.R., Parkinson S., Johnstone M., Crockett R.G.M., Phillips P.S., 2004 – *Radon in the workplace: implications of studies of post-remediation monitoring*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 111, No. 1, 51–54.
- Dixon D.W., Gooding T.D., 1996 – *Potential for exposure to radon in non-uranium mines during mining and other activities in the UK*. Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 – 19 October 1996, Szczyrk, Poland, 79–92.
- Domański T., Chruścielewski W., 1993 – *Radiation protection optimization in polish mines – criteria and recommendations*. Nukleonika, No. 4, 155–168.
- Domański T., Chruścielewski W., Kluszczyński D., Olszewski J., 1992 – *Radiation hazard in polish mines – measurements and computer simulations*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 45, No. 1/4, 133–135.
- Duport P., 1994 – *Radiation protection in uranium mining: two challenges*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 53, Nos. 1–4, 13–19.
- Enderle G. J., Friedrich K., 1999 – *Uranium mining in East Germany (“Wismuth”): health consequences, occupational medical care and workers’ compensation*. Int. Arch. Occup. Environ. Health, Vol. 72, Suppl. 3, M42–M49.
- Grattan J.P., Gillmore G.K., Gilbertson D.D., Pyatt F.B., Hunt C.O., McLaren S.J., Phillips P.S., Denman A., 2004 – *Radon and “King Solomon’s Miners”: Faynan Orefield, Jordanian Desert*. The Science of the Total Environment, Vol. 319, 99–113.
- Heidenreich W. F., Tomášek L., Rogel A., Laurier D., Tirmarche M., 2004 – *Studies of radon-exposed miner cohorts using a biologically based model: comparison of current Czech and French data with historic data from China and Colorado*. Radiation and Environmental Biophysics, Vol. 43, 247–256.
- Hewson G.S., Ralph M.I., 1994 – *An investigation into radiation exposures in underground non-uranium mines in Western Australia*. Journal of Radiological Protection, Vol. 14, No. 4, 359–370.
- Howe G.R., Stager R.H., 1996 – *Risk of lung cancer mortality after exposure to radon decay products in the Beaverlodge Cohort based on revised exposure estimates*. Radiation Research, Vol. 146, 37–42.
- Khan A.J., Singh A.K., Prasad R., 1999 – *Study of radon and its progeny concentrations in an oil refinery and foundry environment*. Indian Journal of Pure & Applied Physics, Vol. 37, 787–790.
- Khater A.E., Hussein M.A., Hussein M.I., 2004 – *Occupational exposure of phosphate mine workers: airborne radioactivity measurements and dose assessment*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 75, No. 1, 47–57.
- Kobal I., Vaupotič J., Udovč H., Burger J., Stropnik B., 1990 – *Radon concentrations in the air of Slovene (Yugoslavia) underground mines*. Environment International, Vol. 16, 171–173.
- Kumar R., Kumar A., Sengupta D., Prasad R., 2003 – *Study of radon and its daughters in thermal power plants*. Radiation Measurements, Vol. 36, 521–524.

- Kusiak R. A., Ritchie A. C., Muller J., Springer J., 1993 – *Mortality from lung cancer in Ontario uranium miners*. British Journal of Industrial Medicine, Vol. 50, 920–928.
- Lebecka J., 1995 – *Radon w kopalniach*. Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna, nr 23, 21–39.
- Lebecka J., Skubacz K., Chałupnik S., Michalik B., 1993 – *Methods of monitoring of radiation exposure used in Polish coal mines*. Nukleonika, No. 4, 137–154.
- Lipowczan A., Lebecka J., Dulewski J., Proboszcz M., Skowronek J., 1996 – *Radiation hazard in non-uranium mines and their vicinity – on example of the upper silesian coal basin*. Proceedings of International Conference “Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 – 19 October 1996, Szczyrk, Poland, 9–15.
- Luebeck E.G., Heidenreich W.F., Hazelton W.D., Paretzke H.G., Moolgavkar S.H., 1999 – *Biologically based analysis of the data for the Colorado uranium miners cohort: age, dose and dose-rate effects*. Radiation Research, Vol. 152, 339–351.
- Malanca A., Gaidolfi L., 1997 – *Environmental radon in some brazilian towns and mines*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 69, No. 3, 211–216.
- Morrison H.I., Villeneuve P. J., Lubin J.H., Schaubel D.E., 1998 – *Radon-progeny exposure and lung cancer risk in a cohort of Newfoundland fluorspar miners*. Radiation Research, Vol. 150, 58–65.
- Muras K., 1960 – *Problemy zwalczania radonu i pyłów szkodliwych dla zdrowia w kopalni „Radoniów”*. Mat. konf. Pierwsza polsko-jugosławińska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz, 55–67.
- Muras K., 1995 – *Górnictwo uranowe w Polsce w latach 1948–63. Problem zagrożeń dla ludzi i środowiska naturalnego*. Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna, nr 23, 41–52.
- Przylibski T.A., 2001 – *Radon and its daughter products behaviour in the air of an underground tourist route in the former arsenic and gold mine in Złoty Stok (Sudety Mountains, SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 57, No. 2, 87–103.
- Qureshi A.A., Kakar D.M., Akram M., Khattak N.U., Tufail M., Mchmood K., Jamil K., Khan H. ., 2000 – *Radon concentrations in coal mines of Baluchistan, Pakistan*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 48, 203–209.
- Samet J.M., Pathak D.R., Morgan M.V., Key Ch.R., Valdivia A.A., Lubin J.H., 1991 – *Lung cancer mortality and exposure to radon progeny in a cohort of New Mexico underground uranium miners*. Health Physics, Vol. 61, No 6, 745–752.
- Samet J.M., Pathak D.R., Morgan M.V., Coultas D.B., James D.S., Hunt W.C., 1994 – *Silicosis and lung cancer risk in underground uranium miners*. Health Physics, Vol. 66, No. 4, 450–453.
- Schröder C., Friedrich K., Butz M., Koppisch D., Otten H., 2002 – *Uranium mining in Germany: incidence of occupational diseases 1946–1999*. International Arch. Occup. Environ. Health, Vol. 75, 235–242.
- Skowronek J., Skubacz K., Chałupnik S., Kajdasz R., Nalepa S., 1993 – *A comparison of environmental and personal control of short-lived radon decay products in hard-coal mines*. Nukleonika, No. 4, 121–136.
- Skowronek J., Skubacz K., Michalik B., 1998 – *Monitoring and control of the radon hazard in Polish coal mines*. [In:] Katase A., Shimo M. (eds.): *Radon and thoron in the human environment*. Singapore World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 446–457.
- Skowronek J., Michalik B., Dulewski J., 2004 – *NORM in mining industry in Poland*. Proceedings from the NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk 2004, May 16–21, 772–780 (CD).

- Skowronek J., Michalik B., Wysocka M., Mielnikow A., Dulewski J., 2004 – *NORM legislation in Poland*. Proceedings from the NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk 2004, May 16–21, 745–771 (CD).
- Tomášek L., Plaček V., 1999 – *Radon exposure and lung cancer risk: Czech cohort study*. Radiation Research, Vol. 152, S59–S63.
- Tomášek L., Žárská H., 2004 – *Lung cancer risk among Czech tin and uranium miners – comparison of lifetime detriment*. Neoplasma, Vol. 51, No. 4, 255–260.
- Tomášek L., Darby S.C., Swerdlow A.J., Plaček V., Kunz E., 1993 – *Radon exposure and cancers other than lung cancer among uranium miners in West Bohemia*. The Lancet, Vol. 341 (8850), 919–923.
- Veiga L.H.S., Melo V., Koifman S., Amaral E.C.S., 2004 – *High radon exposure in a Brazilian underground coal mine*. Journal of Radiological Protection, Vol. 24, 295–305.
- Wiegand K., Dunne S.P., 1996 – *Radon in the workplace – a study of occupational exposure in BT underground structures*. Ann. Occup. Hyg., Vol. 40, No. 5, 569–581.
- Yener G., Küçüktaş E., 1998 – *Concentrations of radon and decay products in various underground mines in western Turkey and total effective dose equivalents*. Analyst, Vol. 123, 31–34.

## Załącznik 2

### Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do różnych aspektów występowania radonu w budynkach mieszkalnych

- Alavanja M.C.R., Lubin J. H., Mahaffey J.A., Brownson R.C., 1999 – *Residential radon exposure and risk of lung cancer in Missouri*. American Journal of Public Health, Vol. 89, No. 7, 1042–1048.
- Anastasiou T., Tsertos H., Christofides S., Christodoulides G., 2003 – *Indoor radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) concentration measurements in Cyprus using high-sensitivity portable detectors*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 68, 159–169.
- Arvela H., 2001 – *Experiences in radon-safe building in Finland*. The Science of the Total Environment, Vol. 272, 169–174.
- Auvinen A., Mäkeläinen I., Hakama M., Castrén O., Pukkala E., Reisbacka H., Rytömaa T., 1996 – *Indoor radon exposure and risk of lung cancer: a nested case-control study in Finland*. Journal of the National Cancer Institute, Vol. 88, No. 14, 966–972.
- Ball T. K., Miles J. C. H., 1993 – *Geological and geochemical factors affecting the radon concentration in homes in Cornwall and Devon, UK*. Environmental Geochemistry and Health, Vol. 15, No. 1, 27–36.
- Barros-Dios J.M., Barreiro M.A., Ruano-Ravina A., Figueiras A., 2002 – *Exposure to residential radon and lung cancer in Spain: A population-based case-control study*. American Journal of Epidemiology, Vol. 156, No. 6, 548–555.
- Bilban M., Vaupotič J., 2001 – *Chromosome aberrations study of pupils in high radon level elementary school*. Health Physics, Vol. 80, No. 2, 157–163.
- Bochicchio F., Venuti G. C., Nuccetelli C., Piermattei S., Risica S., Tommasino L., Torri G., 1996 – *Results of the representative Italian national survey on radon indoors*. Health Physics, Vol. 71, No. 5, 741–748.
- Bodansky D., Robkin M. A., Stadler D.R. [eds.], 1987 – *Indoor radon and its hazards*. University of Washington Press, Seattle and London.
- Briggs D.J., Denman A. R., Gulliver J., Marley R.F., Kennedy C.A., Philips P.S., Field K., Crockett R.M., 2003 – *Time activity modelling of domestic exposures to radon*. Journal of Environmental Management, Vol. 67, 107–120.
- Buchli R., Burkart W., 1989 – *Influence of subsoil geology and construction technique on indoor air  $^{222}\text{Rn}$  levels in 80 houses of the central Swiss Alps*. Health Physics, Vol. 56, No 4, 423–429.
- Burkhardt J. F., Huber T. P., 1993 – *Correlation of indoor radon concentration to commonly available geologic data*. Environmental Management, Vol. 17, No. 2, 249–256.

- Chao C.Y.H., Tung T.C.W., Burnett J., 1997 – *Influence of Ventilation on Indoor Radon Level*. Building and Environment, Vol. 32, No. 6, 527–534.
- Cohen B.L., 1986 – *A national survey of  $^{222}\text{Rn}$  in U.S. homes and correlating factors*. Health Physics, Vol. 51, No 2, 175–183.
- Cohen B.L., 1989 – *Expected indoor  $^{222}\text{Rn}$  levels in counties with very high and very low lung cancer rates*. Health Physics, Vol. 57, No 6, 897–907.
- Colgan P. A., Gutiérrez J., 1995 – *Justification and optimization in the choice of reference levels for radon in existing Spanish dwellings*. Journal of Radiological Protection, Vol. 15, No. 4, 289–301.
- Cothorn C.R., 1999 – *Indoor air radon*. Environmental Geochemistry and Health, Vol. 21, 83–90.
- Cothorn C.R., Smith J.E. Jr. [eds.], 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.
- Cramer R., Brunner H.H., Buchli R., Wernli C., Burkart W., 1989 – *Indoor Rn levels in different geological areas in Switzerland*. Health Physics, Vol. 57, No. 1, 29–38.
- Darby S.C., Hill D.C., 2003 – *Health effects of residential radon: A european perspective at the end of 2002*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 104, No. 4, 321–329.
- Darby S., Whitley E., Silcocks P., Thakrar B., Green M., Lomas P., Miles J., Reeves G., Fearn T., Doll R., 1998 – *Risk of lung cancer associated with residential radon exposure in south-west England: a case-control study*. British Journal of Cancer, Vol. 78, No. 3, 394–408.
- 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., Tomášek L., Whitley E., Wichmann 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 Journal, Vol. 330, No. 7485, 223–226.
- Datye V.K., Hopke P.K., Fitzgerald B., Raunemaa T.M., 1997 – *Dynamic model for assessing  $^{222}\text{Rn}$  and progeny exposure from showering with radon-bearing water*. Environmental Science and Technology, Vol. 31, 1589–1596.
- Deka P.C., Sarkar S., Bhattacharjee B., Goswami T.D., Sarma B.K., Ramachandran T.V., 2003 – *Measurement of radon and thoron concentration by using LR-115 type-II plastic track detectors in the environ of Brahmaputra Valley, Assam, India*. Radiation Measurements, Vol. 36, 431–434.
- Denman A. R., Phillips P. S., Tornberg R., 2002 – *The costs and benefits of radon remediation programmes in existing homes: case study of action level selection*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 62, 17–27.
- Denman A. R., Phillips P. S., Tornberg R., Groves-Kirkby C. J., 2005 – *Analysis of the individual health benefits accruing from a domestic radon remediation programme*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 79, No. 1, 7–23.
- Durrani S. A., 1993 – *Radon as a health hazard at home: what are the facts?* Nuclear Tracks & Radiation Measurements, Vol. 22, No. 1–4, 303–317.
- Ďurčík M., Havlík F., Vičanová M., Nikodemová D., 1997 – *Radon risk assessment in Slovak kindergartens and basic schools*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 71, No. 3, 201–206.
- El-Hussein A., 2005 – *A study on natural radiation exposure in different realistic living rooms*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 79, 355–367.
- El May M. V., Chahed N., Mtimet S., 2004 – *Radon concentrations in some dwellings of Tunisia*. Health Physics, Vol. 86, No. 2, 150–154.

- Espinosa G., Gammage R.B., 1998 – *Indoor radon concentration survey in Mexico*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 236, Nos 1–2, 227–229.
- Espinosa G., Gammage R.B., 2003 – *A representative survey of indoor radon in the sixteen regions in Mexico City*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 103, No. 1, 73–76.
- Espinosa G., Goltzari J. I., Rickards J., Gammage R. B., 1999 – *Distribution of indoor radon levels in Mexico*. Radiation Measurements, Vol. 31, 355–358.
- Field R.W., Steck D.J., Smith B.J., Brus Ch. P., Fisher E.L., Neuberger J.S., Platz C.E., Robinson R.A., Woolson R. F., Lynch Ch., 2000 – *Residential radon gas exposure and lung cancer. The Iowa lung cancer study*. American Journal of Epidemiology, Vol. 151, No. 11, 1091–1102.
- Field R.W., Smith B.J., Steck D.J., Lynch C.F., 2002 – *Residential radon exposure and lung cancer: Variation in risk estimates using alternative exposure scenarios*. Journal of Exposure Analysis and Environmental Epidemiology, Vol. 12, 197–203.
- Fitzgerald B., Hopke P.K., Datye V. K., Raunemaa T.M., Kuuspallo K., 1997 – *Experimental assessment of the short- and long-term effects of  $^{222}\text{Rn}$  from domestic shower water on the dose burden incurred in normally occupied homes*. Environmental Science and Technology, Vol. 31, 1822–1829.
- Fleischer R.L., Mogro-Campero A., Turner L. G., 1983 – *Indoor radon levels in the northeastern U.S.: effects of energy-efficiency in homes*. Health Physics, Vol. 45, No. 2, 407–412.
- Font L., Baixeras C., 2003 – *The RAGENA dynamic model of radon generation, entry and accumulation indoors*. The Science of the Total Environment, Vol. 307, 55–69.
- Forastiere F., Sperati A., Cherubini G., Miceli M., Biggeri A., Axelson O., 1998 – *Adult myeloid leukaemia, geology, and domestic exposure to radon and radiation: a case control study in central Italy*. Occupational and Environmental Medicine, Vol. 55, No 2, 106–110.
- Franco-Marina F., Villalba-Caloca J., Segovia N., Tavera L., 2003 – *Spatial indoor radon distribution in Mexico City*. The Science of the Total Environment, Vol. 317, 91–103.
- Gao X.F., Tam C.M., Gao W.Z., 2002 – *Polymer cement plaster to prevent radon gas contamination within concrete building structures*. Building and Environment, Vol. 37, 357–361.
- George A C., Eng J., 1983 – *Indoor radon measurements in New Jersey, New York and Pennsylvania*. Health Physics, Vol. 45, No. 2, 397–400.
- Gunby J.A., Darby S.C., Miles J.C.H., Green B.M.R., Cox D.R., 1993 – *Factors affecting indoor radon concentrations in the United Kingdom*. Health Physics, Vol. 64, No. 1, 2–12.
- Ha Ch.-W., Chang S.-Y., Lee B.-H., 1992 – *Dose assessment to inhalation exposure of indoor  $^{222}\text{Rn}$  daughters in Korea*. Health Physics, Vol. 63, No. 4, 453–456.
- Hakam O.-K., Lferde M., 1995 – *Measurements of radon activity in indoor air in dwellings and enclosed work areas in Morocco*. Applied Radiation and Isotope, Vol. 46, No. 6/7, 601–602.
- Henshaw D. L., 1993 – *Radon exposure in the home: its occurrence and possible health effects*. Contemporary Physics, Vol. 34, No. 1, 31–48.
- Holford D. J., Freeman H. D., 1996 – *Effectiveness of a passive subslab ventilation system in reducing radon concentrations in a home*. Environmental Science & Technology, Vol. 30, No. 10, 2914–2920.
- Iyogi T., Ueda S., Hisamatsu S., Kondo K., Haruta H., Katagiri H., Kurabayashi M., Nakamura Y., Tsuji N., 2002 – *Radon concentration in dwellings in Aomori Prefecture, Japan*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 254, No. 1, 175–179.

- Iyogi T., Ueda S., Hisamatsu S., Kondo K., Sakurai N., Inaba J., 2003 – *Radon concentration in indoor occupational environments in Aomori Prefecture, Japan*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 67, 91–108.
- Karpińska M., Wołkowicz S., Mnich Z., Zalewski M., Mamont-Cieśla K., Kapała J., 2002 – *Comparative studies of health hazard from radon (Rn-222) in two selected lithologic formations in the Suwałki region (in Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 61, 149–158.
- Karpińska M., Wołkowicz S., Mnich Z., Zalewski M., Mamont-Cieśla K., Kapała J., Antonowicz K., Kaczmarek M., 2002 – *Stężenie radonu na wybranych obszarach Suwalszczyzny*. Przegląd Geologiczny, Vol. 50, No. 6, 521–525.
- Karpińska M., Wołkowicz S., Mamont-Cieśla K., Mnich Z., Kapała J., 2003 – *Comparison of radon hazard to inhabitants of the Augustów Plane sandr and inhabitants of the Suwałki region of fluvioglacial sands and gravels*. Nukleonika, Vol. 48, No. 4, 197–200.
- Karpińska M., Mnich Z., Kapała J., 2004 – *Seasonal changes in radon concentrations in buildings in the region of northeastern Poland*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 77, No. 2, 101–109.
- Karpińska M., Mnich Z., Kapała J., Antonowicz K., 2004 – *Seasonal changeability of indoor radon concentrations in one-family house*. Nukleonika, Vol. 49, No. 1, 33–36.
- Katona T., Kanyár B., Somlai J., 2005 – *Cost assessment of ventilation and averted dose due to radon in dwellings*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 79, 223–230.
- Khan A. J., 2000 – *A study of indoor radon levels in Indian dwellings, influencing factors and lung cancer risks*. Radiation Measurements, Vol. 32, 87–92.
- Kim Ch.-K., Lee S.-Ch., Lee D.-M., Chang B.-U., Rho B.-H., Kang H.-D., 2003 – *Nationwide survey of radon levels in Korea*. Health Physics, Vol. 84, No. 3, 354–360.
- 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, 387–413.
- Köksal E.M., Çelebi N., Ataksor B., Ulug A., Taşdelen M., Kopuz G., Akar B., Karabulut M.T., 2004 – *A survey of <sup>222</sup>Rn concentrations in dwellings of Turkey*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 259, No. 2, 213–216.
- Kusyk M., Mamont-Cieśla K., 2002 – *Radon levels in household waters in southern Poland*. Nukleonika, Vol. 47, No. 2, 65–68.
- Langroo M. K., Wise K. N., Duggleby J. C., Kotler L. H., 1991 – *A nationwide survey of <sup>222</sup>Rn and  $\gamma$  radiation levels in australian homes*. Health Physics, Vol. 61, No 6, 753–761.
- Lázár I., Tóth E., Marx G., Cziegler I., Köteles G. J., 2003 – *Effects of residential radon on cancer incidence*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 258, No. 3, 519–524.
- Lubin J.H., 2003 – *Studies of radon and lung cancer in North America and China*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 104, No. 4, 315–319.
- Lubin J.H., Boice J.D., Jr., 1997 – *Lung cancer risk from residential radon: meta-analysis of eight epidemiologic studies*. Journal of the National Cancer Institute, Vol. 89, No. 1, 49–57.
- Malanca A., Gaidolfi L., 1997 – *Environmental radon in some Brazilian towns and mines*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 69, No. 3, 211–216.
- Malanca A., Orlandini R., Pessina V., Dallara G., 1992 – *Radon concentrations inside castles and other ancient buildings*. The Science of the Total Environment, Vol. 121, 53–66.
- Mamont-Cieśla K., 1993 – *Sources of radon in indoor air*. Nukleonika, No. 4, 71–86.



