

**POLITECHNIKA WROCŁAWSKA
WYDZIAŁ GÓRNICZY**

Tadeusz Andrzej PRZYLIBSKI

**WYBRANE UWARUNKOWANIA
WYSTĘPOWANIA RADONU-222
W SUDETACH**



Praca doktorska

WROCŁAW 1997

Pracę tę dedykuję Rodzicom

Autor pragnie podziękować wszystkim, którzy przyczynili się do powstania tej pracy. Szczególnie dziękuję Prof. Wojciechowi Ciężkowskiemu, którego rady i wszechstronna pomoc w czasie czteroletnich zmagania z tematem okazały się bezcenne i wpłynęły niewątpliwie korzystnie na ostateczny kształt tej pracy. Składam także podziękowania Dyrekcji i pracownikom Instytutu Geotechniki i Hydrotechniki za ułatwienie i wspomaganie realizacji zamierzonych badań. Dziękuję także dyrekcjom uzdrowisk, wszystkim osobom pracującym w Uzdrawiskowych Zakładach Górniczych Świeradowa Zdroju, Łądku Zdroju i Szczawnie Zdroju, a także wszystkim pracownikom podziemnych obiektów turystycznych w Kletnie, Złotym Stoku, Walimiu i Kłodzku, których życzliwość i wszechstronna pomoc uczyniła moje prace terenowe bardziej komfortowymi. Kierownictwu i pracownikom laboratoriów: Laboratorium Badań Izotopowych Instytutu Chemii Nieorganicznej i Metalurgii Pierwiastków Rzadkich w Politechnice Wrocławskiej, Laboratorium Zakładu Skażeń Promieniotwórczych w Instytucie Medycyny Pracy w Łodzi, Laboratorium Radiometrii w Głównym Instytucie Górnictwa i Laboratorium B.P. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju pragnę podziękować za sprawne i szybkie wykonanie niezbędnych analiz oraz dyskusje wyników, wskazówki i informacje.

Żonie pragnę podziękować za cierpliwość i umożliwienie mi swobodnej eksploatacji tematu w terenie, na konferencjach, w laboratoriach i w wielu innych miejscach poza domem oraz za tolerowanie bałaganu na moim domowym biurku i w jego szerokich okolicach. Wszystkim przyjaciołom dziękuję za udzieloną mi pomoc, zwłaszcza w wyjazdach terenowych, a przyjaciołom-geologom również za pomoc merytoryczną.

Koleżankom i Kolegom z Zakładu Geologii dziękuję za współpracę, rady i życzliwość, a wszystkim niecierpliwym znajomym za dopingowanie mnie do dotrzymania terminu złożenia pracy.

Wszystkich, którym nie mogłem ofiarować mojego czasu, chciałbym za to serdecznie przeprosić. Czas, którego mi użyczyli, wykorzystałem na doprowadzenie tej pracy do etapu umożliwiającego dokonanie pierwszych podsumowań. Kolejne karty tej pracy są więc częściowo także efektem życzliwości i cierpliwości wielu osób, którym jeszcze raz pragnę złożyć serdeczne podziękowania.

Większość badań, których wyniki przedstawiono w pracy była finansowana przez Komitet Badań Naukowych w ramach umowy nr 222/T12/95/08.

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP	4
----------	---

CZĘŚĆ OGÓLNA

2. ZNACZENIE RADONU W ŚRODOWISKU	6
3. RADON	13
3.1. Właściwości fizyko-chemiczne	13
3.2. Geochemia radonu	18
3.2.1. Uran, tor i rad – pierwiastki macierzyste radonu – w środowisku naturalnym	19
3.2.2. Radon w skorupie ziemskiej	24
3.2.3. Radon w hydrosferze	29
3.2.4. Radon w atmosferze	32
3.3. Przegląd metod pomiarowych	34
4. RADON W SUDETACH	38
4.1. Geologiczne uwarunkowania występowania radonu	39
4.2. Górnictwo a występowanie radonu	42
4.3. Dotychczasowe badania	43
4.4. Podsumowanie	48

CZĘŚĆ SZCZEGÓŁOWA

5. DOBÓR OBIEKTÓW BADAŃ, ICH CHARAKTERYSTYKA, DANE ARCHIWALNE ORAZ ZASTOSOWANE METODY BADAŃ	50
5.1. Obiekty badań geochemii radonu w Sudetach i kryteria ich doboru	50
5.1.1. Wody lecznicze	51
5.1.1.1. Świeradów Zdrój	51
5.1.1.2. Lądek Zdrój	53
5.1.1.3. Szczawno Zdrój	56
5.1.2. Inne wody podziemne	58
5.1.3. Obiekty podziemne	59
5.1.3.1. Wyrobiska nieczynnych kopalń	60
5.1.3.1.1. Złoty Stok	60
5.1.3.1.2. Kowary	62
5.1.3.1.3. Wyrobiska popegmatytowe w Rudawach Janowickich	64
5.1.3.2. Jaskinie	65
5.1.3.2.1. Jaskinia Niedźwiedzia	65
5.1.3.2.2. Jaskinia Radochowska	68

5.1.3.3. Podziemne trasy turystyczne	69
5.1.3.3.1. Sztolnie w Walimiu	69
5.1.3.3.2. Podziemna Trasa Turystyczna w Kłodzku	71
5.2. Metody badań własnych	72
5.2.1. Radon w wodach leczniczych	72
5.2.2. Radon w powietrzu obiektów podziemnych	73
5.2.3. Rad w wodach leczniczych	74
5.2.4. Rad w skałach	75
6. RADON W WODACH LECZNICZYCH SUDETÓW	76
6.1. Geneza	78
6.1.1. Wody lecznicze Świeradowa Zdroju	79
6.1.2. Wody lecznicze Łądką Zdroju	80
6.1.3. Wody lecznicze Szczawna Zdroju	81
6.1.4. Wody podziemne Kowar	83
6.2. Współczynnik emanacji radonu ze skał	84
6.3. Obszar zasilania ujęć radonem	87
6.4. Zmienność stężeń radonu w czasie	90
6.5. Zależność stężeń radonu od wybranych czynników fizycznych i chemicznych	114
6.6. Inne zagadnienia	121
6.6.1. Rezultaty badań z wykorzystaniem detektorów śladowych	121
6.6.2. Oznaczanie czasu podziemnego przepływu	123
7. RADON W WYROBISKACH, JASKINIACH I INNYCH OBIEKTACH PODZIEMNYCH SUDETÓW	125
7.1. Geneza radonu	126
7.1.1. Jaskinie	127
7.1.1.1. Jaskinia Niedźwiedzia	127
7.1.1.2. Jaskinia Radochowska	128
7.1.2. Wzrobiska nieczynnych kopalni	130
7.1.2.1. Złoty Stok	130
7.1.2.2. Kowary	130
7.1.2.3. Rudawy Janowickie	132
7.1.3. Podziemne trasy turystyczne	132
7.1.3.1. Kłodzko	132
7.1.3.2. Walim	132
7.2. Sezonowa zmienność koncentracji radonu, produktów jego rozpadu oraz stężenia energii potencjalnej promieniowania alfa	133
7.3. Inne zagadnienia	143

8. GENEZA ORAZ PRZYRODNICZE UWARUNKOWANIA WYSTĘPOWANIA RADONU W SUDETACH W ŚWIELE UZYSKANYCH WYNIKÓW BADAŃ	147
8.1. Geneza	147
8.2. Przyrodnicze uwarunkowania występowania radonu	148
8.2.1. Wody podziemne	148
8.2.2. Sztolnie, jaskinie i inne obiekty podziemne	149
9. WNIOSKI	151
10. DODATEK 1 - RADON W GÓRNICTWIE	155
11. DODATEK 2 - ODDZIAŁYWANIE RADONU NA ORGANIZM LUDZKI	160
12. DODATEK 3 - WYSTĘPOWANIE RADONU W OBIEKTACH BUDOWLANYCH	164
13. LITERATURA	174

1. WSTĘP

W najnowszej literaturze polskiej i zagranicznej coraz częściej zwraca się uwagę na konieczność przeprowadzenia kompleksowych badań nad procesami prowadzącymi do powstawania wysokich koncentracji radonu, miejsc ich potencjalnego występowania oraz prowadzenia monitoringu i zastosowania metod zapobiegających narażeniu ludności na wysokie stężenia radonu oraz produktów jego rozpadu. Jest to związane z dużym udziałem radonu w efektywnym równoważniku dawki pochodzącym ze źródeł naturalnych, który otrzymuje człowiek. W Polsce w 1994 roku statystyczny mieszkaniec aż 51% tego równoważnika otrzymał za sprawą radonu.

Podwyższone koncentracje tego gazu wiążą się przede wszystkim ze zwiększeniem ryzyka zachorowań na nowotwory, głównie dróg oddechowych. Problem ten dotyczy przede wszystkim budynków mieszkalnych, w których ludzie spędzają większość czasu swego życia, ale także i miejsc pracy, zwłaszcza kopalń i innych obiektów podziemnych. Angielskie przepisy prawne wprowadzają także konieczność monitoringu stężeń radonu w podziemnych obiektach turystycznych, takich jak kopalnie i jaskinie. Z drugiej strony medyczne wykorzystanie radonu także stymuluje konieczność prowadzenia badań nad jego geochemią. Jest ono oparte na zjawisku hormezy radiacyjnej, według którego przyjmowanie małych dawek promieniowania jest nie tylko nieszkodliwe ale wręcz pożyteczne dla organizmu. Od wielu lat ścierają się poglądy różnych badaczy opowiadających się za, lub przeciw hormezie. Problem ten budzi zawsze największe zainteresowanie ogółu społeczeństwa. Tak również dzieje się w przypadku radonu, który z jednej strony stosowany jest w zabiegach balneologicznych, z drugiej zaś usuwany z mieszkań w celu zmniejszenia dawki promieniowania jonizującego otrzymywanego przez mieszkańców.

Problem narażenia radiacyjnego ludzi spowodowanego obecnością radonu dotyczy szczególnie górnictwa. W czynnych kopalniach podziemnych badania nad problematyką występowania podwyższonych koncentracji tego gazu w wyrobiskach (w skałach, powietrzu, wodach kopalnianych, itd.) prowadzone są przez wyspecjalizowane laboratoria. Problematyka niniejszej pracy dotyczy niektórych szczególnych zagadnień związanych z radonem w górnictwie, a mianowicie:

- badania występowania radonu w kopalinach podstawowych, jakimi są wody lecznicze,
- badania występowania koncentracji radonu i ich zmian w wyrobiskach nieczynnych kopalń.

Uzupełniające badania prowadzono także w jaskiniach i w podziemnych trasach turystycznych.

W Polsce rejonem szczególnie narażonym na możliwość występowania wysokich stężeń radonu jest Dolny Śląsk, a szczególnie pasma górskie Sudetów. Dlatego też praca ta prezentuje wyniki badań dotyczących niektórych przyrodni-

czych uwarunkowań występowania radonu na tym obszarze. Ponieważ problematyka ta jest niesłychanie złożona i wymaga współpracy specjalistów w zakresie wielu dziedzin wiedzy (chemików, fizyków, geologów, biologów, geografów, klimatologów, górników i in.) autor skoncentrował się nad wybranymi zagadnieniami, będącymi w ścisłym związku z naukami przyrodniczymi, a zwłaszcza z geologią. Praca ta dotyczy zagadnień geochemii, która to nauka w myśl definicji zajmuje się historią naturalną pierwiastków chemicznych.

Jako cel pracy autor postawił sobie:

1. Określenie wpływu współczynnika emanacji skał na występowanie oraz zmiany koncentracji radonu-222 w wodach podziemnych.
2. Określenie wpływu stężenia radu rozpuszczonego w wodach podziemnych i czasu kontaktu wody ze skałą na obserwowane stężenia radonu-222 w tych wodach.
3. Określenie obszaru, w którym produkowany jest radon rejestrowany w ujęciach wód podziemnych.
4. Zbadanie uwarunkowań występowania radonu w powietrzu obiektów podziemnych o słabej wentylacji.

Podstawową część pracy stanowią wyniki badań występowania radonu w wodach podziemnych, zwłaszcza uznanych za lecznicze ze względu na zawarty w nich radon oraz badań występowania tego gazu w powietrzu wyrobisk podziemnych, a także ich interpretacja na tle wyników badań innych autorów i danych literaturowych. Natomiast opracowania problemów ogólniejszych dotyczących:

- zagrożenia podwyższonymi stężeniami radonu w górnictwie,
 - oddziaływania radonu na organizm ludzki,
 - występowania radonu w budynkach mieszkalnych,
- zostały załączone do pracy w formie dodatków.

W pracy stosowano obecnie obowiązujące jednostki układu SI – dla aktywności promieniotwórczej jest to *bekerele*, oznaczający taką aktywność ciała promieniotwórczego, w którym jedna samoistna przemiana jądrowa zachodzi w czasie jednej sekundy ($1 \text{ Bq} = 1 \text{ s}^{-1}$).

Nieraz używano także tradycyjnych jednostek – *curie* (lub *kiur*) (Ci). Aktywność jednego curie oznacza taką ilość izotopu promieniotwórczego, przy której liczba przemian w czasie jednej sekundy wynosi $3,700 \cdot 10^{10}$. Pierwotna definicja tej jednostki była ściśle związana z radem i radonem – oznaczała ilość radonu pozostającego w równowadze promieniotwórczej z jednym gramem radu.

Ponieważ $1 \text{ Ci} = 3,7 \cdot 10^{10} \text{ Bq}$, jest jednostką oznaczającą bardzo wysokie aktywności, najczęściej używa się znacznie mniejszych jednostek, jaką jest np. $1 \text{ nCi} = 37 \text{ Bq}$.

CZĘŚĆ OGÓLNA

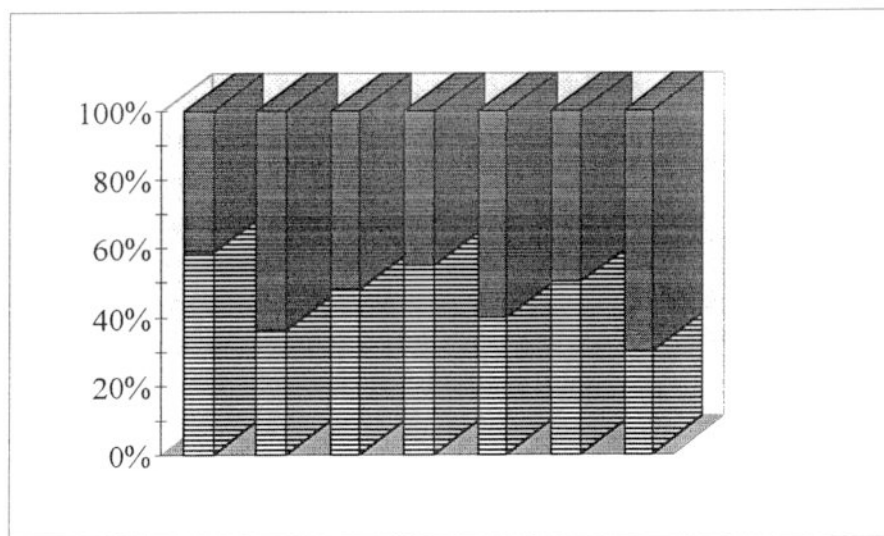
2. ZNACZENIE RADONU W ŚRODOWISKU

Pierwsze obserwacje świadczące o istnieniu radonu pochodzą z 1898 roku, kiedy to małżonkowie Curie, ogrzewając blendę uranową (częściowo przeobrażony uraninit – UO_2) w próżni zebrali wydzielający się podczas tego procesu gaz. Zaobserwowali wówczas, że wykazuje on promieniotwórczość zanikającą po upływie jednego miesiąca [409]. Z radioaktywnym gazem w czasie badań nad promieniotwórczością toru i radu w latach 1899–1900 zetknęli się także E. Rutheford i F. E. Dorn. W ślad za Ruthefordem gaz ten zaczęto nazywać emanacją radową i dopiero w latach dwudziestych naszego wieku Międzynarodowy Kongres Nauki o Promieniotwórczości przyjął dla emanacji radowej nazwę „radon”, obowiązującą obecnie [74, 309].

Początkowo radonem zajmowały się wyłącznie wyspecjalizowane laboratoria chemiczne i fizyczne. Dopiero w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych zaczęto dostrzegać zagrożenie, jakie stanowi on dla organizmów żywych. Najbardziej zagrożeni radioaktywnością spowodowaną obecnością radonu byli i są górnicy w kopalniach uranu, gdzie stężenie radonu może być do kilkudziesięciu tysięcy razy wyższe niż w powietrzu atmosferycznym [100, 190, 199], gdzie waha się w granicach od ułamka do kilkudziesięciu Bq/m^3 [np. 146, 442]. W XV wieku opisano nieznaną wcześniej, tajemniczą chorobę występującą u górników kopalni w Schneebergu w Niemczech i w Jachymowie w Czechach. W 1878 roku choroba ta została rozpoznana jako rak płuc, początkowo określana jako Schneebergkrankheit. W 1921 roku wyrażono przypuszczenie, że przyczyną nowotworów płuc u górników wymienionych kopalń jest wdychanie radonu [vide 269, 425, 442]. W kolejnych latach na świecie prowadzono dalsze badania, w wyniku których zaobserwowano wśród górników kopalń uranowych znacznie zwiększoną zachorowalność na raka płuc i dróg oddechowych, spowodowaną bez wątpienia wpływem radonu [2, 20, 74, 97, 100, 185, 190, 199, 252, 261, 317, 390, 391, 442]. Jak okazało się nieco później, także w wyrobiskach kopalń węglowych i kruszcowych zawartość radonu może kilka tysięcy razy przewyższać wartości notowane w powietrzu atmosferycznym, a jedynym skutecznym środkiem zapobiegającym gromadzeniu się radonu jest silne przewietrzanie wszystkich wyrobisk oraz kontrola dozymetryczna [2, 26, 32, 50, 74, 86, 90, 97, 100, 185, 187, 195, 245, 252, 370, 410].

Wydawało się jednak, że problem ten dotyczy stosunkowo niewielkiej populacji ludzi. Dopiero w 1985 roku, za sprawą głośnego wydarzenia w USA, radon zaczął być postrzegany jako problem ogólnospołeczny, dotyczący znacznej części mieszkańców wszystkich kontynentów. Niefortunnym bohaterem tego wydarzenia był inżynier Stanley Watras, pracownik elektrowni jądrowej Limerick we wschodniej Pensylwanii. Kontrola napromieniowania

przed rozpoczęciem pracy wykazała, że jedynym możliwym miejscem, w którym mógł on otrzymać tak dużą dawkę promieniowania był jego własny dom [265]. Przypadek ten spowodował natychmiastowe przeprowadzenie badań w innych stanach USA oraz w kilku rozwiniętych krajach europejskich mające na celu ocenę zagrożenia wysokimi stężeniami radonu i produktów jego rozpadu w budynkach mieszkalnych, [30, 39, 69, 74–76, 98, 138, 150, 185, 186, 207, 209, 222, 252, 266, 268, 279, 290, 313, 317, 318, 325–329, 363, 425–427, 477, 479, 480, 486]. Obecnie takie badania prowadzone są już rutynowo w większości państw wszystkich kontynentów, często z wykorzystaniem symulacji komputerowych i dotyczą one już nie tylko budynków mieszkalnych, ale także miejsc pracy i in. [6, 10, 13, 21, 37, 39, 45, 74, 101, 111–112, 172, 173, 181, 192, 212, 219, 244, 262, 267, 285–287, 291, 295, 304, 330, 337, 343, 344, 349, 355, 356, 376, 378, 384, 398, 415, 457, 460, 464, 483, 493, 498, 501, 503, 508, 513–515,]. Badania te wykazały, że w znacznej liczbie budynków mieszkalnych poziom radioaktywności przekracza dopuszczalne normy, np. w USA jest ona przekroczona w 5,8 mln budynków [290]. W związku z tym zaczęto stosować wiele rozwiązań pozwalających na obniżenie poziomu koncentracji radonu w pomieszczeniach budynków mieszkalnych [185, 252, 293, 322, 398, 502, 503, 515], gdyż dokładniejsze badania z ostatnich lat wykazały, że na całkowitą dawkę promieniowania, jaką otrzymuje każdego roku mieszkaniec Ziemi, około 50% pochodzi właśnie od radonu (rys. 2.1.).



Rys. 2.1. Procentowy udział efektywnego równoważnika dawki pochodzącego od radonu (jaśniejsze zakreskowane pola) w całkowitym efektywnym równoważniku dawki, jaki otrzymali mieszkańcy: A – Ukrainy w 1995 r., B – Anglii w 1984 r., C – Finlandii w 1986 r., D – USA w 1987 r., E – Włoch w 1989 r., F – Polski w 1985 r., G – Holandii w 1988 r. (według [31, 97, 212, 349, vide 367, 425]).

Tak więc najważniejszym zagadnieniem jest obecnie zlokalizowanie obszarów o potencjalnie wysokich stężeniach radonu oraz metod skutecznego zabezpieczenia ludzi przed jego niekorzystnym działaniem [218, 335]. Szerzej problematykę występowania radonu w obiektach budowlanych omówiono w dodatku 3.

Mimo prowadzenia tak wielu badań i prac związanych z występowaniem radonu w budynkach mieszkalnych i jego wpływem na zdrowie ludzi świadomość statystycznego mieszkańca naszego globu odnośnie oddziaływania radonu na organizm ludzki nie jest zadowalająca. Potwierdziły to badania przeprowadzone w USA na początku obecnej dekady. Blisko 30% badanej populacji nigdy nie słyszała o radonie, ponad 7% twierdzi, że radon nie jest niebezpieczny, a ponad 25% badanych nie wie czy radon może być szkodliwy dla zdrowia [106].

Są także odmienne stanowiska w kwestii szkodliwości tego gazu. Według niektórych badaczy w myśl zjawiska tzw. hormezy radiacyjnej niewielkie dawki promieniowania wpływają leczniczo na wiele schorzeń. W oparciu o ten pogląd w celach leczniczych (głównie w balneologii) stosuje się **zabiegi radoczynne**. Wykorzystuje się do tego celu głównie wody radoczynne. W myśl normy branżowej obowiązującej do 1994 roku zawartość radonu w wodzie radoczynnej powinna wynosić ponad 2 nCi/dm^3 (74 Bq/dm^3), przy czym w zapisie normowym wspomnianą aktywność woda może wykazywać zarówno ze względu na zawarty radon, jak i rad! [340]. W chwili obecnej za wody radoczynne uważa się wody wykazujące radoczynność o wartości co najmniej 2 nCi/dm^3 (74 Bq/dm^3), przy czym nie precyzuje się ani pierwiastków, ani też izotopów odpowiedzialnych za radioaktywność tych wód [379]. Według Słownika Języka Polskiego słowo radoczynny należy rozumieć jako zawierający ślady radu lub pierwiastków radioaktywnych, pochodzących z naturalnego rozpadu radu, albo radoczynny to po prostu wykazujący radioaktywność [444] i jest ona zgodna z naukowym znaczeniem tego pojęcia. Oznacza to, że skład wód radoczynnych nie jest jasno sprecyzowany, mimo to niektóre wody radoczynne są uznawane za wody lecznicze na mocy decyzji Ministra Zdrowia i Opieki Społecznej. Dlatego też problematyka oddziaływania radonu na organizm ludzki powoduje zainteresowanie geochemią tego pierwiastka zarówno od strony górniczej – poszukiwanie i eksploatacja podziemnych wód radoczynnych oraz ochrona górników kopalń (głównie podziemnych) przed promieniowaniem radonu i jego pochodnych, jak i medycznej – stosowanie w balneologii oraz ochrona ludności przed promieniowaniem. Wspomniane powyżej aspekty występowania radonu w środowisku zostały szerzej omówione w dodatkach 1 i 2.

Powyżej wspomniano już o zastosowaniach leczniczych tego gazu, zwłaszcza w zabiegach wykonywanych w uzdrowiskach. Jest to niewątpliwie istotne, lecz tylko jedno z wielu zastosowań radonu.

Radon jest także dobrym narzędziem pomocniczym stosowanym przy **kartowaniu geologicznym**. Sporządzając mapę zawartości radonu w powietrzu glebowym i/lub w wodach gruntowych można śledzić przebieg struktur geologicznych, takich jak uskoki, spękania, granice warstw skalnych, kierunki lineacji lub foliacji (jeżeli są one połączone ze spękaniami), itp. [63, 117, 118, 354].

Ucieczka radonu ze złóż uranu umożliwia niekiedy ich wykrycie. Na terenie złóż karnotytu ($K_2[UO_2]_2[V_2O_8] \cdot 3H_2O$) na Wyżynie Kolorado radon wydzielony z rudy uranowej wędrował z wodą podziemną wzdłuż soczewek nieprzepuszczalnych ilów w rudonośnym piaskowcu i został wykryty w badawczym otworze wiertniczym [357]. Przy poszukiwaniach złóż uranu śledzenie stężeń radonu w wodach gruntowych, podziemnych i powierzchniowych, a także powietrzu glebowym lub jego emanacji na powierzchni bardzo często daje dobre rezultaty [44, 74, 354, 478]. Także w Polsce przy poszukiwaniu złóż uranu (głównie w Sudetach) stosowano metodę tzw. zdjęcia radiohydrogeologicznego, które obejmowało pomiary stężeń uranu, radu i radonu w wodach gruntowych oraz zdjęcia emanacyjnego (pomiary stężeń radonu w powietrzu glebowym) i dało pozytywne rezultaty [226–230, 509].

Z wielu parametrów geochemicznych pozwalających przewidywać ruchy w płaszczu i skorupie ziemskiej radon jest najbardziej użytecznym i najczęściej stosowanym. Jako pierwsi zmienność koncentracji radonu do przewidywania **trzęsień ziemi** zastosowali Rosjanie, Chińczycy i Amerykanie [74, 136, 178, 216, 217, 238–240, 422, 447].

Jednakże, jak dotąd, badania nad zastosowaniem radonu jako czynnika pozwalającego przewidywać trzęsienia ziemi nie dały w pełni pozytywnych rezultatów. Najczęściej korelacje zmian stężeń radonu np. w wodach podziemnych z zanotowanymi wstrząsami sejsmicznymi dokonywane są po trzęsieniu ziemi. Rejonami, w których prowadzony jest monitoring stężeń radonu w wodach podziemnych ujętych głębokimi otworami wiertniczymi lub w wodach gruntowych, a także w otworach wydobywających ropę naftową, gaz ziemny lub w powietrzu glebowym, są rejonu wybitnie sejsmiczne naszej planety, najczęściej położone w pobliżu aktywnych uskoków. Najczęściej zmiany stężeń radonu w takich wodach dają się skorelować z trzęsieniami silniejszymi niż 4° w skali Richtera, rzadko ze słabszymi. Zmiany stężeń radonu przed trzęsieniem ziemi o sile 8° w skali Richtera mogą być obserwowane nawet w odległości 4000 km od epicentrum. Zmiany te mogą być długookresowe (narastające w czasie) lub krótkookresowe (tuż przed trzęsieniem ziemi) obserwowane w postaci pików. Jest to związane ze zmianami ciśnienia w skorupie ziemskiej powodującego w efekcie trzęsienie ziemi. Zmiany ciśnienia powodują zamykanie istniejących por i szczelin i „wyciskanie” z nich radonu, a powstanie odprężenia wywołanego powstaniem dyslokacji (uskoku) podczas trzęsienia ziemi powoduje nagłe otwarcie por i szczelin, w rezultacie czego ułatwia wzmożone wydzielanie się radonu, rejestrowane następnie w wodach podziemnych lub powietrzu

glebowym. Istnieje wiele czynników komplikujących ten wydawałoby się prosty mechanizm, bowiem zmiany stężeń radonu mogą być wywołane wieloma czynnikami (zmianami ciśnienia atmosferycznego i temperatury, opadami deszczu, zmianami sezonalnymi klimatu, etc.). Dlatego też nie zawsze prosta jest interpretacja zmian stężeń radonu i przypisywanie ich nadchodzącemu wstrząsowi. Mimo to badania nad przewidywaniem siły i miejsca trzęsień ziemi w oparciu o pomiary zmian stężeń radonu (wydobywającego się wraz z innymi gazami – CO₂, N₂, hel, metan i in. oraz mogącego rozpuszczać się w wodzie) prowadzone są nadal, mimo znacznych kosztów. Prowadzone są zarówno eksperymenty polowe, jak i laboratoryjne [74, 84, 87, 136, 178, 182–184, 200, 201, 216, 217, 238–240, 242, 243, 249, 280, 294, 338, 347, 350, 375, 400, 402, 422, 447, 470, 471, 487].

Badania nad przewidywaniem trzęsień ziemi prowadzone były w wielu krajach, m.in. w Niemczech, w Bad Brambach, leżącym w pobliżu Sudetów. W uzdrowisku tym prowadzono monitoring stężeń radonu w wodach mineralnych. W godzinę po trzęsieniu ziemi o sile 6° w skali Richtera w Roermond w Holandii (w odległości około 450 km od Bad Brambach) zaznaczył się gwałtowny wzrost stężenia radonu, a maksimum piku zanotowano w 8 godzin po trzęsieniu ziemi. W tym wypadku możliwe jest, że wydzielony na skutek zmian ciśnienia CO₂ mógł być czynnikiem wspomagającym wydzielanie się radonu [249]. Nieco inaczej wyglądały zmiany stężenia radonu zanotowane w wodach gruntowych przed trzęsieniem ziemi w Kobe w Japoni 17.01.1995 r. Od końca października 1994 r. notowano systematyczny wzrost stężenia radonu, a na 9 dni przed trzęsieniem ziemi osiągnęło ono maksimum (pik wskazujący na 10-krotny wzrost stężenia w porównaniu z początkiem obserwacji w październiku), a potem zaczęło maleć [201].

Podobne zasady są obecnie stosowane przy próbach **przewidywania tąpnięć** w kopalniach podziemnych oraz wielu innych efektów wywołanych istnieniem i zmianami w naprężeniach górotworu, np. erupcji wulkanicznych, osunięć ziemi, wyrzutów gazów i skał, pęknięć rurociągów i in. [19, 73, 270, 354, 375, 381, 399].

Zjawisko wspólnej wędrówki gazowych węglowodorów i radonu z głębi skorupy ziemskiej ku jej powierzchni znajduje zastosowanie w promiennotwórczych metodach **poszukiwań złóż ropy naftowej** [74, 357]. Radon także może służyć jako identyfikator miejsc, z których wydostają się na powierzchnię ziemi gazy (np. metan lub dwutlenek węgla), gdyż bardzo często im towarzyszy i jest znacznie łatwiej od nich wykrywalny, nawet w niewielkich stężeniach [74, 96, 99]. Jest wykorzystywany także przy **poszukiwaniu złóż energii geotermalnej** i określaniu ich zasobów i przepływu [12, 147, 401].

Monitoring stężeń radonu w **wodach podziemnych oraz powierzchniowych**, a także w źródłach może być wykorzystany do charakteryzowania struktur hydrogeologicznych (zbiorników wód podziemnych), lokalizowania dopływów wód podziemnych do wód powierzchniowych (np. w systemach krasowych)

i odwrotnie – dopływu wód infiltracyjnych do zbiorników podziemnych, badania stosunku odpływu powierzchniowego do podziemnego z danej zlewni, charakteryzowania procesów mieszania się różnych wód (np. w jeziorach lub w zbiornikach podziemnych), szybkości ich przepływu przez różnorodne warstwy skalne, a także na powierzchni ziemi, do lokalizowania i charakteryzowania stref zasilania zbiorników podziemnych i stref odpływu z nich wód i in. [74, 108, 109, 144, 148, 188, 202, 345, 429].

Różnice w zawartości radonu i jego pochodnych w powietrzu obszarów morskich i lądowych mogą być wykorzystane do śledzenia **ruchów mas powietrza** na granicy ląd – ocean (np. na Hawajach, lub w Portugalii, na europejskim wybrzeżu Atlantyku) [43, 74, 198, 278, 357, 481]. Mogą być one wykorzystane także do śledzenia pionowego transportu mas powietrza oraz wyznaczenia frontu powietrza kontynentalnego, a także procesów kształtowania się chmur, ich przemieszczania się, etc. Jest on wykorzystywany także przy tworzeniu globalnych modeli transportu atmosferycznego. Radon jest idealnym znacznikiem tego transportu ze względu na okres półrozpadu wynoszący nieco ponad 3,8 doby i miejsca jego przedostawania się do atmosfery. Źródłem radonu są przede wszystkim obszary lądowe, gdyż nad oceanami powietrze jest znacznieubożone w ten gaz. Na podstawie śledzenia zmian stężeń radonu w różnych warstwach atmosfery nad kontynentami, a także oceanami, można wiele wywnioskować o mieszaniu się poszczególnych warstw i mas powietrza oraz o skali ruchów konwekcyjnych. Czas życia i charakterystyka źródeł są bardzo podobne do wielu zanieczyszczeń przemysłowych emitowanych do atmosfery, takich jak NO_x , SO_2 , CO, metan, węglowodory i wiele innych, tak więc radon jest także dobrym znacznikiem ruchów zanieczyszczeń w atmosferze [9, 41, 43, 74, 121, 149, 198, 211, 278, 283, 315, 392, 484].

Stosunek aktywności radonu do aktywności produktów jego rozpadu pozwala także określać czas pozostawania powietrza nad lub w rejonach (ocean, troposfera) gdzie nie ma lub są jedynie niewielkie źródła tego gazu. Im więcej jest produktów rozpadu względem gazowego radonu, tym dłużej dana masa powietrza pozostaje nad oceanem lub w troposferze [43, 74].

Toron natomiast (izotop ^{220}Rn), jako gaz o bardzo krótkim okresie półrozpadu (około 55 s) jest stosowany przy śledzeniu i modelowaniu mieszania się warstw powietrza w najniższych warstwach atmosfery, gdzie zachodzą skomplikowane ruchy na skutek ogrzewania i ochładzania skał i gleby zalegającej na powierzchni ziemi [41, 74]. W eksperymencie na Hawajach jako znacznik ruchów powietrza wykorzystano produkt rozpadu toronu – ^{212}Pb , który pozwolił na śledzenie ruchów mas powietrza formujących się nad archipelagiem i jego mieszanie się z masami morskimi oraz kontynentalnymi (lądowymi, jednakże tworzącymi się nie nad Hawajami) [481].

Pomiary zmian stężeń radonu w poszczególnych partiach **jaskiń** dają również możliwość charakteryzowania zmian klimatycznych (ruchów powietrza)

zachodzących wewnątrz jaskini, a także pomiędzy jaskinią i jej otoczeniem [235, 369, 371].

W małych stężeniach radon może być stosowany w **rolnictwie** do aktywacji pokarmu zwierzęcego. Powoduje to przyspieszenie przemiany materii w organizmie zwierzęcym i zwiększenie wydajności gospodarki hodowlanej [309]. O możliwości stosowania promieniotwórczości w rolnictwie pisała już Maria Skłodowska-Curie. Wyniki stosowania promieniotwórczości w celu uzyskiwania lepszego wzrostu, szybszego kiełkowania i obfitszego wytwarzania kwiatów i owoców były jednak dyskusyjne [409].

3. RADON

3.1. WŁAŚCIWOŚCI FIZYKO-CHEMICZNE

Nazwa „radon” obejmuje 32 różne izotopy o liczbie atomowej 86 i liczbach masowych od 196 do 229. Najlżejsze z izotopów (^{197}Rn i ^{196}Rn) zostały odkryte dopiero w ostatnich latach (1996 i 1997 r.) [113, 373]. W przyrodzie jednakże istnieją tylko cztery jego naturalne izotopy: ^{222}Rn (radon), ^{220}Rn (toron), ^{219}Rn (aktynon) i ^{218}Rn . Nazwy te zostały utworzone od nazw szeregów promieniotwórczych, w których powstają poszczególne izotopy radonu. Ze względu na ich okresy półtrwania (tab. 3.1.) jedynie pierwsze dwa odgrywają istotną rolę w przyrodzie. Półokresy rozpadu dla tych gazowych izotopów nie są łatwe do określenia i od ich odkrycia ciągle uzyskuje się coraz nowsze i dokładniejsze przybliżenia ich połowicznego okresu rozpadu [71, 72, 309, 310].

W warunkach normalnych radon występuje w fazie gazowej, jako gaz jednoatomowy. Należy do gazów szlachetnych i jest jedynym z ich grona pierwiastkiem promieniotwórczym. Jest najcięższym gazem szlachetnym – należy do VIII grupy i szóstego okresu układu okresowego pierwiastków, około 7,6 raza cięższym od powietrza i 55 razy od helu – jego gęstość w warunkach normalnych wynosi $9,82 \text{ kg/m}^3$ [51, 309, 409, 357]. Ze względu na znaczną ilość powłok elektronowych, a tym samym znaczną odległość niektórych z nich od jądra, radon jest najbardziej aktywnym spośród gazów szlachetnych, jednakże w warunkach normalnych (panujących w atmosferze i górnych partiach skorupy ziemskiej) nie wchodzi w żadne reakcje chemiczne. Tworzy jedynie nietrwałe hydraty, np. $\text{Rn} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ i związki z fluorem RnF_x oraz chlorem RnCl_x , reaguje także z niektórymi fluorkami halogenków. Nie wchodzi natomiast w reakcje z tlenem, magnezem, wodorem, sodem, siarką, nawet po wzbudzeniu. Jest bezbarwny, bezwonny, niepalny, bez smaku, bardzo dobrze rozpuszcza się w wodzie, alkoholu i innych cieczach, zwłaszcza organicznych, np. nafcie, benzenie, heksanie czy dwusiarczku węgla (najlepiej spośród gazów szlachetnych) i tłuszczach. Współczynnik temperaturowy rozpuszczalności radonu w wodzie jest duży. Jeżeli w temperaturze 5°C gaz ten znajdzie się w naczyniu wypełnionym jednakową ilością wody i powietrza 51% radonu rozpuści się w wodzie, a w temperaturze wrzenia wody (100°C) nadal 10% radonu pozostanie w niej rozpuszczone. Podobnie jak inne gazy radon jest mniej rozpuszczalny w wodnych roztworach soli, dlatego też woda morska zawiera mniej radonu w porównaniu z wodami rzek i jezior.

Łatwo ulega kondensacji, szczególnie na tłuszczach i węglu aktywnym oraz cieczach organicznych. Radon może także ulegać kondensacji w temperaturze ciepłego powietrza – proces ten zachodzi w przedziale temperatur od 90 do 120K . Spośród wszystkich gazów szlachetnych radon najlepiej adsorbuje się na ciałach stałych. Jest on szczególnie silnie adsorbowany na tłuszczach, kauczuku, a szczególnie na węglu aktywnym.

Temperatura krytyczna radonu wynosi 377 K (104°C), a ciśnienie krytyczne 62 Atm. Pod ciśnieniem normalnym skrapla się on w temperaturze 208 K (–65°C). Skroplony radon jest cieczą bezbarwną i przezroczystą, mętniejącą w miarę przybywania jego produktów rozpadu. Gęstość ciekłego radonu wynosi 6600 kg/m³. W stanie stałym radon jest nieprzezroczysty i błyszczący (świeci intensywnym brylantowo niebieskim światłem), a jego gęstość w tym stanie wynosi 8040 kg/m³, zaś temperatura topnienia –71°C (202K), a wrzenia –61,8°C (211,2K). Współczynnik dyfuzji radonu zależy od ośrodka, w którym zachodzi dyfuzja oraz od temperatury a także od stałej szybkości rozpadu, a w mniejszym stopniu także od stężenia i ciśnienia. W warunkach normalnych w powietrzu dla radonu wynosi on 0,100 cm²/s, a w wodzie o temperaturze 18°C 0,91 cm²/s. Tak więc stężenie radonu maleje ze wzrostem odległości od źródła wykładniczo tym szybciej im większa jest wartość stałej rozpadu promieniotwórczego. W związku z tym aktywność toronu maleje do połowy w odległości około 2 cm, aktynonu zaledwie w odległości około 5 mm, zaś ²²²Rn w odległości około 150 cm. Dlatego też dyfuzja radonu w powietrzu atmosferycznym pozwala mu docierać na odległość nie większą niż kilka metrów od swego źródła [51, 74, 309, 409,].