- Mamont-Cieśla K., Rosiński S. W., Sosińska A., Bysiek M., Henschke J., Jagielak J., 1994 – *Study of radon concentrations indoors and estimation of hazard to inhabitants in Poland*. [In:] *Bi-annual report 1992–1993*, Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej, Warszawa.
- Mamont-Cieśla K., Jagielak J., Rosiński S. W., Sosińska A., Bysiek M., Henschke J., 1996 – *Radon concentrations indoors in the Katowice region compared with other regions of Poland*. [In:] *Proceedings of International Conference “Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 333–344.
- Man C.K., Yeung H.S., 1997 – *The effects of cracks and holes on the exhalation of radon from concrete*. *Building and Environment*, Vol. 32, No. 4, 351–354.
- Marcinowski F., Lucas R.M., Yeager W.M., 1994 – *National and regional distributions of airborne radon concentrations in U.S. homes*. *Health Physics*, Vol. 66, No. 6, 699–706.
- Marley F., 2001 – *Investigation of the influences of atmospheric conditions on the variability of radon and radon progeny in buildings*. *Atmospheric Environment*, Vol. 35, 5347–5360.
- Miles J., 1998 – *Mapping radon-prone areas by lognormal modeling of house radon data*. *Health Physics*, Vol. 74, No. 3, 370–378.
- Mnich Z., Karpińska M., Kapala 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 Environmental Radioactivity*, Vol. 75, No. 2, 225–232.
- Mustapha A.O., Patel J.P., Rathore I.V.S., 2002 – *Preliminary report on radon concentration in drinking water and indoor air in Kenya*. *Environmental Geochemistry and Health*, Vol. 24, 387–396.
- Naismith S., 1997 – *Durability of radon remedial actions*. *Radiation Protection Dosimetry*, Vol. 71, No. 3, 215–218.
- Nazaroff W.W., Nero A.V. [eds.], 1988 – *Radon and its decay products in indoor air*. John Wiley & Sons Inc., New York.
- Nazaroff W.W., Offermann F.J., Robb A.W., 1983 – *Automated system for measuring air-exchange rate and radon concentration in houses*. *Health Physics*, Vol. 45, No. 2, 525–537.
- Nazaroff W.W., Nero A.V., Revzan K.L., Schwehr M.B., 1986 – *Distribution of airborne radon-222 concentrations in U.S. homes*. *Science*, Vol. 234, 992–997.
- Nazaroff W.W., Doyle S.M., Nero A.V., Sextro R.G., 1987 – *Potable water as a source of airborne <sup>222</sup>Rn in US dwellings: A review and assessment*, *Health Physics*, Vol. 52, No. 3, 281–296.
- Nero A.V., 1983 – *Indoor radiation exposures from <sup>222</sup>Rn and its daughters: a view of the issue*. *Health Physics*, Vol. 45, No. 2, 277–288.
- Nero A.V., 1983 – *Airborne radionuclides and radiation in buildings: a review*. *Health Physics*, Vol. 45, No. 2, 303–322.
- Neuberger J.S., 1992 – *Residential radon exposure and lung cancer: an overview of ongoing studies*. *Health Physics*, Vol. 63, No. 5, 503–509.
- Neuberger J.S., Gesell T.F., 2002 – *Residential radon exposure and lung cancer: risk in nonsmokers*. *Health Physics*, Vol. 83, No. 1, 1–18.
- Nikl I., 1996 – *The radon concentration and absorbed dose rate in Hungarian dwellings*. *Radiation Protection Dosimetry*, Vol. 67, No. 3, 225–228.
- Nikolopoulos D., Louizi A., Koukoulidou V., Serefoglou A., Georgiou E., Ntalles K., Proukakis Ch., 2002, – *Radon survey in Greece – risk assesment*. *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 63, 173–186.

- Nowina-Konopka M., 1993 – *On the interpretation of results of a national survey of indoor radon concentration*. Nukleonika, No. 4, 93–102.
- Oostrom M., Lenhard R. J., 1996 – *Radon transport into dwellings: Considering groundwater as a source*. Geophysical Research Letters, Vol. 23, No. 13, 1577–1580.
- Organo C., Ellard A., Fenton D., Synnott H., O’Colmáin M., Prenter S., O’Reilly S., Colgan P.A., 2004 – *High radon concentrations in a house near Castleisland, County Kerry (Ireland) – identification, remediation and post-remediation*. Journal of Radiological Protection, Vol. 24, 107–120.
- Orlando P., Trenta R., Bruno M., Orlando C., Ratti A., Ferrari S., Piardi S., 2004 – *A study about remedial measures to reduce  $^{222}\text{Rn}$  concentration in an experimental building*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 73, 257–266.
- Papp G., Marx G., Szalai S., Tóth E., 2001 – *Year by year changes of indoor radon levels*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 250, No. 32, 541–545.
- Paridaens J., de Saint-Georges L., Vanmarcke H., 2005 – *Mitigation of a radon-rich Belgian dwelling using active subslab depressurization*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 79, No. 1, 25–37.
- Pavlenko T.A., Los I.P., 1995 – *Indoor  $^{222}\text{Rn}$  levels and irradiation doses on the territory of Ukraine*. Radiation Measurements, Vol. 25, No. 1–4, 595–600.
- Pawel D.J., Puskin J.S., 2004 – *The U.S. Environmental Protection Agency’s assessment of risks from indoor radon*. Health Physics, Vol. 87, No. 1, pp.68–74.
- Piispanen R., 2000 – *Radon and lung cancer in Finland: are there signs of radiation hormesis?* Environmental Geochemistry and Health, Vol. 22, 113–130.
- Pinza C., Armas J.H., Poffijn A., 1997 – *Radon concentration in dwellings of Lanzarote (Canary Islands)*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 69, No. 3, 217–220.
- Popit A., Vaupotič J., 2002 – *Indoor radon concentrations in relation to geology in Slovenia*. Environmental Geology, Vol. 42, 330–337.
- Price P.N., 1997 – *Predictions and maps of county mean indoor radon concentrations in the mid-atlantic states*. Health Physics, Vol. 72, No. 6, 893–906.
- Reddy B.S., Reddy M.S., Reddy Ch.G., Reddy P.Y., Reddy K.R., 2003 – *Airborne radioactivity levels in dwellings of Khammam district, Andhra Pradesh, India*. Radiation Measurements, Vol. 36, 503–506.
- Reddy M.S., Reddy B.S., Reddy Ch.G., Reddy P.Y., Reddy K.R., 2003 – *Study of indoor radon and its progeny concentration levels in the surrounding areas of Hyderabad, Andhra Pradesh, India*. Radiation Measurements, Vol. 36, 507–510.
- Revzan K.L., Fisk W.J., 1992 – *Modeling radon entry into houses with basements: the influence of structural factors*. Indoor Air, Vol. 2, 40–48.
- Riley W.J., Robinson A.L., Gadgil A.J., Nazaroff W.W., 1999 – *Effects of variable wind speed and direction on radon transport from soil into buildings: model development and exploratory results*. Atmospheric Environment, Vol. 33, 2157–2168.
- Robinson A.L., Sextro R.G., Riley W.J., 1997 – *Soil-gas entry into houses driven by atmospheric pressure fluctuations – the influence of soil properties*. Atmospheric Environment, Vol. 31, No. 10, 1487–1495.

- Rydock J. P., Næss-Rolstad A., Brunzell J. T., 2001 – *Diurnal variations in radon concentrations in a school and office: implications for determining radon exposure in day-use buildings*. Atmospheric Environment, Vol. 35, 2921–2926.
- Samet J. M., 1997 – *Indoor radon exposure and lung cancer: Risky or not? – All over again*. Journal of National Cancer Institute, Vol. 89, No. 1, 4–6.
- Samet J. M., 1997 – *Epidemiologic Studies of Ionizing Radiation and Cancer: Past Successes and Future Challenges*. Environmental Health Perspectives, Vol. 105, Suppl. 4, 883–889.
- Sanada T., Fujimoto K., Miyano K., Doi M., Tokonami S., Uesugi M., Takata Y., 1999 – *Measurement of nationwide indoor Rn concentration in Japan*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 45, 129–137.
- Sarrou I., Pashalidis I., 2003 – *Radon levels in Cyprus*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 68, 269–277.
- Scivyer C.R., 2001 – *Radon protection for new buildings: a practical solution from the UK*. The Science of the Total Environment, Vol. 272, 91–96.
- Sobue T., Lee V.S., Ye W., Tanooka H., Mifune M., Suyama A., Koga T., Morishima H., Kondo S., 2000 – *Residential radon exposure and lung cancer risk in Misasa, Japan: a case-control study*. Journal of Radiation Research, Vol. 41, 81–92.
- Srivastava A., 2005 – *An overview of an indoor radon study carried out in dwellings in India and Bangladesh during the last decade using solid state nuclear track detectors*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 78, No. 1, 113–121.
- Srivastava A., Zaman M.R., Dwivedi K.K., Ramachandran T.V., 2001 – *Indoor radon level in the dwellings of the Rajshahi and Chuadanga regions of Bangladesh*. Radiation Measurements, Vol. 34, 497–499.
- Stigum H., Strand T., Magnus P., 2003 – *Should radon be reduced in homes? A cost-effect analysis*. Health Physics, Vol. 84, No. 2, 227–235.
- Sujo L.C., Cabrera M.E.M., Villalba L., Villalobos M.R., Moye E.T., León M.G., García-Tenorio R., García F.M., Peraza E.F.H., Aroche D.S., 2004 – *Uranium-238 and thorium-232 series concentrations in soil, radon-222 indoor and drinking water concentrations and dose assessment in the city of Aldama, Chihuahua, Mexico*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 77, 205–219.
- Sundal A.V., Strand T., 2004 – *Indoor gamma radiation and radon concentration in a Norwegian carbonatite area*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 77, No. 2, 175–189.
- Sundal A.V., Henriksen H., Lauritzen S.E., Soldal O., Strand T., Valen V., 2004 – *Geological and geochemical factors affecting radon concentrations in dwellings located on permeable glacial sediments – a case study from Kinsarvik, Norway*. Environmental Geology, Vol. 45, 843–858.
- Tokonami S., Sun Q., Akiba S., Zhuo W., Furukawa M., Ishikawa T., Hou Ch., Zhang S., Narazaki Y., Ohji B., Yonehara H., Yamada Y., 2004 – *Radon and thoron exposures for cave residents in Shanxi and Shaanxi Provinces*. Radiation Research, Vol. 162, 390–396.
- Tomášek L., Kunz E., Müller T., Hülka J., Heribanová A., Matzner J., Plaček V., Burian I., Holeček J., 2001 – *Radon exposure and lung cancer risk: Czech cohort study on residential radon*. The Science of the Total Environment, Vol. 272, 43–51.
- Vaupotič J., 2002 – *Identification of sources of high radon levels in Slovenian schools*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 102, No. 1, 75–80.

- Vaupotič J., Szymula M., Solecki J., Chibowski S., Kobal I., 1993 – *Preliminary indoor radon investigations in Lublin region, Poland*. Health Physics, Vol. 64, No. 4, 420–422.
- Vaupotič J., Križman M., Planinič J., Pezdič J., Adamič K., Stegnar P., Kobal I., 1994 – *Systematic indoor radon and gamma measurements in kindergartens and play schools in Slovenia*. Health Physics, Vol. 66, No. 5, 550–556.
- Vaupotič J., Kobal I., Planinič J., 1998 – *Long-term radon investigation in four selected kindergartens in different geological and climate regions of Slovenia*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 238, Nos. 1–2, 61–66.
- Vaupotič J., Andjelov M., Kobal I., 2002 – *Relationship between radon concentrations in indoor air and in soil gas*. Environmental Geology, Vol. 42, 583–587.
- Verdi L., Caldognetto E., Trotti F., 2004 – *Radon mapping in south Tyrol: comparison between two different procedures*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 111, No. 4, 439–443.
- Verdi L., Weber A., Stoppa G., 2004 – *Indoor radon concentration forecasting in south Tyrol*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 111, No. 4, 435–438.
- Wang F., Ward I. C., 1997 – *Modelling multiple radon entry and transport in a domestic dwelling*. Building and Environment, Vol. 32, No. 4, 341–350.
- Wang F., Ward I. C., 2000 – *The development of a radon entry model for a house with a cellar*. Building and Environment, Vol. 35, 615–631.
- Wang F., Ward I.C., 2002 – *Radon entry, migration and reduction in houses with cellars*. Building and Environment, Vol. 37, 1153–1165.
- Wang Z., Lubin J.H., Wang L., Zhang S., Boice Jr., J.D., Cui H., Zhang S., Conrath S., Xia Y., Shang B., Brenner A., Lei S., Metayer C., Cao J., Chen K.W., Lei S., Kleinerman R.A., 2002 – *Residential radon and lung cancer risk in a high-exposure area of Gansu Province, China*. American Journal of Epidemiology, Vol. 155, No. 6, 554–564.
- White S.B., Bergsten J.W., Alexander B.V., Ronca-Battista M., 1989 – *Multi-state surveys of indoor  $^{222}\text{Rn}$* . Health Physics, Vol. 57, No. 6, 891–896.
- White S.B., Bergsten J.W., Alexander B. V., Rodman N.F., Phillips J.L., 1992 – *Indoor  $^{222}\text{Rn}$  concentrations in a probability sample of 43 000 houses across 30 states*. Health Physics, Vol. 62, No. 1, 41–50.
- Wysocka M., Chalupnik S., 2003 – *Correlation of radon concentration level with mining and geological conditions in Upper Silesia region*. Journal of Mining Science, Vol. 39, No. 2, 199–206.
- Yngveson A., Williams C., Hjerpe A., Lundeberg J., Söderkvist P., Pershagen G., 1999 – *p53 mutations in lung cancer associated with residential radon exposure*. Cancer Epidemiology, Biomarkers & Prevention, Vol. 8, 433–438.
- Yu K.N., Young E.C.M., Li K.C., 1996 – *A study of factors affecting indoor radon properties*. Health Physics, Vol. 71, No. 2, 179–184.

## Załącznik 3

### Migracja i akumulacja radonu w skorupie ziemskiej

#### Część 1. Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do migracji i akumulacji radonu w skorupie ziemskiej

- Abbad S., Robe M. C., Bernat M., Labeled V., 1995 – *Influence of meteorological and geological parameter variables on the concentration of radon in soil gases application to seismic forecasting in the Provence-Alpes-Côte d'Azur region*. [In]: Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 35–48.
- Al-Hilal M., Sbeinati M.R., Darawcheh R., 1998 – *Radon variations and microearthquakes in western Syria*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 49, Nos 1–2, 117–123.
- Annunziatellis A., Ciotoli G., Lombardi S., Nolasco F., 2003 – *Short- and long-term gas hazard: the release of toxic gases in the Alban Hills volcanic area (central Italy)*. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 77, 93–108.
- Ball T.K., Cameron D.G., Colman T.B., Roberts P.D., 1991 – *Behaviour of radon in the geological environment: a review*. Quarterly Journal of Engineering Geology, No. 24, 169–182.
- Castro Morales D.A., LaBrecque J.J., 1999 – *Determination of radon-222 in a natural thermal water spring shortly before and after the July 9, 1997 earthquake (Ms = 6.8) in the State of Sucre, Venezuela*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 242, No. 1, 115–118.
- Chibowski St., Komosa A., 2001 – *Radon concentration in basements of old town buildings in the Lublin region, Poland*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 247, No. 1, 53–56.
- Choubey V.M., 1998 – *Radon measurements in soil and water and its relation with geology, Garhwal Himalaya, India*. Proceedings of the 7<sup>th</sup> Tohwa University Symposium (Ed. A. Katase & M. Shimo), Fukuoka, Japan, 23–25 October 1997, World Scientific, Singapore, New Jersey, London, Hong Kong, 193–198.
- Choubey V.M., Bartarya S.K., Ramola R.C., 2000 – *Radon in Himalayan springs: a geohydrological control*. Environmental Geology, Vol. 39, No. 6, 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, No. 3, 257–266.
- Choubey V.M., Bartarya S. K., Ramola R. C., 2003 – *Radon in groundwater of eastern Doon valley, Outer Himalaya*. Radiation Measurements, Vol. 36, 401–405.
- Clements W.E., Wilkening M.H., 1974 – *Atmospheric pressure effects on <sup>222</sup>Rn transport across the earth-air interface*. Journal of Geophysical Research, Vol. 79, No. 33, 5025–5029.

- Cothern C.R., Smith J.E. Jr. [eds.], 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.
- Davidson E.A., Trumbore S.E., 1995 – *Gas diffusivity and production of CO<sub>2</sub> in deep soils of the eastern Amazon*. Tellus, Vol. 47B, 550–565.
- Dongarrà G., Hauser S., Censi P., Brai M., 1995 – *Water chemistry,  $\delta^{13}\text{C}$  values and  $^{222}\text{Rn}$  activity in groundwaters of western Sicily*. Nuclear Geophysics, Vol. 9, No. 5, 461–470.
- Dörr H., Münnich K.O., 1990 –  *$^{222}\text{Rn}$  flux and soil air concentration profiles in West-Germany. Soil  $^{222}\text{Rn}$  as tracer for gas transport in the unsaturated soil zone*. Tellus, Vol. 42B, 20–28.
- Dueñas C., Fernández M.C., Cañete S., Carretero J., Liger E., 1999 –  *$^{222}\text{Rn}$  concentrations, natural flow rate and the radiation exposure levels in the Nerja Cave*. Atmospheric Environment, Vol. 33, 501–510.
- Dueñas C., Fernández M.C., Carretero J., Liger E., 1999 – *Methane and carbon dioxide fluxes in soils evaluated by  $^{222}\text{Rn}$  flux and soil air concentration profiles*. Atmospheric Environment, Vol. 33, 4495–4502.
- Eisenlohr L., Surbeck H., 1995 – *Radon as a natural tracer to study transport processes in a karst system. An example in the Swiss Jura*. Surface Geosciences, C.R. Acad. Sci. Paris, t. 321, serie II a, 761–767.
- Elberling B., Larsen F., Christensen S., Postma D., 1998 – *Gas transport in a confined unsaturated zone during atmospheric pressure cycles*. Water Resources Research, Vol. 34, No. 11, 2855–2862.
- Etiopie G., Lombardi S., 1995 – *Evidence for radon transport by carrier gas through faulted clays in Italy*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 193, No. 2, 291–300.
- Fernández P.L., Quindós L.S., Soto J., Villar E., 1984 – *Radiation exposure levels in Altamira Cave*. Health Physics, Vol. 46, No. 2, 445–447.
- Fleischer R.L., 1983 – *Theory of alpha recoil effects on radon release and isotopic disequilibrium*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 47, 779–784.
- Fleischer R.L., 1987 – *Moisture and  $^{222}\text{Rn}$  emanation*. Health Physics, Vol. 52, No. 6, 797–799.
- Friend C.R.L., Gooding T.D., 2002 – *Variations in the concentration of radon in parts of the Ogof Ffynnon Ddu system, Penwyllt, South Wales and estimates of doses to recreational cavers*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 58, 45–57.
- Fukui M., 1987 – *Soil water effects on concentration profiles and variations of  $^{222}\text{Rn}$  in a vadose zone*. Health Physics, Vol. 53, No 2, 181–186.
- Gascoyne M., Barber J. H., 1992 – *The mobility of U, Ra and Rn in a granitic batholith on the Canadian shield*. Radiochimica Acta, Vol. 58/59, 281–284.
- Gascoyne M., Wuschke D. M., 1997 – *Gas migration through water-saturated, fractured rock: results of a gas injection test*. Journal of Hydrology, Vol. 196, 76–98.
- Gillmore G.K., Phillips P., Denman A., Sperrin M., Pearce G., 2000 – *Radon levels in abandoned metalliferous mines, Devon, Southwest England*. Ecotoxicology and Environmental Safety, Vol. 46, 279–288.
- Gillmore G.K., Sperrin M., Phillips P., Denman A., 2001 – *Radon hazards, geology, and exposure of cave users: A case study and some theoretical perspectives*. Ecotoxicology and Environmental Safety, Vol. 49, 281–292.
- Gillmore G., Gilbertson D., Grattan J., Hunt C., McLaren S., Pyatt B., mani Banda R., Barker G., Denman A., Phillips P., Reynolds T., 2005 – *The potential risk from  $^{222}\text{Rn}$  posed to archaeologists and earth scientists: reconnaissance study of radon concentrations, excavations, and ar-*

- chaecological shelters in the Great Cave of Niah, Sarawak, Malaysia*. Ecotoxicology and Environmental Safety, Vol. 60, 213–227.
- Goh T. B., Oscarson D. W., Cheslock M., Shaykewich C., 1991 – *Fluence rate of radon from soil: effect of sorption barriers, moisture content, and temperature*. Health Physics, Vol. 61, No. 3, 359–365.
- Grasty R. L., 1997 – *Radon emanation and soil moisture effects on airborne gamma-ray measurements*. Geophysics, Vol. 62, No. 5, 1379–1385.
- Grattan J.P., Gillmore G.K., Gilbertson D.D., Pyatt F.B., Hunt C.O., McLaren S.J., Phillips P.S., Denman A., 2004 – *Radon and “King Solomon’s Miners”: Faynan Orefield, Jordanian Desert*. The Science of the Total Environment, Vol. 319, 99–113.
- Gudzenko V., 1992 – *Radon in subsurface water studies. Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*. Proceedings of a consultants meeting on isotopes of noble gases as tracers in environmental studies organized by the International Atomic Energy Agency and held in Vienna from 29 may to 2 june 1989. International Atomic Energy Agency, Vienna, 249–261.
- Gundersen L.C.S., Schumann R.R., Otton J.K., Dubiel R.F., Owen D.E., Dickinson K.A., 1992 – *Geology of radon in the United States*. [In:] Gates A.E., Gundersen L.C.S. (eds.), *Geologic controls of radon*, Special Paper 271, Geological Society of America, 1–16.
- Hakl J., Hunyadi I., Várhegyi A., 1995 – *The study of subsurface radon transport dynamics based on monitoring in caves*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 391–398.
- Hakl J., Csige I., Hunyadi I., Várhegyi A., Géczy G., 1996 – *Radon transport in fractured porous media – experimental study in caves*. Environment International, Vol. 22, Suppl. 1, S433–S437.
- Hakl J., Hunyadi I., Csige I., Géczy G., Lénárt L., Várhegyi A., 1997 – *Radon transport phenomena studied in karst caves – international experiences on radon levels and exposures*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos. 1–6, 675–684.
- Hakl J., Hunyadi I., Csige I., Géczy G., Bolner-Takács K., 1999 – *Site-specific radon regimes of a cave system*. Il Nuovo Cimento, Vol. 22C, No. 3–4, 471–474.
- Hammond D.E., Teng T.L., Miller L., Haraguchi G., 1981 – *A search for co-variance among seismicity, groundwater chemistry, and groundwater radon in southern California*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 445–448.
- Hedt J.C., Boal T.J., 1998 – *Radon in an underground cave system in Victoria*. South Pacific Environmental Radioactivity Association, Conference Papers “Radioactivity and the Environment”, Christchurch, New Zealand 16 – 20 February 1998, 252–267.
- Heinicke J., Koch U., 2000 – *Slug flow – A possible explanation for hydrogeochemical earthquake precursors at Bad Brambach, Germany*. Pageoph., Vol. 157, No. 10, 1621–1641.
- Heinicke J., Koch U., Hebert D., Martinelli G., 1995 – *Simultaneous measurements of radon and CO<sub>2</sub> in water as a possible tool for earthquake prediction*. [In:] Dubois C. (ed.) – *Gas geochemistry*, Science Reviews, Northwood, 295–303.
- Hildebrand S.T., Carroll R.J., 1993 – *Radon depth migration*. Geophysical Prospecting, Vol. 41, 229–240.
- Hunkeler D., Hoehn E., Höhener P., Zeyer J., 1997 – *<sup>222</sup>Rn as a partitioning tracer to detect diesel fuel contamination in aquifers: Laboratory study and field observations*. Environmental Science & Technology, Vol. 31, 3180–3187.

- Iakovleva V. S., Ryzhakova N. K., 2003 – *Spatial and temporal variations of radon concentration in soil air*. Radiation Measurements, Vol. 36, 389–391.
- Iakovleva V. S., Ryzhakova N. K., 2003 – *A method for estimating the convective radon transport velocity in soils*. Radiation Measurements, Vol. 36, 385–388.
- Igarashi G., Tohjima Y., Wakita H., 1993 – *Time-variable response characteristics of groundwater radon to earthquakes*. Geophysical Research Letters, Vol. 20, No. 17, 1807–1810.
- Igarashi G., Saeki S., Takahata N., Sumikawa K., Tasaka S., Sasaki Y., Takahashi M., Sano Y., 1995 – *Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan*. Science, Vol. 269, 60–61.
- Ioannides K.G., Papachristodoulou C., Karamanis D.T., Stamoulis K.C., Mertzimekis T.J., 1996 – *Measurements of  $^{222}\text{Rn}$  migration in soil*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 208, No. 2, 541–547.
- Je I., Eyles N., 1998 – *Bedrock structure control on soil-gas radon-222 anomalies in the Toronto area, Ontario, Canada*. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. IV, No. 4, 445–454.
- Kemski J., Schneiders M., Siehl A., Stamm R., 1990 – *Geological factors controlling Radon potential*. [In:] *Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement*. Actes du Colloque International sur la Geochemie des Gaz (Mons – 3–6 octobre 1990 – Belgique) Mém. Expl. Cartes Géologique et Minières de la Belgique, No. 32, 322 p/b, 71–82.
- Khayrat A.H., Oliver M.A., Durrani S.A., 2001 – *The effect of soil particle size on soil radon concentration*. Radiation Measurements, Vol. 34, 365–371.
- Kies A., Massen F., 1995 – *Radon and underground climate in the Moestroff Cave*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 63–70.
- Kies A., Massen F., 1996 – *Investigations on radon concentrations in different underground locations using different measuring devices*. [In:] Proceedings of International Conference “Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 365–374.
- King Chi-Yu, 1978 – *Radon emanation on San Andreas Fault*. Nature, Vol. 271, 516–519.
- King Chi-Yu, 1984/1985 – *Impulsive radon emanation on a creeping segment of the San Andreas Fault, California*. Pageoph., Vol. 122, 340–352.
- King Chi-Yu, Minissale A., 1994 – *Seasonal variability of soil-gas radon concentration in central California*. Radiation Measurements, Vol. 23, No. 4, 683–692.
- King Chi-Yu, Zhang Wei, King Bi-Shia, 1993 – *Radon anomalies on three kinds of faults in California*. Pageoph., Vol. 141, No. 1, 111–124.
- King Chi-Yu, King B.-S., Evans W. C., Zhang W., 1996 – *Spatial radon anomalies on active faults in California*. Applied Geochemistry, Vol. 11, 497–510.
- Kobal I., Smodiš B., Škofljanec M., 1986 – *Radon-222 air concentrations in the Slovenian Karst Caves of Yugoslavia*. Health Physics, Vol. 50, No. 6, 830–834.
- Kobal I., Smodiš B., Burger J., Škofljanec M., 1987 – *Atmospheric  $^{222}\text{Rn}$  in tourist caves of Slovenia, Yugoslavia*. Health Physics, Vol. 52, No. 4, 473–479.
- Kobal I., Ančik M., Škofljanec M., 1988 – *Variations of  $^{222}\text{Rn}$  air concentration in Postojna Cave*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 25, No. 3, 207–211.
- Kobal I., Vaupotič J., Udovč H., Burger J., Stropnik B., 1990 – *Radon concentrations in the air of Slovene (Yugoslavia) underground mines*. Environment International, Vol. 16, 171–173.



- Koch U., Heinicke 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, 399–406.
- Kozak J.A., Reeves H.W., Lewis B.A., 2003 – *Modeling radium and radon transport through soil and vegetation*. *Journal of Contaminant Hydrology*, Vol. 66, 179–200.
- Krishnaswami S., Seidemann D.E., 1988 – *Comparative study of  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$  and  $^{37}\text{Ar}$  leakage from rock and minerals: Implications for the role of nanopores in gas transport through natural silicates*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 52, 655–658.
- Kumar R., Sengupta D., Prasad R., 2003 – *Natural radioactivity and radon exhalation studies of rock samples from Surda Copper deposits in Singhbhum shear zone*. *Radiation Measurements*, Vol. 36, 551–553.
- LaBrecque J.J., Cordoves P.R., Rosales P.A., Audemard F., Romero G., 2001 – *Monitoring of radon anomalies in the Rio Casanay and a thermal spring near the El Pilar fault shortly after the July 9, 1997 earthquake (Mw=6.9) in the state of Sucre (Venezuela)*. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, Vol. 250, No. 2, 239–245.
- Lahermo P., Juntunen R., 1991 – *Radiogenic elements in Finnish soils and groundwaters*. *Applied Geochemistry*, Vol. 6, No. 2, 169–183.
- Lario J., Sánchez-Moral S., Cañaveras J. C., Cuezva S., Soler V., 2005 – *Radon continuous monitoring in Altamira Cave (northern Spain) to assess user's annual effective dose*. *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 80, 161–174.
- Lyons R.G., Solomon S.B., Langroo R., Peggie J.R., 1998 – *Radon in New Zealand tourist caves*. South Pacific Environmental Radioactivity Association, Conference Papers „Radioactivity and the Environment”, Christchurch, New Zealand 16–20 February 1998, 243–251.
- Martinelli G., 1998 – *Gas geochemistry and  $^{222}\text{Rn}$  migration precesses*. *Radiation Protection Dosimetry*, Vol. 78, No. 1, 77–82.
- Mogro-Campero A., Fleischer R.L., 1977 – *Subterrestrial fluid convection: a hypothesis for long-distance migration of radon within the earth*. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 34, 321–325.
- Monnin M.M., Seidel J.L., 1997 – *Physical models related to radon emission in connection with dynamic manifestations in the upper terrestrial crust: a review*. *Radiation Measurements*, Vol. 28, Nos 1–6, 703–712.
- Morin J.-P., Seidel J.-L., Monnin M., 1993 – *A tri-dimensional model for radon transport in a porous medium*. *Nuclear Tracks & Radiation Measurements*, Vol. 22, No. 1–4, 415–418.
- Morris R.C., Fraley L., Jr., 1994 – *Soil permeability as a function of vegetation type and soil water content*. *Health Physics*, Vol. 66, No. 6, 691–698.
- Muramatsu H., Hasegawa N., Misawa C., Minami M., Tanaka E., Asami K., Kuroda C., Kawakami A., 1999 – *Survey of  $^{222}\text{Rn}$  concentrations in the air of a tunnel located in Nagano City using the solid-state nuclear track detector method*. *Health Physics*, Vol. 77, No. 1, 43–51.
- Muramatsu H., Tashiro Y., Hasegawa N., Misawa C., Minami M., 2002 – *Seasonal variations of  $^{222}\text{Rn}$  concentrations in the air of a tunnel located in Nagano city*. *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 60, 263–274.
- Nevissi A. E., Bodansky D., 1987 – *Radon sources and levels in the outside environment*. Chapter 4 from: Bodansky D., Robkin M.A., Stadler D.R. (Eds): *Indoor radon end its hazards*. University of Washington Press Seattle and London, 42–50.

- Ohno M., Wakita H., 1996 – *Coseismic radon changes of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake*. J. Phys. Earth., Vol. 44, 391–395.
- Oufni L., Misdaq M. A., 2001 – *Radon emanation in a limestone cave using CR-39 and LR-115 solid state nuclear track detectors*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 250, No. 2, 309–313.
- Papachristodoulou C.A., Ioannides K.G., Stamoulis K.C., Patiris D.L., Pavlides S.B., 2004 – *Radon activity levels and effective doses in the Perama cave, Greece*. Health Physics, Vol. 86, No. 6, 619–624.
- Papastefanou C., Manolopoulou M., Stoulos S., Ioannidou A., Gerasopoulos E., 2000 – *Characterization of a karstic system by examining the occurrence of radioactive nuclides and trace elements*. Il Nuovo Cimento, Vol. 23C, No. 4, 411–421.
- Pinault J-L., Baubron J-C., 1996 – *Signal processing of soil gas radon, atmospheric pressure, moisture, and soil temperature data: A new approach for radon concentration modeling*. Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No. B2, 3157–3171.
- Pinault J-L., Baubron J-C., 1997 – *Signal processing of diurnal and semidiurnal variations in radon and atmospheric pressure: A new tool for accurate in situ measurement of soil gas velocity, pressure gradient, and tortuosity*. Journal of Geophysical Research, Vol. 102, No. B8, 18101–18120.
- Pinza-Molina C., Alcaide J. M., Rodriguez-Bethencourt R., Hernandez-Armas J., 1999 – *Radon exposures in the caves of Tenerife (Canary Islands)*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 82, No. 3, 219–224.
- Polański A., 1988 – *Podstawy geochemii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Przylibski T.A., 1997 – *Wybrane uwarunkowania występowania radonu-222 w Sudetach*. Praca doktorska. Instytut Geotechniki i Hydrotechniki Politechniki Wrocławskiej, Raport Ser. PRE nr 577, Wrocław.
- Przylibski T.A., 1998 – *Radon in the air in the Millennium of the Polish State underground tourist route in Kłodzko (Lower Silesia)*. Archives of Environmental Protection, Vol. 24, No. 2, 33–41.
- Przylibski T.A., 1999 – *Radon concentration changes in the air of two caves in Poland*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 45, 81–94.
- Przylibski T.A., 2000 – *Changes in the concentration of radon-222 and its daughter products in the air of the underground tourist route in Walim (Lower Silesia)*. Archives of Environmental Protection, Vol. 26, No. 3, 13–27.
- Przylibski T.A., 2001 – *Radon and its daughter products behaviour in the air of an underground tourist route in the former arsenic and gold mine in Złoty Stok (Sudety Mountains, SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 57, No. 2, 87–103.
- Przylibski T.A., 2002 – *Radon w powietrzu jaskiń i innych podziemnych obiektów turystycznych*. Prace Naukowe Instytutu Górniczo-Geologicznego Politechniki Wrocławskiej, Nr 102, Studia i Materiały Nr 29, Górniczo-Geologia VI, 167–179.
- Rama, Moore W.S., 1984 – *Mechanism of transport of U-Th series radioisotopes from solids into ground water*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 48, 395–399.
- Richon P., Perrier F., Sabroux J.-C., Trique M., Ferry C., Voisin V., Pili E., 2005 – *Spatial and time variations of radon-222 concentration in the atmosphere of a dead-end horizontal tunnel*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 78, No. 2, 179–198.

- Rogers V. C., Nielson K. K., 1981 – *A complete description of radon diffusion in earthen materials. Symposium on Uranium Mill Tailings Management, Fort Collins, Colorado, October 26–27, 1981*, Geotechnical Engineering Program, Civil Engineering Department, Colorado State University, 247–263.
- Rogers V.C., Nielson K.K., 1991 – *Correlations for predicting air permeabilities and  $^{222}\text{Rn}$  diffusion coefficients of soils*. Health Physics, Vol. 61, No. 2, 225–230.
- Rogers V.C., Nielson K.K., 1991 – *Multiphase radon generation and transport in porous materials*. Health Physics, Vol. 60, No. 6, 807–815.
- Sajó-Bohus L., Greaves E.D., Pálfalvi J., Urbani F., Merlo G., 1997 – *Radon concentration measurements in Venezuelan caves using SSNTDS*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos 1–6, 725–728.
- Sasaki T., Gunji Y., Okuda T., 2004 – *Radon emanation dependence on grain configuration*. Journal of Nuclear Science and Technology, Vol. 41, No. 10, 993–1002.
- Schery S. D., Gaeddert D.H., 1982 – *Measurements of the effect of cyclic atmospheric pressure variation on the flux of  $^{222}\text{Rn}$  from the soil*. Geophysical Research Letters, Vol. 9, No 8, 835–838.
- Schott B., Wiegand J., 2003 – *Processes of radionuclide enrichment in sediments and ground waters of Mont Vully (Canton Fribourg, Switzerland)*. Eclogae Geol. Helv., Vol. 96, 99–107.
- Schroeder G.L., Kraner H.W., Evans R.D., 1965 – *Diffusion of radon in several naturally occurring soil types*. Journal of Geophysical Research, Vol. 70, No. 2, 471–474.
- Schubert M., Schulz H., 2002 – *Diurnal radon variations in the upper soil layers and at the soil-air interface related to meteorological parameters*. Health Physics, Vol. 83, No. 1, 91–96.
- Schumann R.R., Owen D.E., Asher-Bolinder S., 1992 – *Effects of weather and soil characteristics on temporal variations in soil-gas radon concentrations*. [In:] Gates A.E., Gundersen L.C.S. (eds.), *Geologic controls of radon*, Special Paper 271, Geological Society of America, 65–72.
- Segovia N., De la Cruz-Reyna S., Mena M., Seidel J.L., Monnin M., 1991 – *Radon-222 as an indicator of geothermal reservoirs behaviour*. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, Vol. 19, No. 1–4, 401–404.
- Segovia N., Mena M., Tamez E., 1993 – *Radon monitoring related to a subduction zone in Mexico*. Nuclear Tracks & Radiation Measurements, Vol. 22, No. 1–4, 435–440.
- Segovia N., Mena M., Seidel J.L., Monnin M., Tamez E., Peña P., 1995 – *Short and long term radon in soil monitoring for geophysical purposes*. Radiation Measurements, Vol. 25, No. 1–4, 547–552.
- Segovia N., Mena M., Monnin M., Peña P., Seidel J.L., Tamez E., 1997 – *Radon-in-soil variations related to volcanic activity*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos 1–6, 745–750.
- Segovia N., Mena M., Monnin M., Peña P., Salazar S., Seidel J.L., Tamez E., 1997 – *Fluctuations of groundwater radon and chemical species in basaltic aquifers*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos 1–6, 741–744.
- Segovia N., Valdes C., Peña P., Mena M., Tamez E., 2001 – *Soil radon response around an active volcano*. Radiation Measurements, Vol. 34, 433–436.
- Sharma D.K., Kumar A., Kumar M., Singh S., 2003 – *Study of uranium, radium and radon exhalation rate in soil samples from some areas of Kangra district, Himachal Pradesh, India using solid-state nuclear track detectors*. Radiation Measurements, Vol. 36, 363–366.
- Shweikani R., Giaddui T.G., Durrani S. A., 1995 – *The effect of soil parameters on the radon concentration values in the environment*. Radiation Measurements, Vol. 25, No. 1–4, 581–584.