Tab. 3.1. Okresy półrozpadu izotopów radonu występujących w środowisku naturalnym (według [71, 309]).

Izotop	T _{1/2}
²²² Rn	3,8224 doby
²²⁰ Rn	54,5 s
²¹⁹ Rn	3,92 s
²¹⁸ Rn	0,035 s

Wszystkie izotopy radonu są promieniotwórcze. Najdłuższy okres połowicznego rozpadu ma izotop o liczbie masowej 222. Ponieważ pozostałe izotopy radonu mają okres połowicznego zaniku krótszy niż jedna doba, a najczęściej jest on rzędu minut lub sekund pierwiastek ten utożsamiany jest najczęściej z jego „długożyciowym” izotopem – ²²²Rn (por. tab. 3.1.). W przyrodzie izotopy radonu występują w trzech naturalnych szeregach promieniotwórczych: uranowym, torowym i aktynowym (rys. 3.1.). Radon-222 powstaje na skutek reakcji jądrowej (przemiana alfa) ²²⁶Ra (o okresie półrozpadu równym 1602 lata), której produktami jest cząstka alfa (jądro helu) oraz izotop ²²²Rn, który wraz z izotopem ²¹⁸Rn należy do szeregu uranowego. Nuklid ²¹⁹Rn (aktynon) wchodzi w skład szeregu aktynowego – jego izotopem macierzystym jest ²²³Ra (o okresie półrozpadu 11,43 doby), a ²²⁰Rn (toron) w skład szeregu torowego – jego izotopem macierzystym jest ²²⁴Ra (o okresie półrozpadu 3,66 doby). Produkty rozpadu naturalnych krótkożyciowych izotopów radonu są

SZEREG TOROWY

liczba masowa	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U
232											14,05 mld a		
228									5,75 a	6,15 h	1,913 a		
224									3,66 d				
220							55,6 s						
216					0,145 s								
212			10,64 h	60,5 min	0,299 μs								
208		183 s	trwały										

SZEREG URANOWY

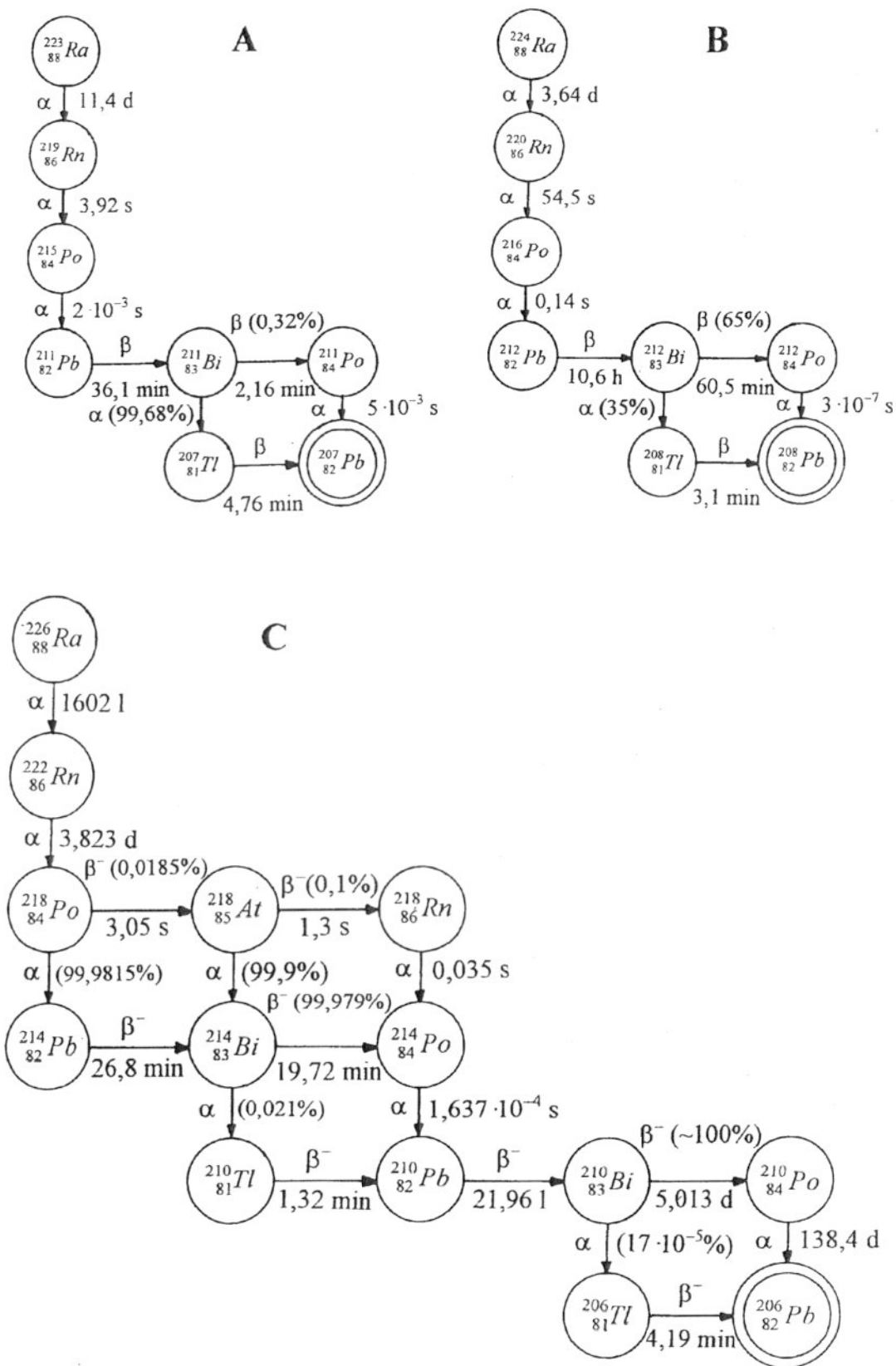
liczba masowa	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U
238													4,468 mld a
234											24,1 d	1,17 min	245 tys a
230											75,2 tys a		
226									1599 a				
222							3,823 d						
218					3,11 min	2 s							
214			26,8 min	19,9 min	163 μs								
210		78 s	21,8 a	5,013 d	138,38 d								
206	8,15 min	4,18 min	trwały										

SZEREG AKTYNOWY

liczba masowa	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U
235													703,8 mln a
231											25,6 h	32760 a	
227										21,773 a	18,72 d		
223								21,8 min	11,435 d				
219						0,9 min	3,96 s						
215				7,4 min	1,78 ms	0,10 ms							
211			36,1 min	2,15 min	0,516 s								
207		4,77 min	trwały										

Rys. 3.1. Miejsce izotopów radonu w schematach rozpadu izotopów trzech naturalnych szeregów promieniotwórczych (według [310]).

Mocniej zacieniowano emitery promieniowania α , słabiej emitery promieniowania β .



Rys. 3.2. Końcowe fragmenty trzech naturalnych szeregów promieniotwórczych (według [309]).

A – szereg aktynowy, B – szereg torowy, C – szereg uranowy.

Tab. 3.2. Wybrane właściwości fizyczne izotopów końcowego fragmentu naturalnego uranowego szeregu promieniotwórczego (według [309]).

$T_{1/2}$ - okres połowicznego rozpadu; λ - stała rozpadu; E - energia emitowanych cząstek α ; R - średni zasięg cząstek α w powietrzu w temperaturze 15°C pod ciśnieniem 1 atmosfery; α - procentowy udział rozpadu α ; β^- - procentowy udział rozpadu β^- .

Nazwa izotopu	Symbol radiochemiczny	Symbol chemiczny	$T_{1/2}$	λ	E	α	β^-	R
				[m^{-1}]	[MeV]	(%)		[cm]
Rad	Ra	$^{226}_{88}Ra$	1602 lata	$0,82269666 \cdot 10^{-9}$	4,855	100	–	3,29
Radon	Rn	$^{222}_{86}Rn$	3,8229 doby	$0,12591283 \cdot 10^{-3}$	4,972 (0,07%) 5,482 (99,93%)	100	–	4,04
Rad A	RaA	$^{218}_{84}Po$	3,05 minuty	0,22726136	5,9981	99,9815	0,0185	4,64
Astat	At	$^{218}_{85}At$	1,3 sekundy	31,99140709	6,653 (~6%) 6,697 (94%)	99,9	0,1	5,48
Radon	Rn	$^{218}_{86}Rn$	0,035 sekundy	1188,2523276	6,530 (0,2%) 7,127 (99,8)	100	–	–
Rad B	RaB	$^{214}_{82}Pb$	26,8 minuty	0,02586369	–	–	100	–
Rad C	RaC	$^{214}_{83}Bi$	19,72 minuty	0,03514945	4,941 (0,25%) 5,023 (0,21%) 5,184 (0,61%) 5,268 (5,8%) 5,448 (53,9%) 5,512 (39,2%)	0,021	99	3,99 4,06
Rad C'	RaC'	$^{214}_{84}Po$	$1,637 \cdot 10^{-4}$ sekundy	254058,260271	7,687 8,989	100	–	6,87
Rad C''	RaC''	$^{210}_{81}Tl$	1,32 minuty	0,52511147	–	–	100	–
Rad D	RaD	$^{210}_{82}Pb$	21,96 lat	$0,06001231 \cdot 10^{-6}$	–	$2 \cdot 10^{-6}$	~100	–
Rad E	RaE	$^{210}_{83}Bi$	5,013 doby	$0,96020784 \cdot 10^{-4}$	4,77	$17 \cdot 10^{-5}$	~100	3,27
Rad E'	RaE'	$^{206}_{81}Tl$	4,19 minuty	0,1654289	–	–	100	–
Rad F	RaF	$^{210}_{84}Po$	138,4005 doby	$0,34779656 \cdot 10^{-5}$	4,525 5,3054	100	–	3,83
Rad G	RaG	$^{206}_{82}Pb$	trwały					

również krótkożyciowe. Najdłuższy okres półtrwania spośród produktów rozpadu izotopu ^{219}Rn ma izotop ^{211}Pb – 36,1 min, dla ^{220}Rn izotop ^{212}Pb – 10,6 h [74, 309, 310, 357].

Atomy izotopu ^{222}Rn rozpadając się emitują promieniowanie alfa (około 99,5% emitowanej energii) oraz niskoenergetyczne promieniowanie gamma (0,510 MeV), które odpowiada różnicy energii wypromieniowywanych cząstek alfa (5,482 MeV i 4,972 MeV). Na skutek tego rozpadu powstaje długi szereg izotopów kończący się na stabilnym izotopie ołowiu – ^{206}Pb . Ze względu na średni czas życia produkty rozpadu radonu-222 można podzielić na krótkotrwałe i długotrwałe. Do krótkotrwałych należą: ^{218}Po (RaA), ^{218}At , ^{218}Rn , ^{214}Pb (RaB), ^{214}Bi (RaC), ^{214}Po (RaC'), ^{210}Tl (RaC''). Czas ustalenia się równowagi promieniotwórczej pomiędzy tymi izotopami, a macierzystym radonem-222 wynosi około 2,5 godziny (6 okresów półrozpadu). Do izotopów długotrwałych należą: ^{210}Pb (RaD), ^{210}Bi (RaE), ^{206}Tl (RaE') i ^{206}Po (RaF). Czas ustalenia się równowagi w tej grupie wynosi około 830 dni, a najtrwalszym z izotopów jest ^{210}Pb , którego okres półrozpadu wynosi 21,96 lat. Produkty rozpadu radonu, z wyjątkiem jego izotopu ^{218}Rn , są ciałami stałymi, które osiadając na powierzchni różnych przedmiotów lub organizmów żywych (szczególnie dobrze osadzają się one na ciałach o dobrze rozwiniętej powierzchni, jak np. w płucach) tworzą trudno usuwalny osad radioaktywny. Na początku są to bardziej aktywne, ale i bardziej krótkotrwałe izotopy tworzące osad krótkotrwały, który z czasem przekształca się w osad długotrwały o mniejszej aktywności. Wszystkie te izotopy są ciałami łatwo lotnymi, szczególnie zaś izotopy polonu i talu. Sposób rozpadu kolejnych izotopów pochodnych radonu widoczny jest na rys. 3.2., a wybrane właściwości fizyczne izotopów końcowego fragmentu szeregu uranowego zebrano w tab. 3.2. [309].

3.2. GEOCHEMIA RADONU

W środowisku naturalnym naszej planety występują promieniotwórcze izotopy, którymi najczęściej są potas-40, rubid-87, węgiel-14, argon-39 oraz izotopy należące do trzech naturalnych szeregów promieniotwórczych rozpoczynających się od izotopów U-235, U-238 i Th-232, a kończących się stabilnymi izotopami ołowiu, odpowiednio Pb-207, Pb-206, Pb-208. Wśród kolejnych ogniw tych szeregów występują izotopy jedyne go promieniotwórczego gazu – radonu. Jest on rozproszony we wszystkich środowiskach Ziemi, gdzie poprzez swój rozpad dostarcza kolejnych radioaktywnych izotopów. Jednakże jego występowanie nie jest jednorodne i uwarunkowane jest wieloma czynnikami.

3.2.1. Uran, tor i rad – pierwiastki macierzyste radonu – w środowisku naturalnym

Radon reprezentowany jest w przyrodzie przez cztery izotopy promieniotwórcze: ^{222}Rn , ^{220}Rn , ^{219}Rn i ^{218}Rn . Procentowa zawartość radonu na Ziemi jest bardzo mała, nawet w porównaniu do innych radioaktywnych (wydawać by się mogło rzadkich) izotopów (tab. 3.3.) [309].

Tab. 3.3. Sumaryczna zawartość w litosferze, hydrosferze i atmosferze niektórych pierwiastków posiadających wyłącznie promieniotwórcze izotopy (według [309]).

Pierwiastek	Koncentracja (% wagowe)
tor	$1,5 \cdot 10^{-3}$
uran	$6 \cdot 10^{-4}$
rad	$7 \cdot 10^{-12}$
radon	$4 \cdot 10^{-17}$

Radon występuje wspólnie z uranem i torem. Niemniej jednak nie jest on pozbawiony samodzielności geochemicznej. Istnieje bowiem możliwość ucieczki radonu z niektórych minerałów uranowych i torowych, ułatwiona jego biernością chemiczną oraz występowaniem w stanie gazowym. Dotyczy to głównie 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 [14, 34, 309, 357]. Dlatego też praktycznie radon nigdy w przyrodzie nie występuje w stanie równowagi promieniotwórczej z uranem. Oznacza to na przykład, że dla skały zawierającej 1 ppm uranu ilość atomów radonu w jednym gramie tej skały jest praktycznie zawsze mniejsza od $5,82 \cdot 10^3$ [139].

Mimo, że radon posiada zdolność migracji z miejsc swego tworzenia się, to jednak na jego ropowszechnienie ogromny wpływ mają rejony, w których dochodzi do tworzenia się koncentracji uranu oraz toru i radu – izotopów macierzystych radonu. 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 utworach magmowych, gdyż oba te pierwiastki osiągają maksymalne koncentracje w skałach bogatych w alkalia, a zazwyczaj także w SiO_2 , a więc przede wszystkim w leukogranitach, ryolitach, sjenitach alkalicznych, fonolitach i granitach. Koncentrują się one także w skałach będących produktami procesów pomagmowych, co jest związane z obecnością tam minerałów bogatych w alkalia i krzemionkę a wynika z braku powinowactwa krystalochemicznego pomiędzy uranem i torem a głównymi pierwiastkami tworzącymi minerały skałotwórcze (Si, Al, Na, K, Fe, Mg, Mn, Ca i in.). Dzięki temu w utworach pomagmowych (pegmatytach, aplitach,

żyłach kwarcowych, fluorytowych i in.) mogą pojawić się minerały własne uranu i toru – m.in. uraninit (UO_{2-3}), nasturan (blendą smolista, smółka uranowa – odmiana naciekowa uraninitu) uranothorianit $\{(\text{U}, \text{Th}, \dots)\text{O}_2\}$, uranothoryt $\{(\text{Th}, \text{U})[\text{SiO}_4]\}$, thorianit $\{(\text{Th}, \text{U}, \dots)\text{O}_2\}$, thoryt ($\text{Th}[\text{SiO}_4]$) i in. Średnie zawartości uranu i toru w różnych skałach oraz sferach Ziemi przedstawia tab. 3.4. Należy przy tym podkreślić, że rozprzestrzenienie uranu w skałach ma charakter logarytmiczno-normalny, co oznacza, że zawsze istnieje znacząca liczba niskich zawartości oraz kilka wysokich zawartości, dlatego też mogą istnieć bazalty o wysokiej koncentracji uranu, jak i granity o niskiej zawartości tego pierwiastka [14, 34, 74, 357].

Tab. 3.4. Średnia zawartość uranu i toru w skałach magmowych skorupy ziemskiej i w płaszczu ziemi (według [357]).

Środowisko	U	Th	Th/U
	[ppm]		
Skały ultramaficzne	0,01	0,05	5
Gabra	0,8	3,8	4,7
Bazalty	0,5	2	4
Dioryty, andezyty	2	7	3,5
Granity	4,2	20	4,7
Skorupa kontynentalna, część górna	2,5	10	4
Skorupa kontynentalna w całości	1,5	6	4
Skorupa oceaniczna	0,1	0,2	2
Płaszcz ziemski	0,02	0,05	4

Ponieważ zarówno uran, jak i tor występują w skałach magmowych w znikomych ilościach nie tworzą one własnych minerałów, a występują jako pierwiastki rozproszone. Zbliżone właściwości uranu i toru, takie jak promień jonowy, wartościowość i in., do lantanowców oraz w mniejszym stopniu do cyrkonu, tytanu i wapnia powodują, że oba te pierwiastki gromadzą się w akcesorycznych minerałach skał magmowych. Należą do nich m.in. monacyt $\{(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})[\text{PO}_4]\}$, allanit $\{(\text{Ca}(\text{Y}, \text{Ce}, \text{La}))_2 (\text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3})\text{Al}_2 \cdot [\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]\}$, ksenotym $\{\text{Y}[\text{PO}_4]\}$ i cyrkon $\{\text{Zr}[\text{SiO}_4]\}$, a także minerały wapnia. Uran i tor występują także jako pierwiastki rozproszone w sieciach krystalicznych minerałów skałotwórczych głównych i pobocznych. W minerałach tych często tkwią także wrostki minerałów akcesorycznych zawierających te pierwiastki [14, 34, 357]. Zawartość uranu i toru w minerałach skałotwórczych przedstawia tab. 3.5.

Tab. 3.5. Zawartość uranu i toru w minerałach skałotwórczych skał magmowych (według [357]).

Minerały	U	Th	Th/U
	[ppm]		
GŁÓWNE			
Oliwin	0,01	0,02	niski
Piroksen	0,1 – 50	2 – 25	0,5 – 4
Hornblenda	0,2 – 60	5 – 50	2 – 4
Łyszczyki (biotyt, muskowit)	1 – 60	0,5 – 50	0,5 – 3
Skalenie	0,2 – 7	0,5 – 10	1 – 6
AKCESORYCZNE			
Monacyt	500 – 3000	20000 – 200000	wysoki
Allanit	30 – 1000	500 – 23000	wysoki
Cyrkon	100 – 6000	100 – 2500	0,2 – 2
Ksenotym	300 – 40000	mało	niski
Epidot	20 – 200	30 – 600	2 – 10
Tytanit	10 – 700	100 – 1000	1 – 3
Apatyt	10 – 200	50 – 400	~1

Ze skał magmowych uran i tor są uwalniane na skutek procesów wietrzeniowych. Większość jednak minerałów akcesorycznych skał magmowych (w tym cyrkon, monacyt i ksenotym) oraz innych zawierających domieszki uranu i toru odznacza się wysoką odpornością na działanie czynników wietrzenia chemicznego. Dlatego też uran i tor są usuwane ze skał magmowych wraz z nimi głównie poprzez procesy wietrzenia fizycznego. Minerały uranu i toru mogą następnie być transportowane wraz z wodami powierzchniowymi do miejsc, w których mogą się gromadzić – np. w nadmorskich piaskach plażowych, tworząc w sprzyjających okolicznościach złoża okruchowe [34, 357].

Wiele minerałów zawierających uran i tor (np. skałotwórcze skalenie, czy biotyt), zwłaszcza zaś minerały własne tych pierwiastków, ulega wietrzeniu pod działaniem czynników chemicznych, co powoduje ich rozkład i uwalnienie tych pierwiastków ze struktury minerałów ułatwiając ich migrację w środowiskach hipergenicznych. Produktami przeobrażeń takich minerałów są rozmaite uwodnione tlenki, węglany, siarczany, fosforany, arseniany, wanadyniany, hydrokrzemiany i inne minerały uranu i toru, takie jak gummit, curit, sharpit, autunit, torbenit, karnotyt, tiujamunit, uranofan, skłodowskit i wiele innych. Minerały te nagromadzają się w strefie wietrzenia złóż uranu ułatwiając ich lokalizację poprzez swoje charakterystycznie jaskrawe barwy (żółte, zielone, czerwone). W takich środowiskach uran wykazuje jednak znacznie większą mobilność niż tor i w postaci jonowej – jako jon kompleksowy (uranylowy)

$[UO_2]^{+2}$ – jest łatwo ługowany z wietrzejących skał i minerałów. Łącząc się następnie z różnymi anionami może być transportowany w środowisku wodnym na znaczne odległości. Tor natomiast jest zatrzymywany przez wtórne produkty wietrzenia [34, 74, 357].

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. Uran, a zwłaszcza tor jako składnik drobnych okruchów lub cząsteczek zawiesiny własnych minerałów pierwotnych lub wtórnych oraz okruchów lub zawiesiny minerałów skałotwórczych i wrostków minerałów akcesorycznych w tych minerałach, uran natomiast także w znaczącej ilości jako jon uranylowy. Transport jonu toru (Th^{+4}) zachodzi ze znacznie mniejszą intensywnością. W środowisku morskim pierwiastki te w zależności od formy w jakiej ulegały transportowi deponowane są w osadach piaszczystych, ilastych lub węglanowych. Największa część uranu i toru związana jest z osadami ilastymi, w których jednakże zdecydowanie dominuje tor, ze względu na mniejszą rozpuszczalność jonu Th^{+4} niż jon uranylowy. Dlatego też w wodzie morskiej jest zdecydowanie więcej uranu niż toru, który wytrąca się z niej dopiero w warunkach wyższego pH i środowiskach redukcyjnych. Wówczas U^{+6} (w jonie uranylowym) ulega redukcji do jonu U^{+4} i wytrąca się z roztworu. Dlatego też łupki bitumiczne, a także węgle są znacznie bogatsze w uran niż zwyczajne łupki ilaste. Podobny mechanizm koncentracji uranu działa także w przypadku torfowisk, w których uran chętnie się gromadzi, podobnie jak też we wszystkich środowiskach depozycji materii organicznej. Podobnie podwyższonymi zawartościami uranu charakteryzują się także fosforyty [34, 74, 357, 427]. Zawartości uranu i toru w skałach osadowych powstających w różnych warunkach przedstawia tab. 3.6.

Tab. 3.6. Koncentracje uranu i toru w różnych środowiskach hipergenicznych (według [357]).

Środowisko	U [ppm]	Th [ppm]	Th/U
Piaskowce kwarcytowe	0,8	2	3 – 4
Szarogłazy	2	6,7	3 – 4
Łupki ilaste (szare i zielonkawe)	3,6	12	3,5 – 4
Łupki ilaste (czerwone i żółte)	2	12,5	6 – 7
Łupki bitumiczne	8	mało	niski
Wapienie	2	2,4	~1
Boksyty	11	50	średnio 7
Fosforyty	50 – 300	1 – 5	< 0,1
Woda morska	$3 \cdot 10^{-3}$	$\sim 2 \cdot 10^{-7}$	$\sim 7 \cdot 10^{-3}$
Woda rzeczna	$\sim 10^{-3}$	$\sim 10^{-5}$	

W rejonach, gdzie w skałach występują podwyższone koncentracje uranu i toru także rośliny oraz zwierzęta i ludzie mogą przyswajać większe ilości tych pierwiastków. Fakt ten jest często wykorzystywany w biogeochemicznych metodach poszukiwania złóż uranu.

Tak więc do powstania 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 – żyłach pegmatytowych, aplitowych, kwarcowych, fluorytowych i in.), a także w skałach osadowych powstających w środowiskach o podwyższonym pH i środowiskach redukujących. Jak wynika z powyższych rozważań skały metamorficzne charakteryzują się zróżnicowanymi koncentracjami 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 (np. gnejsy powstałe z granitów uranonośnych będą wzbogacone w uran, a gnejsy powstałe z piaskowców zubożonych w uran będą również zubożone w ten pierwiastek [4, 18, 34, 74, 155, 156, 221, 357, 393]).

Rad w zasadzie występuje w przyrodzie 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 jedynie w środowisku morskim i dotyczy izotopu Ra-226. Dzieje się tak dlatego, że bezpośrednim poprzednikiem tego izotopu radu jest izotop Th-230, a jak wspomniano powyżej pierwiastek ten łatwo wytrąca się z roztworu i przechodzi do osadu. Dlatego też osad morski może być wzbogacony w rad w porównaniu z wodą morską. W glebie natomiast równowaga pomiędzy uranem i radem jest praktycznie niezachwiana – przeciętna aktywność U-238 wynosi 0,7 pCi/g (0,026 Bq/g), a Ra-226 0,8 pCi/g (0,030 Bq/g), wahając się w granicach 0,01–0,1 Bq/g [74, 331, 357]. W niektórych jednak środowiskach, np. w glebach leżących na krasowych utworach w górach Jura, może dochodzić do wylugowywania uranu poprzez transport jonów uranylowych, a jednocześnie do zatrzymywania (adsorbowania) ulegających hydrolizie produktów jego rozpadu – ^{226}Ra i ^{230}Th , co powoduje znaczne podwyższenie zawartości radonu w takich glebach [171].

Zawartość uranu, toru i radu w rozmaitych środowiskach wodnych przedstawia tab. 3.7., w której za wody powierzchniowe należy rozumieć wody słodkie zbiorników śródlądowych (rzek, jezior, etc.). Najniższe zawartości izotopów radioaktywnych notowane są w słodkich wodach powierzchniowych, wyższe w wodach morskich, najwyższe zaś w podziemnych wodach zmineralizowanych, przy czym wyraźnie widoczna jest tendencja do wytrącania się toru z roztworu i przechodzenia do osadów [28].

Tab. 3.7. Zawartość uranu, toru i radu-226 w różnych środowiskach wodnych (według [28]).

Pierwiastek / izotop	Rodzaj wody	Zawartość (aktywność) [Bq/dm ³]
Rad-226	wody powierzchniowe	$3,7 \cdot 10^{-5} - 2,4 \cdot 10^{-1}$
	wody morskie	$3,7 \cdot 10^{-4} - 1,11 \cdot 10^{-2}$
	wody mineralne	$3,7 \cdot 10^{-3} - 25,9 \cdot 10^4$
Uran	wody powierzchniowe	$1,85 \cdot 10^{-4} - 3,7 \cdot 10^{-1}$
	wody morskie	$7,4 \cdot 10^{-2} - 3,33 \cdot 10^{-1}$
	wody mineralne	$3,7 \cdot 10^{-5} - 1,11 \cdot 10^{-2}$
Tor	wody powierzchniowe	$7,4 \cdot 10^{-5}$
	wody morskie	$3,7 \cdot 10^{-6} - 3,7 \cdot 10^{-3}$
	wody mineralne	$8,51 \cdot 10^{-2} - 1,85 \cdot 10^{-1}$

Interesujące, w świetle przedstawionego materiału, wydają się także obserwacje zmienności koncentracji uranu i radu w wodach podziemnych batolitu granitowego Lac du Bonnet (Manitoba, Kanada). W wodach tych stwierdzono najwyższe koncentracje uranu w przypowierzchniowej części batolitu (do głębokości około 200 m), podczas gdy rad koncentrował się w głębszych strefach [143].

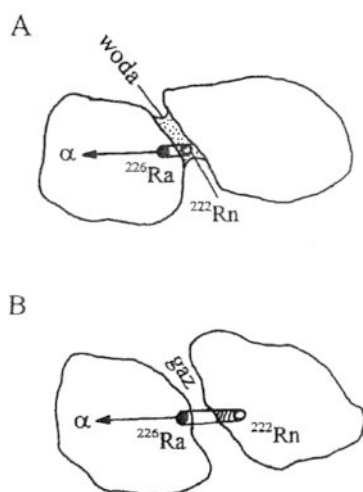
3.2.2. Radon w skorupie ziemskiej

Powstający w skałach na skutek przemiany jądrowej alfa izotopu radu-226 atom ^{222}Rn zostaje odrzucony z miejsca powstania zgodnie z zasadą zachowania pędu w kierunku przeciwnym do cząsteczki alfa. Jeśli struktura minerału zawierającego rad jest dostatecznie zwarta, a minerał nie jest spękany, wówczas atom radonu pozostaje w tej strukturze aż do swojego zaniku, w wyniku którego emituje on kolejną cząsteczkę alfa oraz zapoczątkowuje długi szereg również radioaktywnych produktów jego rozpadu. Jeśli jedynie część powstającego radonu w skałach i glebie na skutek rozpadu radu może wydostać się do przestrzeni międzyziarnowej, natomiast pozostałe atomy zostają uwięzione wewnątrz ziarn, mówimy wówczas o frakcji wyemanowanej, a stosunek frakcji wolnej do zatrzymanej nazywamy współczynnikiem emanacji. W przyrodzie praktycznie zawsze jest on mniejszy od jedności.

Istnieje wiele metod wyznaczania tego współczynnika. Wyznaczone wartości różnią się znacznie dla poszczególnych środowisk. Przeważnie uzyskiwane wartości dla skał krystalicznych nie były wyższe niż 0,50, a zwykle niższe od 0,30 [475]. W literaturze polskiej podawano jedynie szacunkowe wartości (0,2–0,4), które w strefach zaburzeń tektonicznych przyjmowano nawet za 1,0 (cały produkowany w skale radon może być z niej uwalniany) [95, 230]. Dopiero niedawno udało się autorowi obliczyć współczynnik emanacji dla

granitognejsów i leukogranitów izerskich w strefie krążenia płytkich wód podziemnych (do około 40 m). Wynosi on około 0,05 [368]. Natomiast w glebach współczynnik ten jest nieco większy i wynosi dla radonu 0,20, a dla toronu 0,16, co jest zrozumiałe wobec drobniejszych ziarn gleby w porównaniu ze skałą i jej większym uszczelinieniu. W warstwie humusowej współczynnik emanacji dla radonu wynosi aż 0,46, a w warstwach zawierających dużą domieszkę substancji ilastych 0,22. Najwyższe współczynniki emanacji dla toronu są charakterystyczne dla warstw gleby wzbogaconych w tlenki żelaza, z którymi łatwo wiązany jest tor, podczas gdy radon uwalniany jest przede wszystkim z warstw humusowych, gdzie materia organiczna sprzyja koncentracji uranu. Tak więc współczynnik emanacji silnie zależy od środowiska, co jest związane z zawartością izotopów macierzystych radonu oraz jego porowatości [161]. Jeżeli struktura minerału zawierającego rad nie jest zbyt „uszczelna” lub minerał jest spękany, wówczas atom powstającego radonu może się z niego wydostać. W czasie rozpadu atomu radu wewnątrz ziarna skały atom radonu odrzucany jest na odległość 40 nm (około 10^{-9} m) i jeśli na tej drodze nie napotka żadnej szczeliny zostaje uwięziony w tym ziarnie [450]. Jeśli jednak szczelina jest bardzo bliska miejsca rozpadu atomu radu radon może przelecieć przez nią i zostać uwięziony w ziarnie sąsiednim, z którego następnie może być uwolniony np. poprzez rozpuszczenie w wodzie wypełniającej szczelinę [137]. Tak więc aby atom radonu mógł opuścić ziarno skały, w którym powstał na skutek rozpadu radu szczelina, do której jest on uwalniany nie może znajdować się zbyt blisko ani też zbyt daleko miejsca jego powstania. Dużą rolę odgrywa w tym procesie także wilgotność ośrodka. W szczelinach międzyziarnowych wypełnionych wodą radon jest znacznie szybciej wyhamowywany niż w przestrzeniach wypełnionych powietrzem, przebywa zatem znacznie krótszą drogę i może być dalej transportowany wraz z medium jakim jest woda lub powietrze. Jednakże zbyt duża wilgotność może blokować pory i utrudniać wędrówkę radonu uwolnionego z ziaren skały lub gleby (Rys. 3.3.) [14, 74, 169, 234, 309, 425–427].

Atomy radonu, które znajdują się w porach lub szczelinach skalnych rozpoczynają swoją wędrówkę ku powierzchni ziemi. Proces ten zachodzi najintensywniej w miejscach, gdzie skorupa ziemska, a właściwie tworzące ją skały, stwarzają ku temu najlepsze warunki, w strefach tektonicznych, wzdłuż uskoku, stref spękań oraz złużeń tektonicznych. Wędrówkę radonu ze skorupy ziemskiej ku jej powierzchni ułatwiają niekiedy gazowe węglowodory, również wędrujące ku górze ze złóż ropy naftowej. Strumień węglowodorów przenikający skały wylawia z nich radon i niesie go ku powierzchni. W wędrówce radonu ku powierzchni ziemi medium transportującym może być także woda oraz inne gazy, jak np. hel lub dwutlenek węgla, a także gazowe ekshalacje wulkaniczne oraz strumień roztworów termalnych. W rezultacie radon jest pochłaniany przez gleby i zwietrzliny, przyczyniając się do wzrostu ich promieniotwórczości.



Rys. 3.3. W czasie rozpadu atomu radu znajdującego się w pobliżu brzeżnej części ziarna mineralnego może nastąpić wyrzucenie powstającego w tym procesie atomu radonu poza granicę tego ziarna. Jeśli w przestrzeni międzyziarnowej znajduje się woda (A), wówczas może ona wyhamować atom radonu, który następnie może swobodnie migrować. Jeśli przestrzeń międzyziarnową wypełnia gaz (B) atom radonu może utknąć w sąsiednim ziarnie. Może on zostać z niego później uwolniony przez wodę wypełniającą pory lub też dzięki dyfuzji (na podst. [137]).

Jeżeli jednak na swej drodze strumień radonu napotka na większe pustki (systemy krasowe, jaskinie, sztolnie, kopalnie lub inne wyrobiska podziemne) wówczas ze względu na swój znaczny (zwłaszcza w porównaniu z powietrzem atmosferycznym) ciężar właściwy będzie on gromadził się, zwłaszcza przy spagu takich struktur, powodując istnienie stref lokalnej koncentracji, niekiedy powodującej znaczny wzrost jego stężeń. Jeśli takie systemy są rozległe, wówczas mogą one powodować zmianę kierunku przepływu strumienia radonu (ułatwiając jego migrację) i powodować pojawianie się jego wzmożonych emanacji w zupełnie nieoczekiwanych miejscach na powierzchni ziemi. Również naturalnymi przeszkodami na drodze radonu ku powierzchni są skały o znikomej przepuszczalności dla gazów. Są to przede wszystkim skały ilaste. Mogą one powodować również zmianę kierunku ruchu strumienia radonu lub zatrzymać go zupełnie. Wówczas także dochodzi do powstawania stref podwyższonych koncentracji radonu w miejscach często bardzo oddalonych od źródeł jego powstania i dróg migracji. Ponieważ w wierzchniej warstwie skorupy ziemskiej – glebie – znajduje się niekiedy znaczna domieszka minerałów ilastych, może być ona miejscem gromadzenia się tego gazu dzięki tworzeniu strefy nieprzepuszczalnej dla migrującego ku powierzchni radonu [1, 14, 52, 58, 63,

68, 74, 93, 116, 118, 123, 174, 218, 231, 234, 237, 242, 246, 309, 314, 357, 369, 425–427, 435, 436, 459, 469, 472].

Generalnie rzecz ujmując koncentracja i zdolność radonu do migracji w glebie są zależne od kilku czynników, z których najważniejszymi są: zawartość radu w glebie i skałach ją podścielających oraz jej przestrzenna zmienność, porowatość, zdolność do przepuszczania gazu i wilgotność oraz poziom zwierciadła wód gruntowych i jego wahania, a także rodzaj roślinności i co za tym idzie sezon wegetacyjny. Czynniki te wynikają z charakteru podłoża oraz czynników klimatycznych i biologicznych.

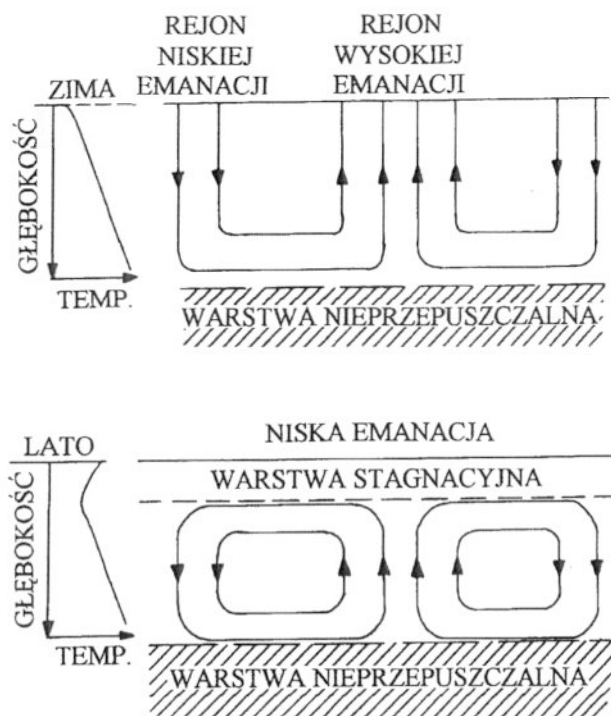
Transport radonu w glebie zachodzi na skutek dwóch procesów. Pierwszym jest konwekcyjny lub adwekcyjny przepływ, drugim zaś dyfuzja [449]. Dyfuzja jest dominującym procesem w transporcie radonu w glebie, kiedy przepuszczalność jest mniejsza niż 10^{-7} cm^2 , podczas gdy transport na skutek konwekcji jako procesu dominującego w transporcie radonu zachodzi dla gleb o wysokiej przepuszczalności (generalnie powyżej 10^{-7} cm^2) [404]. W słabo przepuszczalnych glebach dystans, na jaki może być transportowany radon jest ograniczony przede wszystkim okresem jego połowicznego zaniku. Dyfuzja może więc zachodzić na odległość kilku metrów dla ^{222}Rn i zaledwie kilku centymetrów dla izotopu ^{220}Rn [74, 169, 234, 316]. Transport radonu na skutek dyfuzji w różnych środowiskach przedstawia tab. 3.8. W glebach o dużej wilgotności współczynnik dyfuzji gwałtownie maleje powodując spadek koncentracji radonu w glebie, natomiast rośnie wraz ze wzrostem porowatości [407, 408]. Dla kilkudziesięciu prób gleby, piasków i żwirów w Danii określono odległość na jaką może dyfundować radon. W suchych próbach wynosiła ona od 1,6 do 1,9 m, natomiast dla mokrych osadów ilastych zaledwie około 1 cm [418].

Tab. 3.8. Współczynniki dyfuzji radonu oraz odległość transportu dyfuzyjnego w różnych mediach (według [74]).

Medium	Współczynnik dyfuzji	Odległość dyfuzji
	[cm^2/s]	[m]
Powietrze	10^{-2}	2,4
Woda	10^{-5}	10^{-2}
Piasek	$3 \cdot 10^{-2}$	1,5
Argilit (ił)	$8 \cdot 10^{-5}$	
Beton	$2 \cdot 10^{-5}$	0,04 – 0,26
Kryształy minerałów	$10^{-9} - 10^{-20}$	

Zawartość radonu w powietrzu glebowym może się zmieniać także w zależności od zmian klimatu i pogody w interwałach godzinnych, dobowych i sezonowych. Najważniejszymi czynnikami atmosferycznymi wywierającymi wpływ na zmienność koncentracji radonu w powietrzu glebowym są: opady

(wilgotność), ciśnienie i temperatura, a także wahania poziomu zwierciadła wód gruntowych [1, 14, 66, 74, 142, 169, 218, 241, 331, 354, 396, 408, 459, 469, 488]. Dlatego też w cyklu sezonowym istnieją znaczne różnice w pionowym rozkładzie stężeń radonu w glebie (rys. 3.4.), a także w podziemnych próżniach – jaskiniach, sztolniach, itd., które mogą powodować powstawanie stref wzmożonej emanacji tego gazu (tzw. efekt kominowy).



Rys. 3.4. Hipotetyczny model dróg konwekcji radonu w podłożu podczas zimy i lata w odniesieniu do gradientu termicznego (według [314]).

Generalnie rzecz ujmując wyższe stężenia notowane są w powietrzu glebowym w okresie letnim, gdy gleba jest wysuszona ze względu na wyższe temperatury powietrza, co powoduje utworzenie się gradientu temperatury przeciwdziałającemu wydostawaniu się radonu z gleby, a także obniżanie się poziomu zwierciadła wód gruntowych. Wyższe stężenia notowane są także wówczas, gdy panuje wysokie ciśnienie w atmosferze lub gleba jest przykryta grubą (zwłaszcza zaś zmrożoną) pokrywą śnieżną lub też jest zamrożona. [14, 218, 241, 304, 314, 331, 369, 370, 396, 408]. W profilu glebowym najwyższe koncentracje radonu notowane są na głębokości od kilkudziesięciu cm do około 1 m. Poniżej tej głębokości notowane są już niewielkie wahania stężeń radonu. Powyżej zaś koncentracja jego spada ze względu na możliwość stosunkowo łatwego wydostania się do atmosfery [82].

Przeciętnie z gleby wyemanowywane jest około 0,5 pCi (0,0185 Bq) z jednego metra kwadratowego w ciągu sekundy, co odpowiada ucieczce 8800 atomów radonu-222. Zakładając średnie gęstości gleb oraz średnie 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 uwalniana z obszarów lądowych naszej planety każdego roku do atmosfery wynosi $2,4 \cdot 10^9$ Ci ($8,9 \cdot 10^{19}$ Bq) [331].

3.2.3. Radon w hydrosferze

Radon dzięki swojej dobrej rozpuszczalności w wodzie jest obecny we wszystkich zbiornikach wodnych, zarówno wód podziemnych, jak i powierzchniowych. Pierwsze oznaczenia zawartości radonu w wodach naturalnych źródeł zostały wykonane na początku tego wieku m.in. przez Marię Skłodowską-Curie [309, 409]

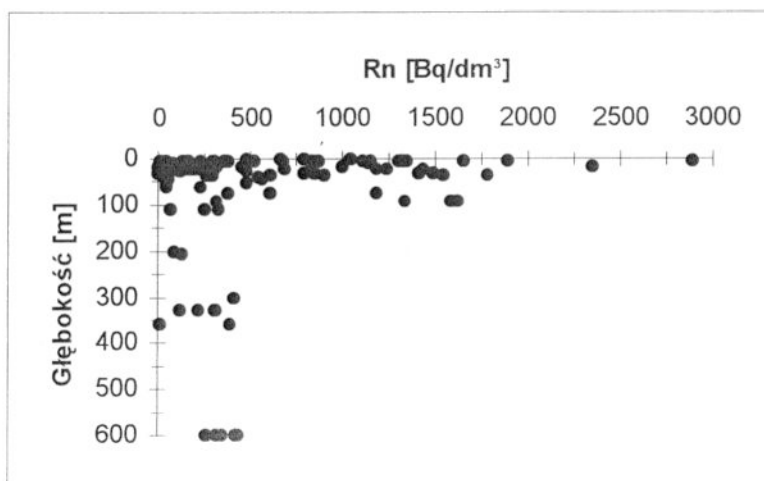
Znaczne ilości radonu zawierają przede wszystkim wody podziemne ze względu na ich bezpośredni kontakt ze skałami, w których dochodzi do procesów powodujących uwalnianie radonu ze struktury minerałów. Dzięki swej bardzo dobrej rozpuszczalności radon może być transportowany przez wodę praktycznie aż do swego rozpadu, jeżeli wcześniej nie natrafi na dogodne warunki do przejścia do powietrza (zwłaszcza atmosferycznego). Radon transportowany jest przez wody podziemne głównie ze względu na ich przepływ, a jedynie podrzędną rolę odgrywa jego dyfuzja w wodzie, która pozwala mu docierać na odległości rzędu zaledwie centymetrów. Nie jest także limitowana ilość radonu mogąca rozpuścić się w wodach podziemnych, gdyż nawet w temperaturze 50°C w 100 cm^3 wody może rozpuścić się aż 13 cm^3 radonu, co odpowiada nie notowanej nigdzie w warunkach naturalnych aktywności $160\,000\text{ Ci/dm}^3$ ($5,926 \cdot 10^{15}\text{ Bq/dm}^3$). Podstawowym źródłem radonu w wodach podziemnych jest rozpuszczanie się tego gazu, powstałego uprzednio w strukturze minerałów, w mniejszych lub zupełnie znikomych ilościach tworzy się on w wodach podziemnych z rozpuszczonych w nich: radu lub wcześniej uranu lub toru. Dlatego też zawartość radonu w wodach podziemnych zależy przede wszystkim od zawartości uranu, a zwłaszcza radu w skałach i glebach przez które przepływa woda podziemna (skałach zbiornikowych) oraz od współczynnika ich emanacji (możliwości ucieczki ze skały powstałego tam radonu) [7, 14, 55, 74, 80, 83, 132, 166, 273, 331, 357, 372, 462, 474, 476, 505]. Notowane wysokie koncentracje radonu w źródłach wypływających z obszarów krasowych w Szwajcarii dowodzą, że radon rejestrowany w wodach źródeł rozpuszcza się w nich w najbliższym sąsiedztwie źródeł, a nie w zbiorniku podziemnym, ponieważ skały węglanowe nie są w stanie dostarczyć tak znacznych ilości radonu. Dlatego też za warstwy zasilające te źródła w radon uważane są małej miąższości warstwy przykrywające wapienie oraz gleby [108]. Podobnie niewielkie obszary zasilania radonem silnie radoczynnych wód Świeradowa Zdroju uzyskano dzięki badaniom przeprowadzonym przez autora [368].

Ciśnienie parcjale radonu w porach skał i gleby jest znaczne i pozwala na uzyskiwanie przez wody podziemne wysokich jego koncentracji. W momencie gdy woda podziemna wypływa na powierzchnię lub dopływa do cieków lub

zbiornika powierzchniowego, lub jaskini, czy pustki krasowej większość radonu uwalnia się na skutek spadku ciśnienia parcjalego radonu w otoczeniu. Dlatego też większość z rozpuszczonego w wodzie podziemnej radonu uwalniana jest do atmosfery bezpośrednio lub pośrednio poprzez wodę powierzchniową, do której dopływa woda podziemna. Jednakże pozostała w wodzie nawet nieznaczna ilość rozpuszczonego radonu może być powodem wysokiej radioaktywności takiej wody. Przeciętne wartości stężeń radonu notowane w wodach podziemnych zawierają się w przedziale od 0,2 do 50 nCi/dm³ (7,5–1850 Bq/dm³). W niektórych wodach mineralnych wartości te są znacznie większe, a dobra rozpuszczalność radonu w wodzie powoduje, że wysokie jego stężenia notowane są także w gorących źródłach. Jednakże ilość radonu uwalniana z wód podziemnych do atmosfery jest znacznie niższa od ilości emanowanej z gleb i można ją oszacować na $5 \cdot 10^8$ Ci ($1,85 \cdot 10^{19}$ Bq) w ciągu roku [74, 331, 346].

Zmniejszająca się wraz ze wzrostem głębokości ilość zmian w skałach wywołanych procesami wietrzenia, a zwłaszcza ilość spękań i szczelin oraz większa zwartość struktury minerałów niezwietrzałych, powodują spadek zawartości radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych wraz ze wzrostem głębokości ich krążenia (rys. 3.5.) [58, 61, 63].

Również źródła leżące w pobliżu lub na strefach dyslokacji tektonicznych, uskokach itp. charakteryzują się zazwyczaj podwyższonymi koncentracjami radonu, co związane jest z zasilaniem w ten gaz wzdłuż stref zluźnień ułatwiających jego migrację [54, 58, 93].



Rys. 3.5. Zawartość radonu w wodach podziemnych Świeradowa Zdroju na różnych głębokościach ich ujęcia (według [58]).

Niejako odrębną grupę wód podziemnych stanowią wody mineralne. W części z nich radon odgrywa istotną rolę i w niektórych krajach jest traktowany jako składnik leczniczy – np. w Polsce, Niemczech, Austrii i in. W przypadku tych wód istotne jest określenie wpływu różnych czynników na zmiany stężeń radonu. Przeprowadzone badania pozwalają stwierdzić brak

zależności koncentracji radonu od koncentracji poszczególnych jonów rozpuszczonych w wodzie. Wyjątkiem jest jedynie stwierdzenie pewnej zależności pomiędzy koncentracją radonu a stężeniem anionu Cl^- (większe ilości radonu występują tylko w wodach o bardzo małym stężeniu jonów Cl^-) [385]. Jedynie w nielicznych przypadkach można stwierdzić spadek zawartości radonu wraz ze wzrostem mineralizacji ogólnej, co można wytłumaczyć jako efekt mieszania się wód płytkiego (zawierających więcej radonu) i głębszego krążenia. Nie wykazano jak dotąd także wyraźnych korelacji pomiędzy stężeniem radonu w źródłach wód mineralnych a ich wydajnością oraz temperaturą otoczenia. Natomiast zarejestrowana sezonowa zmienność koncentracji radonu w wodach termalnych Łódka Zdroju była wyjaśniana jako efekt zmian naprężeń tektonicznych w skorupie ziemskiej, a w Świeradowie Zdroju jako efekt spadku wydajności źródeł w okresie zimowym [56–58, 61, 63, 64, 158, 165, 372, 417]. Sezonową oraz dobową zmienność stężeń radonu w wodach mineralnych zaobserwowano także w innych uzdrowiskach w Europie [436]. W niektórych przypadkach można zaobserwować korelację w zawartości rozpuszczonego w wodach radonu względem dwutlenku węgla. Taka korelacja może występować na obszarach sejsmicznych i jest związana ze zmianami ciśnień w górotworze, a tym samym z zamykaniem lub otwieraniem szczelin i por, co ułatwia bądź utrudnia migrację gazów. Zwłaszcza w rejonach aktywnych wulkanicznie i sejsmicznie istnieje duża emisja CO_2 , którego cząsteczki unoszą ze sobą radon, powodując fluktuacje stężeń obu gazów w wodach podziemnych, a szczególnie w szczawach – zawierających rozpuszczony CO_2 [183, 249]. W gorących źródłach mineralnych Grecji zaobserwowano wzrost stężenia radu i jednocześnie spadek zawartości radonu względem pobliskich ujęć wód mineralnych nie będących wodami termalnymi [80].

Zawartość radonu w wodach powierzchniowych (oceanach, morzach oraz zbiornikach i ciekach śródlądowych) jest znacznie niższa ze względu na niższe ciśnienie parcjalne radonu w tych warunkach. Z tego powodu w wodach powierzchniowych notowane stężenia radonu są rzędu od ułamka do kilku, wyjątkowo do kilkudziesięciu i więcej Bq/dm^3 . Podobnie, jak w wodach podziemnych, ilość rozpuszczonego w wodach powierzchniowych radu i uranu ma na stężenia radonu jedynie marginalny wpływ. W wodach powierzchniowych (np. rzek lub jezior) następują także wahania zawartości radonu związane przede wszystkim z dopływami wód podziemnych (na ogół wzrost stężenia), a także z przepływaniem przez podłoże o podwyższonej zawartości radu (uranu, toru) lub podwyższonym współczynniku emanacji (wzrost stężenia), pionowym mieszaniem, a także z przepływaniem przez strefy powstawania turbulencji – wodospady, kaskady, przełomy, etc. – które to strefy powodują zmniejszenie koncentracji radonu na skutek uwolnienia go do atmosfery z rozpylanej na drobne krople wody, co ułatwia przejście radonu do fazy gazowej (tzw. dyfuzja turbulencyjna) [14, 74, 101, 157, 202, 331, 351, 497].

W przydennych wodach oceanów rozkład pionowy zawartości radonu nie będącego w równowadze z radem jest na ogół zgodny z wykładniczym prawem dyfuzji gazu. Wraz ze wzrostem odległości od źródła radonu, jakim jest dno, ilość radonu spada, tak że na wysokości około 250 m nad dnem oceanu radon pozostaje w równowadze z rozpuszczonym radem. Natomiast brak równowagi (na niekorzyść radonu) radonu z radem w wierzchniej warstwie (do głębokości około 50 m) oceanu jest spowodowana ucieczką radonu do atmosfery [74, 309].

3.2.4. Radon w atmosferze

Wydostając się w postaci emanacji ze skorupy ziemskiej (najczęściej z jej wierzchniej warstwy – gleby), a także uwalniając się z wód – zwłaszcza podziemnych – radon trafia do atmosfery. Źródła oraz ilość dostarczanego przez nie radonu do atmosfery przedstawia tab. 3.9. W atmosferze pod wpływem dyfuzji, prądów konwekcyjnych oraz poziomych ruchów mas powietrza (wiatrów) przemieszcza się nad powierzchnią ziemi na znaczne odległości. Ruchy te z kolei zależne są od gradientu ciśnień i temperatury. Stężenie radonu maleje wraz z odległością od źródła dostarczającego radon do atmosfery [14, 28, 43, 74, 157, 198, 278, 314, 331,]. Ze względu jednak na swoją względnie wysoką gęstość radon może gromadzić się w dolinach, kotlinach i wąwozach, skąd przy braku silnych wiatrów nie może być usuwany tworząc tam lokalne obszary podwyższonej radioaktywności [484].

Tab. 3.9. Źródła i ilość dostarczanego przez nie radonu do atmosfery (według [331]).

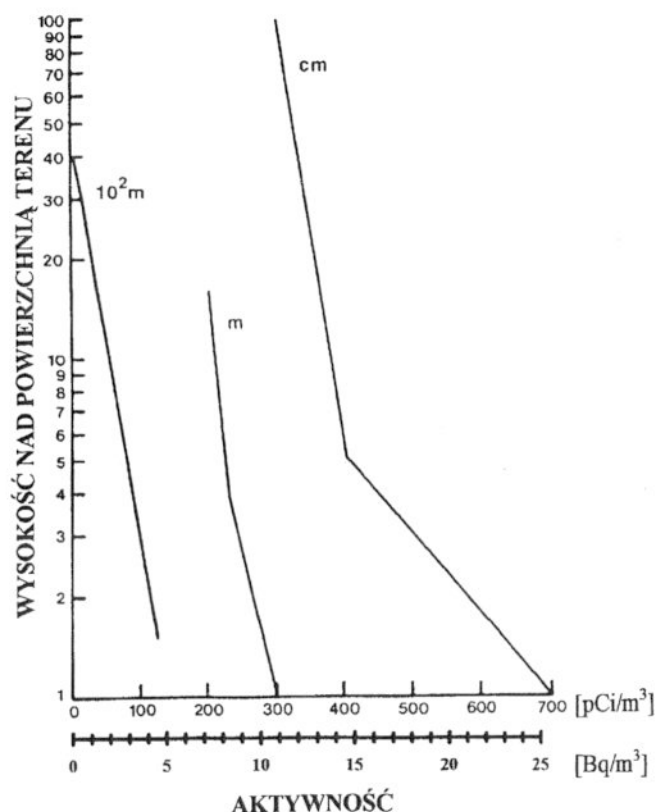
Źródło	Ilość dostarczanego radonu do atmosfery w ciągu roku [10^6Ci] / [10^{16}Bq]	
Emanacja z gleb	2000	/ 7400
Wody podziemne (potencjalnie)	500	/ 1850
Oceany	30	/ 111
Wydobycie i przeróbka fosforu	3	/ 11,1
Wydobycie i przeróbka uranu	2	/ 7,4
Wydobycie i przeróbka węgla	0,021	/ 0,0777
Naturalne gazy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

Z pomiarów prowadzonych na Hawajach wynika, że z powierzchni oceanu do atmosfery emitowane jest średnio 74 ± 8 atomów radonu z każdego metra kwadratowego w ciągu sekundy. Według pomiarów w innych rejonach wartości te zmieniają się w granicach od 11 do 116 atomów/ m^2s . Dane te wskazują, że z ogólnej ilości radonu dostarczanego do atmosfery oceany są źródłem zaledwie około 2% tego gazu [485].

Mimo ucieczki pewnej ilości radonu ze skorupy ziemskiej koncentracja jego w atmosferze jest bardzo mała i wynosi przeciętnie około $4,5 \cdot 10^{-7} \%$ ($1,48 \cdot 10^{-4}$ – $1,85 \cdot 10^{-2}$ Bq/dm³), czyli średnio dwa atomy na cm³. Koncentracja jego maleje wraz z wysokością. Maleje już o połowę na wysokości jednego metra nad ziemią, spada do 1/4 wartości początkowej (tuż nad ziemią) na wysokości około 100 m, a wreszcie do 1/10 na wysokości około 1 km nad powierzchnią ziemi (rys. 3.6.). Jest ponadto znacznie niższa nad obszarami oceanów i mórz, ze względu na mniejszą dostawę radonu (rzędu $3,7 \cdot 10^{-5}$ Bq/dm³), niż nad kontynentami, gdzie dodatkowo podlega jeszcze wahaniom dobowym i sezonowym. Jest to związane z różną dostawą głównie z podłoża w różnych warunkach atmosferycznych, oraz zależy od rodzaju skał i gleby (głównie od zawartości w niej radu oraz jej zdolności do przepuszczania gazów) w danym obszarze. Notowane są zmienne koncentracje radonu w powietrzu atmosferycznym w sezonie zimowym i letnim, co związane jest z szybkością jego usuwania z gleb. Według badań różnych autorów w poszczególnych miejscach globu notowane stężenia zimowe są wyższe lub niższe od letnich (często maksima i minima są notowane jesienią i wiosną). Decydujące znaczenie ma dominacja kontroli ilości emanowanego z gleb radonu bądź przez gradient termiczny (niska emanacja w lecie), bądź przez pokrywę śnieżną i zamarzanie gleb (niska emanacja w zimie), a także warunki atmosferyczne – gradienty ciśnienia i temperatury powodujące zmienne warunki turbulencyjnych ruchów powietrza.

W Polsce wyższe koncentracje radonu w atmosferze notowane są w lecie ($4,6$ Bq/m³) niż w zimie ($4,0$ Bq/m³). Średnia roczna wynosi $4,4$ Bq/m³, a zakres zmienności zawiera się w granicach od $1,2$ do $8,6$ Bq/m³ i jest stosunkowo niski w porównaniu z wartościami notowanymi w innych krajach (w USA np. od $0,4$ do $27,8$ Bq/m³) [27, 74]. Natomiast w klimacie umiarkowanym dobowe maksimum obserwowane jest około północy, zaś minimum około południa. Wynika to z faktu unoszenia ciepłego powietrza glebowego w nocy, natomiast rozgrzane powietrze atmosferyczne w ciągu dnia nie pozwala wydostawać się chłodniejszemu wówczas powietrzu glebowemu, czyli zjawisko to jest związane z konwekcją. Najniższe koncentracje radonu notowane są nad lądolodami obu biegunów. Natomiast koncentracja toronu spada do 10% już na wysokości 1 m nad powierzchnią ziemi i silnie zależy od warunków atmosferycznych, zwłaszcza wiatrów [28, 74, 252, 309, 331, 339, 357, 442, 495].

Wyniki pomiarów wykazują, że radon transportowany jest aż do najwyższych warstw atmosfery, przy czym aż 55% z całego obecnego na dużych wysokościach radonu dostarczane jest tam w okresie letnim. Jednocześnie także w lecie około 20% radonu unosi się na wysokość ponad 5,5 km. Na tej podstawie obliczono także pionowy współczynnik dyfuzji, którego maksimum wynosi $5 - 7 \cdot 10^5$ cm²/s w środkowej troposferze, a przy powierzchni Ziemi waha się w granicach $8 \cdot 10^3$ do $5 \cdot 10^4$ cm²/s [278].



Rys. 3.6. Zależność aktywności radonu od wysokości nad powierzchnią terenu (według [74]).

3.3. PRZEGLĄD METOD POMIAROWYCH

W chwili obecnej istnieje wiele metod pomiarowych pozwalających dokonywać pomiarów stężeń radonu w sposób bezpośredni, pośredni (za pomocą pomiaru aktywności produktów jego rozpadu), poprzez pomiar promieniowania alfa lub też na podstawie pomiaru jonizacji powietrza (gazu) wywołanego tym promieniowaniem, czy też gęstości śladów pozostawionych przez cząsteczki alfa. Często poszczególne laboratoria posiadają swój własny, unikalny sprzęt służący do pomiarów stężeń radonu np. tylko w glebie, w powietrzu, w wodzie, lub też przyrządy uniwersalne. Różnorodność metod pomiarowych oraz typów aparatury świadczy, że w chwili obecnej nie dysponujemy dostatecznie dokładną i uniwersalną metodą (oraz przyrządem) pomiaru koncentracji radonu w różnych środowiskach. Powoli jednak w różnych krajach zaczynają być produkowane urządzenia, które mają szansę stać się uniwersalnymi i powszechnie uznawanymi za dokładne przyrządami do pomiaru stężeń radonu i produktów jego rozpadu w różnych środowiskach. Przykładem takiego aparatu może być np. Alpha-Guard produkcji niemieckiej.

W urządzeniach służących do pomiaru stężeń radonu wykorzystywane są różnego rodzaju procesy fizyko-chemiczne związane z emitowanym przez radon promieniowaniem alfa (jądrami helu). O ile sam pomiar jest stosunkowo łatwy,

o tyle stworzenie warunków, w których jedynym emiterym tych cząstek jest radon może przysparzać wiele problemów, zwłaszcza że jego produkty rozpadu powstające niemal równocześnie z radonem są również emiterym promieniotwórczości alfa (stąd wynika różnorodność stosowanych urządzeń). Niezbyt proste jest także oddzielenie sygnałów pochodzących od różnych izotopów radonu.

W przypadku **liczników scyntylacyjnych** opartych na siarczku cynku pomiar polega na wykorzystaniu faktu emisji fotonu przez ZnS trafiony cząsteczką alfa powstałą na skutek rozpadu radonu. Cały pomiar sprowadza się więc do rejestracji ilości fotonów produkowanych przez bombardowany cząsteczkami alfa siarczek cynku, która zależy od ilości cząstek alfa, a tym samym od ilości rozpadów atomów radonu, czyli i także od ich koncentracji w danej objętości [14]. Zamiast scyntylatora ZnS można użyć ciekłych scyntylatorów. Są to głównie substancje organiczne wykazujące własności fluorescencyjne, rozpuszczone także w organicznych rozpuszczalnikach niemieszkających się z wodą, takich jak ksylen lub toluen. Wiele z nich ma także zdolność ekstrahowania radonu z fazy gazowej lub ciekłej (zwłaszcza z wody). Zasada pomiaru jest analogiczna jak dla ZnS wymaga jednakże rozbudowanej aparatury, jest więc stosowana przede wszystkim w laboratoriach. Zastosowanie ciekłych scyntylatorów daje bardzo dobre efekty przy pomiarach stężeń radonu w wodzie [14, 49, 74, 81, 160, 193, 223, 272, 284, 309].

Jedną z pierwszych metod pomiarowych było zastosowanie **komory jonizacyjnej**. Metoda pomiaru oparta jest na zjawisku wywoływania jonizacji cząstek powietrza (lub gazu) wewnątrz komory przez cząsteczki alfa emitowane przez rozpadające się atomy radonu. Zjonizowane powietrze (gaz) może wywoływać zjawisko przepływu prądu pomiędzy dwoma elektrodami lub oddziaływać elektrostatycznie na naładowane włókna powodując ich wychylenie. Pomiar prądu lub wychylenie włókna zależy od stopnia jonizacji, a zatem także od stężenia radonu. Metoda ta jest mniej dokładna niż metoda wykorzystująca scyntylatory. Jest ona nadal stosowana w uzdrowiskach sudetyckich (Łądek Zdrój, Szczawno Zdrój, kilka lat temu także Świeradów Zdrój) i była stosowana przy poszukiwaniu złóż uranu na Dolnym Śląsku (zdjęcie emanacyjne) [14, 81, 226–230, 257–260, 309, 409, 509].

Bardzo popularną ostatnio i dającą dobre rezultaty metodą pomiaru stężeń radonu jest metoda rejestracji śladów pozostawionych przez cząsteczki alfa w **substancjach polimerowych**. Najczęściej stosowany jest azotan celulozy lub octan celulozy, produkowane przez firmę KODAK pod nazwami handlowymi odpowiednio CR-39 i LR-115. Na plastikowym podkładzie naniesiona warstwa octanu lub azotanu celulozy jest poddawana działaniu cząstek alfa, które uderzając w polimer powodują jego depolimeryzację w tym miejscu i tym samym zmniejszają jego odporność chemiczną na działanie zasad. Po zakończeniu eksperymentu „naświetlony” detektor śladowy jest poddawany trawieniu zasadą NaOH o stężeniu 10% w temperaturze około 60–90°C przez około 2 godziny. Następnie pod mikroskopem (przy około 60-krotnym powiększeniu)

dokonywany jest odczyt gęstości śladów (miejsc zdepolimeryzowanych) uderzeń cząstek alfa. Gęstość śladów odpowiada ilości trafień cząstek alfa w polimer, a więc i koncentracji radonu. Warunkiem przejścia z gęstości śladów na jednostki aktywności (Bq lub Ci) jest uprzednie wykalibrowanie takich detektorów w komorze radonowej, gdzie są one poddawane działaniu znanych aktywności radonu. Metoda ta jest bardzo dobra w sporządzaniu map emanacji radonu w powietrzu glebowym i wodach. Może być stosowana także do monitoringu, wówczas gdy w miejscu pomiaru detektory wymieniane są np. raz w tygodniu (raz w miesiącu itd.). Ma ona jeszcze i tą zaletę, że podaje wartości średnie, nie wywołując tym samym fałszywych alarmów o wysokich stężeniach, lub dając złudę bezpieczeństwa niskich koncentracji, przy silnie zmieniających się stężeniach. Nie pozwala ona jednak wykrywać krótkookresowych wahań tych stężeń, co ma duże znaczenie przy monitoringu i badaniu wpływu zmian ciśnienia, temperatury i wilgotności (które podlegają fluktuacjom w relatywnie krótkim czasie – np. rzędu godzin) na zmiany stężenia radonu w wodach lub atmosferze. Detektory śladowe mogą być także wykorzystywane w dozymetrach osobistych [8, 11, 14, 74, 119, 368–370, 413, 414].

Kolejną metodą pomiaru jest zastosowanie do tego celu **detektorów półprzewodnikowych**. Uderzenie cząsteczki alfa w warstwę półprzewodnika zubożoną w elektrony powoduje impuls, który może zostać zarejestrowany. Ilość impulsów zależy od ilości cząstek alfa, a więc od stężenia radonu. Jednakże powierzchnia czynna takiego detektora jest znacznie mniejsza niż licznika scyntylacyjnego. Jest to więc metoda stosowana przy długotrwałym pomiarze, a także pozwala rejestrować jedynie podwyższone stężenia radonu [14]. Na tej metodzie oparta jest m.in. konstrukcja polskiego radiometru górniczego typu RGR-40.

Do pomiarów stężeń radonu używane są także różnego rodzaju **absorbery** tego gazu. Najczęściej stosowany jest węgiel aktywny oraz żel krzemionkowy. Wyłożone w miejscu eksperymentu przez określony okres czasu absorbują radon. Następnie w laboratorium dokonywany jest pomiar aktywności za pomocą spektrometru gamma (pomiar ^{214}Bi) lub poprzez ciekłe scyntylatory pomiar aktywności cząsteczek alfa [8, 14, 74, 496].

Pomiary stężeń radonu przeprowadzane są również w oparciu o **pomiar aktywności jego produktów rozpadu** za pomocą różnych urządzeń pomiarowych [74, 81]. Wykorzystuje się do tego celu m.in. promieniowanie beta ^{214}Bi , wykorzystując polaryzacyjne działanie cząstek β wzdłuż ich toru lotu, które powoduje następnie powrót cząsteczek do stanu podstawowego i wyemitowanie światła (fotonów) – tzw. promieniowanie Czerenkowa [29].

W chwili obecnej w pomiarach środowiskowych stosuje się najczęściej:

- pobieranie próbek powietrza glebowego i następnie pomiar aktywności za pomocą licznika scyntylacyjnego (w tzw. komorze Lucasa) oraz
- detektory śladowe umożliwiające pomiar we wszelkich środowiskach.

Poszczególne laboratoria posługują się także własnymi oryginalnymi urządzeniami.

Pomiary radonu w próbkach wody dokonywane są najczęściej za pomocą ciekłych scyntylatorów lub też radon jest ekstrahowany z wody do fazy gazowej i mierzone jest jego stężenie w komorze jonizacyjnej, przy pomocy licznika scyntylacyjnego, detektorów półprzewodnikowych i in. [8, 14, 74, 81, 87, 119, 160, 174, 236, 280, 308, 368–370, 403, 408, 412, 413, 423, 428, 461, 470, 471, 507].

Jak dotąd brak jest standardowej aparatury służącej do pomiarów ciągłych (monitoringu) stężeń radonu (zwłaszcza w wodach) z częstotliwością pomiarów rzędu godziny, co ma istotne znaczenie przy badaniach zmian stężeń radonu w zależności od zmian temperatury, ciśnienia i wilgotności. W monitoringu używane są najczęściej urządzenia prototypowe wykorzystujące różnorodne rozwiązania techniczne [141, 423]. Jako przykład aparatu do monitoringu stężeń radonu w wodzie może posłużyć urządzenie wykorzystujące zamiast tradycyjnych separatorów radonu z fazy ciekłej do gazowej membrany umożliwiające szybki transfer gazu z wody do środowiska gazowego (powietrza). Jest to nowa konstrukcja naukowców szwajcarskich i niemieckich [428]. Uniwersalnym urządzeniem do ciągłych pomiarów radonu w różnych środowiskach (kopalnie, powietrze glebowe i atmosferyczne, wody, gleby) jest także Alpha-Guard produkcji niemieckiej [236]. Podobnych aparatów produkowanych na świecie jest znacznie więcej. Jako przykład może posłużyć chociażby radiometr górniczy produkcji polskiej – RGR-40 – służący do pomiaru stężeń promieniowania alfa produktów rozpadu radonu oraz stężenia energii potencjalnej tego promieniowania w powietrzu wyrobisk kopalń podziemnych.

Ciekawą metodę opartą na pomiarze promieniowania beta pochodzącego od izotopu ^{210}Bi zawartego w szkle szyb okiennych zastosowano przy określaniu stężeń radonu na przestrzeni minionych kilkudziesięciu lat. Szyby okienne traktowane są w tej metodzie jako „pamięć” o istniejących stężeniach radonu w budynku. Metodę tą wykorzystuje się do oceny równoważnika dawki pochłoniętej przez mieszkańców rejonów o podwyższonych emanacjach radonu w okresie przed podjęciem monitoringu [120].

W chwili obecnej rozwój poszczególnych metod pomiarowych jest bardzo szybki i praktycznie większość z wymienionych metod zapewnia w miarę dobrą dokładność pomiarów, a ich czułość schodzi nierzadko do pojedynczych lub nawet ułamków bekereli w metrze sześciennym.

4. RADON W SUDETACH

Ewidentny wpływ radonu na organizmy żywe, a w szczególności na człowieka, jego łatwość migracji i zdolność do gromadzenia się w zamkniętych pomieszczeniach każą traktować ten problem bardzo poważnie. Wiele opisanych powyżej właściwości fizycznych i chemicznych oraz rozpowszechnienie radonu w przypowierzchniowych warstwach skorupy ziemskiej pozwala wytypować najbardziej zagrożone obszary. W Polsce obszarem takim jest niewątpliwie Dolny Śląsk, a zwłaszcza Sudety. Wskazują na to również wyniki przeprowadzonych badań naturalnego tła promieniowania gamma oraz badania mocy dawek pochłanianych przez ludność Polski, których najwyższe wartości notowane są w województwach jeleniogórskim i wałbrzyskim (rys. 4.1.) [287, 286, 333, 336,]. W samych Sudetach wydzielić można także obszary o podwyższonym tle promieniowania jonizującego, a tym samym także wysokiej mocy dawki ekspozycyjnej. Takim rejonem jest np. Kotlina Kowarska leżąca w strefie brzeżnej granitu Karkonoszy i związanej z tym rejonem mineralizacji złożowej uranu [351].



Rys. 4.1. Średnie moce dawki pochłoniętej na zewnątrz budynków spowodowane naturalnymi źródłami promieniowania w Polsce (według [336]).

Mimo to jednak badania związane z występowaniem i znaczeniem radonu w środowisku naturalnym w Polsce były prowadzone sporadycznie i w sposób wyrywkowy. Dopiero w latach dziewięćdziesiątych zaczęto prowadzić prace zakrojone na szerszą skalę. Dlatego też stan wiedzy o przyrodniczych uwarunkowaniach występowania radonu na Dolnym Śląsku, a zwłaszcza w Sudetach jest niepełny. Określony jest on przede wszystkim znajomością geochemii niektórych macierzystych izotopów radonu (głównie uranu, a także toru). Stan ten uzupełniają jedynie nieliczne wycinkowe badania. Brak jest natomiast prac szczegółowych, które mogłyby wyjaśnić geochemię radonu w skali regionalnej [367].

4.1. GEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA WYSTĘPOWANIA RADONU

Długi okres przebudowywania i modelowania górnych warstw skorupy ziemskiej na obszarze Sudetów, trwający do chwili obecnej, jest przyczyną bardzo skomplikowanej i różnorodnej ich budowy geologicznej. Ostatnie, trzeciorzędowe wypiętrzenia, których echa zauważalne są do chwili obecnej, spowodowały, że w Sudetach większość skał krystalicznych znajduje się na powierzchni ziemi lub tylko pod nieznaczej miąższości pokrywą zwietrzelinową i glebową. Taką sytuację obserwujemy na terenie województw wałbrzyskiego i jeleniogórskiego, a w mniejszym stopniu także wrocławskiego i legnickiego.

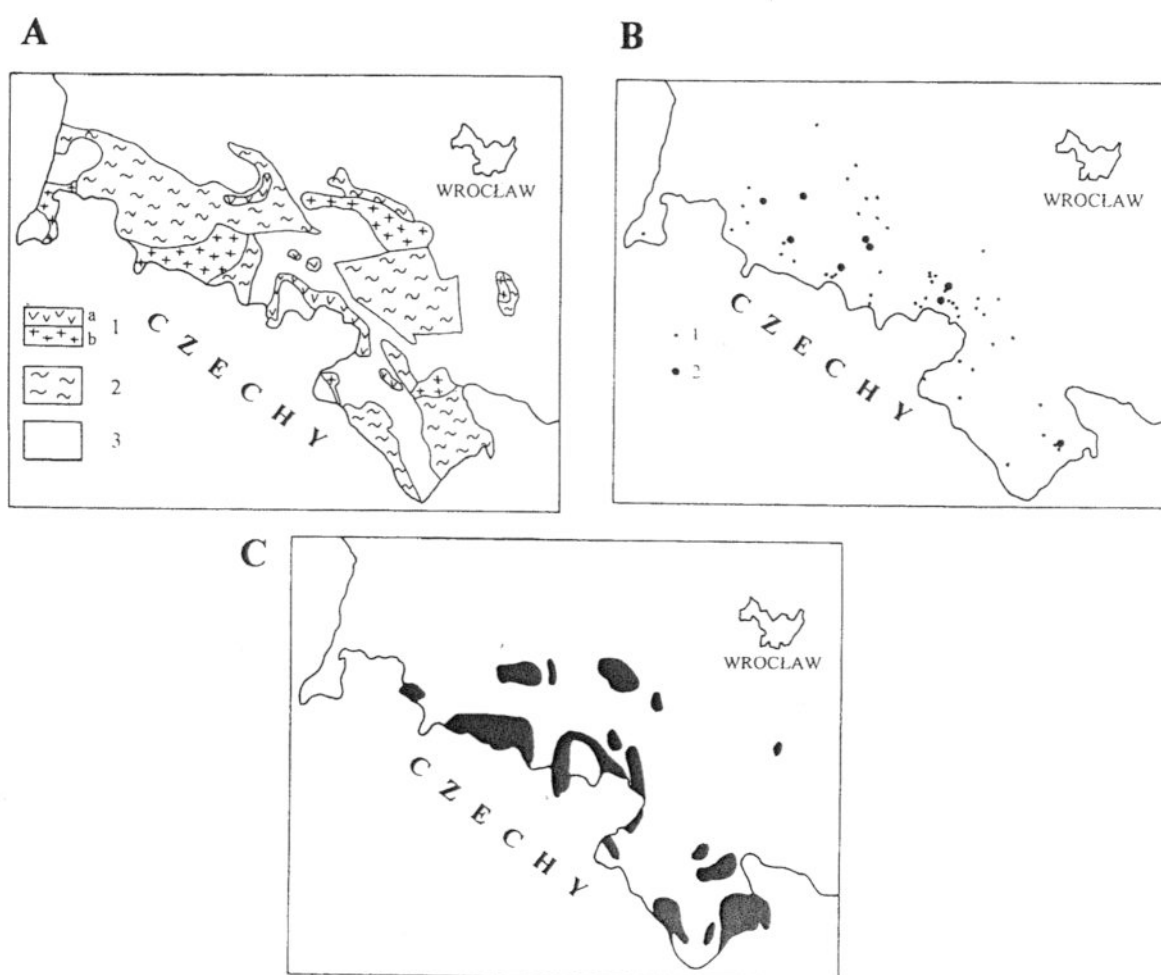
Najistotniejsze znaczenie ma występowanie w Sudetach na powierzchni ziemi skał magmowych kwaśnych, zarówno wylewnych, jak i głębinowych. Duże znaczenie odgrywają przede wszystkim towarzyszące im wystąpienia skał żyłowych etapów pomagmowych – żył kwarcowych, fluorytowych, kalcytowych, aplitowych, pegmatytów i in. Na szczególną uwagę zasługują masywy granitoidowe: Karkonoszy, Strzegom–Sobótka, strzeliński, kudowski, kłodzko–złotostocki oraz mniejsze wystąpienia takich skał w obrębie metamorfiku Łądko–Śnieżnika. Spośród nich szczególnie wysokimi zawartościami uranu charakteryzuje się intruzja granitu Karkonoszy, zwłaszcza w jej części południowo-wschodniej oraz północno-wschodniej (Kotlina Kowar oraz Rudawy Janowickie). Złoża uranowe występują w niewielkiej (najczęściej do około 3 km, rzadziej nawet do 20 km) odległości od kontakowych stref intruzji, a żyłowe skały uranonośne przebiegają na ogół zgodnie z dyslokacjami o kierunku sudeckim (NW–SE) [3, 4, 35, 155, 156, 214, 221, 275–277, 311, 312, 323, 352, 443, 510]. Spośród wylewnych skał kwaśnych odpowiadających granitoidom należy wymienić różnorodne odmiany riolitów, ryodacytów, dacytów i trachitów (oraz innych odmian dawniej klasyfikowanych jako porfiry) i towarzyszących im skał żyłowych podobnych, jak w przypadku skał głębinowych, występujących w niecce śródsudeckiej (Góry Wałbrzyskie, Kamienne, Kotlina Kłodzka i in.) oraz północnosudeckiej (Góry i Pogórze Kaczawskie), a także w Górach Sowich (żyły związane z porfirowym wulkanizmem wewnątrzsudeckim w rejonie Dzieńmorowic i Kozic) [3, 4, 35, 221, 305, 510].