- Singh B., Virk H.S., 1996 – *Effect of soil and sand moisture content on radon diffusion using plastic track etched detector*. Radiation Measurements, Vol. 26, No. 1, 49–50.
- Søgaard-Hansen J., Damkjær A., 1987 – *Determining  $^{222}\text{Rn}$  diffusion lengths in soils and sediments*. Health Physics, Vol. 53, No. 5, 455–459.
- Sperrin M., Denman T., Phillips P.S., 2000 – *Estimating the dose from radon to recreational cave users in the Mendips, UK*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 49, No. 2, 235–240.
- Steele S.R., 1981 – *Radon and hydrologic anomalies on the Rough Creek fault: possible precursors to the M5.1 Eastern Kentucky earthquake, 1980*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 465–468.
- Steinitz G., Begin Z.B., Gazit-Yaari N., 2003 – *Statistically significant relation between radon flux and week earthquakes in the Dead Sea rift valley*. Geology, Vol. 31, No. 6, 505–508.
- Surbeck H., 1993 – *Radon monitoring in soils and water*. Nuclear Tracks & Radiation Measurements, Vol. 22, No. 1–4, 463–468.
- Swakoń J., Kozak K., Paszkowski M., Gradziński R., Łoskiewicz J., Mazur J., Janik M., Bogacz J., Horwacik T., Olko P., 2005 – *Radon concentration in soil gas around local disjunctive tectonic zones in the Krakow area*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 78, No. 2, 137–149.
- Szerbin P., 1996 – *Radon concentrations and exposure levels in Hungarian caves*. Health Physics, Vol. 71, No. 3, 362–369.
- Ta-Liang Teng, Liang-Fang Sun, McRaney J.K., 1981 – *Correlation of groundwater radon anomalies with earthquakes in the Greater Palmdale Bulge Area*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 441–444.
- Tanahara A., Taira H., Takemura M., 1997 – *Radon distribution and the ventilation of a limestone cave on Okinawa*. Geochemical Journal, Vol. 31, No. 1, 49–56.
- Tanner A.B., 1964 – *Radon migration in the ground: A review*. [In]: Adams J.A.S., Lowder W.M. [eds.]: *The natural radiation environment*. Chicago, University of Chicago Press, 161–190.
- Tanner A. B., 1980 – *Radon migration in the ground: A supplementary review*. [In]: Gessel T.F., Lowder W.M. [eds.]: *Natural radiation environment III*, Symposium Proceedings, Vol. 1, 5–56.
- Tokonami S., Sun Q., Akiba S., Zhuo W., Furukawa M., Ishikawa T., Hou Ch., Zhang S., Narazaki Y., Ohji B., Yonehara H., Yamada Y., 2004 – *Radon and thoron exposures for cave residents in Shanxi and Shaanxi Provinces*. Radiation Research, Vol. 162, 390–396.
- Tricca A., Porcelli D., Wasserburg G. J., 2000 – *Factors controlling the groundwater transport of U, Th, Ra and Rn*. Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.), Vol. 109, No. 1, 95–108.
- Unger A., Finsterle S., Bodvarsson G., 2004 – *Transport of radon gas into a tunnel at Yucca Mountain – estimating large-scale fractured tuff hydraulic properties and implications for the operation of the ventilation system*. Journal of Contaminant Hydrology, Vol. 70, 153–171.
- Varley N. R., Flowers A. G., 1993 – *Radon in soil gas and its relationship with some major faults of SW England*. Environmental Geochemistry and Health, Vol. 15, No. 2/3, 145–151.
- Vásárhelyi A., Csige I., Hakl J., Hunyadi I., 1997 – *Spatial distribution of radon content of soil-gas and well-waters measured with etched track radon monitors*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos. 1–6, 685–690.
- Vaupotič J., Csige I., Radolić V., Hunyadi I., Planinić J., Kobal I., 2001 – *Methodology of radon monitoring and dose estimates in Postojna Cave, Slovenia*. Health Physics, Vol. 80, No. 2, 142–147.

- Vulkan U., Steinitz G., Strull A., Zafrir H., 1992 – *Long-distance (+100 m) transport of radon in syenitic rocks at Mekhtesh Ramon, Israel*. Nuclear Geophysics, Vol. 6, No. 2, 261–271.
- Wanty R.B., Lawrence E.P., Gundersen L.C.S., 1992 – *Theoretical model for the flux of radon from rock to ground water*. [In:] Gates A.E., Gundersen L.C.S. (eds), *Geologic controls of radon*, Special Paper 271, Geological Society of America, 73–78.
- Wiegand J., 2001 – *A guideline for the evaluation of the soil radon potential based on geogenic and anthropogenic parameters*. Environmental Geology, Vol. 40, 949–963.
- Wiegand J., Feige S., Quingling X., Schreiber U., Wieditz K., Wittmann C., Xiarong L., 2000 – *Radon and thoron in cave dwellings (Yan'an, China)*. Health Physics, Vol. 78, No. 4, 438–444.
- Winkler R., Ruckerbauer F., Bunzl K., 2001 – *Radon concentration in soil gas: a comparison of the variability resulting from different methods, spatial heterogeneity and seasonal fluctuations*. The Science of the Total Environment, Vol. 272, 273–282.
- Wong C.S., Yu-Ping Chin, Gschwend P. M., 1992 – *Sorption of radon-222 to natural sediments*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 56, 3923–3932.
- Yang T.F., Chou C.Y., Chen C-H., Chyi L.L., Jiang J.H., 2003 – *Exhalation of radon and its carrier gases in SW Taiwan*. Radiation Measurements, Vol. 36, 425–429.
- Zahorowski W., Whittlestone S., James J. M., 1998 – *Continuous measurements of radon and radon progeny as a basis for management of radon as a hazard in a tourist cave*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 236, Nos. 1–2, 219–225.
- Zimmer M., Erzinger J., 2003 – *Continuous H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, <sup>222</sup>Rn and temperature measurements on Merapi Volcano, Indonesia*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 125, 25–38.

## Część 2. Opis dyfuzyjno-adwekcyjnego transportu radonu w ośrodku porowatym

Transport radonu na skutek dyfuzji i adwekcji w ośrodku porowatym można opisać za pomocą równań (praw) Ficka odnoszących się do dyfuzji i równań Darcy'ego, według ([http://ngd.kvi.nl/radon/pdf/porous\\_media.pdf](http://ngd.kvi.nl/radon/pdf/porous_media.pdf), 2003):

$$\vec{J}_{d,g} = -(1 - S_w)n\tau_g D_g \nabla c_g \quad (1)$$

$$\vec{J}_{d,w} = -S_w n \tau_w D_w \nabla c_w \quad (2)$$

$$\vec{J}_{a,g} = -c_g \frac{K}{\mu} \nabla P \quad (3)$$

W tych równaniach dla strumieni symbole  $d$  i  $a$  oznaczają odpowiednio dyfuzję i adwekcję, natomiast symbole  $g$  i  $w$  oznaczają odpowiednio fazę gazową i ciekłą. Symbol  $S_w$  oznacza stopień wilgotności,  $n$  – współczynnik porowatości, a  $\tau$  oznacza krętość – doświadczalnie wyznaczany współczynnik związany z ruchem cząstek wstecznym i wirowym względem ruchu strumienia w porach,  $D_g$  i  $D_w$  – współczynniki dyfuzji,  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , odpowiednio w gazie i wodzie,  $K$ ,  $\text{m}^2$ , oznacza przepuszczalność wewnętrzną,  $\mu$ ,  $\text{Pa} \cdot \text{s}$ , – lepkość dynamiczną gazu,  $c_g$  i  $c_w$ ,  $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$ , – stężenia radonu odpowiednio w gazie i wodzie, natomiast  $P$ ,  $\text{Pa}$ , – pole ciśnień (odnoszące się do ciśnienia absolutnego).

W związku z adsorpcją i desorpcją radonu na powierzchniach ziaren mineralnych (ciał stałych) oraz z rozpuszczaniem radonu w wodzie w czasie transportu następuje podział radonu pomiędzy trzy fazy ośrodka porowatego – stałą, ciekłą i gazową. Proces ten jest opisany przez tzw. współczynnik przejścia  $T_{ij}$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{s}^{-1}$ , zdefiniowany jako stosunek przejścia aktywności radonu z fazy  $i$  do fazy  $j$  na jednostkę objętości (gdzie  $g$  oznacza fazę gazową,  $w$  – fazę ciekłą oraz  $s$  – ciało stałe).

W ośrodku porowatym radon będzie produkowany z całkowitą wydajnością  $S$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{s}^{-1}$

$$S = \eta \rho_s \lambda c^{Ra} \quad (4)$$

gdzie:  $\eta$  – suma częściowych współczynników emanacji do fazy gazowej, ciekłej i stałej ( $\eta = \eta_a + \eta_w + \eta_s$ ),

$\rho_s$  – całkowita gęstość szkieletu gruntowego,  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,

$\lambda$  – stała rozpadu radonu,  $\text{s}^{-1}$ ,

$c^{Ra}$  – stężenie radu w suchej masie,  $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ .

Równania bilansu masy dla każdej z faz (gazowej, ciekłej i stałej) przedstawiają się następująco

$$(1 - S_w)n \frac{\partial c_g}{\partial t} = \nabla \cdot ((1 - S_w)n \tau_g D_g \nabla c_g) + \frac{K}{\mu} \nabla P \nabla c_g - (1 - S_w)n \lambda c_g + \eta_g \rho_s \lambda c^{Ra} - \sum_{i \neq g} (T_{gi} - T_{ig}) \quad (5)$$

$$S_w n \frac{\partial c_w}{\partial t} = \nabla \cdot (S_w n \tau_w D_w \nabla c_w) - S_w n \lambda c_w + \eta_w \rho_s \lambda c^{Ra} - \sum_{i \neq w} (T_{wi} - T_{iw}) \quad (6)$$

$$\rho_s \frac{\partial c_s}{\partial t} = -\rho_s \lambda c_s + \eta_s \rho_s \lambda c^{Ra} - \sum_{i \neq s} (T_{si} - T_{is}) \quad (7)$$

Wyrażenia po prawej stronie równania (5) reprezentują transport dyfuzyjny, adwekcyjny, rozpad, produkcję oraz wymianę pomiędzy fazami. Podobne wyrażenia występują w równaniach (6) i (7) z wyjątkiem adwekcji dla fazy ciekłej, a także dyfuzji i adwekcji dla fazy stałej, ponieważ założono ich niewielki wkład do transportu radonu w ośrodku porowatym. W równaniu (7)  $c_s$ ,  $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ , oznacza stężenie radonu zaadsorbowanego na jednostkę masy suchego materiału. Równania (5)–(7) są związane poprzez współczynniki przejścia pomiędzy fazami:

$$T_{ij} = \alpha_{ij} \Gamma_i C_i, \quad i, j \in \{g, w, s\} \quad (8)$$

gdzie  $\alpha_{ij}$  oznaczają szybkość wymiany,  $\text{s}^{-1}$ , pomiędzy fazami, a wyrażenie  $\Gamma_i C_i$  oznacza całkowitą aktywność radonu na jednostkę objętości fazy  $i$  ( $\Gamma_i$  jest  $(1 - S_w)n$ ,  $S_w n$  i  $\rho_s$  dla

$i$  będącego odpowiednio  $\{g, w, s\}$ ). Po połączeniu ze sobą równań (5)–(8) otrzymujemy jedno równanie opisujące stężenie radonu w fazie gazowej. Dla tego celu niezbędne są założenia:

1. adsorpcja na mokrych powierzchniach jest zanedbywalna,
2. wymiana pomiędzy fazą ciekłą i gazową zachodzi w znacznie krótszej skali czasu niż typowy czas transportu radonu oraz
3. wymiana pomiędzy fazą gazową i stałą jest szybka lub adsorpcja na suchej powierzchni jest zanedbywalna.

Pierwsze założenie jest spełniane z dobrym przybliżeniem w większości typów gleb, ponieważ woda ma znacznie większe powinowactwo do większości powierzchni mineralnych niż radon. Również drugie założenie nie budzi zastrzeżeń, ponieważ typowy czas wymiany pomiędzy fazą gazową i ciekłą (warstwą wody grubości ok. 10–100  $\mu\text{m}$ ) jest rzędu 0,1–10. Czas zmiany stężenia na skutek dyfuzji i/lub adwekcji jest zwykle dużo dłuższy – od godzin do dni. Założenie trzecie jest najmniej pewne. Wprawdzie dla osadów piaszczystych adsorpcja jest niewielka, to jednak w osadach drobnoziarnistych – ilastych odgrywa już znaczącą rolę.

Konsekwencją pierwszego założenia jest  $T_{ws} = T_{sw} = 0$ . Pozostałe dwa założenia pociągają za sobą równowagowe przejścia pomiędzy fazami, czyli  $T_{gs} = T_{sg} (= 0$  jeżeli adsorpcja jest zanedbywalna) i  $T_{gw} = T_{wg}$ . Korzystając z równania (8) otrzymamy

$$c_w = \frac{\alpha_{gw}(1 - S_w)}{\alpha_{wg} S_w} c_g = L c_g \quad (9)$$

i

$$c_s = \frac{\alpha_{gs}(1 - S_w)n}{\rho_s \alpha_{sg}} c_g = k_g c_g \quad (10)$$

gdzie  $L$  i  $k_g$  są współczynnikami typu prawa Henry'ego, dawniej często określanymi jako współczynnik Ostwalda, podczas gdy obecnie jest to tzw. współczynnik adsorpcji powierzchniowej. Korzystając z tych dwóch współczynników, można połączyć trzy równania dla poszczególnych faz (5)–(7) w jedno równanie dla radonu w fazie gazowej

$$\beta \frac{\partial c_g}{\partial t} = \nabla (D \nabla c_g) + \frac{K}{\mu} \nabla P \nabla c_g - \beta \lambda c_g + S \quad (11)$$

z

$$\beta = (1 - S_w + S_w L)n + \rho_s k_g \quad (12)$$

$$D = ((1 - S_w)\tau_g D_g + S_w \tau_w D_w L)n \quad (13)$$

$$S = \eta \rho_s \lambda c^{Ra} \quad (14)$$

gdzie:  $\beta$  – porowatość z uwzględnieniem poprawki na podział pomiędzy fazami,  
 $D$  – całkowity (dla wszystkich faz) współczynnik dyfuzji,  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  
 $S$  – szybkość produkcji radonu na jednostkę całkowitej objętości (wszystkich faz łącznie),  $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Do całkowitego rozwiązania problemu transportu radonu w ośrodku porowatym potrzebne jest jeszcze równanie dla pola ciśnień  $P$ . W większości praktycznych sytuacji gęstość powietrza (gazu) można założyć jako stałą i wówczas pole ciśnień może być obliczone z równania Laplace'a

$$\nabla^2 P = 0 \quad (15)$$



## Załącznik 4

### Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do występowania radonu w wodach podziemnych

- Adamczyk A., 2004 – *Zmiany stężeń radonu w wodach leczniczych Kudowy Zdroju*. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 107, Konferencje Nr 39, „Zagadnienia interdyscyplinarne w górnictwie i geologii” IV Konferencja Doktorantów, Szklarska Poręba, 29 – 31 stycznia 2004, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, 331–341.
- Adamczyk-Lorenc A., 2005 – *Występowanie radonu w wodach podziemnych Ziemi Kłodzkiej*. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 110, 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, 91–100.
- 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, 33–40.
- Alabdula'aly A. I., 1999 – *Occurrence of radon in the central region groundwater of Saudi Arabia*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 44, 85–95.
- Al-Haddad M., Abu-Jarad F., Al-Jabri I., 1998 – *Measurements of radon-222 concentrations in some water samples in eastern Saudi Arabia using liquid scintillation counter*. The Arabian Journal for Science and Engineering, Vol. 23, No. 1C, 145–150.
- Almeida R. M. R., Lauria D. C., Ferreira A. C., Sracek O., 2004 – *Groundwater radon, radium and uranium concentrations in Região dos Lagos, Rio de Janeiro State, Brazil*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 73, 323–334.
- Andrews J. N., Hussain N., Batchelor A. S., Kwakwa K., 1986 – *<sup>222</sup>Radon solution by the circulating fluids in a hot dry rock geothermal reservoir*. Applied Geochemistry, Vol. 1, 647–657.
- Andrews J. N., Ford D. J., Hussain N., Trivedi D., Youngman M. J., 1989 – *Natural radioelement solution by circulating groundwaters in the Stripa granite*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 53, 1791–1802.
- Asikainen M., 1981 – *State of disequilibrium between <sup>238</sup>U, <sup>234</sup>U, <sup>226</sup>Ra and <sup>222</sup>Rn in groundwater from bedrock*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 45, 201–206.
- Åkerblom G., Lindgren J., 1997 – *Mapping of ground water radon potential*. European Geologist, No. 5, 13–22.
- Ball T.K., Cameron D.G., Colman T.B., Roberts P.D., 1991 – *Behaviour of radon in the geological environment: a review*. Quarterly Journal of Engineering Geology, No. 24, 169–182.
- Banks D., Reimann C., Skarphagen H., 1998 – *The comparative hydrochemistry of two granitic island aquifers: The Isles of Scilly, UK and the Hvaler Islands, Norway*. The Science of the Total Environment, Vol. 209, 169–183.

- Barillon R., Violette S., Nicolini E., Klein D., Chambaudet A., Carbonnel J.P., Heath M.J., Merefield J., 1993 – *Continuous measurements of radon content in groundwater on the volcanic site of "Piton de la Fournaise" (Island of Reunion, France)*. Nuclear Tracks & Radiation Measurements, Vol. 22, No. 1–4, 277–280.
- Bem H., Olszewski M., Kaczmarek A., 2004 – *Concentration of selected natural radionuclides in the thermal groundwater of Uniejów, Poland*. Nukleonika, Vol. 49, No. 1, 1–5.
- Bertolo A., Bigliotto C., 2004 – *Radon concentration in waters of geothermal Euganean basin – Veneto, Italy*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 111, No. 4, 355–358.
- Bonotto D.M., 2004 – *Doses from  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ , and  $^{228}\text{Ra}$  in groundwater from Guarani aquifer, South America*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 76, 319–335.
- Castro Morales D.A., LaBrecque J.J., 1999 – *Determination of radon-222 in a natural thermal water spring shortly before and after the July 9, 1997 earthquake ( $M_s = 6.8$ ) in the State of Sucre, Venezuela*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 242, No. 1, 115–118.
- Cho J.S., Ahn J.K., Kim H.-Ch., Lee D.W., 2004 – *Radon concentrations in groundwater in Busan measured with a liquid scintillation counter method*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 75, No. 1, 105–112.
- Choubey V.M., 1998 – *Radon measurements in soil and water and its relation with geology, Garhwal Himalaya, India*. Proceedings of the 7<sup>th</sup> Tohwa University Symposium (Ed. A. Katase & M. Shimo), Fukuoka, Japan, 23–25 October 1997, World Scientific, Singapore, New Jersey, London, Hong Kong, 193–198.
- Choubey V.M., Bartarya S.K., Ramola R.C., 2000 – *Radon in Himalayan springs: a geohydrological control*. Environmental Geology, Vol. 39, No. 6, 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, No. 3, 257–266.
- Choubey V.M., Bartarya S.K., Ramola R.C., 2003 – *Radon in groundwater of eastern Doon valley, Outer Himalaya*. Radiation Measurements, Vol. 36, 401–405.
- Chung Yu-Chia, 1981 – *Radium-226 and radon-222 in Southern California groundwaters: spatial variations and correlations*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 457–460.
- Ciężkowski M., 1967 – *Stężenie radonu w wodzie ze źródła „Jerzy” w Łądku Zdroju w czasie jej transportu i magazynowania*. Problemy Uzdrawiskowe, z. 4 (36), 68–73.
- Ciężkowski M., Ciężkowski W., 1981 – *Zwykłe wody radonowe Łądku Zdroju*. Przegląd Geologiczny, nr 4, 183–184.
- Ciężkowski M., Ciężkowski W., 1981 – *Możliwość zastosowania wód radonowych sztolni Śnieżnik do celów leczniczych*. Problemy Uzdrawiskowe, z. 9/12, 181–183.
- Ciężkowski M., Ciężkowski W., 1983 – *Wody radonowe sztolni „Śnieżnik”*. II Ogólnopolskie Sympozjum: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej. Łądek Zdrój; 13–16.10.1982., Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 295–298.
- Ciężkowski W., 1980 – *Hydrogeologia i hydrochemia wód termalnych Łądku Zdroju*. Problemy Uzdrawiskowe, z. 4 (150), 125–193.
- Ciężkowski W., 1983 – *Jednostka hydrogeologiczna szczaw Gór Izerskich*. Kwartalnik Geologiczny, T. 27, nr 3, 595–604.
- Ciężkowski W., 1990 – *Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich*. Prace Nauk. Inst. Geotechn. Polit. Wrocław. nr 60, seria Monografie, nr 19, Wrocław.