Potencjalnie znaczne koncentracje pierwiastków macierzystych radonu mogą zawierać na skutek wtórnego ich nagromadzenia skały osadowe oraz metamorficzne, gdyż w ciągu setek milionów lat trwającego rozwoju budowy geologicznej Sudetów kilkakrotnie zaistniały dogodne warunki do uwalniania z pierwotnych złóż uranu i toru oraz do ich transportowania na skutek zachodzących procesów wietrzeniowych i erozyjnych oraz metamorficznych. W wyniku tych procesów doszło do utworzenia wtórnych koncentracji wspomnianych pierwiastków w skałach osadowych niecki śródsudeckiej (utwory górnokarbońskie i dolnopermskie np. rejonu Grzmiącej, Okrzeszyna, Wambierzyc, Rybnicy Leśnej, Nowej Rudy i Wałbrzycha) i północnosudeckiej (utwory jak w depresji śródsudeckiej oraz utwory dolnego cechsztynu niecki leszczyńskiej – epigenetyczna mineralizacja szczelin uskokowych w marglach i wapieniach), a także w zwietrzelinach granitowych (Bogatynia, Turoszów) oraz w strefach oksydacyjnych pierwotnych złóż uranowych. Do koncentracji uranu doszło w węglach kamiennych (warstwy radwanickie, wałbrzyskie i żaclerskie) oraz skałach typu piaskowców i osadów drobniejszych (mułowce, iłowce) stref szelfowych o zmiennym zasięgu linii brzegowej stwarzającej warunki do częstych i znacznych zmian warunków środowiskowych (pH, warunki redukcyjne lub oksydacyjne) powodujących wytrącanie uranu z roztworu, a także leżących w pobliżu erodowanych i ulegających wietrzeniu chemicznemu złóż pierwotnych, zwłaszcza zaś różnorodnych żył hydrotermalnych. Proces koncentracji uranu może być spowodowany także przez wtórne wzbogacenie osadów przez krążące w ich obrębie roztwory oraz przez wczesne procesy diagenetyczno–metamorficzne powodujące wtórne uruchomienie roztworów w skałach osadowych [3, 4, 17, 18, 35, 85, 215, 221, 224, 225, 305, 306, 332, 510].

Także w wyniku działania czynników metamorficznych oraz tektonicznych na wcześniej powstałe skały Sudetów dochodziło do powstawania skał metamorficznych zawierających podwyższone koncentracje uranu i podrzędnie toru. Złoża i strefy mineralizacji związane ze skałami metamorficznymi zostały opisane z Masywu Śnieżnika, Gór Bialskich i Żółtych (Kletno, Lutynia, Śnieżnik, Janowa Góra i in.) [4, 15, 35, 365, 366, 510].

Trzeciorzędowe ruchy tektoniczne orogenezy alpejskiej spowodowały wypiętrzenie Sudetów w postaci silnie rozczłonkowanych i spękanych bloków nadając im charakter gór zrębowych. To właśnie powstałe wówczas lub odnowione starsze (o założeniach waryscyjskich) uskoki, dyslokacje i spękania stały się podstawowymi drogami migracji radonu. Uwalniany ze skał wydostaje się nimi jako emanacje gazowe lub też rozpuszcza się w wodach podziemnych penetrujących skały i wraz z nimi wynoszony jest ku powierzchni, gdzie pojawia się jako źródła radoczynne. W jego wędrówce ku powierzchni towarzyszy mu także lub nawet ułatwia jego migrację strumień dwutlenku węgla, będący przejawem ostatniej aktywności trzeciorzędowego wulkanizmu bazaltowego w Sudetach, zakończonego najmłodszymi wylewami już w plejstocenie.

Na rys. 4.2. przedstawiono uproszczoną budowę geologiczną Dolnego Śląska, wystąpienia złóżowe i mineralizacji uranowej oraz rozkład promieniowania gamma (dawki ekspozycyjnej) na tym obszarze. Z porównania tych map wynika, że rejony anomalnie wysokiego promieniowania gamma, występowania skał krystalicznych (szczególnie magmowych) oraz występowania koncentracji złóżowych uranu pokrywają się. Mapy te jednak mówią jedynie o geochemii pierwiastków macierzystych radonu. Ze względu na możliwość uzyskania przez ten gaz samodzielności geochemicznej rozkład rejonów podwyższonych emanacji radonu może różnić się nieco od prezentowanych map [367].



Rys. 4.2. Zestawienie budowy geologicznej z wystąpieniami uranu oraz mocą dawki promieniowania gamma dla Dolnego Śląska (według [367]):

A – Uproszczony szkic geologiczny (1 – skały magmowe: a – wylewne, b – głębinowe, 2 – skały metamorficzne (proterozoik i paleozoik), 3 – skały osadowe (paleozoik, mezozoik, kenozoik),

B – Wystąpienia uranu (1 – punkty okruszczenia, 2 – złoża) (na podst. [510]),

C – Rozkład mocy dawki ekspozycyjnej (zaciemniono obszary, gdzie moc dawki przekracza $8\mu\text{R/h}$) (na podst. [510]).

4.2. GÓRNICTWO A WYSTĘPOWANIE RADONU

W wyniku działania różnorodnych procesów geologicznych w ciągu ostatnich kilkuset milionów lat na obszarze Sudetów doszło do powstania wielu złóż oraz rejonów mineralizacji (okruszczowania) uranowej.

Od 1948 roku na obszarze Sudetów rozpoczęto poszukiwania rud uranu. Przeprowadzono wówczas kompleksowe poszukiwania złóż tego pierwiastka, które kontynuowane były do lat siedemdziesiątych. Przed II wojną światową geolodzy niemieccy nie zdawali sobie sprawy z możliwości wykorzystania, ani też nie widzieli potrzeby poszukiwania mineralizacji uranowej. W związku z tym uran towarzyszący np. rudom żelaza traktowany był jako zanieczyszczenie utrudniające proces wytopu rudy i składowany jako skała płona na hałdach. Zaslugą geologów niemieckich jest jedynie opisanie kilku wystąpień minerałów uranonośnych, jednakże w kategoriach mineralogicznych – bez implikacji gospodarczych [124, 389, 465]. W latach dwudziestych naszego wieku zostało rozpoznane jedynie jedno miejsce występowania koncentracji złożowych uranu w Kowarach. W starej, istniejącej od XIII w. kopalni magnetytu wydobyto w latach 1927–1930 8 ton blendy uranowej. Następnie produkcja rudy uranowej została zaniechana aż do 1940 r. Dopiero w czasie drugiej wojny światowej uran stał się surowcem strategicznym i zaczęto go poszukiwać. Wówczas to znaleziono na terenie wspomnianej kopalni bogate „żyły uranowe” [156]. W Sudetach jednakże prace poszukiwawcze i eksploatacyjne rud uranu w szerokim zakresie rozpoczęły się w latach powojennych i prowadzone były przez Zakłady Przemysłowe R-1 w Kowarach, początkowo nazywane Kuźnieckije Rudniki [5]. Eksploatowane przez te zakłady w latach 50-tych i 60-tych złoża oraz rozpoznane punkty mineralizacji znajdowały się na terenie Gór Izerskich, Karkonoszy, Rudaw Janowickich (tzw. blok karkonosko-izerski – izntruzja granitu karkonoskiego wraz z jego metamorficzną osłoną), krystaliniku orlicko-śnieżnickiego (Góry Bystrzyckie, Masyw Śnieżnika, Góry Bialskie, Góry Złote), w niecce śródsudeckiej (Góry Wałbrzyskie i Kamienne) oraz w niecce północnosudeckiej (Góry i Pogórze Kaczawskie). Największymi z nich były złoża w Kowarach (Podgórze, Wolność, Budniki, Wołowa Góra), złożo Kopaliny w Kletnie, a także mniejsze złoża i punkty mineralizacji w Miedziance, Wleniu, Mniszkowie, Maciejowej, Świerzawie, Radoniowie, Siedlęcinie, Starej Kamienicy, Małej Kamienicy, Dzieńmorowicach, Kozicach, Okrzeszynie, Wałbrzychu, Sokolcu, Grzmiącej, Wambierzycach, Bobrownikach. Z rejonu Sudetów opisano także kilkadziesiąt innych mniejszych punktów mineralizacji [3–5, 18, 35, 155, 221, 510]. W latach późniejszych prowadzone były już tylko prace poszukiwawcze i dokumentacyjne, natomiast nie uruchamiano wydobywania ze względu na niesprzyjającą sytuację ekonomiczną na rynku światowym (niskie ceny rudy uranu) oraz znikome zapotrzebowanie rynku krajowego.

Pozostałe w rejonach wydobywania rud uranu hałdy oraz niezabezpieczone wyrobiska (także po eksploatacji innych kruszców) mogą również wpływać na

zwiększoną emisję radonu oraz podwyższone stężenia uranu, radu i rodonu w wodach powierzchniowych. Podobnie wzbogacone w uran węgle kamienne zagłębia wałbrzyskiego i noworudzkiego powodują wzmożoną emanację w wyrobiskach oraz na hałdach i w trakcie ich spalania. Badania związane zarówno z oddziaływaniem tego promieniowania na górników, jak i na okoliczną ludność i środowisko były prowadzone przez Instytut Medycyny Pracy w Łodzi, Główny Instytut Górnictwa w Katowicach, Instytut Fizyki Jądrowej w Krakowie, Akademię Górniczo-Hutniczą w Krakowie oraz Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej w Warszawie [16, 46, 351, 353].

4.3. DOTYCHCZASOWE BADANIA

Do tej pory w Sudetach prowadzono pomiary i badania związane z występowaniem radonu jedynie w aspekcie poszukiwania złóż uranu, o czym była mowa w poprzednich rozdziałach, a także w związku z szeroko pojętym lecnictwem uzdrowiskowym – terapią sztolniową (w Kowarach) oraz kąpielami i inhalacjami radonowymi w Łądku Zdroju i Świeradowie Zdroju, a także kuracją pitną w Szczawnie Zdroju [175–177, 250, 251, 292, 303, 348, 360, 383, 434]. Pomijając wyniki badań mających na celu ochronę radiologiczną i bezpieczeństwo jądrowe pracowników służby zdrowia w tych uzdrowiskach [48, 253] badania takie sprowadzały się głównie do wykonania pomiarów zawartości radonu w wodach. Dopiero w ciągu ostatnich kilku lat podjęto bardziej szczegółowe badania nad geochemią radonu w Sudetach.

Większość danych liczbowych o stężeniach radonu pochodzi z badań wód radoczynnych stosowanych w lecnictwie uzdrowiskowym. Jest to związane z systematycznymi badaniami prowadzonymi w uzdrowiskach Łądek Zdrój i Świeradów Zdrój oraz Szczawno Zdrój przez Uzdrowiskowe Zakłady Górnicze, a także przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju. Odkrycie radioaktywności pod koniec XIX w. spowodowało, że pierwsze oznaczenia radoczynności wód uzdrowisk dolnośląskich przeprowadzono już na początku naszego wieku, np. w Łądku Zdroju w 1904 roku. Wysoka radioaktywność wód łądeckich spowodowała wzrost liczby kuracjuszy w tym uzdrowisku (!) [25, 263, 264]. Pierwsze pomiary po II wojnie światowej przeprowadziła już w latach 50-tych M. Szmytówna na obszarze Karkonoszy, Gór Izerskich, Szczawna Zdroju oraz Ziemi Kłodzkiej. Prowadzone pomiary oraz dane archiwalne wykazały zawartość radonu w wodach dochodzącą do $2,9 \text{ kBq/dm}^3$ w Świeradowie Zdroju i około $1,5 \text{ kBq/dm}^3$ w Łądku Zdroju. W Szczawnie Zdroju stężenia radonu w wodach leczniczych w ostatnich latach dochodzą do $0,3 \text{ kBq/dm}^3$, a w Kudowie Zdroju, Jedlinie Zdroju oraz Dusznikach Zdroju i Długopolu Zdroju okresowo wynoszą do około $100\text{--}200 \text{ Bq/dm}^3$. W ilości ponad 74 Bq/dm^3 (próg wymagany do uznania w Polsce wód za lecznicze ze względu na zawartość radonu) radon notowany jest także w wodach leczniczych Czerniawy Zdroju i Cieplić Śl. Zdroju, a także na

przedgórzu Sudetów w Przerzecznym Zdroju i Starych Bogaczowicach [55–58, 125, 133, 134, 158, 437–441]. Poza rejonem sudeckim wody radoczynne (o zawartości radonu powyżej 74 Bq/dm^3) znane są jedynie z Ustronia i Swoszowic [55]. Zestawienie wybranych miejsc występowania wód radoczynnych w Polsce oraz wartości stężeń radonu w tych wodach przedstawia tab. 4.1.

Tab. 4.1. Wybrane ujęcia wód radoczynnych w Polsce i zanotowane w nich najwyższe stężenia radonu (według [54, 58]).

Miejscowość (Miejsce)	Ujęcie	Rok wykonania analizy	Stężenie radonu	
			[nCi/dm ³]	[Bq/dm ³]
Śnieżnik	wypływ w sztolni	1969	80,1	2964
Świeradów Zdrój	Radoczynne 4 (MCS 4)	1963	78,2	2893
Szklarska Poręba	nr 18	1965	47,9	1772
Czarniawa Zdrój	Radoczynne 1	1971	47	1739
Lądek Zdrój	jeden z wypływów źródła Jerzy	1977	41,7	1543
Kudowa Zdrój	Marchlewski	1955	20,8	770
Kowary	nr 26	1974	14,7	544
Sosnówka	Magdalena	1963	8,4	311
Szczawno Zdrój	Marta	1949	7,6	281
Jedlina Zdrój	J-300	1966	6,6	244
Przerzecznym Zdrój	nr IX	1975	5,0	185
Cieplice Śląskie Zdrój	Sobieski	1971, 1972	4,4	163
Ustron	U-3	1975	4,19	155
Duszniki Zdrój	B-3	1971	4,1	152
Swoszowice	Zdrój Główny	1971	2,6	96,2
Stare Bogaczowice	Anna	1968	2,5	92
Długopole Zdrój	Renata	1975	2,45	90,65

Zawartość radonu w wodach badana była także w latach 60-tych i na początku lat 70-tych przez Zakłady Przemysłowe R-1. Według danych archiwalnych zawartość radonu w wodach źródeł i potoków rejonu Karkonoszy (od Szklarskiej Poręby przez Borowice, dawne Bierutowice, Karpacz i Sosnówkę do Kowar), zachodniej części Ziemi Kłodzkiej (Szczytna, Duszniki Zdrój i Polanica Zdrój) oraz okolic Lądka Zdroju przekraczała w niektórych przypadkach $1,0 \text{ kBq/dm}^3$, sięgając do $1,8 \text{ kBq/dm}^3$, przy wartości tła około $40\text{--}300 \text{ Bq/dm}^3$. W wielu przypadkach okazało się, że mieszkańcy korzystają z wód pitnych silniej radoczynnych niż wody uznane za lecznicze, np. w okolicach Szklarskiej Poręby, Świeradowa Zdroju, Kowar i Lądka Zdroju.

W niektórych z badanych źródeł oznaczano również zawartości uranu i radu. W większości przypadków były one śladowe (dla U rzędu 10^{-7} g/dm^3 , dla Ra rzędu 10^{-12} g/dm^3), jednak w niektórych źródłach na obszarze granitu

Karkonoszy zawartości uranu wyraźnie przewyższały tło (o około jeden rząd wielkości) i wówczas takie wody klasyfikowano jako wody uranowe lub radonowo-uranowe. Nie wprowadzono natomiast pojęcia wód radowych dla źródeł o podwyższonych stężeniach radu, które zresztą nie występowały często. Wody tych miejscowości były także obiektem badań M. Szmytówny oraz opracowań hydrogeologicznych pod kątem leczniczego ich wykorzystania przez Państwowe Przedsiębiorstwo Obsługa Techniczna Uzdrowisk i in. [53, 60, 126, 127, 129, 289, 439 458].

Rymaszewska i Żejmo przeprowadziły również pomiary długotrwałej aktywności promieniowania alfa w wodach leczniczych Świeradowa Zdroju i Szczawna Zdroju. Wykazały one istnienie rozpuszczonych związków chemicznych radioaktywnych pierwiastków ciężkich [386, 387]. Jednak aktywność tych pierwiastków była zmienna w czasie, co Głowiak i Ziółkowski wiąźali ze zmienną koncentracją radonu w wodzie [158]. Rymaszewska opisała także zależność zawartości radonu od koncentracji jonu Cl^- w wodach – większe ilości radonu występują jedynie w wodach o bardzo małym stężeniu tego jonu [385], czego jednak nie potwierdziły późniejsze badania Grychnik [165]. Ciężkowski zaobserwował także spadek zawartości radonu w wodach podziemnych wraz ze wzrostem ich głębokości [58], a wraz z Soleckim zwrócili uwagę na zgodność glebowych anomalii zawartości radonu ze strefami dyslokacyjnymi i uskokuowymi [63].

W Sudetach najwyższą radioaktywnością charakteryzują się wody ultrasłódkie, płytkiego krążenia [58]. Obecność podwyższonych koncentracji radonu w wodach podziemnych (zwłaszcza tych, które zostały uznane za lecznicze) wiązano przede wszystkim ze zwiększoną ilością spękań i uskokuów i zależnym od tego tzw. współczynnikiem emanacji skał malejącym wraz ze wzrostem głębokości, podwyższoną zawartością pierwiastków promieniotwórczych w skałach przez które wody te przepływają i ich czasem kontaktu ze skałą. Wzrost stężeń radonu jest także związany z okresem zimowym, kiedy to spada wydajność ujęć oraz temperatura wody [58, 63, 132, 158]. Zaobserwowane wahania stężeń radonu w wodach wiązano także ze zmianami ciśnienia atmosferycznego oraz wydajności ujęć [132], a także ich okresową zmienność z istnieniem zmian naprężeń tektonicznych [64]. Niższe zawartości radonu w szczawach radoczynnych w porównaniu do płytkich wód słabo zmineralizowanych wiązano z wypieraniem radonu przez łatwiej rozpuszczalny dwutlenek węgla [158] oraz na skutek ich genezy – rozcieńczanie szczaw (a także wód termalnych głębokiego krążenia) wodami radoczynnymi płytkiego krążenia [53, 56–58]. Niekiedy zadowalano się jedynie stwierdzeniem, że zawarty w wodach „radon pochodzi z rozpadu promieniotwórczego radu” [135]. Dopiero w ostatnim okresie badania autora wykazały, że w wodach i szczawach radoczynnych Świeradowa Zdroju zawartość radonu nie zależy od czasu kontaktu wody ze skałą, ani od zawartości radu rozpuszczonego w wodach, a jedynie od koncentracji radonu w skałach zbiornikowych oraz przede wszystkim od współczynnika

emanacji skał [372]. Wykorzystując nowe dane o zawartości radu w skałach zbiornikowych i korzystając z mierzonych rutynowo stężeń radonu w wodach leczniczych Świeradowa Zdroju autor obliczył współczynnik emanacji dla skał zbiornikowych – granitognejsów i leukogranitów, który do tej pory był jedynie szacowany. Wynik ten wykorzystał następnie do oszacowania objętości skał zasilających ujęcia radonem, uwypuklając ich niedużą wielkość oraz niezgodność położenia z położeniem obszaru zasilania wód [368]. Solecki i Przylibski prowadzili także badania możliwości wykorzystania detektorów śladowych do oznaczania zawartości radonu w wodach [368, 413].

W czasie poszukiwania wód termalnych w Łądku Zdroju została wykonana m.in. mapa zawartości radonu w powietrzu glebowym. Jak wynika z pomiarów przeprowadzonych w płytkich sondach maksymalne wartości dochodziły nawet do 650 kBq/m^3 [433]. Na obszarze Świeradowa Zdroju (gnejsy) średnie wartości stężeń radonu w powietrzu glebowym wynosiły około 70 kBq/m^3 , a maksymalne dochodziły do 370 kBq/m^3 [60]. Analogiczne pomiary przeprowadzone w lesach przedsudeckich wykazały zawartość radonu w powietrzu glebowym dochodzącą do około 30 kBq/m^3 [412]. Przyczynami anomalnych koncentracji radonu w powietrzu glebowym mogą być zarówno istniejące systemy spękań i uskoków, jak również warstwy nieprzepuszczalne dla gazów (osady ilaste) tworzące „pułapki radonowe” [53, 58, 63].

Do terapii oprócz wód leczniczych stosowano także zabiegi w inhalatoriach. Jedyne naturalny obiekt tego typu w Polsce znajdował się w Kowarach. Wykorzystywano do tego celu powietrze pouranowej sztolni 19a kopalni Podgórze [348, 360]. Jak wykazały ostatnie pomiary (1991 r.) zawartość radonu w powietrzu tej sztolni przy nieczynnej od dłuższego czasu wentylacji dochodziła do około 550 kBq/m^3 (!) [60]. W związku ze znajomością występowania licznych punktów mineralizacji i złóż uranu w okolicy Kletna w Masywie Śnieżnika również tam spodziewano się występowania podwyższonych koncentracji radonu. Chcąc powielić doświadczenia inhalatorium w Kowarach przeprowadzono odpowiednie pomiary w zlewni Kleśnicy oraz w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie. Maksymalne stężenia radonu w wodach jaskini rzadko przekraczały 40 Bq/dm^3 [52], natomiast badania wykonane w sztolni Śnieżnik położonej w Małym Leju na zboczach Śnieżnika (1425 m.n.p.m.) wykazały jedne z najwyższych notowanych wartości stężeń radonu w wodach Polski, tj. 3 kBq/dm^3 [54, 55]. W sztolni tej koncentracja radonu w powietrzu, przy nieczynnej wentylacji wynosiła około 1500 kBq/m^3 (!) [54, 55], podczas gdy w Jaskini Niedźwiedziej wynosiła maksymalnie 5 kBq/m^3 [52]. Późniejsze badania prowadzone m.in. przez autora w Jaskini Niedźwiedziej wykazały istnienie koncentracji przekraczającej 2 kBq/m^3 , a przede wszystkim silną sezonową i dobową zmienność tych koncentracji [62, 369]. Podobne rezultaty autor uzyskał w badaniach przeprowadzonych w sztolniach nieczynnej kopalni arsenu w Złotym Stoku [370]. Iwanowski w czasie wykonywania dokumentacji hydrogeologicznej wód leczniczych w Cieplicach Śląskich Zdroju stwierdził

także, że w tym rejonie (granit Karkonoszy) zawartość radonu w płytkich wodach podziemnych waha się od 0 do $1,0 \text{ nCi/dm}^3$ ($0\text{--}37 \text{ Bq/dm}^3$). Podwyższone wartości obserwował w utworach piaszczystych przykrytych glinami (maksymalnie $14,45 \text{ nCi/dm}^3$ – $1446,65 \text{ Bq/dm}^3$), znacznie niższe zaś w luźnych osadach piaszczystych [210].

Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej prowadziło także badania związane z pomiarami koncentracji radonu w budynkach mieszkalnych i związanemu z tym narażeniu mieszkańców. Wyniki tych badań wskazują, że w Polsce najwięcej budynków, w których obserwowane są stężenia radonu przekraczające 200 Bq/m^3 znajduje się w Kotlinie Kłodzkiej, a maksymalne zanotowane tam koncentracje dochodzą do 500 Bq/m^3 [286].

Jak wynika z przedstawionych powyżej zagadnień geochemia radonu w Sudetach była do tej pory rozpatrywana przede wszystkim ze względu na wykorzystywanie radonu jako czynnika leczniczego, zwłaszcza w połączeniu z jego występowaniem w wodach. W związku z tym wiele wód zawierających podwyższone ilości rozpuszczonego radonu uznane zostały za lecznicze. W chwili obecnej zgodnie z Rozporządzeniem Rady Ministrów z dnia 16 sierpnia 1994 r. [380] do wód leczniczych zaliczono wody radoczynne ze złożeń w uzdrowisku Czerniawa Zdrój, szczawy wodorowęglanowo–wapniowo–radoczynne ze złożeń w uzdrowisku Kudowa Zdrój, wody termalne radoczynne siarczkowe fluorkowe ze złożeń w uzdrowisku Łądek Zdrój, wody siarczkowe radoczynne ze złożeń w uzdrowisku Przerzeczyn Zdrój, szczawy wodorowęglanowo–sodowe radoczynne ze złożeń w uzdrowisku Szczawno Zdrój, szczawy radoczynne oraz wody radoczynne ze złożeń w uzdrowisku Świeradów Zdrój. Wszystkie wymienione złożeń wód leczniczych leżą w województwie jeleniogórskim i wałbrzyskim, na obszarze Sudetów, jedynie Przerzeczyn Zdrój znajduje się na ich Przedgórzu. Zostały one uznane za lecznicze zgodnie z normą branżową BN–74/9560–05 z 1974 r. (!). Według tej normy za radoczną uznaje się wodę zawierającą co najmniej 2 nCi/dm^3 (74 Bq/dm^3) składników promieniotwórczych. Od 1994 r. norma ta została zastąpiona Rozporządzeniem Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa [379], w którym definiuje się wartość radocznności. Jeśli przekracza ona 2 nCi/dm^3 (74 Bq/dm^3) wówczas wodę taką można uznać za radoczną. Oprócz wymienionych wyżej złożeń radon w normatywnych ilościach występuje także w innych wodach leczniczych, które jednakże za takie uznane zostały z innych względów. Należą do nich wody i szczawy ze złożeń w uzdrowiskach Duszniki Zdrój, Długopole Zdrój, Cieplice Śląskie Zdrój. Do niedawna (do 1994 roku) podobny status posiadały także wody Kowar.

4.4. PODSUMOWANIE

Jak wynika z informacji przedstawionych w poprzednich rozdziałach badania związane z geochemią radonu były prowadzone wyrywkowo i sporadycznie, a w głównej mierze związane były z leczniczym wykorzystaniem wód radoczynnych. Dlatego też obecny stan wiedzy na ten temat jest z pewnością niewystarczający, zwłaszcza wobec sporów dotyczących oddziaływania radonu na organizm człowieka. Większość wniosków dotyczących przyrodniczych uwarunkowań występowania radonu w środowisku naturalnym Sudetów oraz jego zachowania się pod wpływem różnorodnych czynników fizycznych i chemicznych była oparta o wnioski z literatury światowej. Większość prac oryginalnych była związana z geochemią pierwiastków macierzystych radonu, zwłaszcza uranu oraz z opisowym traktowaniem lokalnych zagadnień związanych z obecnością radonu głównie w wodach leczniczych. Jak dotąd nie wykorzystano także zgromadzonych w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat wyników pomiarów stężeń radonu w wodach leczniczych Łąka Zdroju, Świeradowa Zdroju i Szczawna Zdroju.

Do tej pory genezę radonu wiązano głównie z obecnością skał charakteryzujących się podwyższoną zawartością pierwiastków promieniotwórczych (głównie izotopów uranu i toru) oraz ich silnego zaangażowania tektonicznego, a także w przypadku wód radoczynnych czasem kontaktu wody ze skałą. Zauważono także spadek zawartości radonu wraz z głębokością krążenia wód podziemnych, wzrost jego stężeń w tych wodach w okresie zimowym w porównaniu do miesięcy letnich, a także silne wahania jego koncentracji, które próbowano wyjaśniać wypieraniem radonu przez dwutlenek węgla lub czynnikami tektonicznymi oraz różnym stopniem mieszania się wód płytkiego krążenia (zawierających wyższe koncentracje radonu) z wodami głębokiego krążenia (termalnymi lub szczawami). Według wyników przeprowadzonych badań podwyższone koncentracje tego gazu mogą być także wynikiem występowania utworów słabo przepuszczalnych lub nieprzepuszczalnych powyżej warstw o dużej porowatości, które to ułożenie powoduje powstawanie „pułapek radonowych”.

Stan wiedzy o geochemii radonu w Sudetach bardzo dobrze charakteryzuje wspomniana wcześniej obowiązująca do 1994 roku norma branżowa, na równi traktująca zawarty w wodach rad i radon (!) – podająca jako składniki radioaktywne wody radoczynnej jedynie dwa pierwiastki (nie izotopy): rad (Ra) i radon (Rn). Wobec możliwości uznania wód radoczynnych za lecznicze powyższa definicja wydaje się dalece niewystarczająca. Wspomniana norma usankcjonowała ustalenia w tym zakresie poczynione na II Zjeździe Polskiego Towarzystwa Balneologicznego w Łądku Zdroju w 1956 r. Jednakże i obowiązujące w chwili obecnej Rozporządzenie Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa [379], uznaje za wodę leczniczą wodę „wykazującą radoczynność o wartości co najmniej 2 nanocurie na dm³”. W myśl

definicji radoczynny to zawierający ślady radu lub pierwiastków radioaktywnych, pochodzących z naturalnego rozpadu radu lub po prostu wykazujący radioaktywność [444]. Tak więc i wspomniane powyżej, obowiązujące obecnie, rozporządzenie świadczy o niezadawalającym stanie wiedzy na temat wód radoczynnych, zwłaszcza wobec potencjalnej możliwości ich wykorzystania do zabiegów leczniczych w uzdrowiskach.

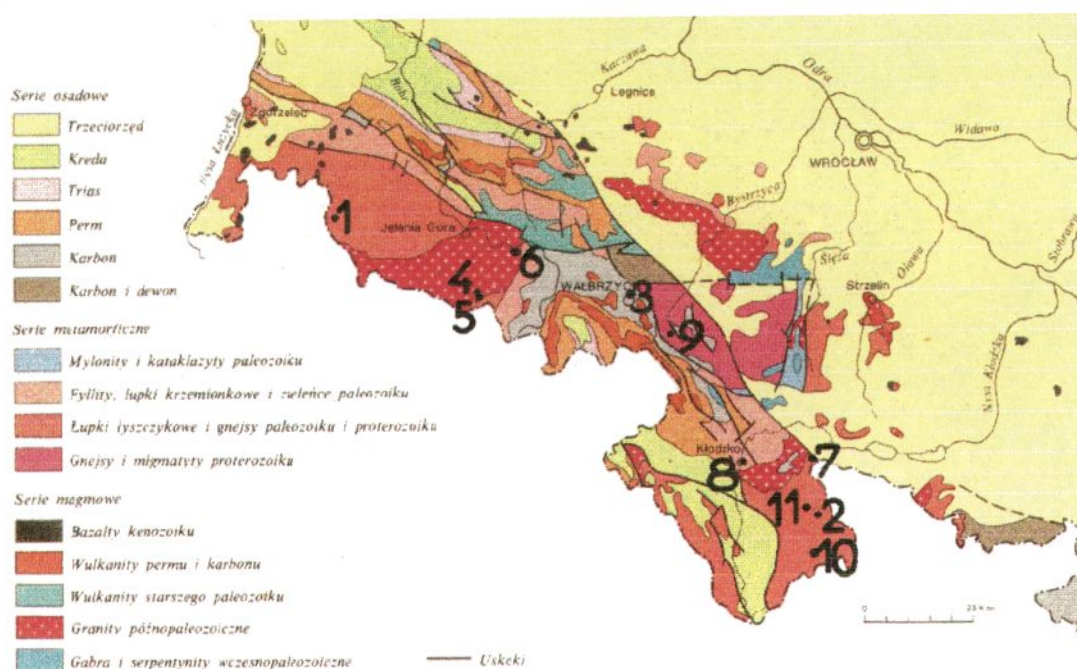
W chwili obecnej dysponujemy więc niepełną i wyrywkową wiedzą na temat geochemii radonu w wodach podziemnych (głównie leczniczych) i szczątkowym jej rozpoznaniem w innych środowiskach geologicznych Sudetów. Utrudnia to zarówno gospodarowanie złożami wód leczniczych, jak również uniemożliwia wyznaczenie obszarów podwyższonego ryzyka występowania wysokich koncentracji radonu.

CZĘŚĆ SZCZEGÓŁOWA

5. DOBÓR OBIEKTÓW BADAŃ, ICH CHARAKTERYSTYKA, DANE ARCHIWALNE ORAZ ZASTOSOWANE METODY BADAŃ

5.1. OBIEKTY BADAŃ GEOCHEMII RADONU W SUDETACH I KRYTERIA ICH DOBORU

W związku z istniejącymi danymi archiwalnymi oraz dostępnymi metodami pomiaru badania przeprowadzono w wodach leczniczych oraz w wybranych obiektach podziemnych (nieczynne wyrobiska kopalń, jaskinie, podziemne trasy turystyczne). Obszary, na których prowadzono badania zaznaczono na uproszczonej mapie geologicznej Dolnego Śląska (rys. 5.1.).



Rys. 5.1. Lokalizacja obiektów badań geochemii radonu w Sudetach na tle uproszczonej mapy geologicznej Dolnego Śląska:

Wody lecznicze: 1 - Świeradów Zdrój, 2 - Lądek Zdrój, 3 - Szczawno Zdrój, 4 - Kowary;

Obiekty podziemne: 5 - Kowary, 6 - Rudawy Janowickie (zamek Bolczów), 7 - Złoty Stok, 8 - Kłodzko, 9 - Walim, 10 - Jaskinia Niedźwiedzia, 11 - Jaskinia Radochowska.

5.1.1. Wody lecznicze

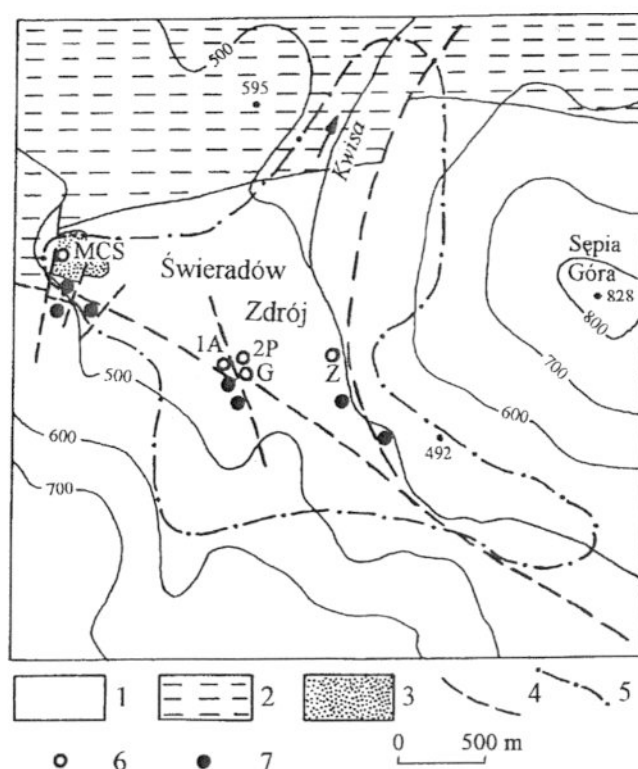
Podstawową część badań związanych z geochemią radonu w Sudetach przeprowadzono w środowisku wód podziemnych, zwłaszcza zaś uznanych za lecznicze ze względu na zawartość radonu. Związane to było z uznaniem takich wód za kopaliny podstawowe, a tym samym ich dużym znaczeniem gospodarczym. Rezultaty podjętych badań mogą w znacznym stopniu poprawić sposób gospodarowania zasobami tych wód.

Spośród wód uznanych za lecznicze ze względu na zawartość radonu wybrano złoża:

- wód radoczynnych siarczkowych fluorkowych w Łądku Zdroju,
- szczaw wodorowęglanowo-sodowych radoczynnych w Szczawnie Zdroju,
- szczaw radoczynnych i wód radoczynnych w Świeradowie Zdroju. Podstawowym kryterium doboru było istnienie w tych uzdrowiskach conajmniej kilkuletnich obserwacji stężeń radonu mierzonych raz w miesiącu lub nawet kilka razy w tygodniu. Za wybraniem tych złóż przemawiało również znaczne wykorzystanie ich wód oraz rozpuszczonego w nich radonu do różnorodnych zabiegów leczniczych. Prace te są także kontynuacją badań podejmowanych przez wielu autorów w różnych okresach.

5.1.1.1. Świeradów Zdrój

Świeradów Zdrój jest uzdrowiskiem leżącym w obrębie tzw. bloku karkonosko-izerskiego. Jest to duża jednostka geologiczna Sudetów zachodnich. W jej skład wchodzi dwie zasadnicze części – granitowy masyw karkonoski oraz jego metamorficzna osłona. Okolice Świeradowa Zdroju budują skały okrywy metamorficznej, którymi w tym rejonie są różne odmiany gnejsów, granitognejsów i łupków. Wśród tych skał występują również niewielkie wtrącenia skał żyłowych (aplity, żyły kwarcowe, amfibolity). Wiek skał tego kompleksu określany jest jako prekambryjski. Ze względu na górski charakter rzeźby terenu utwory te leżą jedynie pod niewielkim nadkładem utworów czwartorzędowych (gliny i rumosze stokowe, piaski i żwiry dolin rzecznych, torfy). W obrębie skał metamorficznych można wyróżnić dwa kierunki dyslokacji mające przebieg NW-SE oraz NE-SW (Rys. 5.2.). Głównym uskokiem tego regionu jest tzw. uskoki źródłowy Świeradowa o kierunku NW-SE, który poprzerywany jest licznymi poprzecznymi dyslokacjami o przebiegu NE-SW. Powierzchnie uskokowe, a zwłaszcza miejsca ich przecinania się, uznaje się za zasadnicze obszary krążenia wód leczniczych w bloku izerskim [57, 58, 95, 125, 132, 135, 432, 439, 455, 456].



Rys. 5.2. Uproszczony szkic geologiczny okolic Świeradowa Zdroju z zaznaczonymi ujęciami badanych wód leczniczych (według [125, 432]).

1 - gnejsy i granitognejsy, 2 - łupki łyszczykowe, 3 - leukogranity, 4 - uskoki, 5 - granice obszaru zabudowy Świeradowa Zdroju, 6 - ujęcia badanych wód leczniczych (MCS - ujęcia Marii Curie-Skłodowskiej, 1A - odwiert 1A, 2P - odwiert 2P, G - ujęcie Górne, Z - ujęcie Zofia), 7 - ujęcia innych wód leczniczych.

Do celów balneologicznych w Świeradowie Zdroju eksploatowane są dwa typy wód – słabo zmineralizowane wody radoczyste płytkiego krążenia oraz szczawy radoczyste. Charakter fizykochemiczny tych ostatnich jest wynikiem mieszania się szczawów o składzie chemicznym uformowanym na dużych głębokościach z płytkimi wodami radoczystymi [57, 58]. Szczawy te zawierają wolny dwutlenek węgla, którego obecność związana jest z ostatnimi przejawami trzeciorzędowego wulkanizmu. Taki pogląd potwierdzają wyniki badań składu izotopowego węgla w dwutlenku węgla [94].

W chwili obecnej eksploatowane są wody radoczyste z ujęcia Marii Curie-Skłodowskiej (MCS) składającego się z sześciu studni o głębokości od 2,5 do 6,5 m [395]. Leżą one w obrębie leukogranitów i granitognejsów [125, 135]. Szczawy natomiast są obecnie eksploatowane w ujęciach Górne i 1A, a były także eksploatowane w ujęciach 2P i Zofia. Reprezentują one generalnie typ $\text{HCO}_3\text{--Ca--(Mg)}$, Rn. We wszystkich wspomnianych ujęciach wypływają one z gnejsów i granitognejsów. W ujęciu Górne szczawy eksploatowane są trzema studniami o głębokościach od 6 do 10 m. Są one połączone hydraulicznie, a całkowita ich wydajność wynosi $0,5 \text{ m}^3/\text{h}$, przy czym wydajność studni nr 3 jest wyższa niż łączna wydajność studni nr 1 i 2, które są zbliżone [395]. W od-

wiercie 1A szczawy są eksploatowane z głębokości 34–53 m z wydajnością 0,7 m³/h. W nieeksploatowanych obecnie ujęciach – źródle Zofia i odwiercie 2P szczawy ujęte były odpowiednio na głębokościach 8,5 m z wydajnością 0,2 m³/h oraz 155–160 m, 185–218 m, 250–265 m z wydajnością 0,24 m³/h [125, 128, 130, 131, 299].

W oparciu o wyniki przeprowadzonych badań izotopowych należy stwierdzić, że wody lecznicze Świeradowa Zdroju charakteryzują się różnym wiekiem. W ujęciu 2P mamy do czynienia z wodami beztrytowymi, a zatem infiltrującymi przed 1952 rokiem, ale i po ostatnim interglacjale, a więc w holo-cenie. Znacznym wiekiem charakteryzowała się także woda z ujęcia Zofia, której wiek określono na około 400 lat. Natomiast czas przepływu podziemnego składowej trytowej wód z ujęć Górne 2, 1A i 3A oszacowano odpowiednio na 87, 63 i 59 lat. Najkrótszym okresem przepływu podziemnego charakteryzują się wody wypływające w ujęciach MCS i Sancta Maria, ich wiek można oszacować na około 5 lat [59].

Pierwsze analizy zawartości radonu w wodach leczniczych Świeradowa Zdroju zostały wykonane na początku wieku, zaś najstarsze zachowane w dokumentach wyniki pochodzą z 1944 roku [299]. Po wojnie w miarę regularne pomiary rozpoczęto w latach 1961–1965. Pomiary zawartości radonu w wodach wykonywane są nieregularnie od kilku razy w miesiącu do kilku razy w tygodniu. Zdarzają się także kilkutygodniowe lub kilkumiesięczne okresy, kiedy pomiarów się nie wykonywało. Wraz z pomiarami zawartości radonu dokonywane są pomiary temperatury wody, wydajności ujęcia, zawartości wolnego dwutlenku węgla, a także zawartości jonu wodorowęglanowego. Bardzo rzadko wykonuje się oznaczenia pH wody. Często pomiary poszczególnych parametrów prowadzone są w różnych dniach lub ze zbyt małą dokładnością, co utrudnia lub nawet uniemożliwia porównywanie ich między sobą i korelowanie zmian wartości tych parametrów. Pomiary zawartości radonu wykonywane są także przy corocznych analizach chemicznych wód wykonywanych przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju. W sumie w ciągu ostatnich 11 lat pomiarów (1986–1996) zgromadzono 2361 wyników pomiarów stężeń radonu w wodach ujęcia „Górne” oraz 1A, a także kilkaset wyników pomiarów w wodach głębokiego odwiertu 2P. Jednakże wyniki z tego ostatniego ujęcia są trudne do interpretacji ze względu na niewystarczającą dokładność metody pomiarowej w stosunku do zawartości radonu w wodach z tego ujęcia (często poniżej 0,1 nCi/dm³ – 3,7 Bq/dm³), dlatego też nie zostały uwzględnione w pracy [299].

5.1.1.2. Łądek Zdrój

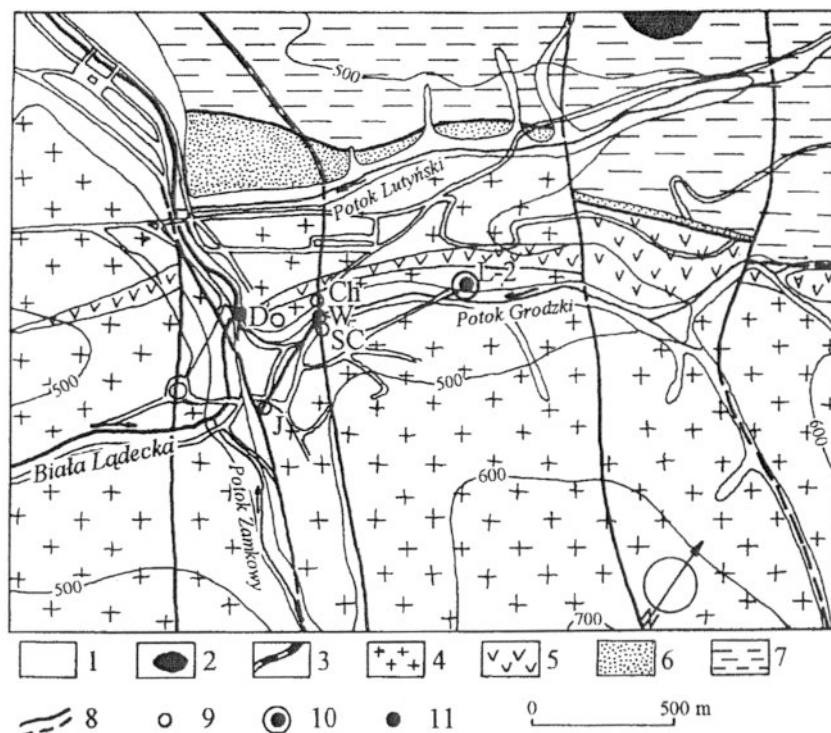
Łądek Zdrój leży w obrębie metamorfiku Łądka-Śnieżnika, będącego wschodnią częścią kopuły orlicko-śnieżnickiej. Jest to najdalej na wschód wysunięta jednostka geologiczna Sudetów zachodnich. Metamorfik ten

ograniczony jest od zachodu rowem górnej Nysy od zachodniej części kopuły orlicko-śnieżnickiej, czyli krystaliniku Gór Bystrzyckich i Orlickich. Od północnego-wschodu ogranicza go sudecki uskok brzeżny, natomiast od północnego zachodu graniczy z granitoidową intruzją kłodzko-złotostocką. Granicę wschodnią i południową wyznacza nasunięcie ramzowskie oddzielające Sudety wschodnie od zachodnich [91, 341].

W budowie geologicznej okolic Łądka Zdroju biorą udział głównie skały krystaliczne wieku proterozoiczno-paleozoicznego. Należą do nich skały łupkowej serii strońskiej (łupki łyszczykowe, wapienie krystaliczne, amfibolity, łupki amfibolitowe, kwarcyty, erlany i in.), gnejsy gieraltowskie (gnejsy plagioklazowe zmikroklinizowane, migmatyty, gnejsy oligoklazowo-mikroklinowe z biotytem, gnejsy kwarcowo-plagioklazowe) oraz gnejsy śnieżnickie (gruboziarniste, oczkowe, o zróżnicowanej strukturze i teksturze). Wszystkie te skały powstały w wyniku polimetamorficznej i policyklicznej ewolucji serii suprakrustalnej. Najslabiej zostały przeobrażone łupki strońskie, a najsilniej gnejsy gieraltowskie. W karbonie miało miejsce wtargnięcie magm granitoidowych, co w okolicy Łądka Zdroju spowodowało powstanie żył lamprofirowych i kwarcowych. Na przełomie trzeciorzędu i czwartorzędu zaznaczyła się w tym rejonie także aktywność wulkaniczna. Powstały wówczas żyły i kopuły bazaltoidów. W dolinach rzek i potoków występują osady trzeciorzędu i czwartorzędu, a ich miąższość maleje na stokach i wierzchołkach wzgórz, które przykryte są zwietrzelinami stokowymi (Rys. 5.3.) [135, 152–154]. Zawartość uranu w gnejsach gieraltowskich i skałach serii strońskiej wynosi średnio 5 g/t, w gnejsach śnieżnickich zaś jest wysoka i przekracza nawet 11 g/t [365].

Na obszarze Łądka Zdroju wyróżnia się dwa antyklinoria – Gieraltowa i Radochowa przedzielone synklinorium łądecko-trawniańskim. W ich obrębie zaznacza się wiele dyslokacji nieciągłych, które są drogami przepływu wód podziemnych. Mają one przebieg NW-SE i są prostopadłe do wydzielonych powyżej jednostek tektonicznych. Sieć tych uskoków jest szczególnie gęsta na obszarze Łądka Zdroju, gdzie są one odległe od siebie o 200–400 m.

Utworami wodonośnymi dla wód leczniczych Łądka Zdroju są różnie wykształcone gnejsy gieraltowskie. Wodami tymi są wody szczelinowe głębokiego krążenia. Wszystkie ujęcia wód termalnych w Łądku Zdroju (źródła: Jerzy, Wojciech, Dąbrówka, Chrobry, Skłodowska-Curie oraz odwiert L-2) zasilane są wodami z jednego złoża. Jest to woda słabo zmineralizowana, wodorowęglanowo-sodowa, radoczyzna, fluorkowa, siarczkowa, termalna typu $\text{HCO}_3\text{--F--Na}$. Cały proces tworzenia się tych wód zachodzi w strukturze źródłowej zawartej w obrębie metamorfiku Łądka-Śnieżnika, a jej głębokość można ocenić na około 2000–2500 m. Po infiltracji wód na obszarze zasilania, który znajduje się w Górach Bialskich i południowej części Gór Złotych, woda przepływa na znacznych głębokościach ku NW dużymi strefami dyslokacyjnymi o kierunku NW-SE, gdzie formuje swój skład chemiczny i właściwości fizyczne.



Rys. 5.3. Uproszczony szkic geologiczny okolic Łądka Zdroju z zaznaczonymi badanymi ujęciami wód leczniczych (według [154, 297]).

1 - osady aluwialne, 2 - bazalty, 3 - lamprofiry, 4 - gnejsy gierałtowskie, 5 - gnejsy śnieżnickie, 6 - mylonity, 7 - łupki serii strońskiej, 8 - uskoki, 9 - źródła badanych wód leczniczych (D - Dąbrówka, Ch - Chrobry, W - Wojciech, SC - Skłodowska-Curie), 10 - odwiert L-2, 11 - inne ujęcia wód leczniczych.

Naturalne wypływy wód z głębi struktury powstają wzdłuż uskoku Łądka Zdroju, poprzecznego do wymienionych stref dyslokacyjnych. Natomiast wypływy wód w postaci źródeł związane są ponownie z uskokami o kierunku sudeckim i pojawiają się w miejscach rozwidleń uskoków. Zróżnicowanie składu wód w poszczególnych ujęciach jest rezultatem rozcieńczania wód termalnych wodami zwykłymi, a przede wszystkim wykorzystując gęstą i rozległą sieć spękań uskoków i dyslokacji. Proces mieszania pozwala uszeregować ujęcia w kolejności od zawierających najmniejszą domieszkę wód zwykłych do najbardziej rozcieńczonych – L-2, Chrobry, Wojciech, Skłodowska-Curie, Dąbrówka, Jerzy. Wody termalne głębokiego krążenia (uznane za lecznicze) zawierają niewielkie ilości radonu (około $4 \text{ nCi/dm}^3 = 148 \text{ Bq/dm}^3$), dlatego też ostateczne stężenia radonu w wodach eksploatowanych ujęć są wynikiem mieszania się z wodami płytkimi. Wody te dopływają do rejonu ujęć dyslokacjami o kierunku NE-SW od strony SW [53, 56, 58 135, 152–154, 438, 440, 455, 456, 512].

Wiek wód leczniczych Łądka Zdroju na podstawie badań izotopowych oraz zawartości gazów szlachetnych określono na około 9000 lat [58, 59, 512].

Wody zwykle płytkiego krążenia zawierają znacznie wyższe koncentracje radonu (do około $15 \text{ nCi/dm}^3 = 555 \text{ Bq/dm}^3$) niż wody uznane za lecznicze. Jedynie w źródle Jerzy notowane stężenia tego gazu przekraczają wartości

notowane w ujęciach wód zwykłych, co należy tłumaczyć wtórnym jego koncentrowaniem się. Wody lecznicze wypływające w ujęciach lądeckich zawierają niewielkie ilości rozpuszczonego uranu i radu, które wynoszą odpowiednio $1 \cdot 10^{-7}$ g/dm³ i $5 \cdot 10^{-12}$ g/dm³. Tak więc podwyższoną zawartość radonu w wodach leczniczych Łądką Zdroju wiąże się przede wszystkim z zawartością w skałach promieniotwórczych izotopów macierzystych tego gazu, zwiększonym współczynnikiem emanacji skał w strefach dyslokacyjnych, na których występują ujęcia, oraz z czasem kontaktu wody ze skałą [53, 56, 58, 135, 154].

Pomiary zawartości radonu w wodach wykonywane są nieregularnie, najczęściej raz w tygodniu, a w źródle Jerzy (o najwyższej zawartości radonu) kilka (2–4) razy w tygodniu. Zdarzają się także kilkutygodniowe lub kilkumiesięczne, a nawet ponad roczne okresy, kiedy pomiarów nie wykonywano. Wraz z pomiarami zawartości radonu dokonywane są pomiary temperatury wody, wydajności ujęcia oraz zawartości siarkowodoru. Często jednak pomiary poszczególnych parametrów prowadzone są w różnych dniach, co utrudnia porównywanie ich między sobą i korelowanie zmian wartości tych parametrów. Pomiary zawartości radonu wykonywane są także przy corocznych analizach chemicznych wód przeprowadzanych przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju. W sumie w okresie od 1965 do 1995 roku zgromadzono 6949 wyników pomiarów stężeń radonu w wodach wszystkich ujęć, z czego 3515 w ujęciu „Jerzy” [297].

5.1.1.3. Szczawno Zdrój

Rejon Szczawna Zdroju znajduje się w obrębie niecki śródsudeckiej, największej jednostki geologicznej Sudetów zachodnich. Struktura ta stanowi głębokie obniżenie tektoniczne wydłużone w kierunku NW-SE. Wzdłuż tego kierunku rozciąga się na długości około 70 km, natomiast jej szerokość wynosi około 30 km. Obniżenie to jest wypełnione serią osadów detrytycznych o miąższości kilku kilometrów. Sedymentacja ich rozpoczęła się w dolnym karbonie. Osady te reprezentowane są przez bardzo zróżnicowane litologicznie skały wykształcone w facji kulmu. Szczawno Zdrój leży w północno-wschodnim krańcu niecki, który tworzy klin wciśnięty pomiędzy krę gnejsową Gór Sowich a depresję Świebodzie [36, 135, 163, 180, 298, 452, 453].

W pobliżu Szczawna Zdroju występują skały metamorficzne – różnorodne odmiany gnejsów kry sowiogórskiej wraz z towarzyszącymi im licznymi żyłami kwarcowymi i pegmatytowymi. Najliczniej jednak reprezentowane są skały osadowe karbonu. W skład miąższej serii osadów karbońskich wchodzi utwory kulmu z Chwaliszowa (gruboławicowe zlepienie polimiktyczne zaliczane do dolnego turneju), kulmu z Lubomina (gruboławicowe zlepienie polimiktyczne z wkładkami szarogłazów i mułowców, zaliczane do górnego turneju oraz dolnego i środkowego wizenu) oraz kulmu ze Szczawna (cyklicznie powtarzające się zlepienie i szarogłazy górnego wizenu). Utwory górnokarbońskie repre-

zentowane są przez warstwy wałbrzyskie i warstwy z Białego Kamienia, wśród tych pierwszych występują wkładki węgla kamiennego. Na tak rozwiniętych osadach karbonu leżą niezgodnie utwory plejstocenu i holocenu o niewielkiej miąższości, wypełniające przede wszystkim dna dolin rzek i potoków (Rys. 5.4.) [36, 135, 163, 180, 452, 453, 298].

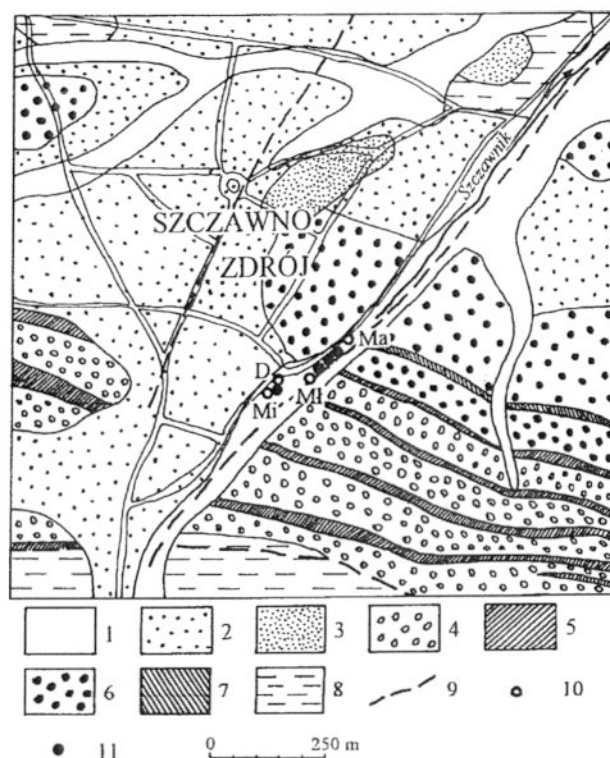
Do najważniejszych dyslokacji tego rejonu należy strefa tektoniczna Strugi, biegnąca w kierunku NW-SE i oddzielająca nieckę śródsudecką od depresji Świebodzić oraz prostopadły do niej uskok Szczawnika, biegnący doliną potoku o tej samej nazwie, który odgrywa zasadnicze znaczenie dla genezy wód leczniczych Szczawna Zdroju (zob. rys. 5.4.) [58, 135, 298, 452, 453].

Wody podziemne występujące w okolicach Szczawna Zdroju przepływają przez warstwy kulmu i należą do typu wód szczelinowych. Ich zasoby nie są duże ze względu na niekorzystne warunki infiltracji wód opadowych w głąb osadów kulmu. Pod względem składu chemicznego można wyróżnić wśród nich dwa typy szczaw: $\text{HCO}_3\text{--Na}$ (źródło Mieszko) oraz $\text{HCO}_3\text{--Na--Ca}$ (źródła Dąbrówka, Młynarz i Marta). Ich mineralizacja dochodzi do $4,7 \text{ g/dm}^3$, a zawartość wolnego CO_2 do $2,5 \text{ g/dm}^3$. Oba typy wód zasilane są odmiennie. Źródło Mieszko zasilane jest wodami infiltrującymi z potoku Szczawnik, natomiast pozostałe ujęcia zasilane są wodami opadowymi infiltrującymi w najbliższej okolicy tej miejscowości i dopływają w rejon ujęć strefami dyslokacyjnymi o przebiegu SE-NW. Wypływające w ujęciach wody lecznicze (szczawy) są rozcieńczane w różnym stopniu wodami płytkiego krążenia. Jedynym źródłem wykazującym podwyższoną zawartość radonu (do $7 \text{ nCi/dm}^3 = 259 \text{ Bq/dm}^3$) jest Marta. Jest to obecnie najdalej na północny-wschód wysunięte ujęcie Szczawna. Jego wody zostały ujęte z dziewięciu wypływów z kontaktu ławicy szarych szarogłazów i mułowców oraz ze szczelin w obu tych odmianach skał. Znajdują się one na głębokości około 5 m p.p.t. [58, 135, 298, 437, 455, 456].

Badania trytowe pozwalają stwierdzić, że wody źródła Mieszko charakteryzują się czasem podziemnego przepływu rzędu 10 lat, natomiast wody drugiego typu hydrochemicznego, w tym także ujęcia Marta, charakteryzują się wiekiem rzędu co najmniej stu lat [59].

Pomiary zawartości radonu w wodach wykonywane są raz w miesiącu. Oprócz pomiarów zawartości radonu dokonywane są pomiary temperatury wody, wydajności ujęcia, zawartości wolnego dwutlenku węgla oraz jonu wodorowęglanowego. Jednak pomiary poszczególnych parametrów prowadzone są w różnych dniach, co utrudnia, lub wręcz uniemożliwia porównywanie ich między sobą i korelowanie zmian wartości tych parametrów. Pomiary zawartości radonu wykonywane są także przy corocznych analizach chemicznych wód wykonywanych przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju. W sumie w okresie od stycznia 1994 do marca 1997 roku zgromadzono 39 wyników pomiarów stężeń radonu w wodach ujęcia „Marta” (dla tego

okresu istnieje komputerowa baza danych sporządzona przez mgr Pawła Filbiera – geologa w P.P.U. „Szczawno-Jedlina”) [298].



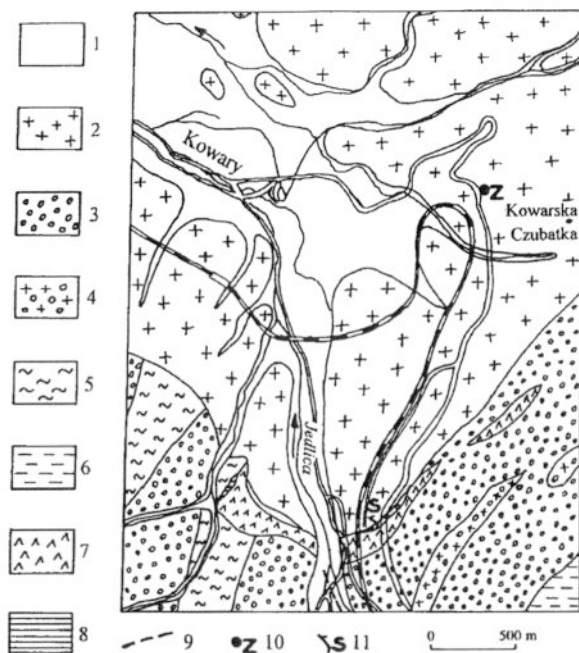
Rys. 5.4. Uproszczony szkic geologiczny okolic Szczawna Zdroju z zaznaczonymi ujęciami wód leczniczych (według [452]).

1 - aluwia holocenu, 2 - gliny zwałowe plejstocenu, 3 - piaski i żwiry (plejstocen), 4 i 5 - kulm ze Szczawna (odpowiednio zlepieńce i szarogłazy oraz mułowce; karbon), 6 i 7 - kulm z Lubomina (odpowiednio zlepieńce z wkładkami szarogłazów i mułowce z wkładkami szarogłazów; karbon), 8 - warstwy wałbrzyskie (zlepieńce, piaskowce, mułowce, wkładki węgla; karbon), 9 - uskoki, 10 - eksploatowane ujęcia wód leczniczych (Ma - Marta, D - Dąbrówka, Mł - Młynarz, Mi - Mieszko), 11 - inne ujęcia wód leczniczych.

5.1.2. Inne wody podziemne

Spośród innych wód podziemnych do badań wybrano wody radoczynne Kowar ze źródła nr 26, które w latach 1969–1994 były uznawane za lecznicze ze względu na zawartość w nich radonu. Są to wody słabo zmineralizowane, o mineralizacji ogólnej około 73 mg/dm^3 i zawartości radonu do 450 Bq/dm^3 [296]. Wystąpienie tych wód w postaci szczelinowego źródła wypływającego z kontaktu żyły aplitowej z granitem karkonoskim gruboziarnistym, porfirowatym, stanowi bardzo interesujący obiekt badań ze względu na ciekawą sytuację geologiczną tego źródła. Omawiany rejon znajduje się w strefie kontaktu granitu karkonoskiego ze skałami jego południowo-wschodniej osłony metamorficznej, którą w tym rejonie stanowią gnejsy kowarskie z wkładkami i soczewami skarnów i granitognejsów [430]. Geologia tego rejonu opisana została przy charakteryzowaniu sztolni w Kowarach (punkt 5.1.3.1.2.) i przedstawiona na

rys. 5.5. Nie bez znaczenia jest także fakt zaopatrywania się w wody tego źródła przez wiele osób mieszkających nawet w promieniu kilkudziesięciu kilometrów od Kowar. W najbliższej okolicy źródła istnieje znaczna ilość wyrobisk i sztolni, którymi eksploatowano złoża żelaza, ołowiu, a później także uranu [5, 35, 105, 311, 312]. W jednej z pobliskich sztolni autor prowadził także pomiary stężeń radonu (por. rozdz. 5.1.3.1.2.).



Rys. 5.5. Uproszczony szkic geologiczny okolic Kowar (według [430]).

1 - czwartorzęd, 2 - granity gruboziarniste porfirowate, 3 - gnejsy oczkowe, 4 - granitognejsy, 5 - gnejsy drobnowarstewkowe, 6 - łupki łyszczykowe, 7 - skarny, 8 - marmury, 9 - uskoki, 10 - źródło nr 26 w Kowarach, 11 - badana sztolnia w Kowarach.

Wiek wód podziemnych ze źródła nr 26 w Kowarach określono na podstawie zawartości trytu na około 15 lat [59].

Pomiary stężeń radonu w wodach tego źródła były wykonane w czasie prowadzenia prac dokumentacyjnych w 1965 roku oraz w 1996 roku (jeden pomiar) przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju.

5.1.3. Obiekty podziemne

Podstawowym kryterium wyboru podziemnych obiektów do badań przyrodniczych uwarunkowań radonu było dobranie ich w taki sposób, aby rozmieszczone były w różnych warunkach geologicznych (różnych typach skał) oraz możliwie równomiernie na całym obszarze Sudetów. Kolejnym kryterium było wybranie także takich obiektów, w których pomiary mogłyby zostać wykorzystane do oceny narażenia radiacyjnego osób w nich pracujących oraz do symulacji warunków istniejących w piwnicach budynków mieszkalnych. Dużą

rolę odgrywał także sposób wentylacji tych obiektów – wybrano je tak, aby były one wentylowane w różnym stopniu, ale zawsze w sposób niewymuszony (naturalny).

5.1.3.1. Wyrobiska nieczynnych kopalń

Spośród tysięcy istniejących do dzisiaj śladów starych robót górniczych na obszarze Sudetów wybranie zaledwie kilku do badań jest zadaniem bardzo trudnym. Autor zdecydował się na obiekty różniące się wielkością, sytuacją geologiczną, stopniem wentylacji oraz okresem ich powstania i czasem działalności górniczej, a także położeniem w Sudetach.

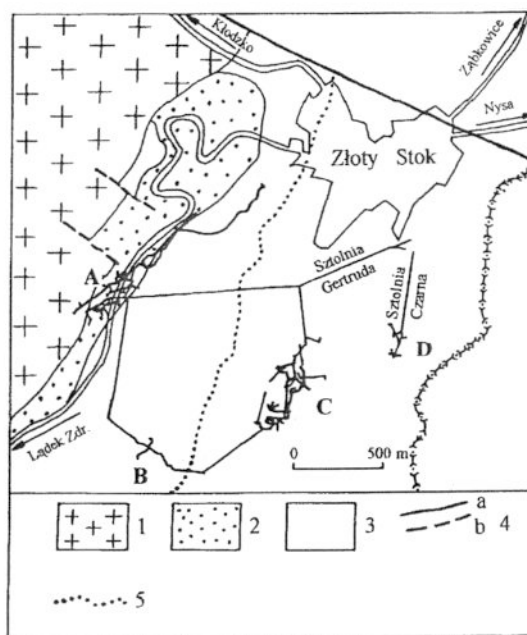
5.1.3.1.1. Złoty Stok

Najdalej wysuniętymi w kierunku wschodnim obiektami są sztolnie nieczynnej kopalni arsenu i złota w Złotym Stoku. Leżą one w obrębie kompleksu skał metamorficznych strefy tektonicznej Złoty Stok–Skrzynka, która znajduje się w obszarze granicznym Sudetów wschodnich i zachodnich. Strefa ta stanowi najdalej na północ wysunięty element metamorfiku Łądko–Śnieżnika. Od północy ograniczona jest sudeckim uskokiem brzeżnym, od zachodu i północno-zachodu intruzją granitoidu kłodzko-złotostockiego [77, 91, 341, 394, 489, 490]. Kompleks skalny strefy Złoty Stok–Skrzynka w rejonie Złotego Stoku cechują zjawiska kataklazy i mylonityzacji o zmiennym nasileniu. Podstawowym zespołem skalnym tej jednostki są łupki łyszczykowe, łyszczykowo-kwarcowe i kwarcytowe. Ponadto występują gnejsy, leptynity, amfibolity, a także serpentynity i wapienie krystaliczne. W pobliżu granitoidowego masywu kłodzko-złotostockiego skały te są przeobrażone kontaktowo (Rys. 5.6.) [254, 255, 323, 411].

W skałach rejonu Złotego Stoku występuje polimetaliczna mineralizacja rudna. A. Muszer wydzielił siedem etapów, w których następował jej rozwój. Główny jednak element procesów mineralizacyjnych w złożu złotostockim stanowi waryscyjskie okruszczowanie pneumato-hydrotermalne, które związane jest genetycznie z granitoidową intruzją kłodzko-złotostocką, a przestrzennie z wkładkami wapieni krystalicznych [323].

Eksploatację złoża w Złotym Stoku rozpoczęto już w XII–XIII w. w celu wydobywania złota współwystępującego z kruszcami arsenu, niektórzy jednak autorzy uważają, że początki robót górniczych można datować na VII i VIII wiek [164]. Sam arsen natomiast stał się przedmiotem wydobywania dopiero na przełomie XVII i XVIII w. Przed blisko 150 laty Złoty Stok był najważniejszym światowym producentem tego surowca [78, 105].

Roboty górnicze prowadzone były w czterech polach wydobywczych: Polu Zachodnim (góra Haniak), Polu Białej Góry, Polu Góry Krzyżowej i Polu Góry Sołtysiej (por. Rys. 5.6.).



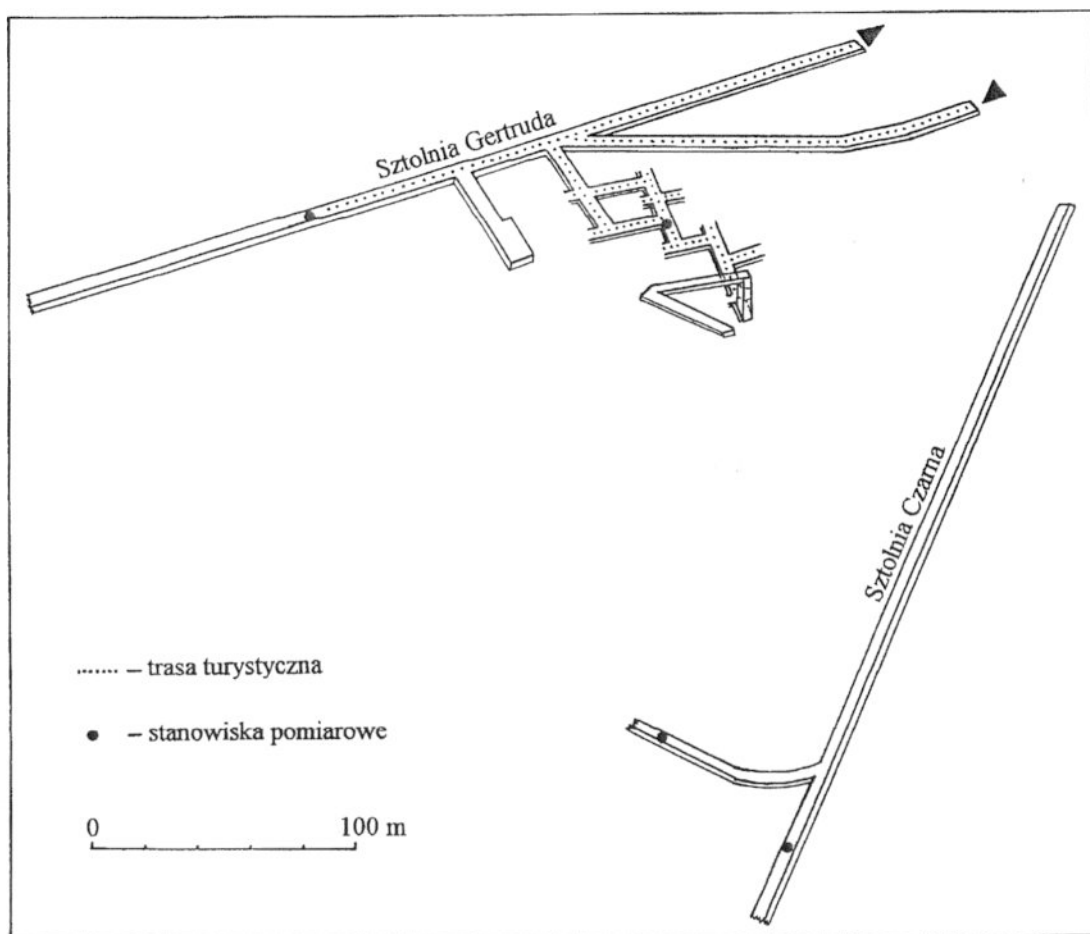
Rys. 5.6. Uproszczony szkic geologiczny okolic Złotego Stoku z zaznaczonymi wyrobiskami pól eksploatacyjnych kopalni arsenu i złota (według [77, 105]).

1 - granitoidy jawornickie, 2 - gnejsy haniackie (strefa tektoniczna Złoty Stok-Skrzynka), 3 - kompleks łupków metamorficznych z wkładkami marmurów, serpentynitów i in. (strefa tektoniczna Złoty Stok-Skrzynka), 4 - uskoki (a - pewne, b - przypuszczalne), 5 - granica zmian kontaktowych pod wpływem działania intruzji kłodzko-złotostockiej;

Pola wydobywcze kopalni arsenu i złota w Złotym Stoku: A - Pole Zachodnie (Pole góry Haniak), B - Pole Białej Góry, C - Pole Góry Krzyżowej, D - Pole Góry Sołtysiej.

W polimetalicznym złożu Złotego Stoku występują również pewne ilości minerałów promieniotwórczych. Pierwsze badania stwierdzające słabą radioaktywność hałd w Złotym Stoku przeprowadziło przedsiębiorstwo „Kuźnickie Rudniki” (Kowarskie Kopalnie) w latach pięćdziesiątych [35, 510]. Wyniki badań z lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych oraz najnowszych prac wskazują, że miejscami w których mogą występować minerały promieniotwórcze są rejony złoża złotostockiego pomiędzy Górą Haniak (Pole Zachodnie) a Białą Górą (Pole Białej Góry) [35, 323]. W rejonie tym stwierdzono okruszczowanie uranem w postaci minerału wtórnego – autunitu ($\text{Ca}[\text{UO}_2|\text{PO}_4]_2 \cdot 10(12-18)\text{H}_2\text{O}$). Pierwotne minerały uranu (uraninit – UO_2) stwierdzono natomiast w rudzie ze Złotego Stoku. W wyniku ich wietrzenia doszło do koncentracji autunitu w okolicach Białej Góry [324].

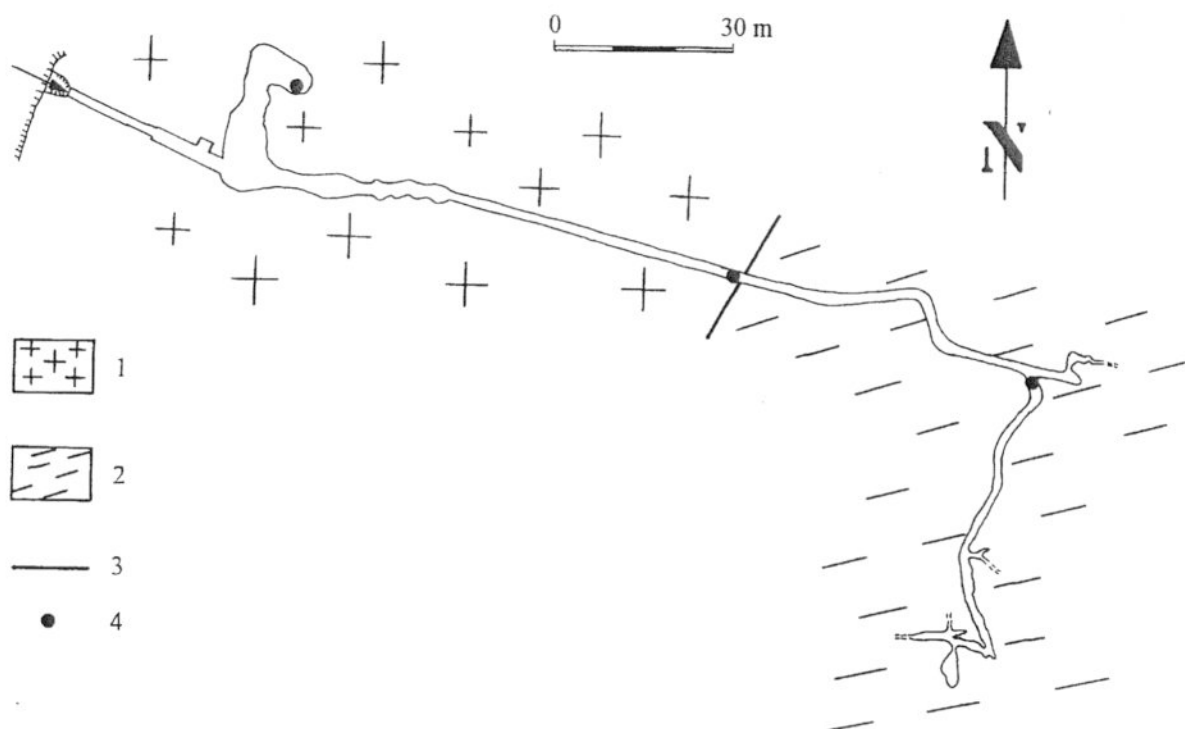
Własne pomiary autor prowadził w szerokich, dość dobrze i bardzo dobrze wentylowanych (naturalnie) wyrobiskach z ostatnich lat działalności kopalni (lata 60-te naszego wieku). Wentylację zapewniają szyby oraz kilka wylotów sztolni na różnych poziomach (Rys. 5.7.). Już w trakcie prowadzenia pomiarów w obiektach tych uruchomiono działalność podziemnej trasy turystycznej.



Rys. 5.7. Schematyczny plan wlotowych odcinków sztolni Gertruda i Czarna w Żółtym Stoku (według [301]) z zaznaczonymi stanowiskami pomiarowymi średnich miesięcznych stężeń radonu w powietrzu.

5.1.3.1.2. Kowary

W części zachodniej Sudetów wybrana została sztolnia w Kowarach nie związana jednakże z górnictwem uranowym. Znajduje się ona w obrębie Pola Wschód nieczynnej Kopalni Wolność. Sztolnia ta jest prawdopodobnie pozostałością przedwojennej eksploatacji rud żelaza [506]. Najistotniejszym czynnikiem kwalifikującym ten obiekt do podjęcia badań była interesująca budowa geologiczna obszaru, który przecina ta sztolnia (por. rys. 5.5.). W obrębie sztolni znajdują się granity karkonoskie (silnie zwiertzałe), strefa ich kontaktu ze skałami osłony – hornfelsami oraz osłona metamorficzna granitu Karkonoszy, w której wydzielić można różne odmiany hornfelsów oraz soczewki wapieni krystalicznych. Sztolnia ta posiada otwór wejściowy, który jest połączony z chodnikiem prowadzącym prawdopodobnie do zasypanego szybu, którym jednak do wnętrza przedostaje się powietrze atmosferyczne, co przy uwzględnieniu istnienia obu wlotów powietrza na różnych wysokościach zapewnia w miarę dobrą wentylację sztolni (Rys. 5.8.).



Rys. 5.8. Schematyczny plan sztolni w Kowarach na tle uproszczonej budowy geologicznej (według [506]) z zaznaczonymi stanowiskami pomiarowymi średnich miesięcznych stężeń radonu w powietrzu.