- Cieźkowski W., Przylibski T.A., 1997 – *Radon in waters from health resorts of the Sudety Mts. (SW Poland)*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 48, No. 6, 855–856.
- Cieźkowski W., Marszałek H., Solecki A., 1993 – *Radon w wodach podziemnych i w powietrzu glebowym obszaru granitu karkonoskiego*. Materiały konferencyjne „Geoekologiczne problemy Karkonoszy”, Karpacz 11–13 X 1991, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, 119–124.
- Cieźkowski W., Solecki A., Śliwiński W., 1995 – *Results of the long term monitoring of radon content in mineral springs of the Spa of Łądek Zdrój, southwestern Poland*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – Gas geochemistry. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 81–89.
- Cosma C., Ristoiu D., 1999 – *Study of rare gases in geothermal waters from Herculane area, Romania*. Il Nuovo Cimento, Vol. 22C, No. 3–4, 317–323.
- Cothorn C.R., Smith J.E. Jr. [eds.], 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.
- Crandall Ch.A., Katz B.G., Hirten J.J., 1999 – *Hydrochemical evidence for mixing of river water and groundwater during high-flow conditions, lower Suwannee River Basin, Florida, USA*. Hydrogeology Journal, Vol. 7, 454–467.
- D’Alessandro W., Vita F., 2003 – *Groundwater radon measurements in the Mt. Etna area*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 65, 187–201.
- Danali S., Margomenou G., Veldeki K., 1986 – *The radioactivity of spas on the greek island Ikaria and influencing factors*. Health Physics, Vol. 50, No. 4, 509–513.
- Davis R. M., Watson J. E., Jr, 1990 – *Influence of  $^{226}\text{Ra}$  concentration in surrounding rock on  $^{222}\text{Rn}$  concentration in ground water*. Health Physics, Vol. 58, No. 3, 369–371.
- De Oliveira J., Mazzilli B., De Oliveira Sampa M. H., Silva B., 1998 – *Seasonal variations of  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{222}\text{Rn}$  in mineral spring waters of Aguas da Prata, Brazil*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 49, No. 4, 423–427.
- Dongarrà G., Hauser S., Censi P., Brai M., 1995 – *Water chemistry,  $\delta^{13}\text{C}$  values and  $^{222}\text{Rn}$  activity in groundwaters of western Sicily*. Nuclear Geophysics, Vol. 9, No. 5, 461–470.
- Etiopie G., Guerra M., 1999 – *Gas-water partition and gas channelling along Rn-He- $\text{CO}_2$  bearing faults*. Il Nuovo Cimento, Vol. 22C, No. 3–4, 369–372.
- Facchini U., Garavaglia M., Magnoni S., Rinaldi F., Cassinis R., Delcourt-Honorez M., Ducarme B., 1995 – *Radon levels in a deep geothermal well in the Po plain*. [In:] Dubois C. (ed.) – Gas geochemistry. Science Reviews, Northwood, 257–279.
- Farai I.P., Sanni A.O., 1992 –  *$^{222}\text{Rn}$  in groundwater in Nigeria: a survey*. Health Physics, Vol. 62, No. 1, 96–98.
- Fistek J., 1967 – *Wody mineralne Świeradowa Zdroju*. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24–27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 76–78.
- Fistek J., Głowacki Z., 1967 – *Wody lecznicze Szklarskiej Poręby*. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24–27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 78–79.
- Fistek J., Teisseyre J., 1967 – *Geneza wód mineralnych Świeradowa-Zdroju*. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24–27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 177–178.
- Fistek J., Tęsiorowska H., 1967 – *Wody termalne Cieplic Śląskich-Zdroju*. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24–27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 81–82.
- Fistek J., Staško S., Zieliński W., 1995 – *Wody podziemne bloku przedsudeckiego*. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Przewodnik LXVI Zjazdu PTG, 50 lat polskich badań geolo-

- gicznych na Dolnym Śląsku, Geologia i Ochrona Środowiska Bloku Przesudeckiego, Wrocław 21–24 IX 1995, 255–271.
- Frengstad B., Skrede A.K.M., Banks D., Krog J.R., Siewers U., 2000 – *The chemistry of Norwegian groundwaters: III. The distribution of trace elements in 476 crystalline bedrock groundwaters, as analysed by ICP-MS techniques*. The Science of the Total Environment, Vol. 246, 21–40.
- Gascoyne M., Wuschke D.M., 1997 – *Gas migration through water-saturated, fractured rock: results of a gas injection test*. Journal of Hydrology, Vol. 196, 76–98.
- Ghose D., Das N.K., Srivastava G.K., Khan A.H., 1993 –  *$^{222}\text{Rn}$  fluctuations in thermal spring gases and possible transport mechanism*. Proceedings of Tenth National Symposium on Radiation Physics, Kalpakkam & Madras, August 17–20, 1993, 316–318.
- Głowiak B., Ziółkowski J., 1965 – *Radioaktywność wód Świeradowa Zdroju*. Gaz, Woda i Technika Sanitarna, Z. 5, 166–169.
- Gudzenko V., 1992 – *Radon in subsurface water studies. Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*. Proceedings of a consultants meeting on isotopes of noble gases as tracers in environmental studies organized by the International Atomic Energy Agency and held in Vienna from 29 may to 2 june 1989. International Atomic Energy Agency, Vienna, 249–261.
- Gundersen L.C.S., Schumann R.R., Otton J.K., Dubiel R.F., Owen D.E., Dickinson K.A., 1992 – *Geology of radon in the United States*. [In:] Gates A.E., Gundersen L.C.S. (eds.), *Geologic controls of radon*, Special Paper 271, Geological Society of America, 1–16.
- Hamada H., Miyazaki T., 2004 – *Investigation of unsaturated water flow in a deep vadose zone by applying quasi-partition law to  $^{222}\text{Rn}$* . Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 71, 89–100.
- Hammond D.E., Teng T.L., Miller L., Haraguchi G., 1981 – *A search for co-variance among seismicity, groundwater chemistry, and groundwater radon in southern California*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 445–448.
- Hammond D.E., Leslie B.W., Ku T.-L., Torgersen T., 1988 –  *$^{222}\text{Rn}$  concentrations in deep formation waters and the geohydrology of the Cajon Pass borehole*. Geophysical Research Letters, Vol. 15, No. 9, 1045–1048.
- Heinicke J., Koch U., Hebert D., Martinelli G., 1995 – *Simultaneous measurements of radon and  $\text{CO}_2$  in water as a possible tool for earthquake prediction*. [In:] Dubois C. (ed.) – *Gas geochemistry, Science Reviews*, Northwood, 295–303.
- Hess C. T., Michel J., Horton T.R., Prichard H.M., Coniglio W.A., 1985 – *The occurrence of radioactivity in public water supplies in the United States*. Health Physics, Vol. 48, No. 5, 553–586.
- Horiuchi K., 1998 – *Radon in natural water*. [In:] Katase A., Shimo M (eds): *Radon and thoron in the human environment*. Proceedings of the 7<sup>th</sup> Tohwa University International Symposium, Fukuoka, Japan, 23–25 October 1997, 465–473. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., Singapore.
- Horváth Á., Bohus L. O., Urbani F., Marx G., Piróth A., Greaves E. D., 2000 – *Radon concentrations in hot spring waters in northern Venezuela*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 47, 127–133.
- Igarashi G., Tohjima Y., Wakita H., 1993 – *Time-variable response characteristics of groundwater radon to earthquakes*. Geophysical Research Letters, Vol. 20, No. 17, 1807–1810.
- Igarashi G., Saeki S., Takahata N., Sumikawa K., Tasaka S., Sasaki Y., Takahashi M., Sano Y., 1995 – *Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan*. Science, Vol. 269, 60–61.

- Kasztovszky Z., Kuczai R., Szerbin P., 1996 – *On the natural radioactivity of waters in Hungary*. Central European Journal of Occupational and Environmental Medicine, Vol. 2, No. 4, 335–347.
- Kasztovszky Z., Sajó-Bohus L., Fazekas B., 2000 – *Parametric changes of radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) concentration in ground water in Northeastern Hungary*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 49, 171–180.
- King P. T., Michel J., Moore W. S., 1982 – *Ground water geochemistry of  $^{228}\text{Ra}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{222}\text{Rn}$* . Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 46, 1173–1182.
- Kobal I., Vaupotič J., Mitić D., Kristan J., Ančič M., Jerančič S., Škofljanec M., 1990 – *Natural radioactivity of fresh waters in Slovenia, Yugoslavia*. Environment International, Vol. 16, 141–154.
- Koch U., Heinicke 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, 399–406.
- Kovacs T., Bodrogi E., Somlai J., Jobbágy V., Patak G., Nemeth Cs., 2003 –  *$^{226}\text{Ra}$  and  $^{222}\text{Rn}$  concentrations of spring waters in Balaton Upland of Hungary and the assessment of resulting doses*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 258, No. 1, 191–194.
- 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, 226–229.
- Kozłowska B., Hetman A., Zipper W., 1999 – *Determination of  $^{222}\text{Rn}$  in natural water samples from health resorts in the Sudety Mountains by the liquid scintillation technique*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 51, 475–480.
- Krawiec A., Turło J., 1997 – *Concentration of radon in brines of Ciechocinek Spa using nuclear track analyse method*. [In:] Górski J., Liszkowska E. (eds) – *Current Problems of Hydrogeology*, Vol. 8, 459–463.
- Krishnaswami S., Seidemann D. E., 1988 – *Comparative study of  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$  and  $^{37}\text{Ar}$  leakage from rock and minerals: Implications for the role of nanopores in gas transport through natural silicates*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 52, 655–658.
- Kronfeld J., Godfrey-Smith D.I., Johannessen D., Zentilli M., 2004 – *Uranium series isotopes in the Avon Valley, Nova Scotia*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 73, 335–352.
- Kusyk M., Mamont-Cieśla K., 2002 – *Radon levels in household waters in southern Poland*. Nukleonika, Vol. 47, No. 2, 65–68.
- LaBrecque J.J., Cordoves P.R., Rosales P.A., Audemard F., Romero G., 2001 – *Monitoring of radon anomalies in the Rio Casanay and a thermal spring near the El Pilar fault shortly after the July 9, 1997 earthquake ( $M_w = 6.9$ ) in the state of Sucre (Venezuela)*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 250, No. 2, 239–245.
- LaBrecque J.J., Cordoves P.R., Rosales P.A., 2002 – *Temporal variation patterns of radon in mineral waters along the Cota Mil Highway, Caracas, Venezuela*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 253, No. 1, 41–46.
- Ladygiene R., Mastauskas A., Morkunas G., Gasiunas K., 1999 – *Determination of  $^{222}\text{Rn}$  concentrations in Lithuanian spa waters by liquid scintillation counting*. Czechoslovak Journal of Physics, Vol. 49, Suppl. S1, 473–478.
- Lahermo P., Juntunen R., 1991 – *Radiogenic elements in Finnish soils and groundwaters*. Applied Geochemistry, Vol. 6, No. 2, 169–183.

- López M.G., Sánchez A.M., Escobar V. G., 2004 – *Estimates of the dose due to  $^{222}\text{Rn}$  concentrations in water*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 111, No. 1, 3–7.
- Luo S., Ku T.-L., Roback R., Murrell M., McLing T.L., 2000 – *In-situ radionuclide transport and preferential groundwater flows at INEEL (Idaho): Decay-series disequilibrium studies*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 64, No. 5, 867–881.
- Mahesh H.M., Avadhani D.N., Karunakara N., Somashekarappa H.M., Narayana Y., Siddappa K., 2001 –  *$^{222}\text{Rn}$  concentration in ground waters of coastal Karanataka and Kaiga of south west coast of India*. Health Physics, Vol. 81, No. 6, 724–728.
- Maragheh M.G., Husain S.W., Asgharizadeh F., Moosavi F., Anbia M., 2002 – *Determination of  $^{222}\text{Rn}$  in Iranian mineral waters using liquid scintillation alpha-spectrometry*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 252, No. 2, 349–351.
- Marques A.L., dos Santos W., Geraldo L.P., 2004 – *Direct measurements of radon activity in water from various natural sources using nuclear track detectors*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 60, 801–804.
- Martinelli G., 1998 – *Gas geochemistry and  $^{222}\text{Rn}$  migration processes*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 78, No. 1, 77–82.
- Miliszkiwicz A., 1978 – *Radon*. PWN, Wrocław.
- Mogro-Campero A., Fleischer R.L., 1977 – *Subterrestrial fluid convection: a hypothesis for long-distance migration of radon within the earth*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 34, 321–325.
- Moise T., Starinsky A., Katz A., Kolodny Y., 2000 – *Ra isotopes and Rn in brines and ground waters of the Jordan-Dead Sea Rift Valley: Enrichment, retardation, and mixing*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 64, No. 14, 2371–2388.
- Morawska L., Phillips C. R., 1993 – *Dependence of the radon emanation coefficient on radium distribution and internal structure of the material*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 57, No. 8, 1783–1797.
- Mustapha A.O., Patel J.P., Rathore I.V.S., 2002 – *Preliminary report on radon concentration in drinking water and indoor air in Kenya*. Environmental Geochemistry and Health, Vol. 24, 387–396.
- Nevissi A.E., Bodansky D., 1987 – *Radon sources and levels in the outside environment*. Chapter 4 from: Bodansky D., Robkin M.A., Stadler D.R. (Eds): *Indoor radon and its hazards*. University of Washington Press, Seattle and London, 42–50.
- Ohno M., Wakita H., 1996 – *Coseismic radon changes of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake*. J. Phys. Earth., Vol. 44, 391–395.
- Oliveira J., Moreira S.R.D., Mazzilli B., 1994 – *Natural radioactivity in mineral spring waters of a highly radioactive region of Brazil and consequent population doses*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 55, No. 1, 57–59.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Majle T., Różycki Z., Peńsko J., Poręba I., 1996 – *Pomiary stężenia radonu  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie z ujęć głębinowych na terenie Warszawy*. Roczn. PZH, Vol. 47, No. 3, 285–293.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Majle T., Różycki Z., 1997 – *Występowanie radonu  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie z ujęć głębinowych na terenie Pojezierza Mazurskiego*. Roczn. PZH, Vol. 48, No. 1, 69–77.
- Pachocki K., Flakiewicz W., Gorzkowski B., Różycki Z., Majle T., 1998 – *Radon $^{222}$  w wodach głębinowych z terenu województwa płockiego*. Notatki Płockie, nr 4/177, 50–52.

- Pachocki K., Gorzkowski B., Różycki Z., Majle T., 1999 – *Zawartość radonu w wodzie z ujęć głębinowych gdańskiego regionu hydrogeologicznego*. Roczn. PZH, Vol. 50, No. 2, 145–155.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Wilejczyk E., Smoter J., 2000 – *Zawartość radonu  $^{222}\text{Rn}$  w wodzie do picia w Świeradowie Zdroju i Czerniawie Zdroju*. Roczn. PZH, Vol. 51, Nr 1, 43–52.
- Planinić J., Faj Z., Šuveljak B., Radolić V., Vaupotič B., Kobal I., 1996 – *Radon in the spa of Bizovac*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 210, No. 1, 227–231.
- Polański A., 1988 – *Podstawy geochemii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Przylibski T.A., 1994 – *Występowanie i znaczenie radonu w środowisku naturalnym Dolnego Śląska*. Ochrona Środowiska, nr 1 (52), 15–20.
- Przylibski T.A., 1996 – *Wybrane aspekty obecności radonu w wodach leczniczych Świeradowa Zdroju*. Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski, Wrocław, 203–210.
- Przylibski T.A., 1997 – *Wybrane uwarunkowania występowania radonu-222 w Sudetach*. Praca doktorska. Instytut Geotechniki i Hydrotechniki Politechniki Wrocławskiej, Raport Ser. PRE nr 577, Wrocław.
- Przylibski T.A., 1998 – *Zmiany stężeń radonu w podziemnych wodach leczniczych Świeradowa Zdroju (Sudety)*. Przegląd Geologiczny, Vol. 46, No. 4, 365–370.
- Przylibski T.A., 1998 – *Ochrona zasobów i jakości leczniczych wód radoczynnych w świetle wyników badań geochemii radonu w wodach podziemnych*. [W:] August C. (red.): *Wybrane zagadnienia z zakresu ochrony litosfery*. Materiały z sesji naukowej z okazji XIII Zjazdu Stowarzyszenia Geologów Wychowanków Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 20 czerwca 1998, 58–62, Wydawnictwo „Leopoldinum”, Wrocław 1998.
- Przylibski T.A., 1999 – *Wody „radoczynne”, czy „radonowe”?* Przegląd Geologiczny, Vol. 47, Nr 1, 53–55.
- Przylibski T.A., 1999 – *Geneza radonu w wodach źródła szczelinowego nr 26 w Kowarach (Sudety)*. Przegląd Geologiczny, Vol. 47, No. 8, 740–742.
- Przylibski T.A., 2000 – *Size estimation and protection of the areas supplying radon to groundwater intakes*. Archives of Environmental Protection, Vol. 26, No. 1, 55–71.
- Przylibski T.A., 2000 – *Estimating the radon emanation coefficient from crystalline rocks into groundwater*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 53, No. 3, 473–479.
- Przylibski T.A., 2000 –  *$^{222}\text{Rn}$  concentration changes in medicinal groundwaters of Lądek Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 48, No. 3, 327–347.
- Przylibski T.A., 2002 – *Radon w środowisku wód podziemnych i górnej części litosfery*. Wiadomości Chemiczne, Vol. 56, No. 11–12, 1003–1033.
- Przylibski T.A., Liber-Madziarz E., 2000 – *Pozorna zależność zmian stężeń radonu-222 od zmian wydajności ujęć wód leczniczych Świeradowa Zdroju (Sudety)*. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 87, Studia i Materiały Nr 28, Górnictwo i Geologia V, 69–77.
- Przylibski T.A., Żebrowski A., 1996 – *Origin of radon in medicinal waters of Świeradów Zdrój*. Nukleonika, Vol. 41, No. 4, 109–116.
- Przylibski T.A., Żebrowski A., 1999 – *Origin of radon in medicinal waters of Lądek Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 46, 121–129.
- Przylibski T.A., Mroczkowski K., Żebrowski A., Filbier P., 2001 – *Radon-222 in medicinal groundwaters of Szczawno Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland)*. Environmental Geology, Vol. 40, No. 4/5, 429–439.