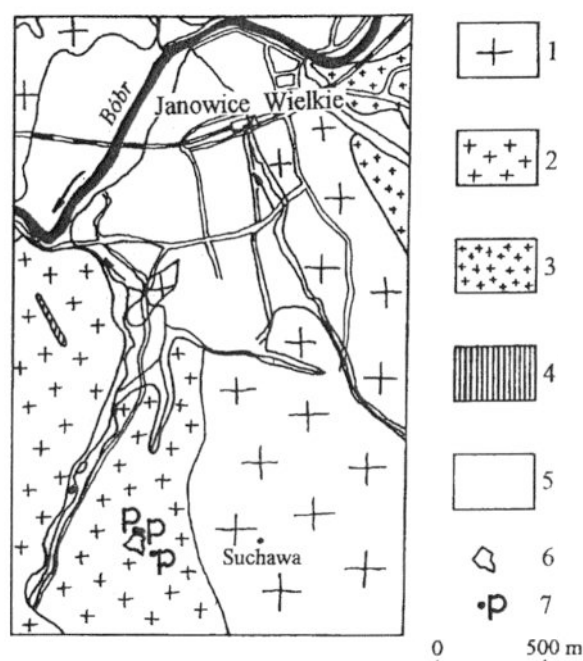
1 - granit karkonoski (różne odmiany), 2 - osłona metamorficzna (różne odmiany hornfelsów z soczewkami marmurów), 3 - bieg powierzchni kontaktowej granitu karkonoskiego ze skałami osłony, 4 - stanowiska pomiarowe.

Otwór wejściowy zlokalizowany jest w obrębie granitu karkonoskiego, który tworzy intruzję powstałą w górnym karbonie. Wiek bezwzględny wyznaczony metodą Rb-Sr wynosi około 325 mln lat [103]. Intruzję tą zaliczyć można według klasyfikacji Buddingtona do strefy mezo [307]. Granit Karkonoszy zawiera znaczne ilości uranu nawet w porównaniu z innymi masywami granitoidowymi Sudetów i świata. Najbogatszą w uran odmianą jest granit równoziarnisty i towarzyszące mu aplity i pegmatyty, najbogatszymi zaś partiami masywu są jego części brzeżne na północnym-wschodzie i południowym wschodzie. Większa część uranu zawartego w granicie karkonoskim znajduje się poza minerałami akcesorycznymi. Głównymi jego kolektorami są szczeliny, interstycje i minerały wtórne. Wskazuje to, że mineralizacja uranowa w tym masywie ma charakter wtórny i jest wynikiem działania roztworów pomagmowych. Często ziarna uraninitu występują w biotycie lub ziarnach innych minerałów (np. skaleni) występujących w pobliżu biotytu [35, 214, 275, 276, 311, 312].

Przebiegający południkowo grzbiet Rudaw Janowickich stanowi wschodnią i południowo-wschodnią osłonę granitu karkonoskiego. W rejonie sztolni widoczny jest kontakt granitu karkonoskiego z kompleksem gnejsów kowarskich, w skład którego wchodzi formacja rudonośna z Podgórze. Jest ona zbudowana z hornfelsów, marmurów i skarnów oraz nieregularnych ciał magnezytowych [302, 311, 312, 430, 454, 506].

W obrębie skał osłony granitu Karkonoszy występujących w sztolni autorowi nie udało się zidentyfikować żadnych śladów mineralizacji rudnej, natomiast dokładniejsze badania mikroskopowe tych skał wykazały istnienie znikomych domieszek minerałów rudnych w hornfelsach [506].

5.1.3.1.3. Wyrobiska popegmatytowe w Rudawach Janowickich



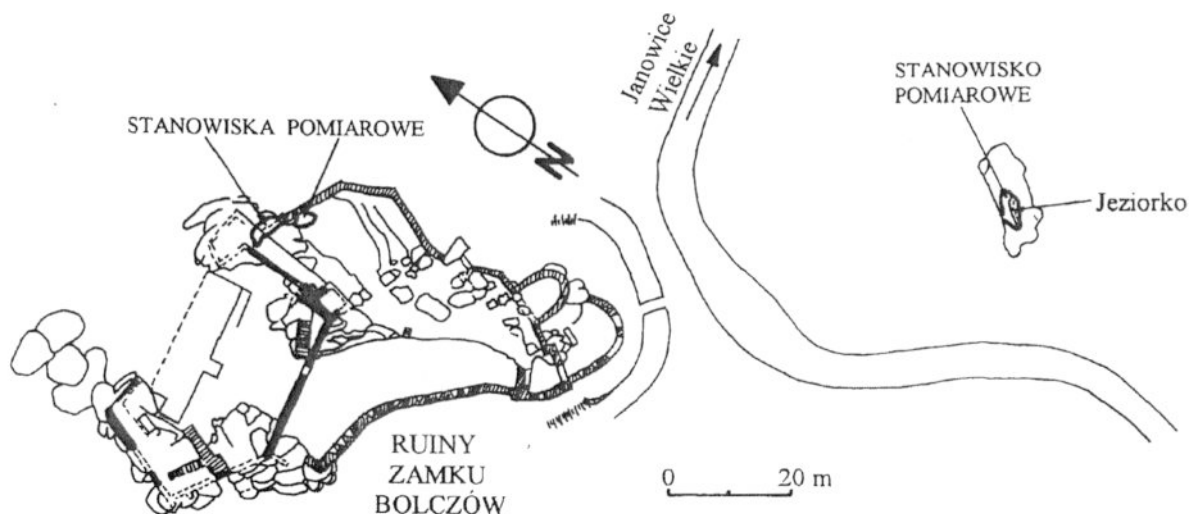
Rys. 5.9. Uproszczony szkic geologiczny rejonu ruin zamku Bolczów w Rudawach Janowickich (według [431]) z zaznaczonymi wyrobiskami popegmatytowymi, w których prowadzono pomiary średnich miesięcznych stężeń radonu.

1 - granity gruboziarniste porfirowate, 2 - granity średnioziarniste porfirowate, 3 - aplogranyty, 4 - apłity, 5 - czwarorzęd, 6 - ruiny zamku Bolczów, 7 - wyrobiska popegmatytowe.

Trzecią grupą obiektów są wyrobiska popegmatytowe zlokalizowane również w Sudetach zachodnich, w NE części masywu granitowego Karkonoszy, w pobliżu ruin zamku Bolczów w Rudawach Janowickich. O okresie ani celu eksploatacji minerałów pegmatytowych nic nie wiadomo, mimo poszukiwań w różnorodnych materiałach archiwalnych. Są to niewielkie obiekty o objętości kilku metrów sześciennych kute ręcznie w pegmatytach i granicie. Znajdują się one w obrębie odmiany średnioziarnistej, porfirowatej, alkalicznej granitu, która

w kierunku wschodnim przechodzi w odmianę gruboziarnistą porfirowatą, a kilkaset metrów dalej zaczyna się strefa kontaktowa. Stanowią ją skały hornfelsowe, które następnie kontaktują z różnorodnymi odmianami skał metamorficznych Rudaw Janowickich – wschodniej osłony granitu karkonoskiego (Rys. 5.9.) [307, 431].

Wyroby skał popegmatytowych są zupełnie otwarte, tworząc w zasadzie zagłębienia w skałach, a nie fragmenty sztolni lub szybów, co powoduje ich zupełną niemal otwartość na działanie czynników atmosferycznych, zapewniającą doskonałą wentylację (Rys. 5.10.). Pozostałości minerałów pegmatytowych świadczą o ich prostym składzie. Tworzą je przede wszystkim skalenie potasowe oraz kwarc. Występują w postaci żył, gniazd i miaroli. Towarzyszą im często wystąpienia aplitów, najczęściej w formie żył dochodzących w tym rejonie do miąższości około 1 m.



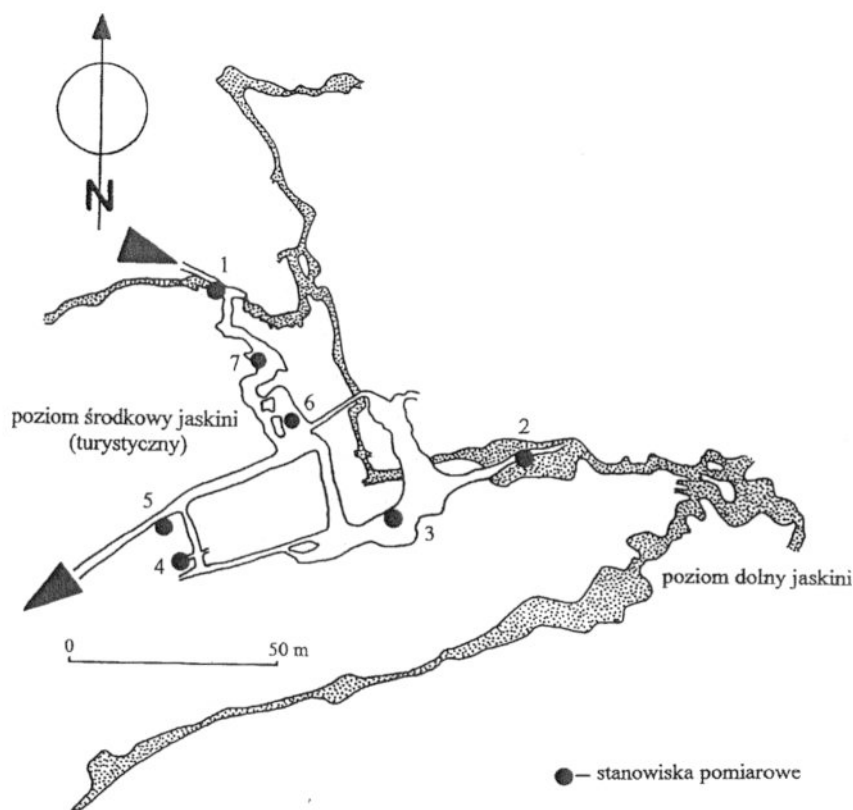
Rys. 5.10. Szkic okolicy ruin zamku Bolczów (według [167]) z zaznaczonymi wyrobiskami popegmatytowymi i zlokalizowanymi w ich obrębie stanowiskami pomiarowymi średnich miesięcznych stężeń radonu w powietrzu.

5.1.3.2. Jaskinie

5.1.3.2.1. Jaskinia Niedźwiedzia

Jaskinie, w których były prowadzone badania zostały wybrane przede wszystkim ze względu na prowadzone już wcześniej pomiary. Jaskinia Niedźwiedzia ponadto jest także podziemnym obiektem turystycznym, a ze

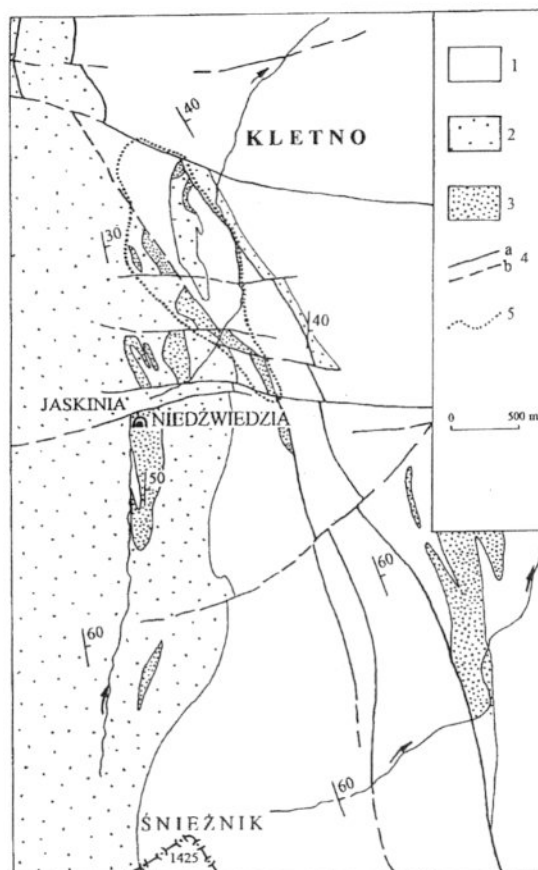
względu na jej status rezerwatu przyrody, także obiektem możliwie dobrze odizolowanym od wpływu zewnętrznych czynników atmosferycznych poprzez założenie odpowiednich śluz powietrznych. Składa się ona z systemu korytarzy i sal wypreparowanych przez wody podziemne zlewni Kleśnicy na trzech poziomach. Poziom dolny jest niedostępny dla zwiedzających, a poziom górny ma niewielkie rozmiary. Badania prowadzono w poziomie środkowym jaskini (dostępnym dla turystów) (Rys. 5.11.).



Rys. 5.11. Plan Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (według [42]) z zaznaczonymi stanowiskami pomiarowymi średnich miesięcznych stężeń radonu w powietrzu.

1 - Wielka Szczelina, 2 - Zaułek Kaskad, 3 - Sala Pałacowa, 4 - Korytarz Wodny, 5 - Korytarz Człowieka Pierwotnego, 6 - Biwak, 7 - Sala Lwa.

Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie jest utworzona w obrębie soczewki marmurów, znajdującej się wśród szarzielonych łupków łyszczykowych. Skały te należą do tzw. serii strońskiej, będącej jednym z zasadniczych elementów tworzących metamorfik Ładka-Śnieżnika. Skały tej serii w okolicy Jaskini Niedźwiedziej zapadają stromo w kierunku wschodnim pod gnejsy oczkowe, tzw. gnejsy przejściowe pomiędzy gnejsami gierałtowskimi a śnieżnickimi (Rys. 5.12.) [92, 140, 341].



Rys. 5.12. Uproszczony szkic geologiczny okolic Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (według [92]).

1 - gnejsy, 2 - seria strońska, 3 - marmury i erlany, 4 - uskoki (a - pewne, b - przypuszczalne), 5 - obszar byłej kopalni uranu w Kletnie.

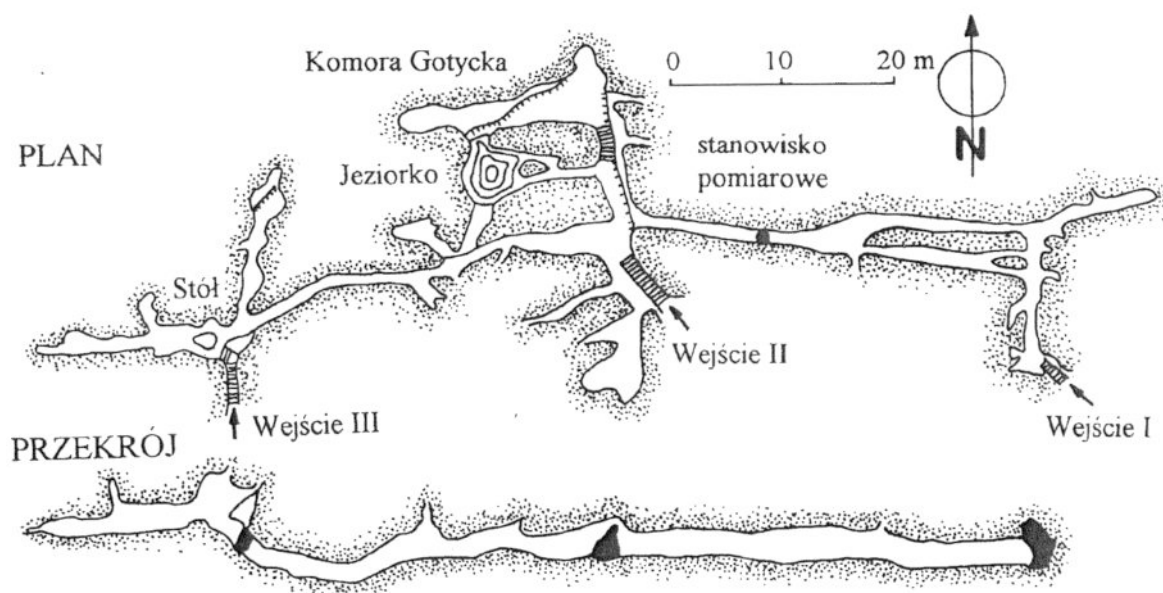
W pobliżu Jaskini Niedźwiedziej, w Kletnie w latach 1948-1953 była czynna kopalnia uranu. Istniejąca do dziś mineralizacja uranowa może prowadzić do powstawania znacznych ilości radonu w jej sąsiedztwie w skałach krystalicznych metamorfiku Łądko-Śnieżnika. Radon może być jednak produkowany także w skałach krystalicznych w związku z istnieniem w ich składzie minerałów zawierających nawet nieznaczne domieszki uranu [15, 35]. Z zestawienia budowy geologicznej z występowaniem punktów mineralizacji uranowej w tym rejonie oraz natężenia promieniowania gamma [367], a także na podstawie ogólnych prawidłowości w występowaniu koncentracji uranu w różnych typach skał można stwierdzić, że:

- na obszarze Kletna radon jest produkowany przede wszystkim w gnejsach i łupkach łyszczykowych otaczających i podścielających marmury, w których jest utworzona Jaskinia Niedźwiedzia, w skałach węglanowych ilość powstającego radonu jest znacznie mniejsza,
- spękanie masywu skalnego w obszarze położenia jaskini umożliwia migrację radonu przez utwory węglanowe ku powierzchni ziemi.

Prawidłowości gromadzenia się radonu w Jaskini Niedźwiedziej potwierdziły badania przeprowadzone w latach siedemdziesiątych i dziewięćdziesiątych m.in. także przez autora [52, 62]. Autorzy ci zwrócili uwagę na znaczne zróżnicowanie stężeń radonu w poszczególnych partiach Jaskini Niedźwiedziej. Zjawisko to sugerowało istnienie ruchów powietrza w jej obrębie oraz wymianę z powietrzem atmosferycznym i powietrzem niższego poziomu jaskini.

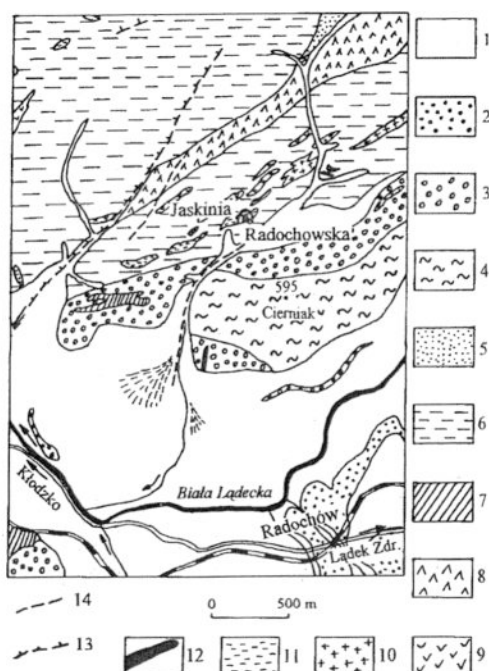
5.1.3.2.2. Jaskinia Radochowska

W celu porównania zachowania się radonu w odmiennych warunkach jaskiniowych badania prowadzono także w Jaskini Radochowskiej, która leży w obrębie tego samego, co Jaskinia Niedźwiedzia, kompleksu skalnego (metamorfik Łądko-Śnieżnika), jednakże jest jaskinią znacznie mniejszą, posiadającą kilka otworów wejściowych zapewniających swobodną wymianę powietrza z otoczeniem oraz leżącą z dala od złóż uranu (Rys. 5.13.).



Rys. 5.13. Schematyczny plan oraz przekrój Jaskini Radochowskiej koło Łądko Zdroju (według [473]) z zaznaczonym stanowiskiem pomiarowym średnich miesięcznych stężeń radonu w powietrzu.

Soczewa wapieni krystalicznych, w której utworzyła się Jaskinia Radochowska znajduje się wśród kompleksu łupków blastomylonitycznych i gnejsów biotytowych należących do serii strońskiej, w pobliżu ich kontaktu z gnejsami śnieżnickimi. W niedalekim sąsiedztwie występują także gnejsy gieraltowskie, a wspomnianym powyżej łupkom serii strońskiej towarzyszą także inne skały tej serii – amfibolity, leptynity i granodioryty i granity jawornickie (Rys. 5.14.) [79].



Rys. 5.14. Uproszczony szkic geologiczny okolic Jaskini Radochowskiej koło Łódki Zdroju (według [79]).

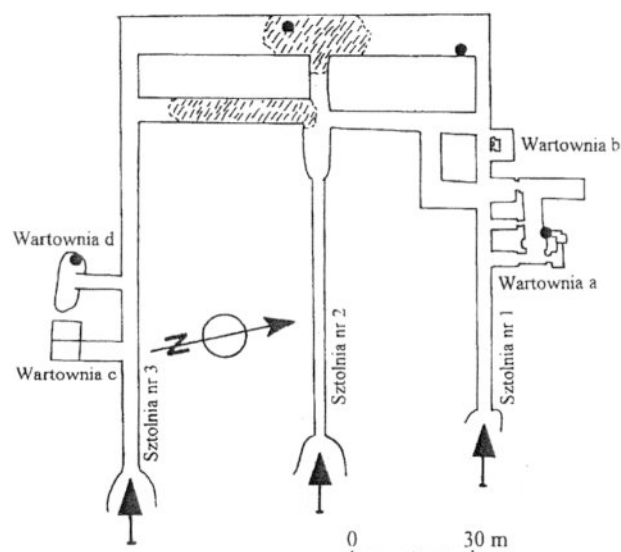
1 - czwartorzęd, 2 - iły i piaski zwietrzelinowe trzeciorzędu, 3 - gnejsy oczkowe, 4 - gnejsy laminowane, 5 - gnejsy mylonityczne, 6 - łupki blastomylonityczne i gnejsy biotytowe, 7 - łupki łyszczykowe, 8 - leptynity, 9 - amfibolity, 10 - granodioryty i granity jawornickie, 11 - wapienie krystaliczne, 12 - żyły kwarcowe, 13 - granice nasunięć, 14 - uskoki.

5.1.3.3. Podziemne trasy turystyczne

Obiekty te zostały wybrane przede wszystkim ze względu na możliwość odniesienia wyników badań, z pewnym przybliżeniem, do piwnic budynków zlokalizowanych w podobnych warunkach geologicznych, a także ze względu na ich udostępnienie dla zwiedzających.

5.1.3.3.1. Sztolnie w Walimiu

W przypadku wyboru sztolni wykutych przez jeńców wojennych w czasie II wojny światowej (o nieznanym przeznaczeniu) w Walimiu istotną rolę odgrywał fakt znacznych przekrojów wyrobisk, ich rozgałęzienia, istnienia dużych hal podziemnych, co zapewniało bardzo dobrą wentylację (Rys. 5.15.). Zostały one wykonane w gnejsach sowiogórskich o wyraźnie zaznaczonej teksturze łupkowej. Są to gnejsy biotytowe zmigmatyzowane. Od zachodu i północy otaczają je zlepionce gnejsowe dolnego karbonu. W pobliżu występują także żyły skał wylewnych permo-karbonu – porfirów kwarcowych (ryolitów), porfirów felzytowych i kersantytów, a także mylonity wieku prekambry/paleozoiku starszy. Doliny rzeczne wypełnione są osadami czwartorzędowymi (Rys. 5.16.) [162].

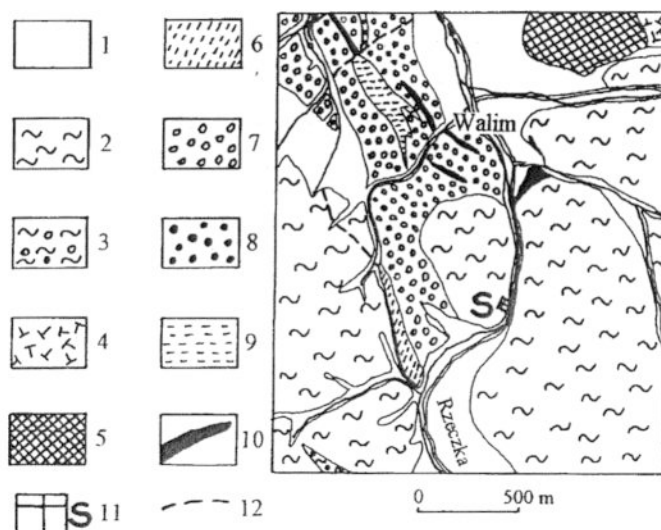


Rys. 5.15. Schematyczny plan sztolni w Walimiu (według [364]).

Kropkami oznaczono stanowiska pomiarowe średnich miesięcznych stężeń radonu w powietrzu.

Zakreskowano miejsca zasypane lub częściowo zasypane.

Gnejsy sowiogórskie tworzą starą strukturę krystaliczną Sudetów zachodnich zwaną krą sowiogórską. Większa część tej jednostki zbudowana jest z gnejsów kwarcowo-plagioklazowo-biotytowych oraz rzadziej innych odmian gnejsów. Towarzyszą im migmatyty, granulity oraz amfibolity i in. [162, 256, 516]. Badania mikropaleontologiczne pozwoliły określić wiek tego kompleksu na późno proterozoiczny [170].



Rys. 5.16. Uproszczony szkic geologiczny okolic Walimia (według [162]).

1 - czwartorzęd, 2 - gnejsy biotytowe zmigmatyzowane, 3 - granitognejsy o prze-wadze gnejsów oczkowych, 4 - gnejsy biotytowe i gnejsy migmatyczne, 5 - gnej-sy biotytowo-plagioklazowe, 6 - mylonity gnejsowe, 7 - zlepieńce gnejsowe, 8 - zlepieńce gabrowe, 9 - kersantyty, 10 - porfiry kwarcowe, 11 - sztolnie w Walimiu, w których prowadzono pomiary średnich miesięcznych stężeń radonu w powietrzu, 12 - uskoki.

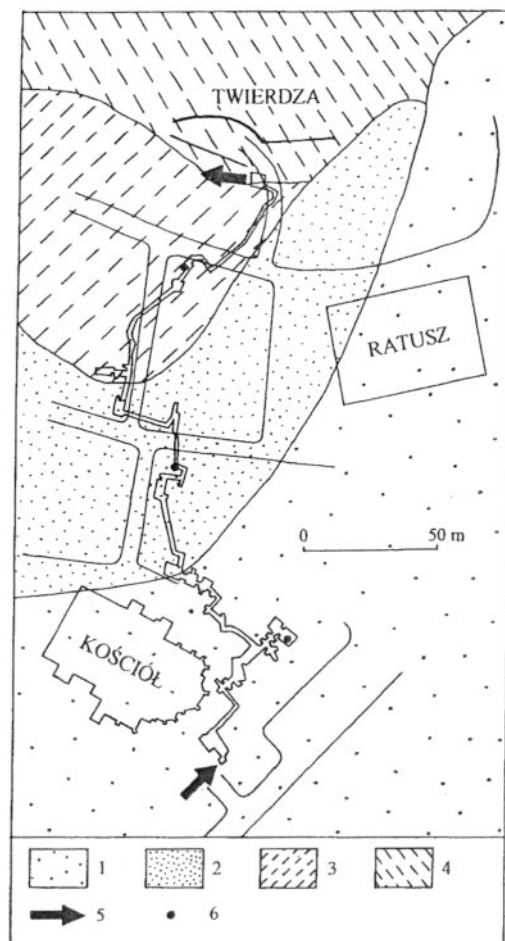
5.1.3.3.2. Podziemna Trasa Turystyczna w Kłodzku

Plany ratowania zabytkowej dzielnicy staromiejskiej Kłodzka rozpoczętej w 1962 roku zawierały m.in. utworzenie podziemnej trasy turystycznej. Składa się ona z wybranych odcinków wyrobisk korytarzowych i komorowych połączonych w jedną całość. Wyrobiska te nie były nigdy zinwentaryzowane. Akcja ratowania zabytkowej zabudowy spowodowana była złym stanem wyrobisk podziemnych, co powodowało liczne katastrofy budowlane na terenie Starówki Kłodzka. W jej wyniku ocalono od zniszczenia ślady dawnej działalności mieszkańców miasta, którzy dla potrzeb gospodarczych i obronnych przekopywali w górotworze pod miastem gęstą sieć chodników poziomych, upadowych i pochylń oraz dużych komór. Niepowtarzalny i oryginalny układ tych wyrobisk zaopatrzony w średniowieczne i renesansowe detale kamieniarskie (np. portale) posiada wartość zabytkową [419].

Trasa ta została udostępniona dla zwiedzających w połowie lat siedemdziesiątych naszego wieku. Wyrobiska obudowane są kamieniem łamanym (różnymi odmianami skał metamorficznych, m.in. łupków łyszczykowych, chlorytowych, fyllitów i in.) oraz cegłą. Wzajemne usytuowanie i połączenie wyrobisk korytarzowych i komorowych względem siebie i powierzchni terenu jest przypadkowe. Zalegają one pod placami, ulicami i budynkami na głębokości od 1,0 do 5,5 m. Powierzchnie przekroju tych wyrobisk zmieniają się w granicach 1,6–20 m². Trasa zaopatrzona jest w dwa wejścia – przy ul. Zawiszy Czarnego, koło kościoła Wniebowzięcia NMP oraz na zboczu Twierdzy Głównej (Rys. 5.17.). Różnica wysokości pomiędzy poziomami obu wejść wynosi 11 m. Zapewnia to możliwość naturalnego przewietrzania wyrobisk, przy czym kierunek i wydatek przepływającego powietrza są zmienne w czasie ze względu na dobowe i sezonowe zmiany temperatury powietrza atmosferycznego i powietrza w wyrobiskach. W warunkach wyrównania temperatur powietrza wewnątrz Trasy i na zewnątrz ilość powietrza przepływającego przez wyrobiska jest nieznaczna lub ustaje całkowicie. Gorzej wentylowane są także wyrobiska ślepe, które przewietrzane są jedynie „prądami wstecznymi” [220].

Jak wykazały przeprowadzone badania poziomu promieniowania rejon Ziemi Kłodzkiej jest narażony na występowanie w budynkach mieszkalnych podwyższonych koncentracji radonu, a mieszkańcy tego obszaru narażeni są na pochłanianie stosunkowo wysokich dawek promieniowania [286, 333, 336].

W rejonie Kłodzka mamy do czynienia z występowaniem w podłożu skał metamorficznych, które przykryte są utworami trzeciorzędu i czwartorzędu. Są to gliny zwałowe, żwiry i piaski oraz gliny pyłowate lessopodobne. Sama trasa zlokalizowana jest w obrębie żwirów i piasków, a także glin pyłowatych lessopodobnych. W podłożu tych utworów zalegają mylonity, łupki chlorytowe oraz ryolity kompleksu sylursko-dewońskiego (por. Rys. 5.17.) [110].



Rys. 5.17. Uproszczony szkic sytuacyjno-geologiczny podziemnej Trasy Turystycznej im. 1000-lecia Państwa Polskiego w Kłodzku (według [110, 300]).

1 - żwiry i piaski (czwartorzęd), 2 - gliny pyłowe lessopodobne (czwartorzęd), 3 - mylonity (sylur-dewon), 4 - łupki chlorytowe z wkładkami ryolitów (sylur-dewon), 5 - wejścia i wyjścia z Trasy, 6 - stanowiska pomiarowe średnich miesięcznych stężeń radonu w powietrzu.

5.2. METODY BADAŃ WŁASNYCH

5.2.1. Radon w wodach leczniczych

W badaniach związanych z występowaniem radonu w wodach leczniczych autor wykorzystał metodę detektorów śladowych oraz dane archiwalne uzyskane przy zastosowaniu do pomiarów komory jonizacyjnej.

Do pomiarów stężenia radonu w wodach wykorzystano detektory śladowe (LR-115 typ 2), które były umieszczane w ujęciach wód mineralnych na okres od kilkunastu do dwudziestu kilku dni, a następnie poddawane standardowej obróbce i odczytowi pod mikroskopem optycznym (por. rozdz. 3.3.). Błąd popełniany przy zliczaniu ilości śladów był minimalizowany przez zliczanie gęstości śladów w 10 polach na dwóch detektorach z jednego punktu pomiarowego, a następnie wyniki te uśredniano. Błąd popełniany przy określaniu

gęstości śladów nie był większy niż około 20% (takie były odchylenia ekstremalnych wartości). Ponieważ detektory śladowe rejestrowały cząsteczki alfa pochodzące zarówno od produktów rozpadu radonu, jak i od samego gazu (oraz śladowych ilości radu), a także nie zostały wykalibrowane, posłużyły one jedynie do oceny względnej zmienności stężeń tego gazu w ujęciach. Zmienność gęstości śladów zależała bowiem jedynie od zmian stężenia radonu.

Wykorzystane w pracy wyniki archiwalne oznaczeń zawartości radonu w wodach (wyrażone w nCi/dm^3 i przeliczone przez autora na Bq/dm^3) pochodzą z archiwów Uzdrowiskowych Zakładów Górniczych i były wykonywane przez ich pracowników oraz przez pracowników B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (dawniej P.P. O.T.U.) w Szczawnie Zdroju za pomocą radzieckiej komory jonizacyjnej (SG-11M) wykorzystującej oddziaływanie elektrostatyczne zjonizowanego powietrza na tarcę kwarcową. Wcześniej ekstrahowano radon do fazy gazowej. W latach pięćdziesiątych w Świeradowie Zdroju wprowadzono nowy sposób pomiarów, który odpowiednio wykalibrowano tak, że uzyskiwane wyniki są zbliżone do wyników otrzymywanych przy zastosowaniu radzieckiej komory jonizacyjnej. Jest to metoda wykorzystująca jednoczesny pomiar tła promieniowania gamma oraz promieniowania gamma próby wody. Wykorzystuje się przy tym promieniowanie ^{214}Bi – produktu rozpadu radonu. Zwłaszcza ostatnia metoda, ale także mocno wysłużone już radzieckie komory jonizacyjne nie zapewniają wysokiej dokładności uzyskiwanych wyników. Autor zdecydował się jednakże wykorzystać istniejące wyniki, gdyż są one porównywalne ze sobą (wykonywane przez jedną osobę w okresie wielu lat) i zapewniają możliwość prześledzenia pewnych generalnych procesów, nawet mimo braku zaufania co do ich dokładności. Dokładność tych pomiarów dochodzi do około $0,1 \text{ nCi/dm}^3$ ($3,7 \text{ Bq/dm}^3$) (R. Szulc B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” – informacja ustna).

5.2.2. Radon w powietrzu obiektów podziemnych

Do pomiarów średnich miesięcznych stężeń radonu w powietrzu wykorzystano detektory śladowe LR-115 typ II umieszczone w plastikowych pojemnikach z filtrem papierowym zabezpieczającym przed przedostawaniem się w rejon detektora zanieczyszczeń oraz produktów rozpadu radonu, również emitujących cząsteczki alfa. Były one wymieniane przez autora raz w miesiącu w obiektach podziemnych, natomiast obróbki chemicznej oraz odczytu wyników donywano w Laboratorium Zakładu Skażeń Promieniotwórczych Instytutu Medycyny Pracy w Łodzi.

W ostatnich latach został opracowany przez Instytut Chemii i Techniki Jądrowej w Warszawie nowy typ radiometru górniczego do pomiaru chwilowych stężeń krótkożyciowych produktów rozpadu radonu oraz stężenia energii potencjalnej promieniowania alfa w powietrzu wyrobisk górniczych. Oznaczony jest symbolem RGR-40. Nadaje się do prowadzenia pomiarów wyłącznie

w powietrzu, w warunkach podwyższonych stężeń radonu i produktów jego rozpadu (rzędu co najmniej kilkudziesięciu Bq/m³ – taka jest jego czułość, którą dla stężenia energii potencjalnej producent określił na około $20,67 \cdot 10^{-3} \mu\text{J/m}^3$). Zasada pomiaru opiera się na przepompowaniu dziesięciolitrowej próby powietrza przez filtr z włókniny szklanej, na którym osadzają się pyły i aerozole – także te, do których przyczepione są jony produktów rozpadu radonu. Filtr ten umieszczony jest w niewielkiej odległości od okienka detektora krzemowego (pracującego z wydajnością do 25%), gdzie emitowane cząstki alfa są przetwarzane na impulsy elektryczne. Zliczanie tych impulsów odbywa się metodą Markowa (15-to minutowy cykl pomiarowy: 5 min. pompowania powietrza, 1 min. przerwy, 3 min. zliczania impulsów (N1), 3 min. przerwy, 3 min. zliczania impulsów (N2)). Otrzymane w ten sposób wartości N1 i N2 przeliczane są następnie na energię potencjalną promieniowania alfa (E) oraz stężenie produktów rozpadu radonu RaA (A), RaB (B) oraz RaC i RaC' (C) według następujących zależności:

$$\begin{aligned} E &= 3,2 \cdot 10^{-3} \cdot N2 \cdot K && [\mu\text{J/m}^3] \\ A &= 2,19 \cdot (N1 - N2) \cdot K && [\text{Bq/m}^3] \\ B &= 0,55 \cdot N2 \cdot K && [\text{Bq/m}^3] \\ C &= (1,1 \cdot N2 - 0,45 \cdot N1) \cdot K && [\text{Bq/m}^3] \end{aligned}$$

gdzie K jest współczynnikiem kalibracji. Urządzenie jest wyposażone w procesor umożliwiający zapamiętywanie 99 wyników oraz bezpośrednią łączność z komputerem klasy PC i/lub drukarką [151, 208, 282]. Radiometr ten był stosowany przez autora w pomiarach prowadzonych w obiektach podziemnych. W przypadku kilku pomiarów w Jaskini Niedźwiedziej autor skorzystał z wyników archiwalnych wykonanych przy pomocy sondy alfa podłączonej do uniwersalnego radiometru (typu RUST-3). Taki sposób pomiarów powodował obarczenie wyników dużym błędem.

5.2.3. Rad w wodach leczniczych

W celu oznaczenia zawartości w wodach leczniczych izotopu ²²⁶Ra – macierzystego izotopu ²²²Rn – pobierano próby o objętości 10 dm³. Próby te następnie przewożono do Laboratorium Badań Izotopowych Instytutu Chemii Nieorganicznej i Metalurgii Pierwiastków Rzadkich Politechniki Wrocławskiej, gdzie były zateżane (30-to – 50-cio krotnie). Następnie próby o objętości 144,5 cm³ były mierzone na wielokanałowym spektrometrze gamma (ND-76) z półprzewodnikowym detektorem germanowym. Urządzenie to współpracowało z komputerem PC-386 wyposażonym w pakiet programów ASAP służącym do analizy otrzymanego widma. Obliczenia zawartości ²²⁶Ra były oparte na piku 186,00 keV. W przypadku zawartości tego izotopu poniżej limitu detekcji, wartość limitu detekcji liczono przy pomocy programu komputerowego SPECTRAN firmy Canberra.

5.2.4. Rad w skałach

W celu oznaczenia zawartości ^{226}Ra w skałach, głównie w skałach zbiornikowych podziemnych wód leczniczych, pobierano w terenie próby o objętości powyżej $2\text{--}3\text{ dm}^3$. Następnie próby te kruszono do frakcji poniżej $0,1\text{ mm}$. Tak przygotowane próby dostarczano do laboratoriów wykonujących analizy zawartości ^{226}Ra . Oznaczenia te wykonywano w Laboratorium Badań Izotopowych Instytutu Chemii Nieorganicznej i Metalurgii Pierwiastków Rzadkich Politechniki Wrocławskiej na opisanym w rozdz. 5.2.3. sprzęcie i za pomocą wspomnianych programów komputerowych oraz w Laboratorium Radiometrii Głównego Instytutu Górnictwa w Katowicach. W tym ostatnim laboratorium pomiary wykonywano metodą spektrometrii promieniowania gamma z wykorzystaniem detektora półprzewodnikowego, zgodnie z Polską Normą PN-89/Z-70073, według procedury BR-3/2-004.

W związku z ograniczonymi możliwościami finansowymi wykonano jedynie najniezbędniejsze oznaczenia, głównie w próbach skał zbiornikowych podziemnych wód leczniczych. Natomiast zebrane próby skał w obrębie których znajdują się badane obiekty podziemne oraz skał z ich sąsiedztwa zostały skruszone do frakcji poniżej $0,1\text{ mm}$ i przygotowane do wykonania oznaczeń zawartości ^{226}Ra . Zostaną one poddane analizie spektrometrycznej w najbliższym czasie, co przyczyni się do dokładniejszego określenia genezy radonu w tych obiektach.

6. RADON W WODACH LECZNICZYCH SUDETÓW

Poniżej, w tabeli 6.1., przedstawiono wartości średnich zawartości radonu w wodach poszczególnych ujęć obliczonych przez autora na podstawie dostępnych danych archiwalnych uzdrowisk.

Tab. 6.1. Średnie wartości stężeń radonu w badanych wodach leczniczych Sudetów (obliczone na podstawie [296–299]).

Miejscowość	Ujęcie	Okres prowadzenia pomiarów	Ilość pomiarów	Średnia zawartość radonu
				[Bq/dm ³]
Świeradów Zdrój	MCS	1961–1996	40	885
	Górne	1986–1996	1207	478
	1A	1986–1996	1153	35
Łądek Zdrój	Chrobry	1966–1995	886	122
	Dąbrówka	1965–1995	797	139
	Jerzy	1965–1995	3515	1284
	L-2	1976–1995	388	134
	Skłodowska-Curie	1966–1995	727	232
	Wojciech	1965–1985	637	161
Szczawno Zdrój	Marta	1994–1997	39	217
Kowary	nr 26	1965–1996	4	514

Jak wynika z tabeli najwyższych średnich stężeń radonu możemy się spodziewać w wodach ujęcia Jerzy w Łądku Zdroju oraz ujęciu MCS w Świeradowie Zdroju. Wody pozostałych ujęć zawierają już znacznie niższe ilości rozpuszczonego radonu. Powyższa tabela znacznie lepiej oddaje rzeczywiste wartości stężeń radonu w wodach podziemnych Polski, niż przedstawiona w rozdz. 4.3. tabela 4.1. prezentująca najwyższe zanotowane wartości w wodach poszczególnych ujęć.

W tab. 6.2. zebrano dane dotyczące zawartości radonu w badanych wodach leczniczych Sudetów oraz zawartości ²²⁶Ra – izotopu macierzystego ²²²Rn. Zestawiono także wyniki analiz zawartości radu w skałach zbiornikowych tych wód oraz w skałach budujących najbliższe okolice ujęć lub też mogących wpływać na podwyższenie zawartości radonu w wodach. W niektórych przypadkach, po wykonaniu analiz oraz odpowiednich obliczeń (patrz rozdz. 6.1., 6.2. i 6.3.), okazało się, że wartości zmierzone nie różnią się od wartości średnich dla skał skorupy ziemskiej, lub skały te leżą poza strefą możliwego ich oddziaływania na zawartość radonu w wodach podziemnych badanych ujęć (np. gnejsy sowiogórskie ze Szczawna, porfiry z Chełmca i łupki łyszczykowe ze Świeradowa Zdroju). Dlatego też nie uwzględniono ich przy opisywaniu genezy

Tab. 6.2. Parametry fizyko-chemiczne charakteryzujące wybrane wody lecznicze Sudetów, ich skały zbiornikowe oraz skały rejonu ujęć i ich okolicy pod względem występowania w nich radonu.

Miejscowość	Ujęcie	Zawartość w wodzie		Skały									
		²²⁶ Ra ¹	²²² Rn _{sr} ³	Rodzaj	Miejsce poboru	Zawartość ²²⁶ Ra			Porowatość	Wilgotność (szacowane)	Gęstość	Współczynnik emanacji	
		[Bq/dm ³]				1	2	średnia				obliczony	szacowany przedział
						[Bq/kg]						[%]	
Świeradów Zdrój	MCS	0,5±0,3	885	gronitognejs	rejon	47,0±10,7	33±2	43	4	4	2,6·10 ³	33	15–50
	Górne	<0,1 (LLD)	478	leukogranit	ujęć	54,5±11,7	39±2	43				21	10–30
	1A	0,5±0,2	35	łupek łyszczykowy	SE stok Zającznika (595 m n.p.m.)		34±4						
Łądek Zdrój	Chrobry	<0,5 (LLD)	122	gnejs gierałtowski					4	4	2,6·10 ³		
	Dąbrówka	1,5±0,8	139		okolicę ujęcia		34±3	34				7	5–10
	Jerzy	6,8±3,6	1284		okolicę ujęcia		50±4	50				41	20–60
	L-2	<0,5 (LLD)	134										
	Skłodowska-Curie	2,4±1,1	232										
	Wojciech	<0,6 (LLD)	161										
Szczawną Zdrój	Marta	0,54±0,16	217	piaskowiec mułowiec	ok. 200 m na NW od ujęć		31±2 28±2	29*	8	8	2,5·10 ³	47	25–75
	porfir		E zbocze Chelmcza		25±3								
	gnejs		ok. 1,3km na NE od ujęć		34±2								
Kowary	nr 26	0,3±0,2	514	granit aplit	rejon źródła		47±5 132±12	89	4	4	2,6·10 ³	9	5–15

¹ – analizy wykonane w Laboratorium Badań Izotopowych Instytutu Chemii Nieorganicznej i Metalurgii Pierwiastków Rzadkich Politechniki Wrocławskiej.

² – analizy wykonane w Laboratorium Radiometrii Głównego Instytutu Górnictwa w Katowicach,

³ – wartości obliczone przez autora na podstawie danych archiwalnych uzdrowisk oraz analiz w wyżej wymienionych laboratoriach.

* – średnią obliczono tylko dla wartości uzyskanej z prób piaskowca i mułowca.

LLD – poniżej limitu detekcji.

radonu oraz obliczaniu współczynnika emanacji i obszaru zasilania radonem, a jedynie stanowiły tło dla wartości zmierzonych w próbach pozostałych skał. Takich wyników nie można było jednakże przewidzieć przed wykonaniem pomiarów. Wartości te uzupełniono o wybrane parametry fizyczne charakteryzujące niektóre z tych skał i potrzebne do obliczeń współczynnika emanacji oraz obszaru zasilania radonem (por. rozdz. 6.2. i 6.3.).

Ponieważ w wypadku większości ujęć zarówno oznaczenia zawartości ^{226}Ra w wodzie, jak i skałach są pierwszymi lub jednymi z pierwszych, autor nie mógł pozwolić sobie na wykorzystywanie w obliczeniach wartości średnich z wielu pomiarów. Ponieważ jednak stężenia radu w wodach nie zmieniają się w szerokich granicach, dlatego też wyniki pojedynczych oznaczeń nie mogą znacznie odbiegać od wartości średniej, która powinna być brana pod uwagę.

Natomiast w wypadku skał autor zdaje sobie sprawę z możliwości popełnienia pewnego błędu przyjmując wynik pojedynczego oznaczenia (lub średniej z niewielu – 2 do 3) dla pewnego obszaru zasilania ujęcia, jednakże wobec braku większej ilości podobnych oznaczeń wyniki te muszą być traktowane jako wartości reprezentatywne, które należy skorygować w momencie uzyskania następnych wyników.

Ostatnia rubryka tabeli zawiera wyniki obliczeń współczynnika emanacji skał zbiornikowych dla rejonów wybranych ujęć wód leczniczych oraz szacunkowy przedział ich zmienności (zob. rozdz. 6.2.), dopełniając charakterystyki badanych wód podziemnych i obszaru ich zasilania pod względem występowania w nich radonu.

6.1. GENEZA

Wyjaśnienie genezy radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych, zwłaszcza wykorzystywanych do celów leczniczych, ma szczególne znaczenie przy określaniu czynników wpływających na zmiany jego stężeń w ujęciach i ogólnych prawidłowości w zachowaniu się tego gazowego składnika wód.

W celu wyjaśnienia genezy ^{222}Rn w ujęciach wybranych wód podziemnych wykonano analizy zawartości ^{226}Ra (izotopu macierzystego ^{222}Rn) w skałach zbiornikowych tych wód oraz w samych wodach. Wyniki wykonanych w 1996 i 1997 roku analiz w Laboratorium Badań Izotopowych Instytutu Chemii Nieorganicznej i Metalurgii Pierwiastków Rzadkich Politechniki Wrocławskiej oraz Laboratorium Radiometrii Głównego Instytutu Górnictwa w Katowicach przedstawia tabela 6.2.

Ponieważ każde ujęcie wód podziemnych zawierających rozpuszczony radon występuje w specyficznej sytuacji geologicznej jedynie niektóre zaobserwowane czynniki będą decydowały o genezie radonu we wszystkich ujęciach. Do takich czynników należy niewątpliwie obecność izotopów macierzystych radonu (głównie ^{226}Ra) w skałach i wodach podziemnych oraz współczynnik emanacji ułatwiający rozpuszczanie się większych ilości radonu w wodach.

6.1.1. Wody lecznicze Świeradowa Zdroju

W żadnej z prób wody nie stwierdzono zawartości izotopu ^{226}Ra powyżej $0,5 \text{ Bq/dm}^3$ (tab. 6.2.). Mimo, że czas kontaktu wody ze skałą jest różny dla wód głębokiego i płytkiego krążenia, nie ma on istotnego wpływu na zawartość tego izotopu w badanych wodach. Znając powyższe stężenia izotopu ^{226}Ra można obliczyć stężenia izotopu ^{222}Rn , który powstaje w wyniku rozpadu radu rozpuszczonego w wodzie. Wartości stężeń ^{222}Rn będą maksymalne w stanie równowagi promieniotwórczej z ^{226}Ra i będą odpowiadały zmierzonym stężeniom ^{226}Ra w wodach. Zmierzone zawartości ^{226}Ra w skałach nieznacznie odbiegają od wartości średnich (30 Bq/kg) i mieszczą się w zakresie najczęściej spotykanych w środowisku lądowym (górna część litosfery – $10\text{--}100 \text{ Bq/kg}$) [74, 331, 357]. Także różnice pomiędzy wartościami zanotowanymi w skałach występujących w pobliżu ujęć oraz na obszarze przepływu wód podziemnych są niewielkie i mieszczą się w granicach błędów pomiarowych.

W świetle przedstawionych powyżej wyników pogląd na genezę radonu w podziemnych wodach leczniczych Świeradowa Zdroju przedstawia się następująco.

W poszczególnych ujęciach zawartość radonu waha się od 35 do 885 Bq/dm^3 , a maksymalne ilości radonu produkowanego z radu rozpuszczonego w badanych wodach ($0,1$ i $0,5 \text{ Bq/dm}^3$) są o dwa–trzy rzędy niższe i stanowią zaledwie (od $0,02$ do $1,4\%$) tych wartości. Wynika z tego, że obecność mierzonych znacznych stężeń radonu w tych wodach nie jest wynikiem rozpadu izotopu ^{226}Ra rozpuszczonego w wodzie. Tak więc niewątpliwie radon rozpuszcza się w wodach przepływających przez skały, w których jest produkowany.

W próbach wód o wyższej mineralizacji (szczawy z ujęć Górne i 1A), a więc o większym udziale silniej zmineralizowanych szczaw głębokiego krążenia, stężenia radu są równie małe, jak w wodach płytkiego krążenia (ujęcie MCS). W związku z tym nie odgrywa istotnej roli czas kontaktu wody ze skałą, który dla wód głębokiego krążenia jest znacznie dłuższy, co było sugerowane w literaturze [58]. Jest to kolejny, pośredni dowód na to, że radon dostaje się do wody w stanie gazowym, a udział radonu tworzącego się już w wodzie na skutek rozpadu zawartych w niej izotopów radu jest zaniedbywalny.

Opisywana w literaturze [386] długotrwała α -aktywność tych wód nie jest więc wynikiem obecności rozpuszczonego w nich radu, lecz jest raczej związana z produktami jego rozpadu.

W związku z niewielką różnicą zawartości ^{226}Ra w próbach leukogranitu i granitognejsu nie można także przypisywać istotniejszej roli leukogranitowi w produkcji radonu, co miało miejsce dotychczas i było oparte na podstawie ogólnych poglądów o wyższej zawartości izotopów promieniotwórczych w skałach leukokratycznych [58, 125, 132, 135, 158, 439, 455, 456]. Ponieważ zarówno leukogranity, jak i granitognejsy leżą w okolicy ujęć, jak również na drogach przepływu do nich wód podziemnych, to obu tym skałom krystalicznym

należy przypisywać produkowanie radonu rozpuszczonego w wodach tych ujęć. Leżące nieco dalej ku północy łupki łyszczykowe nie odgrywają w tym procesie praktycznie żadnej roli, gdyż leżą poza strefą krążenia badanych wód. Mimo, że ^{222}Rn powstaje z rozpadu izotopu ^{226}Ra w całej objętości skały w jednakowym tempie, to jednak szansę na rozpuszczenie w wodzie ma tylko w strefach silnie spękanych. Skutkiem tego podwyższona zawartość radonu w wodach podziemnych płytkiego krążenia związana jest z obecnością licznych uskoków i spękań oraz defektów w strukturze minerałów. Ich ilość wzrasta ku powierzchni, ułatwiając wydostawanie się radonu ze skały i budujących ją minerałów, a następnie rozpuszczanie w penetrujących je wodach. Proces ten był omawiany we wcześniejszych publikacjach (por. rozdz. 3 i 4). Z kolei podwyższona zawartość radonu w szczawach Świeradowa jest efektem rozcieńczania szczaw głębokiego krążenia płytkimi wodami infiltracyjnymi zawierającymi znaczne ilości radonu [57, 58, 372].

6.1.2. Wody lecznicze Łądką Zdroju

W żadnej z prób wody nie stwierdzono zawartości izotopu ^{226}Ra powyżej $6,8 \text{ Bq/dm}^3$ (tab. 6.2.). Znając powyższe stężenia izotopu ^{226}Ra można obliczyć stężenia izotopu ^{222}Rn , który powstaje w wyniku rozpadu promieniotwórczego izotopu ^{226}Ra rozpuszczonego w wodzie, analogicznie jak dla wód Świeradowa Zdroju (por. rozdz. 6.1.1.). Zmierzone zawartości ^{226}Ra w gnejsach gieraltowskich tylko w okolicy ujęcia Jerzy odbiegają nieco od wartości średnich dla górnej części skorupy ziemskiej, lecz mieszczą się w zakresie najczęściej spotykanych wartości w górnej części litosfery. Natomiast widoczna jest znaczna różnica pomiędzy zawartością ^{226}Ra w gnejsach z rejonu ujęcia Jerzy a próbą z rejonu ujęcia Dąbrówka.

W świetle przedstawionych powyżej wyników pogląd na genezę radonu w podziemnych wodach leczniczych Łądką Zdroju można przedstawić następująco.

W poszczególnych ujęciach zawartość radonu waha się od 122 do 1284 Bq/dm^3 , a maksymalne ilości radonu produkowanego z radu rozpuszczonego w badanych wodach (od 0,5 do $6,8 \text{ Bq/dm}^3$) są o 2–3 rzędy niższe i stanowią zaledwie od 0,37% (L-2, Wojciech) do 1,08% (Dąbrówka) tych wartości. Wynika z tego, że podobnie jak w przypadku wód Świeradowa Zdroju, obecność mierzonych znacznych stężeń radonu w tych wodach nie jest wynikiem rozpadu izotopu ^{226}Ra rozpuszczonego w wodzie, lecz radon rozpuszcza się w wodach przepływających przez skały, w których jest produkowany.

Niewątpliwie podwyższone koncentracje radonu w wodach podziemnych (leczniczych) Łądką Zdroju są związane z domieszką płytkich wód infiltracyjnych, które rozcieńczają wody termalne głębokiego krążenia (por. rozdz. 5.1.1.2.). Zatem różnic w stężeniach radonu pomiędzy poszczególnymi ujęciami upatrywać należy w warunkach przepływu płytszych wód pochodzenia infiltra-

cyjnego. W większości ujęć (z wyjątkiem Jerzego) poziom stężenia radonu jest podobny. Świadczy to o podobnym współczynniku emanacji w rejonie tych ujęć oraz o stałej i niezbyt wysokiej koncentracji ^{226}Ra w gnejsach gieraltowskich pociętych uskokami i zwietrzałych. Produkowany w nich radon rozpuszcza się następnie, dzięki podwyższonemu współczynnikowi emanacji w strefach uskokowych i w obrębie skał zwietrzałych, w płytszych wodach infiltracyjnych rozcieńczających wody termalne głębokiego krążenia wypływające w poszczególnych ujęciach. Jest to pogląd w pełni zgodny z przedstawianymi w dotychczasowej literaturze (por. rozdz. 5.1.1.2.).

Natomiast znacznie wyższa wydajność oraz również znacznie wyższe koncentracje radonu w źródle Jerzy są wynikiem położenia tego ujęcia w bezpośrednim sąsiedztwie dużej strefy dyslokacyjnej. Powoduje to zwiększony dopływ zarówno wód głębokiego krążenia, jak i płytszych wód niosących wysokie stężenia radonu. Bezpośrednia bliskość strefy uskokowej powoduje także zwiększenie współczynnika emanacji, który wydatnie wpływa na podwyższenie koncentracji ^{222}Rn w wodach tego ujęcia. Wreszcie trzecim i również niezwykle istotnym czynnikiem jest podwyższona w obrębie tego ujęcia zawartość ^{226}Ra w gnejsach gieraltowskich. Te trzy czynniki decydują o znacznie podwyższonej koncentracji radonu w wodach ujęcia Jerzy, natomiast sugerowana w literaturze [53] możliwość wtórnego koncentrowania się radonu w strefie ujęcia Jerzy wydaje się być zbędna w świetle przedstawionych powyżej wyników.

Według przedstawionej powyżej genezy radonu we wszystkich ujęciach Ładka Zdroju nie jest istotny czas kontaktu wody ze skałą zawierającą podwyższone stężenia ^{226}Ra , jeśli jest on dłuższy niż kilka – kilkanaście okresów półrozpadu radonu. Ponieważ czas przepływu podziemnego wód ładeckich jest znacznie dłuższy (około 9000 lat) [59, 512] twierdzenie o istotnym wpływie czasu kontaktu wody ze skałą na poziom stężenia radonu w wodach podziemnych, sugerowany w literaturze [53] należy uznać za niesłuszny.

6.1.3. Wody lecznicze Szczawna Zdroju

W próbie wody z ujęcia Marta stwierdzono zawartość izotopu ^{226}Ra wynoszącą $0,54 \pm 0,16 \text{ Bq/dm}^3$ (tab. 6.2.). Jest to zarazem maksymalne stężenie radonu w tych wodach powstałego z rozpadu radu. W wyniku przeprowadzonych pomiarów okazało się, że zmierzone zawartości ^{226}Ra w skałach najbliższej okolicy ujęć, jak i leżących dalej, ale potencjalnie mogących zawierać podwyższone koncentracje ^{226}Ra i tym samym wpływać na ilość radonu rozpuszczającego się w wodach podziemnych, tylko nieznacznie odbiegają od wartości średnich (30 Bq/kg) notowanych w górnej części litosfery. Zaskakujące są wyniki z prób porfirów, które są wręcz zubożone w izotop ^{226}Ra . Także różnice pomiędzy wartościami zanotowanymi w skałach występujących w pobliżu ujęć oraz na obszarze przepływu wód podziemnych są niewielkie i mieszczą się w granicach błędów pomiarowych.

W ujęciu Marta zawartość radonu wynosi średnio 217 Bq/dm^3 , a maksymalna ilość radonu produkowanego z radu rozpuszczonego w badanych wodach ($0,54 \text{ Bq/dm}^3$) jest o trzy rzędy niższa i stanowi zaledwie 0,25% tej wartości. Wynika z tego, że obecność mierzonych znacznych stężeń radonu w wodzie tego ujęcia nie jest efektem rozpadu izotopu ^{226}Ra rozpuszczonego w wodzie i podobnie, jak w wodach radoczynnych Łąka Zdroju i Świeradowa Zdroju, radon rozpuszcza się w wodach przepływających przez skały (piaskowce i mułowce), w których jest produkowany.

Ponieważ szczawy wypływające w kilku ujęciach Szczawna Zdroju nie wykazują podwyższonych koncentracji radonu z wyjątkiem ujęcia Marta, a jednocześnie większość z nich charakteryzuje się tym samym typem hydrochemicznym, przyczyn takiej sytuacji należy szukać w budowie geologicznej najbliższego sąsiedztwa tego ujęcia. Obecność radonu jest niewątpliwie związana z domieszką wód infiltracyjnych płytkiego krążenia. Jednakże tego rodzaju domieszkę zawierają szczawy we wszystkich ujęciach. Wskazuje to, że skład wód rozcieńczających szczawy ujęcia Marta różni się od pozostałych zawartością podwyższonych stężeń radonu. Jest to związane ze specyfiką budowy geologicznej rejonu tego ujęcia, gdyż właśnie w pobliżu niego infiltrują wody rozcieńczające szczawę ujęcia Marta [59] i nasycają ją radonem.

Wprawdzie najwyższe koncentracje radu zawierają gnejsy sowiogórskie, jednakże nie należy w nich upatrywać źródła radonu rozpuszczonego w szczawie ujęcia Marta, gdyż leżą one poza obszarem infiltracji i dopływu wód do tego ujęcia [59]. Podobnie należy odrzucić porfiry Chełmca, gdyż po pierwsze zawierają one wbrew oczekiwaniom niższe od średnich koncentracje ^{226}Ra (por. tab. 6.2.), a po drugie leżą poza obszarem infiltracji i przepływu wód podziemnych rozcieńczających szczawę źródła Marta. Z pozostałych dwóch odmian skał wyższą koncentrację ^{226}Ra oraz wyższą porowatość, a zatem i korzystniejszy współczynnik emanacji posiadają piaskowce. Dlatego też tym właśnie skałom należy przypisać główną rolę w produkcji radonu rozpuszczonego w wodach ujęcia Marta. Jednakże swój wkład w produkcję tego gazu wnoszą także i mułowce, o czym świadczy obecność kilku wypływów szczawy ujęcia Marta w obrębie tych właśnie skał. Ich wkład w produkcję radonu jest zapewne mniejszy.

Obecność podwyższonych koncentracji radonu tylko w jednym spośród blisko siebie leżących źródeł Szczawna Zdroju należy wiązać z istnieniem w jego bezpośredniej okolicy korzystniejszego współczynnika emanacji skał. Może on być efektem lokalizacji tego właśnie ujęcia najbliżej dyslokacji Szczawnika lub też w takiej strefie w pobliżu tego uskoku, którą charakteryzują intensywniejsze deformacje kruche skał osadowych karbonu, zwłaszcza zaś piaskowców. Warto zauważyć, że nieco podwyższonymi wartościami stężeń radonu (wyraźnie niższymi jednak od 2 nCi/dm^3) charakteryzują się także wody ujęcia Młynarz, które również leży w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku Szczawnika.

Reasumując należy stwierdzić, że produkowany w piaskowcach i mułowcach radon może rozpuszczać się w znacznych ilościach tylko w wodach ujęcia Marta ze względu na jego lokalizację w pobliżu dyslokacji Szczawnika, a jednocześnie w takiej jej strefie, gdzie zaznaczają się w większym stopniu niż w innych miejscach przejawy deformacji kruchych skał zbiornikowych. Zwiększona liczba szczelin i spękań ułatwia migrację radonu, jak i przepływ wód podziemnych. Wniosek ten potwierdza wyższa wydajność ujęcia Marta niż wydajności pozostałych ujęć tego samego typu chemicznego wód w Szczawnie Zdroju, w tym także i wspomnianego ujęcia Młynarz.

6.1.4. Wody podziemne Kowar

W próbie wody ze źródła nr 26 stwierdzono zawartość izotopu ^{226}Ra w ilości $0,3 \pm 0,2 \text{ Bq/dm}^3$ (tab. 6.2.). Analogicznie, jak w poprzednich punktach tego rozdziału maksymalna zawartość radonu produkowanego z radu rozpuszczonego w wodzie wynosi więc $0,3 \pm 0,2 \text{ Bq/dm}^3$. Zmierzone zawartości ^{226}Ra w skałach znacznie odbiegają od wartości średnich, w przypadku aplitu przekraczają nawet zakres najczęściej spotykanych wartości w górnej części litosfery. Także różnice pomiędzy wartościami zanotowanymi w granicie i aplicie są znaczne (por. tab. 6.2.).

W ujęciu tym zawartość radonu wynosi około 514 Bq/dm^3 , a maksymalne ilości radonu produkowanego z radu rozpuszczonego w badanych wodach ($0,3 \text{ Bq/dm}^3$) są o trzy rzędy niższe i stanowią zaledwie 0,06% tych wartości. Wynika z tego, że obecność mierzonych znacznych stężeń radonu w tych wodach nie jest wynikiem rozpadu izotopu ^{226}Ra rozpuszczonego w wodzie i podobnie jak w przypadku wszystkich poprzednio opisanych ujęć radon rozpuszcza się w wodach przepływających przez skały, w których jest produkowany.

Mimo znacznie wyższej koncentracji ^{226}Ra w aplicie nie można przypisać tej skale zdecydowanie większej roli w produkcji radonu rozpuszczonego w wodzie wypływającej ze źródła nr 26 w Kowarach. Aplit jest skałą bardziej zwięzłą, w związku z czym charakteryzuje się znacznie niższym współczynnikiem emanacji. Dlatego też oba typy skały odgrywają istotną rolę w produkcji radonu – granit ze względu na swoje silniejsze przeobrażenie procesami wietrzenia, aplit ze względu na wyższą zawartość izotopu macierzystego radonu. Rozpuszczanie radonu zachodzi zapewne w wąskiej strefie kontaktu obu tych odmian skalnych, którą wykorzystuje woda podziemna w swej wędrówce z pobliskiego obszaru zasilania [59] do miejsca wypływu.

Reasumując, radon występujący w wodach podziemnych Sudetów powstaje w skałach budujących najbliższe okolice ujęć tych wód. Jego wysokie stężenia związane są z podwyższoną zawartością ^{226}Ra w skałach, a przede wszystkim z podwyższonym współczynnikiem ich emanacji. Dla genezy radonu w wodach nie ma więc istotnego znaczenia produkcja tego gazu na skutek rozpadu radu

rozpuszczonego, którego stężenie jest niskie zarówno w wodach płytkiego, jak i głębokiego krążenia, a co za tym idzie nieistotny jest czas kontaktu wody ze skałą (który w przypadku wód podziemnych zwykle bywa dłuższy niż kilka – kilkanaście okresów półrozpadu radonu – czas potrzebny do uzyskania stanu dynamicznej równowagi radonu w skale z radonem rozpuszczonym w wodzie podziemnej). Jak z tego wynika radon rozpuszcza się w wodach podziemnych jako gaz powstały uprzednio w skałach przez które przepływają te wody. W wielu wypadkach jest on doprowadzany do wód głębokiego krążenia w strefie ich wypływu wraz z wodami infiltracyjnymi płytkiego krążenia. Te ostatnie wzbogacają się w radon w strefie przypowierzchniowej charakteryzującej się zwykle podwyższonym w stosunku do głębszych warstw współczynnikiem emanacji.

6.2. WSPÓLCZYNNIK EMANACJI RADONU ZE SKAŁ

Współczynnik emanacji definiowany jest jako stosunek ilości radonu wydostającego się ze skały do całkowitej ilości radonu wyprodukowanego w tej skale na skutek reakcji jądrowych z udziałem poprzedzających go izotopów radu [m.in. 95, 475]. Współczynnik ten zależy przede wszystkim od stopnia porowatości skały, ilości spękań i szczelin, a także defektów w strukturze minerałów zawierających izotopy macierzyste radonu. Opracowano wiele wzorów służących do obliczania tego współczynnika, jednakże często zawierają one parametry trudne lub niemożliwe do wyznaczenia w środowisku naturalnym. Tym samym dokładność wyznaczonego współczynnika znacznie maleje. W zasadzie bardzo dokładnie można go wyznaczyć jedynie w warunkach laboratoryjnych [145]. Dlatego też w praktyce stosowane są uproszczone wzory, korzystając z których możemy w miarę dokładnie obliczyć współczynnik emanacji. Jednym z takich wzorów jest równanie, które zaproponował Maché, a uzupełnione zostało przez Ogilvie'go i Starika [vide 95]. Wspomniany wzór ma postać:

$$C = K_{em} \cdot \frac{q \cdot (1 - P) \cdot d}{w} \cdot \left(1 - e^{-\lambda \frac{s}{v}} \right) \quad (1)$$

gdzie:

- C – stężenie radonu w wodzie podziemnej; [Bq/m³];
- K_{em} – współczynnik emanacji skały; [–];
- q – zawartość radu w skale; [Bq/kg];
- P – porowatość skały; [%];
- w – wilgotność skały; [%];
- d – gęstość skały; [kg/m³];
- s – długość drogi przepływu wody podziemnej przez skałę wydzielającą radon; [m];
- v – prędkość filtracji; [m/s];
- λ – stała rozpadu promieniotwórczego radonu; [s⁻¹].

Aby obliczyć współczynnik emanacji wystarczy przekształcić wzór (1):

$$K_{em} = \frac{C}{\frac{q \cdot (1-P) \cdot d}{w} \cdot (1 - e^{-\lambda t})} \quad (2)$$

gdzie:

- t – czas przepływu wody podziemnej przez strefę wydzielania radonu ze skały (w tym przypadku równy 10 okresom połowicznego rozpadu radonu-222 – 38,2 doby, po którym to okresie zostaje zaledwie 0,098% początkowej ilości tego izotopu); [s];
pozostałe oznaczenia jak we wzorze (1).

Znając stężenia radonu w wodach podziemnych należy przyjąć wartość porowatości skał, gdyż jest ona niejednorodna w obrębie systemu krążenia wód podziemnych i trudna do wyznaczenia doświadczalnego. W przypadku wód podziemnych Łądku Zdroju porowatość skał zbiornikowych wynosi 0,89%, a dla skał lekko zwietrzałych 7,1% [512]. Według innych autorów dla gnejsów gieraltowskich porowatość waha się w granicach 2,50 do 4,50% [104]. Dlatego też uwzględniając na drogach przepływu wód w strefie wypływu wód głębokiego krążenia, w której następuje szczególnie intensywne rozpuszczanie radonu, porównywalną miąższość skał litych i zwietrzałych, a także istnienie stref uskoków i spękań przyjęto wartość porowatości równą 4%. W przypadku Świeradowa Zdroju i Kowar wartości porowatości dla skał krystalicznych niezwieterzanych wahają się w granicach 0,1 – 1%, a dla skał zwietrzałych mogą dochodzić do 6% [104, 420, 421]. Dlatego też w Świeradowie Zdroju, gdzie ujęcia znajdują się w rejonach pociętych uskoki, spękanych i zwietrzałych skał, a w Kowarach na kontakcie zwietrzałego granitu i żyły aplitowej, przyjęto wartość porowatości 4%. W przypadku Szczawna Zdroju wobec braku tego typu danych w literaturze opierając się na podobnych jak powyżej przesłankach odnośnie przepływu wód podziemnych przez skały lite oraz zwietrzałe, oraz ze względu na osadowe skały zbiornikowe wód ujmowanych w ujęciu Marta przyjęto dwukrotnie wyższą wartość porowatości – 8%. Wartość ta nie stoi w sprzeczności także z charakterystyką osadowych skał okruchowych Sudetów, w tym zwłaszcza górnokarbońskich [104]. Szacowanie porowatości ma duże znaczenie dla dokładności wyznaczenia współczynnika emanacji, jednak dokładne przybliżenie tej wartości w warunkach rzeczywistych jest bardzo trudne, ze względu na różny zasięg stref wietrzenia oraz spękania skał wodonośnych jednej struktury hydrogeologicznej. Wilgotność skały przyjmowano odpowiednio do porowatości, gdyż zakładano, że w systemie krążenia wód podziemnych nasycenie porów wodą wynosi 100%. Autor zdaje sobie jednak sprawę z konieczności uwzględnienia raczej porowatości efektywnej niż ogólnej, zwłaszcza w przypadku skał osadowych. Jednakże wzór (1) nie precyzuje tego parametru, a dla większości ujęć porowatość dotyczy skał krystalicznych i założenie 100%

wypełnienia porów wodą jest uzasadnione. Podobną wartość można przyjąć także dla piaskowców (ujęcie Marta w Szczawnie Zdroju). Jeśli jednak zawierają one domieszki ziaren frakcji mułowcowej lub wkładki mułowców, wówczas w skałach tych zdolność do przenoszenia rozpuszczającego się radonu jest mniejsza i zależy od ilości wody wolnej wypełniającej szczeliny (porowatości efektywnej). Podobnie jest także w wypadku mułowców leżących w sąsiedztwie tego ujęcia. Dlatego też, zwłaszcza w wypadku mułowców założenie 100% wilgotności może być nie słuszne w wypadku ujęcia Marta, jednakże wobec braku danych na temat porowatości efektywnej autor poprzestał na założeniu wilgotności równej przyjętej porowatości – 8%. Również gęstość skał przyjmowano nieco niższą niż przeciętne gęstości podawane w literaturze, ze względu na obecność na drogach przepływu wód podziemnych także skał zwietrzałych oraz stref spękań i szczelin. Wartości przyjęte podano w tabeli 6.2.

Długość drogi przepływu i prędkość filtracji można zastąpić czasem filtracji, który przyjęto na 10 okresów połowicznego rozpadu radonu-222, gdyż jest to maksymalny czas, w którym powstały w skale i rozpuszczony w wodzie podziemnej radon może zostać zarejestrowany w ujęciu. Wynika to z czasu życia tego radionuklidu – po 10 okresach półrozpadu pozostaje zaledwie 0,098% początkowej ilości radonu. Takie uproszczenie jest możliwe pod warunkiem, że przepływ podziemny wody trwa dłużej niż 38,2 doby (10 okresów półrozpadu radonu), na co wskazują rezultaty badań trytu wykonane w tych wodach (por. rozdz. 5.1.1. i 5.1.2.) [58, 59, 512].

W tabeli 6.2. podano zawartości radu w skałach zbiornikowych wód podziemnych ujmowanych w Świeradowie Zdroju, Łądku Zdroju, Szczawnie Zdroju i Kowarach, a także przeciętne stężenia radonu notowane w tych wodach i inne przyjęte parametry niezbędne do obliczenia współczynników emanacji radonu w skałach zbiornikowych badanych wód leczniczych. Występująca we wzorze stała rozpadu promieniotwórczego radonu wynosi $\lambda = 2,098 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Warto zauważyć także, że poprawka:

$$\left(1 - e^{-\lambda \frac{s}{v}} \right) \quad (3)$$

ma znaczenie jedynie dla wód, których przepływ przez strefę skał, w których produkowany jest radon, trwa krócej niż 38,2 doby, gdyż tylko wówczas może być istotnie różny od jedności. W powyższych obliczeniach był on równy 0,999.

W tab. 6.2. zebrano wyniki obliczeń współczynników emanacji radonu dla skał zbiornikowych badanych wód leczniczych Sudetów oraz uwzględniając 50% błąd w szacowaniu wartości porowatości i wilgotności podano szacowane przedziały wartości tych współczynników.

Należy stwierdzić, że wartości współczynnika emanacji dla skał zbiornikowych wód podziemnych płytkiego krążenia (w strefie o głębokości do około 30 m [56]) w Sudetach wahają się w granicach 7–47%, a po uwzględnieniu błędu

wynikającego głównie z szacowania wartości porowatości od 5 do 75%. Są to wartości nieodbiegające od danych literaturowych z innych obszarów [169, 475].

Mimo sporej niepewności co do uzyskanych wartości ze względu na brak znajomości dokładnych wartości porowatości obliczone współczynniki emanacji skał pozwalają stwierdzić, że najwyższymi współczynnikami charakteryzują się zwłaszcza źródła leżące na strefach tektonicznych (uskokach), np. ujęcia MCS (33%) i Górne (21%) w Świeradowie Zdroju oraz Jerzy (41%) w Łądku Zdroju. Wysoki współczynnik emanacji charakteryzuje także skały osadowe przez które przepływają wody ujmowane w źródle „Marta” (47%) w Szczawnie Zdroju, leżącym dodatkowo także na linii uskoku Szczawnika. Natomiast najniższymi współczynnikami emanacji charakteryzują się skały leżące poza większymi strefami dyslokacyjnymi i w niewielkim stopniu pocięte szczelinami i spękaniami. Dotyczy to masywnych aplitów i niezbyt głęboko zwiertzałych granitów okolic źródła nr 26 w Kowarach ($K_{em} = 9\%$) oraz nieco oddalonego od najważniejszych stref dyslokacyjnych ujęcia Dąbrówka w Łądku Zdroju ($K_{em} = 7\%$).

W świetle wykonanych obliczeń należy stwierdzić, że współczynnik emanacji skał w bardzo istotnym stopniu wpływa na wartości stężeń radonu w wodach podziemnych. Znacznie wyższymi bowiem koncentracjami radonu (por. tab. 6.2.) charakteryzują się wody ujęć MCS w Świeradowie Zdroju, czy Jerzy w Łądku Zdroju niż ujęcie nr 26 w Kowarach, mimo że skały okolic tego ujęcia zawierają dużo wyższe koncentracje radu niż skały okolic ujęć w Łądku Zdroju i Świeradowie Zdroju, charakteryzujące się jednakże znacznie wyższymi współczynnikami emanacji.

6.3. OBSZAR ZASILANIA UJĘĆ RADONEM

Znając średnią zawartość radu w skałach zbiornikowych wód podziemnych oraz zawartość radonu rozpuszczonego w tych wodach można podjąć próbę obliczenia objętości skał, w których produkowany jest ten gaz. Aby przeprowadzić obliczenia należy założyć istnienie stanu równowagi promieniotwórczej pomiędzy radem i radonem, która ustala się po około 10 okresach połowicznego rozpadu krócej żyjącego izotopu, w tym wypadku ^{222}Rn . Warunek ten jednak w środowisku naturalnym nie jest spełniony, gdyż część produkowanego, w skałach radonu rozpuszcza się i jest odprowadzana np. przez wody podziemne. W rzeczywistości więc zakładając stan równowagi promieniotwórczej określi się minimalną objętość skał produkujących radon zasilający następnie wybrane ujęcie.

Znając ilość produkowanego radonu w 1 kg skały w stanie równowagi promieniotwórczej z radem (n), możemy obliczyć masę skały (m), która pozwoli uzyskać w 1 dm³ wody podziemnej mierzone w niej stężenia tego gazu (c). W tym celu korzystamy z zależności:

$$m=c/n \quad (4)$$

Po podzieleniu masy skały (m) przez gęstość skały (d) otrzymamy objętość skał zasilających radonem ujęcie (V_z).

$$V_z = m/d \quad (5)$$

Jednakże w tym wypadku cały produkowany radon musiałby się rozpuszczać w wodzie. Jest to niemożliwe nawet w strefach silnie zdyslokowanych i zwiertzałych skał. Dlatego też w obliczeniach należy uwzględnić obliczony wcześniej współczynnik emanacji (K_{em}) – wzór (6). Spowoduje to zwiększenie obliczonej objętości skał, gdyż tylko część powstającego w nich radonu może rozpuścić się w wodzie.

$$V_{z(Rn)} = m/d \cdot K_{em} \quad (6)$$

gdzie $V_{z(Rn)}$ oznacza objętość obszaru zasilania radonem przy założeniu równowagi promieniotwórczej pomiędzy izotopami ^{226}Ra i ^{222}Rn w skałach.

Jednakże nawet w ten sposób obliczone objętości są nieprawdopodobnie małe, np. dla ujęcia MCS w Świeradowie Zdroju tak obliczona objętość skał zasilających radonem ujęcie wynosi zaledwie $0,1 \text{ m}^3$.

Z drugiej jednak strony znając wydajność dobową ujęcia (Q) możemy obliczyć objętość wody (V_s), która pozostaje w systemie zasilającym dane ujęcie przez ostatnie 38,2 doby. W tym celu korzystamy z zależności:

$$V_s = Q \cdot 38,2 \quad (7)$$

Jeśli otrzymany wynik podzielimy przez porowatość skał zbiornikowych (P), to otrzymamy objętość skał, w których znajduje się dana objętość wody podziemnej (V_s), czyli uzyskamy objętość skał zasilających radonem dane ujęcie ($V_{z(Q)}$):

$$V_{z(Q)} = V_s/P \quad (8)$$

Wartości uzyskane przy założeniu równowagi promieniotwórczej znacznie różnią się od wartości uzyskanych przy wykorzystaniu do obliczeń wydajności ujęcia (tab. 6.3.).