- Przylibski T.A., Staško S., Szczepanowski S., Modelska M., Dorda J., Kozłowska B., 2002 – *Wstępne wyniki badań koncentracji radu i radonu w wodach podziemnych i powierzchniowych górnej części zlewni Kamienicy (Masyw Śnieżnika, Sudety)*. Przegląd Geologiczny, Vol. 50, No. 5, 436–440.
- Przylibski T.A., Kozłowska B., Dorda J., Kielczawa B., 2002 – *Radon-222 and  $^{226}\text{Ra}$  concentrations in mineralized groundwaters of Gorzanów (Kłodzko Basin, Sudeten Mountains, SW Poland)*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 253, No. 1, 11–19.
- Przylibski T.A., Dorda J., Kozłowska B., 2002 – *A comprehensive study of  $^{222}\text{Rn}$  presence in groundwaters of the Izerskie Mountains (Sudety Mountains, SW Poland)*. [In:] Strand P., Børretzen P., Jølle T. (eds.): Proceedings from the „International Conference on Radioactivity in the Environment” (CD), 1–5 September 2002 in Monaco.
- Przylibski T.A., Mamont-Cieśla K., Kusyk M., Dorda J., Kozłowska B., 2004 – *Radon concentrations in groundwaters of the Polish part of the Sudety Mountains (SW Poland)*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 75, No. 2, 193–209.
- Rama, Moore W.S., 1984 – *Mechanism of transport of U-Th series radioisotopes from solids into ground water*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 48, 395–399.
- Ramola R.C., Choubey V.M., Saini N.K., Bartarya S.K., 1999 – *Occurrence of radon in the drinking water of Dehradun city, India*. Indoor Built Environment, Vol. 8, 67–70.
- Reimann C., Hall G.E.M., Siewers U., Bjorvatn K., Morland G., Skarphagen H., Strand T., 1996 – *Radon, fluoride and 62 elements as determined by ICP-MS in 145 Norwegian hard rock groundwater samples*. The Science of the Total Environment, Vol. 192, 1–19.
- Richards H.G., Savage D., Andrews J.N., 1992 – *Granite-water reactions in an experimental Hot Dry Rock geothermal reservoir, Rosemanowes test site, Cornwall, U.K.* Applied Geochemistry, Vol. 7, 193–222.
- Rymaszewska M., 1969 – *Stosunek koncentracji jonów chlorkowych do stężenia radonu w wodach mineralnych jako wskaźnik radiohydrochemiczny*. Acta Geophysica Polonica, Vol. 17, nr 2, 197–202.
- Rymaszewska M., Żejmo I., 1969 – *Długotrwała  $\alpha$ -aktywność wód leczniczych Świeradowa Zdroju*. Acta Geophysica Polonica, Vol. 17, Nr 1, 39–43.
- Rymaszewska M., Żejmo I., 1970 – *Długotrwała radioaktywność wód mineralnych Szczawna-Zdroju*. Acta Geophysica Polonica, Vol. 18, Nr 1, 99–102.
- Salih I., Bäckström M., Karlsson S., Lund E., Pettersson K.B.L., 2004 – *Impact of fluoride and other aquatic parameters on radon concentration in natural waters*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 60, 99–104.
- Sarrou I., Pashalidis I., 2003 – *Radon levels in Cyprus*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 68, 269–277.
- Savidou A., Zouridakis N., 2001 – *Measurement of radon concentration in northern Greece ground water*. Fresenius Environmental Bulletin, Vol. 10, No. 4, 411–413.
- Savidou A., Sideris G., Zouridakis N., 2001 – *Radon in public water supplies in Migdonia Basin, Central Macedonia, Northern Greece*. Health Physics, Vol. 80, No. 2, 170–174.
- Schott B., Wiegand J., 2003 – *Processes of radionuclide enrichment in sediments and ground waters of Mont Vully (Canton Fribourg, Switzerland)*. Eclogae Geol. Helv., Vol. 96, 99–107.
- Segovia N., De la Cruz-Reyna S., Mena M., Seidel J.L., Monnin M., 1991 – *Radon-222 as an indicator of geothermal reservoirs behaviour*. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, Vol. 19, No. 1–4, 401–404.



- Segovia N., Mena M., Monnin M., Peña P., Salazar S., Seidel J.L., Tamez E., 1997 – *Fluctuations of groundwater radon and chemical species in basaltic aquifers*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos 1–6, 741–744.
- Segovia N., Tamez E., Peña P., Carrillo J., Acosta E., Armienta M.A., Iturbe J.L., 1999 – *Groundwater flow system in the valley of Toluca, Mexico: an assay of natural radionuclide specific activities*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 50, 589–598.
- Skłodowska-Curie M., 1953 – *Promieniotwórczość*. PWN, Warszawa.
- Solecki A.T., 2001 – *Monitoring of Rn in waters of various aquifers by means of Kodak LR-115*. [In:] Hunyadi I., Csige I., Haki J. (eds.) – Proceedings of the 5th International Conference on Rare Gas Geochemistry, Debrecen, Hungary, Aug. 30 – Sept. 3 1999, 315–319.
- Soto J., Fernández P.L., Quindós L.S., Gómez-Arozamena J., 1995 – *Radioactivity in Spanish spas*. The Science of the Total Environment, Vol. 162, 187–192.
- Steele S.R., 1981 – *Radon and hydrologic anomalies on the Rough Creek fault: possible precursors to the M5.1 Eastern Kentucky earthquake*, 1980. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 465–468.
- Sun H., Semkow T.M., 1998 – *Mobilization of thorium, radium and radon radionuclides in ground water by successive alpha-recoils*. Journal of Hydrology, Vol. 205, 126–136.
- Surbeck H., 1993 – *Radon monitoring in soils and water*. Nuclear Tracks & Radiation Measurements, Vol. 22, No. 1–4, 463–468.
- Surbeck H., 1994 – *Natural radionuclides in drinking water as pollutants and as useful tracers*. Eclogae geol. Helv., Vol. 87, No. 2, 445–449.
- Szerbin P., 1996 – *Natural radioactivity of certain spas and caves in Hungary*. Environment International, Vol. 22, Suppl. 1, S389–S398.
- Tadolini T., Spizzico M., 1998 – *Relation between „terra rossa” from the Apulia aquifer of Italy and the radon content of groundwater: Experimental results and their applicability to radon occurrence in the aquifer*. Hydrogeology Journal, Vol. 6, 450–454.
- Ta-Liang Teng, Liang-Fang Sun, McRaney J.K., 1981 – *Correlation of groundwater radon anomalies with earthquakes in the Greater Palmdale Bulge Area*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 441–444.
- Thomas J.M., Welch A.H., Lico M.S., Hughes J.L., Whitney R., 1993 – *Radionuclides in ground water of the Carson River Basin, western Nevada and eastern California, U.S.A*. Applied Geochemistry, Vol. 8, 447–471.
- Torgersen T., Benoit J., Mackie D., 1989 – *Lithological control of groundwater  $^{222}\text{Rn}$  concentrations in fractured rock media*. [In:] *Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*. Proceedings of a consultants meeting on isotopes of noble gases as tracers in environmental studies organized by the International Atomic Energy Agency and held in Vienna from 29 may to 2 june 1989. IAEA, Vienna, 263–287.
- Tricca A., Porcelli D., Wasserburg G. J., 2000 – *Factors controlling the groundwater transport of U, Th, Ra and Rn*. Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.), Vol. 109, No. 1, 95–108.
- Vásárhelyi A., Csige I., Haki J., Hunyadi I., 1997 – *Spatial distribution of radon content of soil-gas and well-waters measured with etched track radon monitors*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos. 1–6, 685–690.
- Veeger A. I., Ruderman N. C., 1998 – *Hydrogeologic controls on radon-222 in a buried valley-fractured bedrock aquifer system*. Ground Water, Vol. 36, No. 4, 596–604.

- Villalba L., Colmenero Sujo L., Montero Cabrera M.E., Cano Jiménez A., Rentería Villalobos M., Delgado Mendoza C.J., Jurado Tenorio L.A., Dávila Rangel I., Herrera Peraza E.F., 2005 – *Radon concentrations in ground and drinking water in the state of Chihuahua, Mexico*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 80, 139–151.
- Voronov A.N., 2004 – *Radon-rich waters in Russia*. Environmental Geology, Vol. 46, No. 5, 630–634.
- Walia V., Bajwa B.S., Virk H.S., 2003 – *Radon monitoring in groundwater of some areas of Himachal Pradesh and Punjab states, India*. Journal of Environmental Monitoring, Vol. 5, 122–125.
- Wanty R.B., Johnson S.L., Briggs P.H., 1991 – *Radon-222 and its parent radionuclides in groundwater from two study areas in New Jersey and Maryland, U.S.A.* Applied Geochemistry, Vol. 6, 305–318.
- Wanty R.B., Lawrence E.P., Gundersen L.C.S., 1992 – *Theoretical model for the flux of radon from rock to ground water*. [In:] Gates A.E., Gundersen L.C.S. (eds), *Geologic controls of radon*, Special Paper 271, Geological Society of America, 73–78.
- Wardaszko T., Grzybowska D., 1993 –  *$^{226}\text{Ra}$  and  $^{222}\text{Rn}$  in fresh waters in Poland*. Nukleonika, Vol. 38, No. 4, 103–108.
- Wood W. W., Kraemer T. F., Shapiro A., 2004 – *Radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) in ground water of fractured rocks: A diffusion/ion exchange model*. Ground Water, Vol. 42, No. 4, 552–567.
- Yunoki E., Kataoka T., Michihiro K., Sugiyama H., Shimizu M., Mori T., 1994 –  *$^{222}\text{Rn}$  in private well water in the vicinity of uranium mines over ten years*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 25, 181–187.
- Zalewski M., Karpińska M., Mnich Z., Kapala J., 1997 – *Koncentracja radonu w wodzie na obszarze północno-wschodniej Polski*. Przegląd Geologiczny, Vol. 45, Nr 5, 523–525.
- Zalewski M., Karpińska M., Mnich Z., Kapala J., Zalewski P., 2001 – *Study of  $^{222}\text{Rn}$  concentrations in drinking water in the north-eastern hydroregions of Poland*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 53, 167–173.
- Zhanxue S., Xueli L., 2001 – *Studies of geothermal waters in Jiangxi Province using isotope techniques*. Science in China, Series E, Vol. 44, Supp., 144–150.
- Zhuo W., Iida T., Yang X., 2001 – *Occurrence of  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{228}\text{Ra}$  and U in groundwater in Fujian Province, China*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 53, 111–120.

## Załącznik 5

### Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do wykorzystania radonu jako znacznika

#### Część 1. Kartowanie geologiczne

- Ajayi T. R., Adepelumi A. A., 2002 – *Reconnaissance soil-gas radon survey over the faulted crystalline area of Ile-Ife, Nigeria*. Environmental Geology, Vol. 41, 608–613.
- Al-Tai M., Al-Bataina B., Atallah M., 2004 – *Evaluation of geodynamic activity of the Dead Sea transform fault by radon gas concentrations*. Environmental Geology, Vol. 46, No. 5, 574–582.
- Al-Tamimi M. H., Abumurad K. M., 2001 – *Radon anomalies along faults in North of Jordan*. Radiation Measurements, Vol. 34, 397–400.
- Ball T. K., Cameron D. G., Colman T. B., Roberts P. D., 1991 – *Behaviour of radon in the geological environment: a review*. Quarterly Journal of Engineering Geology, No. 24, 169–182.
- Baubron J-C., Rigo A., Toutain J-P., 2002 – *Soil gas profiles as a tool to characterise active tectonic areas: the Jaut Pass example (Pyrenees, France)*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 196, 69–81.
- Choubey V. M., Bist K. S., Saini N. K., Ramola R. C., 1999 – *Relation between soil-gas radon variation and different lithotectonic units, Garhwal Himalaya, India*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 51, 587–592.
- Cieźkowski W., Solecki A. T., 1990 – *Radon cartography as tool of reasearch examples from the Sudety Mts area (SW Poland)*. [In:] *Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement*. Actes du Colloque International sur la Geochimie des Gaz (Mons – 3–6 octobre 1990 – Belgique). Mém. Expl. Cartes Géologique et Minières de la Belgique, No. 32, 322 p/b, 133–139.
- Clamp G. E., Pritchard J., 1998 – *Investigation of fault position and sources of radon by measurement of  $^{238}\text{U}$  decay series radionuclide activity in soil samples*. Environmental Geochemistry and Health, Vol. 20, 39–44.
- Etiopé G., Lombardi S., 1995 – *Evidence for radon transport by carrier gas through faulted clays in Italy*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 193, No. 2, 291–300.
- Etiopé G., Lombardi S., 1995 – *Soil-gases as fault tracers in clay basins: a case history in the Siena Basin (Central Italy)*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 19–29.
- Field M. S., Mose D. G., 1998 – *Estimating subsurface fissure apertures in karst aquifers from equilibrium activities*. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. IV, No. 2, 145–159.

- Ioannides K., Papachristodoulou C., Stamoulis K., Karamanis D., Pavlides S., Chatzipetros A., Karakala E., 2003 – *Soil gas radon: a tool for exploring active fault zones*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 59, 205–213.
- Je I., Eyles N., 1998 – *Bedrock structure control on soil-gas radon-222 anomalies in the Toronto area, Ontario, Canada*. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. IV, No. 4, 445–454.
- Kies A., Storoni A., Tosheva Z., Hofmann H., 2004 – *Radon measurements as a monitoring possibility for mining subsidence occurrences*. Proceedings from the NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk, May 16–21 2004, 625–632 (CD).
- King Chi-Yu, Zhang Wei, King Bi-Shia, 1993 – *Radon anomalies on three kinds of faults in California*. Pageoph., Vol. 141, No. 1, 111–124.
- King Chi-Yu, King B.-S., Evans W. C., Zhang W., 1996 – *Spatial radon anomalies on active faults in California*. Applied Geochemistry, Vol. 11, 497–510.
- LaBrecque J. J., Cordoves P. R., 2003 – *Application of the relative uranium-series disequilibrium in soil to locate and/or confirm precisely active fault traces: A new technique*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 258, No. 1, 43–48.
- Moussa M. M., Abdel-Gabar M. El Arabi, 2003 – *Soil radon survey for tracing active fault: a case study along Qena-Safaga road, Eastern Desert, Egypt*. Radiation Measurements, Vol. 37, 211–216.
- Papastefanou C., Manolopoulou M., Stoulos S., Ioannidou A., Gerasopoulos E., 2000 – *Characterization of a karstic system by examining the occurrence of radioactive nuclides and trace elements*. Il Nuovo Cimento, Vol. 23C, No. 4, 411–421.
- Pizzino L., Burrato P., Quattrocchi F., Valensise G., 2004 – *Geochemical signatures of large active faults: The example of the 5 February 1783, Calabrian earthquake (southern Italy)*. Journal of Seismology, Vol. 8, 363–380.
- Schoeneich K., 1960 – *Radiogeologiczne metody rozpoznawania z powierzchni nieciągłości tektonicznych nad nie rozciętymi złożami kopaliny*. Przegląd Geologiczny, nr 12, 649–651.
- Segovia N., Mena M., Tamez E., 1993 – *Radon monitoring related to a subduction zone in Mexico*. Nuclear Tracks & Radiation Measurements, Vol. 22, No 1–4, 435–440.
- Varley N. R., Flowers A. G., 1993 – *Radon in soil gas and its relationship with some major faults of SW England*. Environmental Geochemistry and Health, Vol. 15, No. 2/3, 145–151.
- Wu Y., Wang W., Xu Y., Liu H., Zhou X., Wang L., Titus R., 2003 – *Radon concentration: A tool for assessing the fracture network at Guanyinyan study area, China*. Water S.A., Vol. 29, No. 1, 49–53.
- Zmazek B., Živčić M., Vaupotič J., Bidovec M., Poljak M., Kobal I., 2002 – *Soil radon monitoring in the Krško Basin, Slovenia*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 56, 649–657.

## Część 2. Poszukiwanie złóż uranu

- Borucki J., Głowacki Z., Masłowski W., Sałdan M., Uberna J., Zajączkowski W., 1967 – *Ocena perspektyw poszukiwawczych złóż rud uranu w Polsce*. Prace Instytutu Geologicznego, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Charlet J. M., Doremus P., Quinif Y., 1995 – *Radon methods used to discover uranium mineralisations in the Lower Devonian of the Ardenne Massif (Belgium)*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1–18.

- Cothern C. R., Smith J. E. Jr. [eds.], 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.
- Kasela T., Kazimierczyk M., 1960 – *Metodyka zdjęcia emanacyjnego*. [W:] Materiały konferencyjne: Pierwsza polsko-jugosławińska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz, 30–35.
- Kasela T., Kazimierczyk M., 1960 – *Wybrane zagadnienia zdjęcia radiohydro-geologicznego*. [W:] Materiały konferencyjne: Pierwsza polsko-jugosławińska narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz, 23–29.
- Polański A., 1988 – *Podstawy geochemii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Virk H. S., 1997 – *Uranium and radon surveys in western Himalaya*. *Current Science*, Vol. 73, No. 6, 536–538.
- Wattananikorn K., Techakosit S., Jitaree N., 1995 – *A combination of soil gas radon measurements in uranium exploration*. *Nuclear Geophysics*, Vol. 9, No. 6, 643–652.
- Zajączkowski W., 1968 – *Poszukiwania złóż uranu metodami geochemicznymi na wybranych obszarach Sudetów*. *Biul. Inst. Geol.*, Nr 214, 5–74.

### **Część 3. Przewidywanie zjawisk geodynamicznych w litosferze (trzęsień ziemi, tąpnięć, wybuchów wulkanów)**

- Al-Hilal M., Sbeinati M.R., Darawcheh R., 1998 – *Radon variations and microearthquakes in western Syria*. *Applied Radiation and Isotopes*, Vol. 49, Nos 1–2, 117–123.
- Barillon R., Violette S., Nicolini E., Klein D., Chambaudet A., Carbonnel J.P., Heath M.J., Merefield J., 1993 – *Continuous measurements of radon content in groundwater on the volcanic site of "Piton de la Fournaise" (Island of Reunion, France)*. *Nuclear Tracks & Radiation Measurements*, Vol. 22, No. 1–4, 277–280.
- Barnet I., Procházka J., Skalský L., 1997 – *Do the earth tides have an influence on short-term variations in radon concentration?* *Radiation Protection Dosimetry*, Vol. 69, No. 1, 51–60.
- Baubron J.-C., Rigo A., Toutain J.-P., 2002 – *Soil gas profiles as a tool to characterise active tectonic areas: the Jaut Pass example (Pyrenees, France)*. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 196, 69–81.
- Berlo K., Blundy J., Turner S., Cashman K., Hawkesworth C., Black S., 2004 – *Geochemical precursors to volcanic activity at Mount St. Helens, USA*. *Science*, Vol. 306, 1167–1169.
- Biagi P. F., Ermini A., Kingsley S. P., Khatkevich Y. M., Gordeev E. I., 2001 – *Difficulties with interpreting changes in groundwater gas content as earthquake precursors in Kamchatka, Russia*. *Journal of Seismology*, Vol. 5, 487–497.
- Castro Morales D. A., LaBrecque J. J., 1999 – *Determination of radon-222 in a natural thermal water spring shortly before and after the July 9, 1997 earthquake (Ms = 6.8) in the State of Sucre, Venezuela*. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, Vol. 242, No. 1, 115–118.
- Connor Ch., Hill B., LaFemina P., Navarro M., Conway M., 1996 – *Soil <sup>222</sup>Rn pulse during the initial phase of the June-August 1995 eruption of Cerro Negro, Nicaragua*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 73, 119–127.
- Cothern C. R., Smith J. E. Jr. [eds.], 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.
- Finkelstein M., Brenner S., Eppelbaum L., Ne'eman E., 1998 – *Identification of anomalous radon concentrations due to geodynamic processes by elimination of Rn variations caused by other factors*. *Geophys. Journal International*, Vol. 133, 407–412.

- Fleischer R. L., 1981 – *Dislocation model for radon response to distant earthquakes*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 477–480.
- Fong-Liang J., Gui-Ru L., 1981 – *The application of geochemical methods in earthquake prediction in China*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 469–472.
- Fong-Liang J., Gui-Ru L., Kellogg W. K., 1981 – *Experimental studies of the mechanisms of seismo-geochemical precursors*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 473–476.
- Fytikas M., Lombardi S., Papachristou M., Pavlides S., Zouros N., Soulakellis N., 1999 – *Investigation of the 1867 Lesbos (NE Aegean) earthquake fault pattern based on soil-gas geochemical data*. Tectonophysics, Vol. 308, 249–261.
- García R., Natale G., Monnin M., Seidel J-L., 2000 – *Shock wave radon surface signals associated with the upsurge of T-P solitons in volcanic systems*. Journal of Volcanology and Geothermal Science, Vol. 96, 15–24.
- Hammond D. E., Teng T. L., Miller L., Haraguchi G., 1981 – *A search for co-variance among seismicity, groundwater chemistry, and groundwater radon in southern California*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 445–448.
- Heinicke J., Koch U., 2000 – *Slug flow – A possible explanation for hydrogeochemical earthquake precursors at Bad Brambach, Germany*. Pageoph., Vol. 157, No. 10, 1621–1641.
- Heinicke J., Koch U., Hebert D., Martinelli G., 1995 – *Simultaneous measurements of radon and CO<sub>2</sub> in water as a possible tool for earthquake prediction*. [In:] Dubois C. (ed.) – *Gas geochemistry*, Science Reviews, Northwood, 295–303.
- Huang F., Jian C., Tang Y., Xu G., Deng Z., Chi G., 2004 – *Response changes of some wells in the mainland subsurface fluid monitoring network of China, due to the September 21, 1999, Ms 7.6 Chi-Chi Earthquake*. Tectonophysics, Vol. 390, 217–234.
- Igarashi G., Tohjima Y., Wakita H., 1993 – *Time-variable response characteristics of groundwater radon to earthquakes*. Geophysical Research Letters, Vol. 20, No. 17, 1807–1810.
- Igarashi G., Saeki S., Takahata N., Sumikawa K., Tasaka S., Sasaki Y., Takahashi M., Sano Y., 1995 – *Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan*. Science, Vol. 269, 60–61.
- Kies A., Storoni A., Tosheva Z., Hofmann H., 2004 – *Radon measurements as a monitoring possibility for mining subsidence occurrences*. Proceedings from the NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk 2004, May 16–21, 625–632 (CD).
- King Chi-Yu, 1984/1985 – *Impulsive radon emanation on a creeping segment of the San Andreas Fault, California*. Pageoph., Vol. 122, 340–352.
- King Chi-Yu, 1986 – *Gas geochemistry applied to earthquake prediction: An overview*. Journal of Geophysical Research, Vol. 91, No. B12, 12269–12281.
- King Chi-Yu, 1989 – *Gas-geochemical approaches to earthquake prediction*. [In:] *Proceedings of the International Workshop on Radon Monitoring in Radioprotection, Environmental Radioactivity and Earth Sciences*. ICTP, Trieste, Italy, April 3–14, 1989, 244–273.
- King Chi-Yu, Zhang Wei, King Bi-Shia, 1993 – *Radon anomalies on three kinds of faults in California*. Pageoph., Vol. 141, No. 1, 111–124.
- King Chi-Yu, Basler D., Presser T. S., Evans W. C., White L. D., Minissale A., 1994 – *In search of earthquake-related hydrologic and chemical changes along Hayward Fault*. Applied Geochemistry, Vol. 9, 83–91.

- King Chi-Yu, King B.-S., Evans W. C., Zhang W., 1996 – *Spatial radon anomalies on active faults in California*. Applied Geochemistry, Vol. 11, 497–510.
- LaBrecque J. J., Cordoves P. R., Rosales P. A., Audemard F., Romero G., 2001 – *Monitoring of radon anomalies in the Rio Casanay and a thermal spring near the El Pilar fault shortly after the July 9, 1997 earthquake (Mw = 6.9) in the state of Sucre (Venezuela)*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 250, No. 2, 239–245.
- Lebecka J., Mnich K., Lebecki K., Kobiela Z., 1990 – *Radon as an indicator of hazard of instantaneous outbursts of rock and gas in coal mines*. [In:] *Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement*. Actes du Colloque International sur la Geochimie des Gaz (Mons – 3–6 octobre 1990 – Belgique) Mém. Expl. Cartes Géologique et Minières de la Belgique, No. 32, 322 p/b, 147–154.
- Martin-Luis C., Quesada M. L., Eff-Darwich A., Dela Nuez J., Coello J., Ahijado A., Casillas R., Soler V., 2002 – *A new strategy to measure radon in an active volcanic island (Tenerife, Canary Islands)*. Environmental Geology, Vol. 43, 72–78.
- Martinelli G., 1998 – *Gas geochemistry and  $^{222}\text{Rn}$  migration processes*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 78, No. 1, 77–82.
- Martinelli G., Albarello D., Mucciarelli M., 1995 – *Radon emissions from mud volcanoes in Northern Italy: possible connection with local seismicity*. Geophysical Research Letters, Vol. 22, No. 15, 1989–1992.
- Mnich K., Lebecka J., 1992 – *Badania zmian stężenia radonu-222 w gazach jako wskaźnika stanu zagrożenia wyrzutami gazów i skał*. Konferencja na temat „Kierunki zwalczania zagrożenia wyrzutami gazów i skał w kopalniach Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego”. Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Górnictwa O/Wałbrzych i Koło Zakładowe KWK „Nowa Ruda”, Sobótka, 9 X 1992 r., Zbiór referatów, 64–80.
- Ohno M., Wakita H., 1996 – *Coseismic radon changes of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake*. J. Phys. Earth., Vol. 44, 391–395.
- Papastefanou C., Manolopoulou M., Stoulos S., Ioannidou A., 1995 – *Radon flux measurements along active faults*. Nuclear Geophysics, Vol. 9, No. 5, 481–486.
- Papastefanou C., Manolopoulou M., Stoulos S., Ioannidou A., 1995 – *Measurements of radon exhalation from the ground for earthquake prediction studies*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 317–323.
- Planinić J., Radolić V., Lazanin Ž., 2001 – *Temporal variations of radon in soil related to earthquakes*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 55, 267–272.
- Planinić J., Radolić V., Vuković B., 2004 – *Radon as an earthquake precursor*. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A, Vol. 530, 568–574.
- Quattrocchi F., Pik R., Pizzino L., Guerra M., Scarlato P., Angelone M., Barbieri M., Conti A., Marty B., Sacchi E., Zuppi G. M., Lombardi S., 2000 – *Geochemical changes at the Bagni di Triponzo thermal spring during the Umbria-Marche 1997–1998 seismic sequence*. Journal of Seismology, Vol. 4, 567–587.
- Ran J., Bułaszewicz P., Utkin W I., Jurkow A. K., Nikołajew W. W., 1996 – *Izmienienije koncentracji radona w swiazi z gornymi udarami w głubokich szachtach*. Doklady Akademii Nauk, Vol. 346, No 2, 245–248.

- Richon P., Sabroux J.-C., Halbwachs M., Vandemeulebrouck J., Poussielgue N., Tabbagh J., Punongbayan R., 2003 – *Radon anomaly in the soil of Taal volcano, the Philippines: A likely precursor of the M 7.1 Mindoro earthquake (1994)*. Geophysical Research Letters, Vol. 30, No. 9, 34–1 – 34–4.
- Robinson R., 1995 – *An anomaly in borehole radon content at Wellington, New Zealand, in 1993*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Vol. 38, 395–397.
- Rudakow V. P., 1996 – *The temporal subsoil radon variation as indicator and forerunner of the geodynamical catastrophes: Experience of long experimental investigation*. [In:] *Proceedings of International Conference “Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16–19 October 1996, Szczyrk, Poland, 355–363.
- Segovia N., 1991 – *Radon and volcanic activity: recent advances*. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, Vol. 19, No. 1–4, 409–413.
- Segovia N., Mena M., 1999 – *Soil Radon pulses related to the initial phase of volcanic eruptions*. Il Nuovo Cimento, Vol. 22C, No. 3–4, 275–279.
- Segovia N., Mena M., Tamez E., 1993 – *Radon monitoring related to a subduction zone in Mexico*. Nuclear Tracks & Radiation Measurements, Vol. 22, No 1–4, 435–440.
- Segovia N., Mena M., Seidel J. L., Monnin M., Tamez E., Peña P., 1995 – *Short and long term radon in soil monitoring for geophysical purposes*. Radiation Measurements, Vol. 25, No. 1–4, 547–552.
- Segovia N., Mena M., Monnin M., Peña P., Seidel J. L., Tamez E., 1997 – *Radon-in-soil variations related to volcanic activity*. Radiation Measurements, Vol. 28, Nos 1–6, 745–750.
- Segovia N., Valdes C., Peña P., Mena M., Tamez E., 2001 – *Soil radon response around an active volcano*. Radiation Measurements, Vol. 34, 433–436.
- Segovia N., Armienta M.A., Valdes C., Mena M., Seidel J.L., Monnin M., Peña P., Lopez M.B.E., Reyes A. V., 2003 – *Volcanic monitoring for radon and chemical species in the soil and in spring water samples*. Radiation Measurements, Vol. 36, 379–383.
- Steele S. R., 1981 – *Radon and hydrologic anomalies on the Rough Creek fault: possible precursors to the M5.1 Eastern Kentucky earthquake, 1980*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 465–468.
- Steinitz G., Begin Z.B., Gazit-Yaari N., 2003 – *Statistically significant relation between radon flux and week earthquakes in the Dead Sea rift valley*. Geology, Vol. 31, No. 6, 505–508.
- Ta-Liang Teng, Liang-Fang Sun, McRaney J.K., 1981 – *Correlation of groundwater radon anomalies with earthquakes in the Greater Palmdale Bulge Area*. Geophysical Research Letters, Vol. 8, No. 5, 441–444.
- Toutain J-P., Baubron J-C., 1999 – *Gas geochemistry and seismotectonics: a review*. Tectonophysics, Vol. 304, 1–27.
- Tsvetkova T., Monnin M., Nevinsky I., Perelygin V., 2001 – *Research on variation of radon and gamma-background as a prediction of earthquakes in the Caucasus*. Radiation Measurements, Vol. 33, 1–5.
- Virk H.S., Singh B., 1994 – *Radon recording of Uttarkashi earthquake*. Geophysical Research Letters, Vol. 21, No. 8, 737–740.
- Virk H.S., Walia V., 2001 – *Helium/radon precursory signals of Chamoli Earthquake, India*. Radiation Measurements, Vol. 34, 379–384.



- Virk H.S., Sharma A.K., Walia V., 1997 – *Correlation of alpha-logger radon data with microseismicity in N-W Himalaya*. Current Science, Vol. 72, No. 9, 656–663.
- Walia V., Virk H.S., Bajwa B.S., Sharma N., 2003 – *Relationships between radon anomalies and seismic parameters in N-W Himalaya, India*. Radiation Measurements, Vol. 36, 393–396.
- Whitehead N.E., Lyon G.L., 1999 – *Application of a new method of searching for geochemical changes related to seismic activity*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 51, 461–474.
- Zimmer M., Erzinger J., 2003 – *Continuous H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, <sup>222</sup>Rn and temperature measurements on Merapi Volcano, Indonesia*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 125, 25–38.
- Zmazek B., Vaupotič J., Živčić M., Premru U., Kobal I., 2000 – *Radon monitoring for earthquake prediction in Slovenia*. Fizika B (Zagreb), Vol. 9, 111–118.
- Zmazek B., Živčić M., Vaupotič J., Bidovec M., Poljak M., Kobal I., 2002 – *Soil radon monitoring in the Krško Basin, Slovenia*. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 56, 649–657.

#### **Część 4. Poszukiwanie ropy naftowej i gazów**

- Cothorn C. R., Smith J.E. Jr. [eds.], 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.
- Dörr H., Münnich K. O., 1990 – *<sup>222</sup>Rn flux and soil air concentration profiles in West-Germany. Soil <sup>222</sup>Rn as tracer for gas transport in the unsaturated soil zone*. Tellus, Vol. 42B, 20–28.
- Dueñas C., Fernandez M.C., Carretero J., Liger E., 1996 – *Methane uptake in soils of southern Spain estimated by two different techniques: static chamber and <sup>222</sup>Rn flux and soil air concentration profiles*. Atmospheric Environment, Vol. 30, No. 4, 545–552.
- Dueñas C., Fernández M.C., Carretero J., Liger E., 1999 – *Methane and carbon dioxide fluxes in soils evaluated by <sup>222</sup>Rn flux and soil air concentration profiles*. Atmospheric Environment, Vol. 33, 4495–4502.
- Ghose D., Paul D., Sastri R.C., 2003 – *Radon as a tracer for helium exploration in geothermal areas*. Radiation Measurements, Vol. 36, 375–377.
- Je I., Eyles N., 1998 – *Bedrock structure control on soil-gas radon-222 anomalies in the Toronto area, Ontario, Canada*. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. IV, No. 4, 445–454.
- Polański A., 1988 – *Podstawy geochemii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

#### **Część 5. Poszukiwanie złóż energii geotermalnej**

- Arnórsson S. (ed.), 2000 – *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use*. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Ball T.K., Clarke M.C.G., 1990 – *Gas geochemistry in exploration for geothermal energy sources*. [In:] *Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement*. Actes du Colloque International sur la Géochimie des Gaz (Mons – 3–6 octobre 1990 – Belgique) Mém. Expl. Cartes Géologique et Minières de la Belgique, No. 32, 322 p/b, 191–204.
- Gendron J.F., Todd J.F., Feely R.A., Baker E.T., Kadko D.C., 1994 – *Excess <sup>222</sup>Rn above the Cleft segment of the Juan de Fuca Ridge*. Journal of Geophysical Research, Vol. 99, No. B3, 5007–5015.
- Martinelli G., 1998 – *Gas geochemistry and <sup>222</sup>Rn migration processes*. Radiation Protection Dosimetry, Vol. 78, No. 1, 77–82.
- Segovia N., De la Cruz-Reyna S., Mena M., Seidel J.L., Monnin M., 1991 – *Radon-222 as an indicator of geothermal reservoirs behaviour*. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, Vol. 19, No. 1–4, 401–404.

- Sun Z., Li X., 2001 – *Studies of geothermal waters in Jiangxi Province using isotope techniques*. Science in China, Series E, Vol. 44, Suppl., 144–150.
- Tavera L., Balcazar M., Camacho M.E., Chavez A., Perez H., Gomez J.G., 1999 – *Radon studies for extending Los Azufres geothermal energy field in Mexico*. Radiation Measurements, Vol. 31, 367–370.

## **Część 6. Charakterystyka procesów hydrogeologicznych i hydrologicznych**

- Ball T.K., Cameron D.G., Colman T.B., Roberts P.D., 1991 – *Behaviour of radon in the geological environment: a review*. Quarterly Journal of Engineering Geology, No. 24, 169–182.
- Bertin C., Bourg A.C.M., 1994 – *Radon-222 and chloride as natural tracers of the infiltration of river water into an alluvial aquifer in which there is significant river/groundwater mixing*. Environmental Science & Technology, Vol. 28, No. 5, 794–798.
- Burnett W.C., Dulaiova H., 2003 – *Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 69, 21–35.
- Burnett W.C., Taniguchi M., Oberdorfer J., 2001 – *Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone*. Journal of Sea Research, Vol. 46, 109–116.
- Cable J.E., Bugna G.C., Burnett W.C., Chanton J., 1996 – *Application of  $^{222}\text{Rn}$  and  $\text{CH}_4$  for assessment of groundwater discharge to the coastal ocean*. Limnology and Oceanography, Vol. 41(6), 1347–1353.
- Cable J.E., Burnett W.C., Chanton J.P., Weatherly G.L., 1996 – *Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 144, 591–604.
- Cook P.G., Dighton J.C., Love A. J., 1999 – *Inferring ground water flow in fractured rock from dissolved radon*. Ground Water, Vol. 37, No. 4, 606–610.
- Cook P.G., Favreau G., Dighton J.C., Tickell S., 2003 – *Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers*. Journal of Hydrology, Vol. 277, 74–88.
- Corbett D.R., Burnett W.C., Cable P.H., Clark S.B., 1997 – *Radon tracing of groundwater input into Par Pond, Savannah River Site*. Journal of Hydrology, Vol. 203, 209–227.
- Corbett D.R., Chanton J., Burnett W., Dillon K., Rutkowski Ch., Fourqurean J. W., 1999 – *Patterns of groundwater discharge into Florida Bay*. Limnology and Oceanography, Vol. 44 (4), 1045–1055.
- Cothorn C.R., Smith J.E. Jr. [eds.], 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.
- Crandall Ch.A., Katz B.G., Hirten J.J., 1999 – *Hydrochemical evidence for mixing of river water and groundwater during high-flow conditions, lower Suwannee River Basin, Florida, USA*. Hydrogeology Journal, Vol. 7, 454–467.
- Eisenlohr L., Surbeck H., 1995 – *Radon as a natural tracer to study transport processes in a karst system. An example in the Swiss Jura*. Surface Geosciences, C.R. Acad. Sci. Paris, t. 321, serie II a, 761–767.
- Ellins K.K., Roman-Mas A., Lee R., 1990 – *Using  $^{222}\text{Rn}$  to examine groundwater/surface discharge interaction in the Rio Grande de Manati, Puerto Rico*. Journal of Hydrology, Vol. 115, 319–341.
- Field M.S., Mose D.G., 1998 – *Estimating subsurface fissure apertures in karst aquifers from equilibrium activities*. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. IV, No. 2, 145–159.

- Freyer K., Treutler H.C., Dehnert J., Nestler W., 1997 – *Determination of  $^{222}\text{Rn}$  in groundwater – recent applications for the investigation of river bank infiltration*. Conference Proceedings of Second International Conference on Isotopes. Millennium Sydney, 12–16 October 1997, 10–15.
- Gascoyne M., Wuschke D.M., 1997 – *Gas migration through water-saturated, fractured rock: results of a gas injection test*. Journal of Hydrology, Vol. 196, 76–98.
- Gascoyne M., Wuschke D.M., Durrance E.M., 1993 – *Fracture detection and groundwater flow characterization using He and Rn in soil gases, Manitoba, Canada*. Applied Geochemistry, Vol. 8, No. 3, 223–233.
- Genereux D.P., Hemond H.F., 1990 – *Naturally occurring radon 222 as a tracer for streamflow generation: steady state methodology and field example*. Water Resources Research, Vol. 26, No. 12, 3065–3075.
- Gudzenko V., 1992 – *Radon in subsurface water studies. Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*. Proceedings of a consultants meeting on isotopes of noble gases as tracers in environmental studies organized by the International Atomic Energy Agency and held in Vienna from 29 May to 2 June 1989. International Atomic Energy Agency, Vienna, 249–261.
- Hamada H., 1999 – *Analysis of the interaction between surface water and groundwater using radon-222*. JARQ, Vol. 33, No. 4, 261–265.
- Hamada H., Komae T., 1998 – *Analysis of recharge by paddy field irrigation using  $^{222}\text{Rn}$  concentration in groundwater as an indicator*. Journal of Hydrology, Vol. 205, 92–100.
- Hamada H., Miyazaki T., 2004 – *Investigation of unsaturated water flow in a deep vadose zone by applying quasi-partition law to  $^{222}\text{Rn}$* . Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 71, 89–100.
- Hoehn E., von Gunten H. R., 1989 – *Radon in groundwater: a tool to assess infiltration from surface waters to aquifers*. Water Resources Research, Vol. 25, No. 8, 1795–1803.
- Hunkeler D., Hoehn E., Höhener P., Zeyer J., 1997 –  *$^{222}\text{Rn}$  as a partitioning tracer to detect diesel fuel contamination in aquifers: Laboratory study and field observations*. Environmental Science & Technology, Vol. 31, 3180–3187.
- Hussain N., Church T.M., Kim G., 1999 – *Use of  $^{222}\text{Rn}$  and  $^{226}\text{Ra}$  to trace groundwater discharge into the Chesapeake Bay*. Marine Chemistry, Vol. 65, 127–134.
- Imboden D. M., 1979 – *Natural radon as a limnological tracer for the study of vertical and horizontal eddy diffusion. Isotopes in lake studies*. [In:] Proceedings of an advisory group meeting on the application of nuclear techniques to the study of lake dynamics organized by the International Atomic Energy Agency and held in Vienna from 29 August to 2 September 1977. International Atomic Energy Agency, Vienna, 213–218.
- Kafri U., 2001 – *Radon in groundwater as a tracer to assess flow velocities: two test cases from Israel*. Environmental Geology, Vol. 40, No. 3, 392–398.
- Kim G., Hwang D-W., 2002 – *Tidal pumping of groundwater into the coastal ocean revealed from submarine  $^{222}\text{Rn}$  and  $\text{CH}_4$  monitoring*. Geophysical Research Letters, Vol. 29, No. 14, 23–1 – 23–4.
- Kim G., Lee K-K., Park K-S., Hwang D-W., Yang H-S., 2003 – *Large submarine groundwater discharge (SGD) from a volcanic island*. Geophysical Research Letters, Vol. 30, No. 21, 2098, 3–1 – 3–4.
- Kincaid T.R., 1998 – *River water intrusion to the unconfined floridan aquifer*. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. IV, No. 3, 361–374.

- Moise T., Starinsky A., Katz A., Kolodny Y., 2000 – *Ra isotopes and Rn in brines and ground waters of the Jordan-Dead Sea Rift Valley: Enrichment, retardation, and mixing*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64, No. 14, 2371–2388.
- Nevissi A.E., Bodansky D., 1987 – *Radon sources and levels in the outside environment*. Chapter 4 from: Bodansky D., Robkin M.A., Stadler D.R. (Eds): *Indoor radon and its hazards*. University of Washington Press, Seattle and London, 42–50.
- Oliveira J., Burnett W.C., Mazzilli B.P., Braga E.S., Farias L.A., Christoff J., Furtado V.V., 2003 – *Reconnaissance of submarine groundwater discharge at Ubatuba coast, Brazil, using  $^{222}\text{Rn}$  as a natural tracer*. *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 69, 37–52.
- Pane M.B., Seidel J.L., Monnin M., Morin J.P., 1995 – *Radon as a tracer of fluid motion in fractured aquifers*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 325–334.
- Rymaszewska M., 1969 – *Stosunek koncentracji jonów chlorkowych do stężenia radonu w wodach mineralnych jako wskaźnik radiohydrochemiczny*. *Acta Geophysica Polonica*, Vol. 17, nr 2, 197–202.
- Schubert M., Freyer K., Treutler H.-Ch., Weiß H., 2001 – *Using the soil gas radon as an indicator for ground contamination by non-aqueous phase-liquids*. *Journal of Soils & Sediments*, Vol. 1, No. 4, 217–222.
- Schwartz M. C., 2003 – *Significant groundwater input to a coastal plain estuary: assessment from excess radon*. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, Vol. 56, 31–42.
- Segovia N., Tamez E., Iturbe J.L., Peña P., Hernandez A., Aranda P., Lopez-Castañares R., 1999 – *Radon and radium determination in groundwater from a volcanic zone in central Mexico*. [In:] Newton G.W.A. (ed.) – *Environmental Radiochemical Analysis*, The Royal Society of Chemistry, Cambridge, UK, Special Publication No. 234, 37–44.
- Segovia N., Tamez E., Peña P., Carrillo J., Acosta E., Armenta M.A., Iturbe J.L., 1999 – *Groundwater flow system in the valley of Toluca, Mexico: an assay of natural radionuclide specific activities*. *Applied Radiation and Isotopes*, Vol. 50, 589–598.
- Snow D.D., Spalding R.F., 1997 – *Short-term aquifer residence times estimated from  $^{222}\text{Rn}$  disequilibrium in artificially-recharged ground water*. *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 37, No. 3, 307–325.
- Solecki A.T., 2002 – *Gamma spectrometric measurements of radon daughter  $^{214}\text{Bi}$  in surface waters*. *Geofisica Internacional*, Vol. 41, No. 3, 339–344.
- Sun Z., Li X., 2001 – *Studies of geothermal waters in Jiangxi Province using isotope techniques*. *Science in China, Series E*, Vol. 44, Suppl., 144–150.
- Surbeck H., 1994 – *Natural radionuclides in drinking water as pollutants and as useful tracers*. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 87, No. 2, 445–449.
- Surbeck H., Eisenlohr L., 1995 – *Radon as a tracer in hydrology: a case study*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 91–100.
- Swarzenski P.W., Reich C.D., Spechler R.M., Kindinger J.L., Moore W.S., 2001 – *Using multiple geochemical tracers to characterize the hydrogeology of the submarine spring off Crescent Beach, Florida*. *Chemical Geology*, Vol. 179, 187–202.
- Top Z., Brand L. E., Corbett R.D., Burnett W., Chant J., 2001 – *Helium and radon as tracers of groundwater input into Florida Bay*. *Journal of Coastal Research*, Vol. 17, No. 4, 859–868.

Wu Y., Wen X., Zhang Y., 2004 – *Analysis of the exchange of groundwater and river water by using Radon-222 in the middle Heihe Basin of northwestern China*. Environmental Geology, Vol. 45, 647–653.

Zhanxue S., Xueli L., 2001 – *Studies of geothermal waters in Jiangxi Province using isotope techniques*. Science in China, Series E, Vol. 44, Supp., 144–150.

### Część 7. Charakterystyka ruchów mas powietrza

Biraud S., Ciais P., Ramonet M., Simmonds P., Kazan V., Monfray P., O'Doherty S., Spain T.G., Jennings S.G., 2000 – *European greenhouse gas emissions estimated from continuous atmospheric measurements and radon 222 at Mace Head, Ireland*. Journal of Geophysical Research, Vol. 105, No. D1, 1351–1366.

Brunke E.-G., Labuschagne C., Parker B., Scheel H.E., Whittlestone S., 2004 – *Baseline air mass selection at Cape Point, South Africa: application of  $^{222}\text{Rn}$  and other filter criteria to  $\text{CO}_2$* . Atmospheric Environment, Vol. 38, 5693–5702.

Butterweck G., Reineking A., Kesten J., Porstendörfer J., 1994 – *The use of the natural radioactive noble gases radon and thoron as tracers for the study of turbulent exchange in the atmospheric boundary layer – case study in and above a wheat field*. Atmospheric Environment, Vol. 28, No. 12, 1963–1969.

Carvalho F.P., 1995 – *Origins and concentrations of  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{210}\text{Bi}$  and  $^{210}\text{Po}$  in the surface air at Lisbon, Portugal, at the atlantic edge of the european continental landmass*. Atmospheric Environment, Vol. 29, No. 15, 1809–1819.

Conen F., Robertson L.B., 2002 – *Latitudinal distribution of radon-222 flux from continents*. Tellus, Vol. 54B, 127–133.

Cothorn C.R., Smith J.E. Jr. [eds.], 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.

Evangelista H., Pereira E.B., 2002 – *Radon flux at King George Island, Antarctic Peninsula*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 61, 283–304.

Feichter J., Crutzen P.J., 1990 – *Parameterization of vertical tracer transport due to deep cumulus convection in a global transport model and its evaluation with  $^{222}\text{Rn}$  measurements*. Tellus, Vol. 42B, 100–117.

Genthon Ch., Armengaud A., 1995 – *Radon 222 as a comparative tracer of transport and mixing in two general circulation models of the atmosphere*. Journal of Geophysical Research, Vol. 100, No. D2, 2849–2866.

Gupta M.L., Douglass A.R., Kawa S.R., Pawson S., 2004 – *Use of radon for evaluation of atmospheric transport models: sensitivity to emissions*. Tellus, Vol. 56B, 404–412.

Hoyos M., Soler V., Cañaveras J. C., Sánchez-Moral S., Sanz-Rubio E., 1998 – *Microclimatic characterization of a karstic cave: human impact on microenvironmental parameters of a prehistoric rock art Cave (Candamo Cave, northern Spain)*. Environmental Geology, Vol. 33 (4), 231–242.

Hutter A.R., Larsen R.J., Maring H., Merrill J.T., 1995 –  *$^{222}\text{Rn}$  at Bermuda and Mouna Loa: Local and distant sources*. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, Vol. 193, No. 2, 309–318.

Igarashi Y., Sawa Y., Yoshioka K., Matsueda H., Fujii K., Dokiya Y., 2004 – *Monitoring the  $\text{SO}_2$  concentration at the summit of Mt. Fuji and a comparison with other trace gases during winter*. Journal of Geophysical Research, Vol. 109, D17304.

Jacob D.J., Prather M. J., 1990 – *Radon-222 as a test of convective transport in a general circulation model*. Tellus, Vol. 42B, 118–134.

- Jacob D.J., Prather M.J., Rasch P.J., Shia R.-L., Balkanski Y.J., Beagley S.R., Bergmann D.J., Blackshear W.T., Brown M., Chiba M., Chipperfield M.P., de Grandpré J., Dignon J.E., Feichter J., Genthon Ch., Grose W.L., Kasibhatla P.S., Köhler I., Kritz M.A., Law K., Penner J.E., Ramonet M., Reeves C.E., Rotman D.A., Stockwell D.Z., Van Velthoven P.F. J., Verver G., Wild O., Yang H., Zimmermann P., 1997 – *Evaluation and intercomparison of global atmospheric transport models using  $^{222}\text{Rn}$  and other short-lived tracers*. Journal of Geophysical Research, Vol. 102, No. D5, 5953–5970.
- Kataoka T., Yunoki E., Shimizu M., Mori T., Tsukamoto O., Ohashi Y., Sahashi K., Maitani T., Miyashita K., Iwata T., Fujikawa Y., Kudo A., Shaw R. H., 2001 – *A study of the atmospheric boundary layer using radon and air pollutants as tracers*. Boundary-Layer Meteorology, Vol. 101, 131–155.
- Kataoka T., Yunoki E., Shimizu M., Mori T., Tsukamoto O., Takahashi S., Fudeyasu H., Ohashi Y., Sahashi K., Maitani T., Miyashita K., Iwata T., Sasaki T., Fujikawa Y., Kudo A., Shaw R.H., 2003 – *Concentrations of  $^{222}\text{Rn}$ , its short-lived daughters and  $^{212}\text{Pb}$  and their ratios under complex atmospheric conditions and topography*. Boundary-Layer Meteorology, Vol. 107, 219–249.
- Kies A., Massen F., 1995 – *Radon and underground climate in the Moestroff Cave*. [In:] *Gas geochemistry*. [In:] Dubois C. i in. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 63–70.
- Lehmann B.E., Lehmann M., Neftel A., Gut A., Tarakanov S.V., 1999 – *Radon-220 calibration of near-surface turbulent gas transport*. Geophysical Research Letters, Vol. 26, No. 5, 607–610.
- Lin X., Zaucker F., Hsieh E.-Y., Trainer M., McKeen S.A., 1996 – *Radon 222 simulations as a test of a three-dimensional regional transport model*. Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No. D22, 29,165–29,177.
- Liu S.C., McAfee J.R., Cicerone R.J., 1984 – *Radon 222 and tropospheric vertical transport*. Journal of Geophysical Research, Vol. 89, No. D5, 7291–7297.
- Moriizumi J., Nagamine K., Iida T., Ikebe Y., 1996 – *Estimation of areal flux of atmospheric methane in an urban area of Nagoya, Japan, inferred from atmospheric radon-222 data*. Atmospheric Environment, Vol. 30, No. 10/11, 1543–1549.
- Polański A., 1988 – *Podstawy geochemii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Przylibski T. A., Piasecki J., 1998 – *Radon as a natural radioactive tracer of permanent air movements in the Niedwiedzia Cave (Śnieżnik Kłodzki, Sudety Mts.)*. Kras i Speleologia, T. 9 (XVIII), 179–193.
- Sanak J., 1992 – *Radon-222 as an atmospheric tracer*. [In:] *Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies. Proceedings of a consultants meeting on isotopes of noble gases as tracers in environmental studies organized by the International Atomic Energy Agency and held in Vienna from 29 may to 2 june 1989*. International Atomic Energy Agency, Vienna, 241–248.
- Sánchez-Moral S., Soler V., Cañaveras J. C., Sanz-Rubio E., Van Grieken R., Gysels K., 1999 – *Inorganic deterioration affecting the Altamira Cave, N Spain: quantitative approach to wall-corrosion (solutional etching) processes induced by visitors*. The Science of the Total Environment, Vol. 243/244, 67–84.
- Wilkening M. H., 1970 – *Radon 222 concentrations in the convective patterns of a mountain environment*. Journal of Geophysical Research, Vol. 75, No. 9, 1733–1741.
- Zahorowski W., Chambers S. D., Henderson-Sellers A., 2004 – *Ground based radon-222 observations and their application to atmospheric studies*. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 76, 3–33.

## Spis treści

1. Wstęp .....	7
2. Radon .....	11
2.1. Rys historyczny .....	11
2.2. Właściwości chemiczne i fizyczne .....	16
2.3. Miejsce izotopów radonu w naturalnych szeregach promieniotwórczych .....	21
2.4. Jednostki .....	24
2.5. Metody pomiaru .....	37
2.6. Geochemia .....	41
2.6.1. Górna część litosfery i wody podziemne – główne środowiska występowania radonu .	41
2.6.2. Zarys geochemii uranu, toru i radu – izotopów macierzystych radonu .....	42
2.6.3. Geneza radonu w litosferze .....	49
2.6.4. Migracja i akumulacja radonu w litosferze .....	53
2.7. Radon jako składnik chemiczny wód .....	70
2.8. Radon jako naturalny znacznik radioaktywny .....	73
3. Radon w przepisach prawa geologicznego i górnictwa .....	77
3.1. Wprowadzenie .....	77
3.2. Aspekty prawne i klasyfikacyjne związane z występowaniem radonu w wodach podziemnych .....	78
3.3. Wody radonowe jako kopalina .....	85
4. Obszar badań .....	89
4.1. Zarys budowy geologicznej Sudetów .....	91
4.2. Występowanie uranu i radu w Sudetach .....	97
4.3. Wody podziemne Sudetów .....	103
4.3.1. Wody zwykłe .....	103
4.3.2. Wody termalne, mineralne i swoiste – wody lecznicze i potencjalnie lecznicze .....	106
4.4. Zarys historii badań występowania radonu w Sudetach .....	110
4.5. Rejony badań i charakterystyka badanych wód podziemnych .....	117
4.5.1. Złoża radonowych wód leczniczych .....	117
4.5.2. Złoża innych wód leczniczych .....	118
4.5.3. Wystąpienia potencjalnie leczniczych wód radonowych .....	118
4.5.4. Obszary dawnych złóż wód leczniczych .....	118
4.5.5. Wystąpienia wód krasowych .....	119
4.5.6. Charakterystyka badanych wód podziemnych .....	119

---

5. Metody badań	125
5.1. Pobieranie prób i ich przygotowanie do analiz	125
5.2. Pomiary stężenia $^{222}\text{Rn}$ w wodach podziemnych	126
5.3. Pomiary stężenia $^{226}\text{Ra}$ w wodach podziemnych	127
5.4. Pomiary zawartości $^{226}\text{Ra}$ w skałach zbiornikowych	127
5.5. Obliczanie współczynnika emanacji skał zbiornikowych	138
5.6. Obliczanie objętości skał zasilających ujęcia wód podziemnych w $^{222}\text{Rn}$ oraz szacowanie wielkości obszaru zasilania i odległości transportu radonu przez wody podziemne	145
5.7. Opracowanie wyników	149
6. Zagadnienia hydrogeochemiczne i geofizyczne	151
6.1. Współczynnik emanacji skał zbiornikowych	151
6.2. Objętość skał zasilających ujęcia wód podziemnych w $^{222}\text{Rn}$ oraz wielkość obszaru zasilania i odległość transportu radonu przez wody podziemne	157
6.3. Zmiany stężenia $^{222}\text{Rn}$ w wodach podziemnych	161
6.3.1. Zmiany w czasie	166
6.3.2. Zmiany w przestrzeni	172
6.3.2.1. Współzmiennosc pomiędzy złożami	172
6.3.2.2. Współzmiennosc pomiędzy ujęciami	173
6.3.2.3. Zależność od budowy geologicznej obszaru występowania	176
6.3.2.4. Zależność od głębokości ujęcia wody podziemnej	178
6.3.3. Zależność stężenia radonu od czynników atmosferycznych oraz fizykochemicznych wód podziemnych i ich skał zbiornikowych	179
6.3.3.1. Wpływ czynników atmosferycznych	179
6.3.3.2. Wpływ wydajności ujęć	181
6.3.3.3. Wpływ czynników fizykochemicznych wód podziemnych	184
6.3.3.4. Wpływ czynników fizykochemicznych skał zbiornikowych	190
6.4. Geneza radonu w wodach podziemnych	195
6.5. Klasyfikacja wód podziemnych ze względu na zawartość radonu	208
6.6. Zastosowanie $^{222}\text{Rn}$ jako znacznika hydrogeochemicznego	210
6.6.1. Kartowanie stref dopływu wód podziemnych do wód powierzchniowych	210
6.6.2. Jakościowa ocena głębokości krążenia i mieszania się różnych składowych wód podziemnych	213
6.6.3. Kartowanie granic litologicznych na podstawie pomiarów stężenia $^{222}\text{Rn}$ rozpuszczonego w wodach podziemnych	215
6.6.4. Określanie średniego czasu przepływu wód podziemnych przez skały o znacznych różnicach w zawartości $^{226}\text{Ra}$	217
7. Zagadnienia złożowe i górnice	219
7.1. Metodyka poszukiwania i rozpoznawania złóż wód radonowych	222
7.2. Obszary perspektywiczne	224
7.3. Zasoby wód radonowych, ich eksploatacja i ochrona	229
7.3.1. Zasoby wód radonowych	229



---

7.3.2. Eksploatacja wód radonowych i pomiary kontrolne stężenia radonu . . . . .	235
7.3.2.1. Eksploatacja . . . . .	235
7.3.2.2. Pomiary kontrolne . . . . .	236
7.3.3. Ochrona wód radonowych . . . . .	237
8. Podsumowanie . . . . .	239
Literatura . . . . .	249
Załącznik 1. Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do występowania radonu w kopalniach i innych obiektach przemysłowych . . . . .	281
Załącznik 2. Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do różnych aspektów występowania radonu w budynkach mieszkalnych . . . . .	285
Załącznik 3. Migracja i akumulacja radonu w skorupie ziemskiej . . . . .	291
Część 1. Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do migracji i akumulacji radonu w skorupie ziemskiej . . . . .	291
Część 2. Opis dyfuzyjno-adwekcyjnego transportu radonu w ośrodku porowatym . . . . .	301
Załącznik 4. Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do występowania radonu w wodach podziemnych . . . . .	305
Załącznik 5. Wybrane ważniejsze pozycje literatury odnoszące się do wykorzystania radonu jako znacznika . . . . .	315
Część 1. Kartowanie geologiczne . . . . .	317
Część 2. Poszukiwanie złóż uranu . . . . .	316
Część 3. Przewidywanie zjawisk geodynamicznych w litosferze (trzęsień ziemi, tąpnięć, wybuchów wulkanów) . . . . .	317
Część 4. Poszukiwanie ropy naftowej i gazów . . . . .	321
Część 5. Poszukiwanie złóż energii geotermalnej . . . . .	321
Część 6. Charakterystyka procesów hydrogeologicznych i hydrologicznych . . . . .	322
Część 7. Charakterystyka ruchów mas powietrza . . . . .	325