Porównanie objętości skał zasilających radonem wody podziemne poszczególnych ujęć uzyskanych przy pomocy dwóch wspomnianych powyżej metod pozwala na oszacowanie współczynnika równowagi promieniotwórczej pomiędzy tymi izotopami w warunkach naturalnych (w skale) (tab. 6.3.). Bardzo wysokie zachwianie równowagi promieniotwórczej zgadza się w pełni z faktem odprowadzania przez wody podziemne znacznych ilości radonu produkowanego w skałach (por. tab. 6.3.).

W przypadku ujęć, w których wypływają mieszaniny wód, z których tylko jedna składowa zawiera radon (lub zawiera znacznie więcej niż wszystkie pozostałe) należy w obliczeniach uwzględnić proporcje mieszania się wód.

Dlatego też wartości stężeń radonu w składowej zawierającej radon będą wyższe niż mierzone w ujęciu. Można je obliczyć znając procentowy udział tych wód w mieszaninie wpływającej w ujęciu. Uzyskanie takich informacji możliwe jest przy zastosowaniu metod chemicznych (np. metoda Ogilviego) i/lub izotopowych. Metody chemiczne opierają się na wykorzystaniu ilościowych różnic w zawartości poszczególnych jonów lub sumy składników rozpuszczonych w wodzie będącej mieszaniną dwóch lub więcej składowych. W zależności od ilości każdej ze składowych w danym momencie różna będzie zawartość poszczególnych składników chemicznych w mieszaninie. Efekt ten możemy wykorzystać pod warunkiem znajomości składu chemicznego przynajmniej jednej ze składowych. W przypadku metod izotopowych zaś, zamiast wahań składu chemicznego wykorzystuje się ilościowe różnice w składzie izotopowym wody (izotopów stabilnych tlenu i wodoru). Z mieszanieniem wód, a właściwie rozcieńczaniem wód zmineralizowanych głębokiego krążenia wodami płytszymi mamy do czynienia w ujęciu Górne w Świeradowie Zdroju i ujęciu Marta w Szczawnie Zdroju. W ujęciu Górne domieszka szczaw – składowej głębokiego krążenia, o znikomej zawartości radonu wynosi średnio około 15,5%, natomiast w ujęciu Marta około 45% [58, 59].

Tab. 6.3. Objętości skał zasilających radonem wybrane ujęcia wód podziemnych Sudetów obliczone przy założeniu równowagi promieniotwórczej pomiędzy izotopami ^{226}Ra i ^{222}Rn ($V_{z(\text{Rn})}$) i przy wykorzystaniu wydajności ujęcia ($V_{z(\text{Q})}$) oraz współczynnik równowagi promieniotwórczej pomiędzy tymi izotopami (F).

Miejscowość	Ujęcie	$V_{z(\text{Rn})}$	$V_{z(\text{Q})}$	F
		[m ³]		[-]
Świeradów Zdrój	MCS	24	98550	$2 \cdot 10^{-4}$
	Górne	24	11450	$2 \cdot 10^{-3}$
Łądek Zdrój	Jerzy	24	391500	$6 \cdot 10^{-5}$
	Dąbrowka	22	28650	$8 \cdot 10^{-4}$
Szczawno Zdrój	Marta	20	3200	$6 \cdot 10^{-3}$
Kowary	nr 26	25	20650	10^{-3}

Minimalne objętości skał zasilających poszczególne ujęcia radonem są rzędu 20 m³. Tak nieprawdopodobnie mała objętość skał wynika z zakładania stanu równowagi promieniotwórczej pomiędzy ^{226}Ra a ^{222}Rn . Jest to niesłuszne w przypadku rozpuszczania i odprowadzania znacznej części radonu (od około 10 do około 75%) przez wody podziemne. Dlatego też objętości policzone przy uwzględnieniu wydajności ujęć są dużo bardziej prawdopodobne, lecz wciąż zaskakująco małe. Uwzględniając strefę krążenia wód do głębokości około 30 m [56] możemy wywnioskować, że rejon zasilania radonem poszczególnych ujęć

leży w ich bezpośrednim otoczeniu. Dlatego też jest on praktycznie zawsze mniejszy niż obszar zasilania ujęcia, a w przypadku gdy ten ostatni znajduje się w znacznej odległości od ujęć (np. w Łądku Zdroju) obszary te są zupełnie niezależne i nie pokrywają się. Dlatego też radon jako składnik chemiczny wód podziemnych dostaje się do nich już w fazie ich wypływu na powierzchnię, w momencie gdy ich skład jonowy jest już ustalony. Może także być efektem rozcieńczania wodami płytkiego krążenia w pobliżu ujęcia silniej zmineralizowanych wód głębokich.

Nie uwzględniając wyniku obliczeń współczynnika równowagi promieniotwórczej ^{226}Ra – ^{222}Rn ze skał osadowych w rejonie źródła Marta w Szczawnie Zdroju (ze względu na możliwość obarczenia tego wyniku dużym błędem) współczynnik równowagi promieniotwórczej pomiędzy izotopami ^{226}Ra a ^{222}Rn jest tym mniejszy im wyższy jest współczynnik emanacji skały, a więc im więcej produkowanego radonu może wydostać się ze skały, w której powstaje. Jest to wynik zgodny z oczekiwaniami.

6.4. ZMIENNOŚĆ STĘŻEŃ RADONU W CZASIE

Zebrana duża ilość danych archiwalnych (ponad 10 000) (tab. 6.4.) pozwoliła na przeanalizowanie wieloletniej zmienności koncentracji radonu w różnych ujęciach wód podziemnych. Średnie oraz ekstrema stężeń radonu w poszczególnych ujęciach nie różnią się znacząco, bez względu na to w jakim laboratorium poddawano analizie wody lecznicze. Uwaga ta nie dotyczy ujęcia Marta w Szczawnie Zdroju, w którym zarówno dane własne uzdrowiska (miesięczne z lat 1994–1997), jak i wyniki analiz wykonywanych raz w roku (1965–1996) pochodzą z laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” mieszczącym się w tej miejscowości.

Analizy wykonywane w uzdrowiskach raz w miesiącu lub częściej (z największą częstotliwością 3–4 razy w tygodniu) posłużyły do obliczenia średnich miesięcznych i prześledzenia zmian stężeń radonu z dokładnością do jednego miesiąca. Metody pomiaru (pomiar wartości chwilowych – brak monitoringu) oraz nieregularność ich wykonywania uniemożliwiły przeanalizowanie zmian dobowych lub kilkudobowych, co jak wynika z wniosków o genezie radonu mogłobyby okazać się interesujące i wykazać ewentualne zależności pomiędzy dobowymi zmianami parametrów atmosferycznych (temperatura, wilgotność, ciśnienie) a stężeniami radonu w ujęciach wód podziemnych.

Do prześledzenia zmian stężeń radonu w wodach poszczególnych ujęć wykorzystano również wyniki analiz fizyko-chemicznych wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju. W niektórych jednak wypadkach (większość ujęć Świeradowa Zdroju) dla poszczególnych ujęć istnieją tylko te dane, a dla pozostałych obejmują one zwykle okres dłuższy niż analizy wykonywane przez laboratoria uzdrowiskowe. Dlatego też dane Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” stanowią często

Tab. 6.4. Średnie i ekstremalne stężenia radonu w wodach leczniczych Świeradów Zdroju, Łądek Zdroju i Szczawnia Zdroju obliczone na podstawie wyników pomiarów własnych uzdrowisk oraz rocznych analiz fizyko-chemicznych wykonywanych przez laboratorium B.P. "Balneoprojekt" w Szczawnie Zdroju.

Miejscowość	Ujęcie	Zawartość Rn									
		Według danych uzdrowiska					Według danych B.P. „Balneoprojekt”				
		Ilość danych	Okres obserwacji	min.	śred.	max.	Ilość danych	Okres obserwacji	min.	śred.	max.
				[Bq/dm ³]					[Bq/dm ³]		
Świeradów Zdrój	Górne zbiorcze	1207	1986-1996	0	478	1036	37	1944-1996	218	572	1169
	Górne nr 1						25	1965-1996	155	337	614
	Górne nr 2						25	1965-1996	81	205	1145
	MCS 1						25	1961-1989	40	419	1017
	MCS 2						11	1961-1989	213	644	1500
	MCS 3						25	1961-1989	203	637	1387
	MCS 4						26	1961-1989	234	993	2245
	MCS 5						26	1961-1989	242	1069	1655
	MCS 6						26	1961-1989	229	748	1744
	MCS zbiorcze						40	1961-1996	248	885	1547
	1A	1153	1986-1996	0	35	518	24	1975-1996	40	104	226
	2P	987	1986-1996	0	22	444	11	1972-1995	6	20	33
	Sancta Maria						9	1965-1974	607	896	1171
Zofia						20	1944-1979	19	351	1156	
Łądek Zdrój	Chrobry	886	1966-1995	65	122	178	34	1938-1996	66	116	207
	Skłodowska- Curie	727	1966-1995	111	232	378	32	1938-1996	100	195	289
	Dąbrówka	797	1965-1995	41	139	189	34	1938-1996	77	134	192
	Jerzy	3515	1965-1995	878	1284	1780	33	1938-1996	814	1186	1387
	L-2	388	1976-1995	68	134	171	21	1975-1996	113	130	151
	Wojciech	637	1965-1985	68	161	247	36	1909-1996	78	172	269
Szczawnio Zdrój	Marta	39	1994-1997	185	217	253	22	1965-1996	104	217	303

jedyny materiał źródłowy do prześledzenia zmian stężeń radonu w wodach podziemnych poszczególnych ujęć na przestrzeni ostatnich kilkudziesięciu lat.

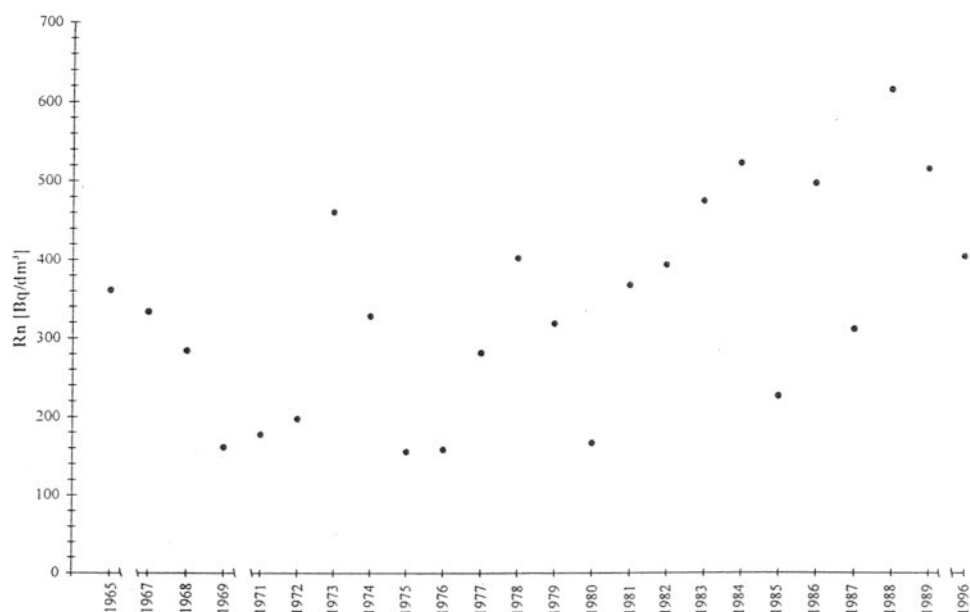
Na rys. 6.1.1. do 6.1.14. przedstawiono zmienność stężeń radonu w wodach podziemnych Świeradowa Zdroju, na rys. 6.2.1. do 6.2.6. Łądku Zdroju, a na rys. 6.3. ujęcia Marta w Szczawnie Zdroju, na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt”. Należy podkreślić indywidualny charakter zmian koncentracji radonu w wodach poszczególnych ujęć, nawet leżących bardzo blisko siebie w jednej miejscowości i ujmujących wody tego samego typu z tej samej struktury hydrogeologicznej. W większości ujęć daje się zauważyć silna zmienność koncentracji radonu w czasie. W wielu ujęciach amplituda tych wahań maleje z upływem czasu, co należy przypisać ustaleniu się warunków eksploatacji poszczególnych ujęć. W niektórych ujęciach przy istniejących wahaniach widoczne są tendencje zmian stężeń zmierzające ku wyższym (Jerzy, L-2, Wojciech w Łądku Zdroju, Górne nr 1, MCS nr 5 i Zofia w Świeradowie Zdroju) lub niższym wartościom (Skłodowska-Curie w Łądku Zdroju i 1A w Świeradowie Zdroju). Zbyt wyrywkowe opróbowanie nie upoważnia jednak do opisanie tych zależności równaniami trendu.

W świetle powyższych danych należy stwierdzić, że analizy stężeń radonu wykonywane raz w roku nie stanowią wystarczającej podstawy do przeanalizowania zmienności tego parametru w czasie. Do wnikliwszej analizy posłużyły więc dane z analiz wykonywanych co najmniej raz w miesiącu.

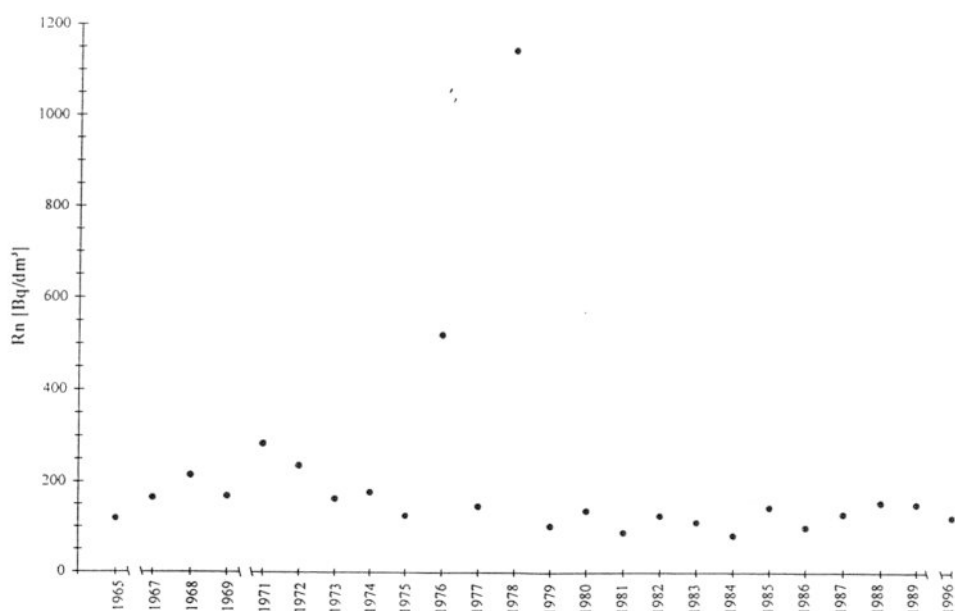
Na rys. 6.4.1 i 6.4.2. przedstawiono natomiast zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach podziemnych Świeradowa Zdroju, na rys. 6.5.1. do 6.5.6. Łądku Zdroju i na rys. 6.6. ujęcia Marta w Szczawnie Zdroju, określonych na podstawie analiz wykonywanych z częstotliwością co najmniej raz w miesiącu przez laboratoria poszczególnych uzdrowisk. W przypadku Szczawna Zdroju jest to również Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt”.

Najkrótszy okres pomiarowy obejmuje ujęcie Marta w Szczawnie Zdroju i jest spowodowany brakiem możliwości szybkiego dostępu do danych znajdujących się poza komputerową bazą danych obejmującą okres 1994–1997 i sporządzoną przez P. Filbiera – geologa w P.P.U. Szczawno-Jedlina. W analizowanym okresie w wodach leczniczych ujęcia Marta zaznaczają się wahania stężeń radonu w granicach od około 190 do 260 Bq/dm³, przy czym wartości te nie wykazują ani tendencji do wzrostu, ani do spadku w okresie ostatnich trzech lat (rys. 6.6.).

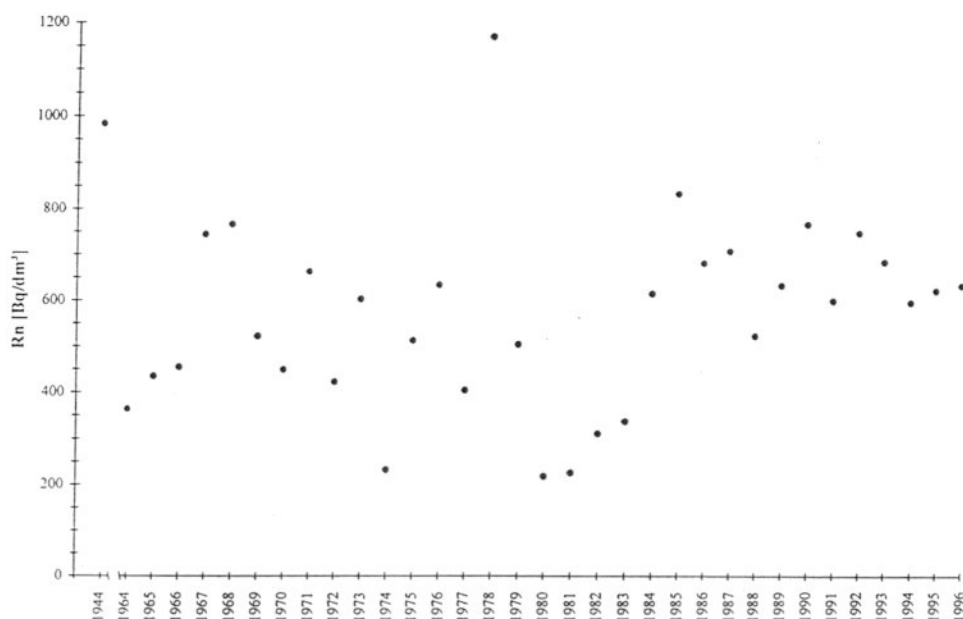
Znacznie ciekawsza sytuacja jest natomiast obserwowana w ujęciach pozostałych dwóch uzdrowisk. W Świeradowie Zdroju sporządzona przez autora z dostępnych wyników archiwalnych baza danych obejmuje okres pomiarowy od 1986 do 1996 roku (3347 danych). W okresie tym, w latach 1986–1990 obserwować można powolny systematyczny spadek koncentracji radonu w wodach podziemnych źródła Górne oraz pobliskiego odwiertu 1A, a następnie trwający do końca 1996 roku powolny ich wzrost. Na ten ogólny trend nakładają się dość



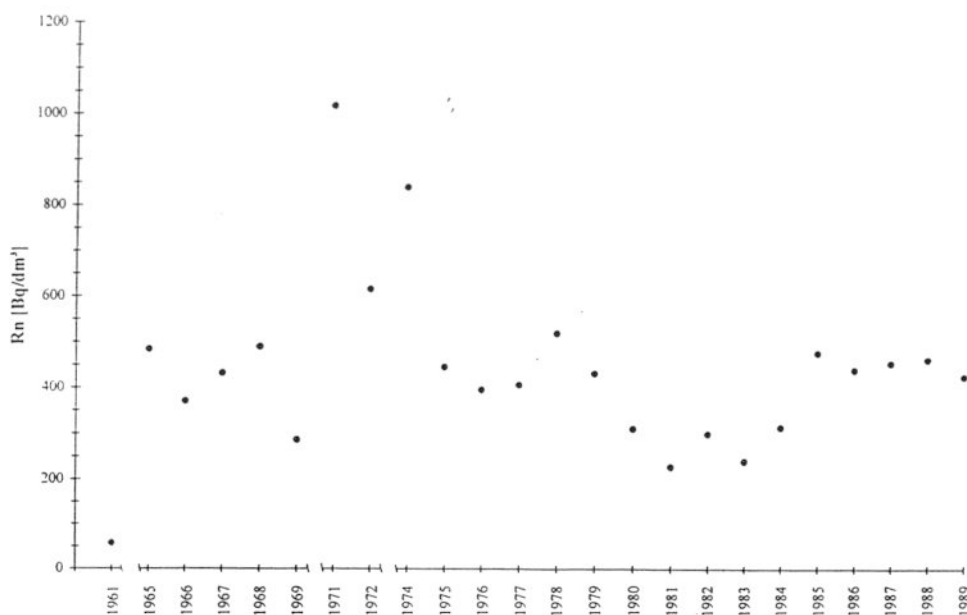
Rys. 6.1.1. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Górne 1 w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



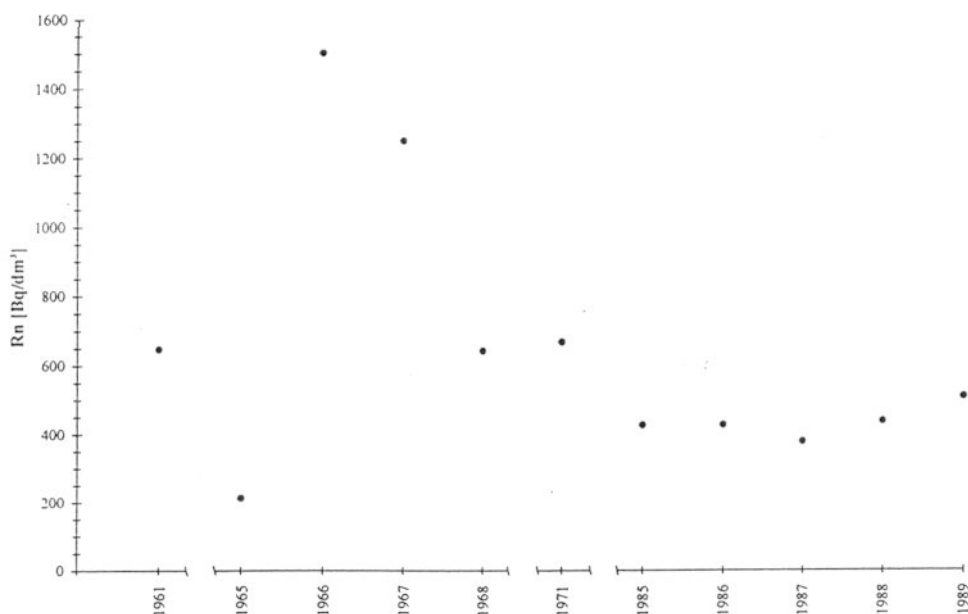
Rys. 6.1.2. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Górne 2 w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



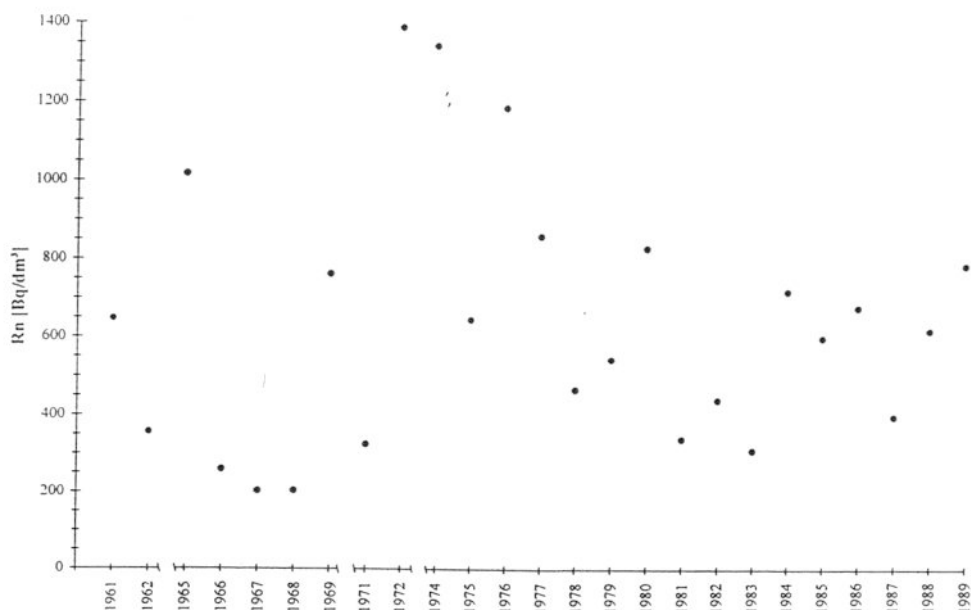
Rys. 6.1.3. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Górne 3 (zbiorcze) w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



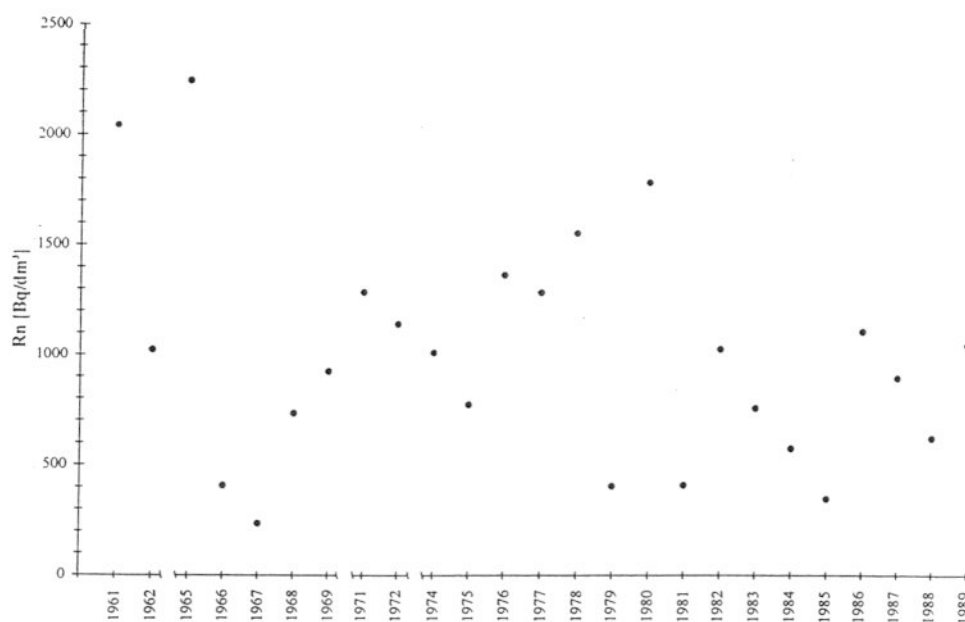
Rys. 6.1.4. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia MCS 1 w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



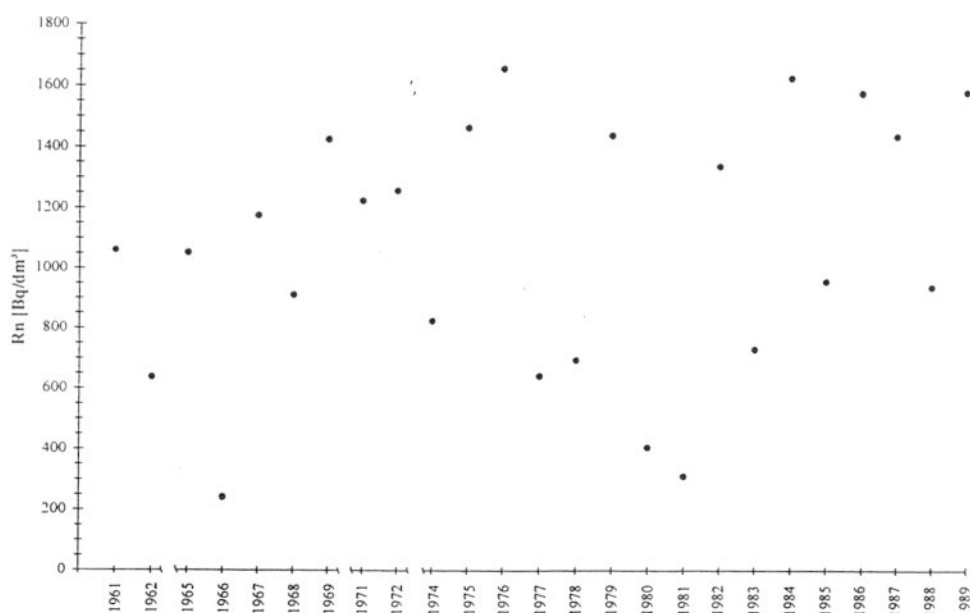
Rys. 6.1.5. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia MCS 2 w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



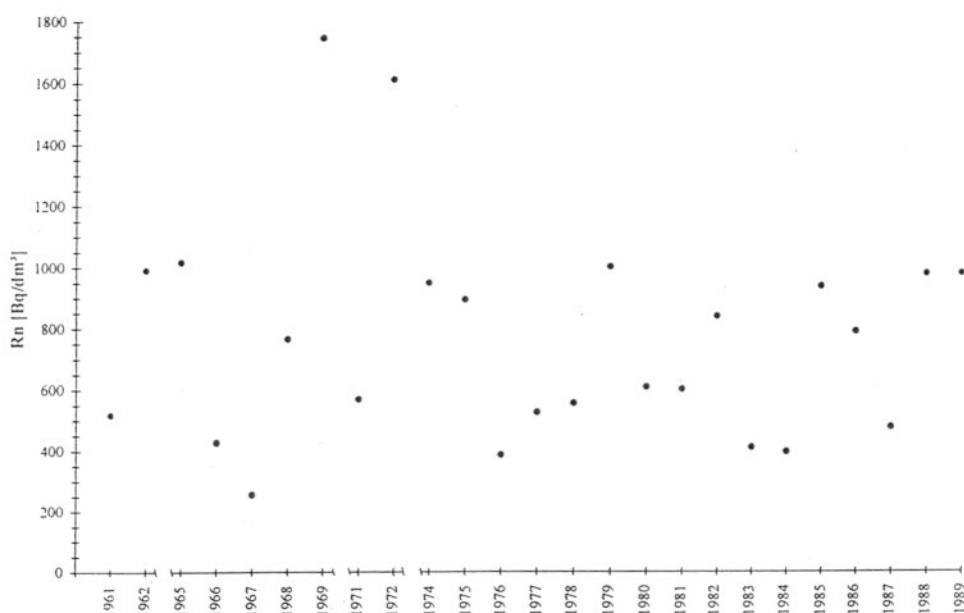
Rys. 6.1.6. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia MCS 3 w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



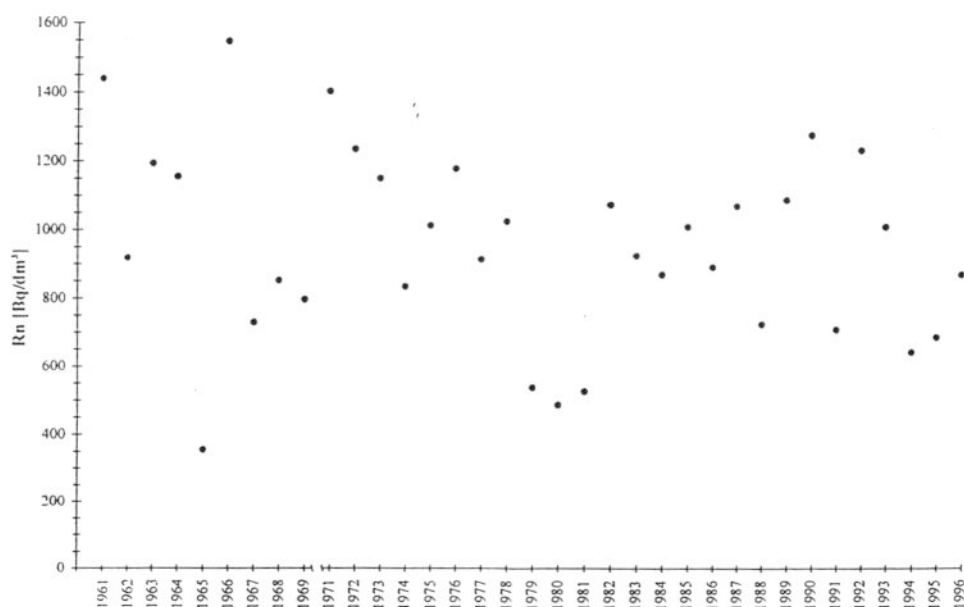
Rys. 6.1.7. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia MCS 4 w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



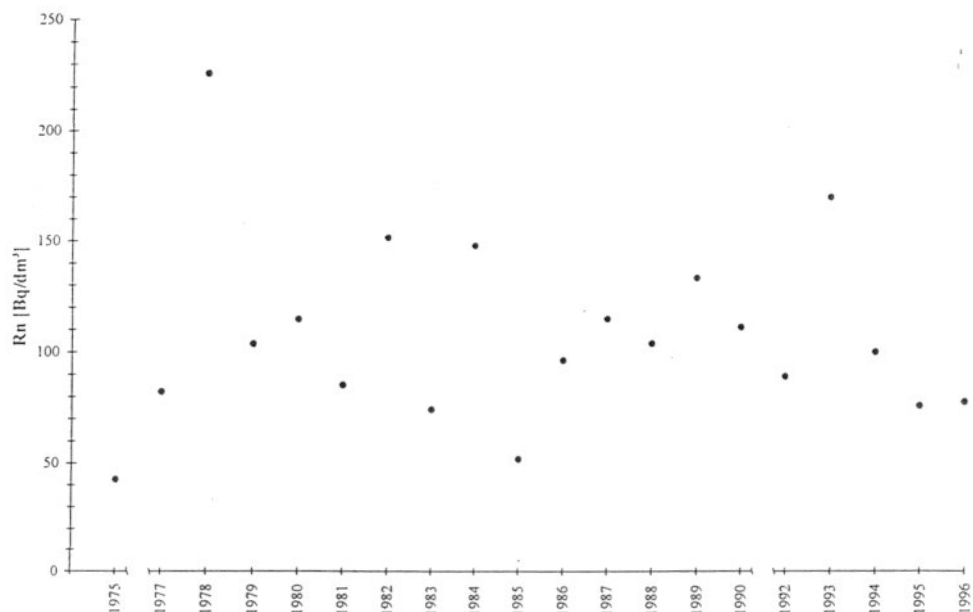
Rys. 6.1.8. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia MCS 5 w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



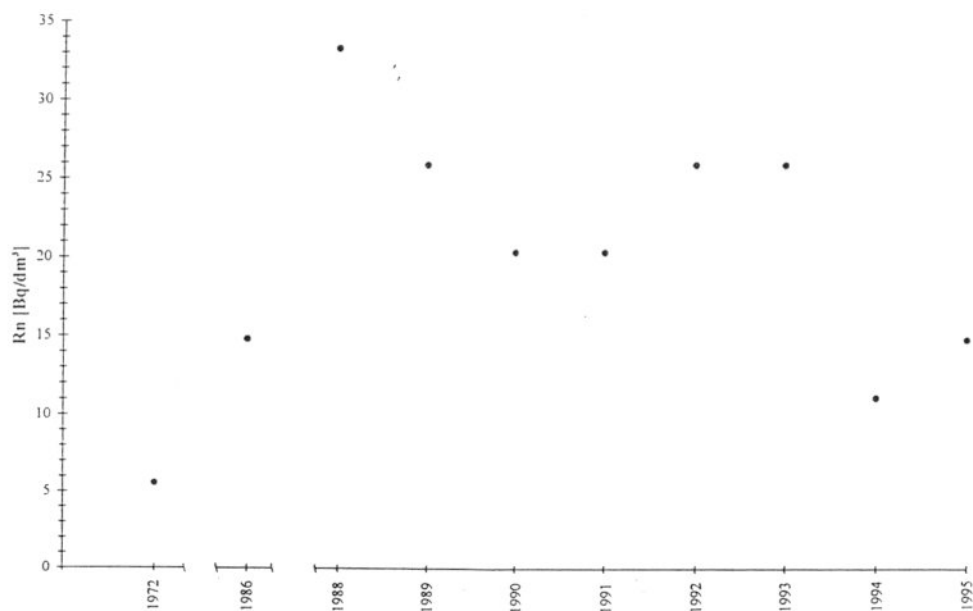
Rys. 6.1.9. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia MCS 6 w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



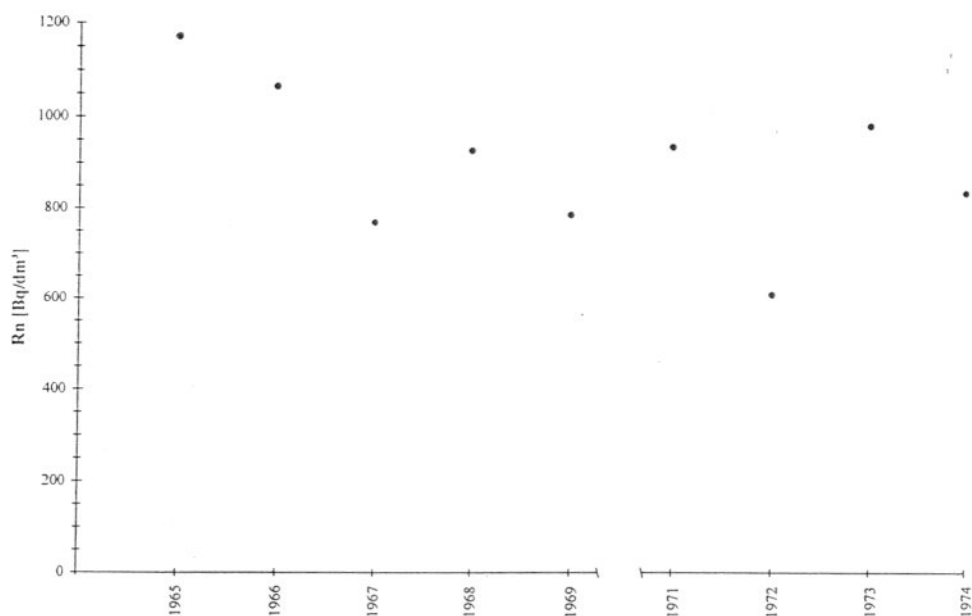
Rys. 6.1.10. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia MCS 7 (zbiorcze w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



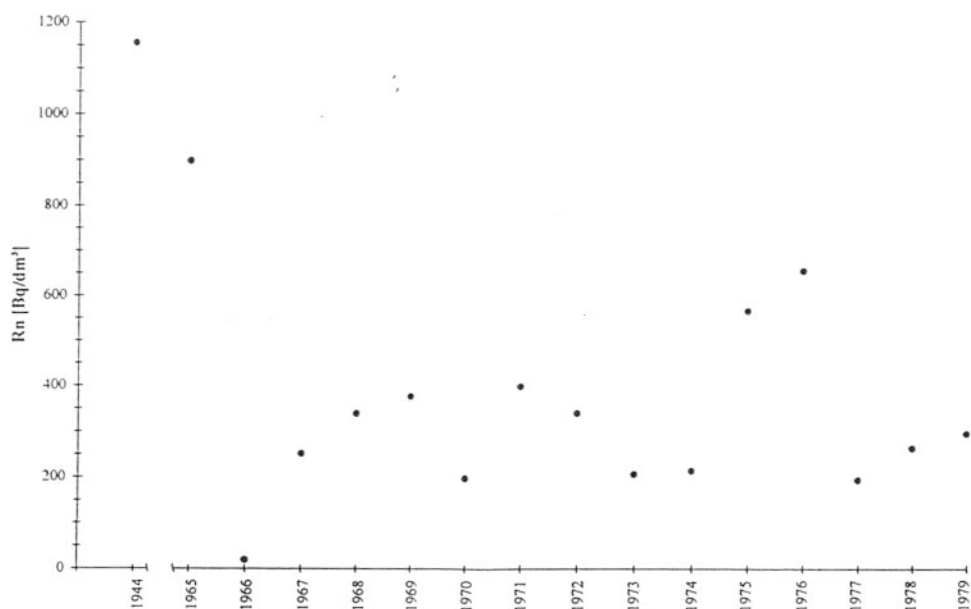
Rys. 6.1.11. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia 1A w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



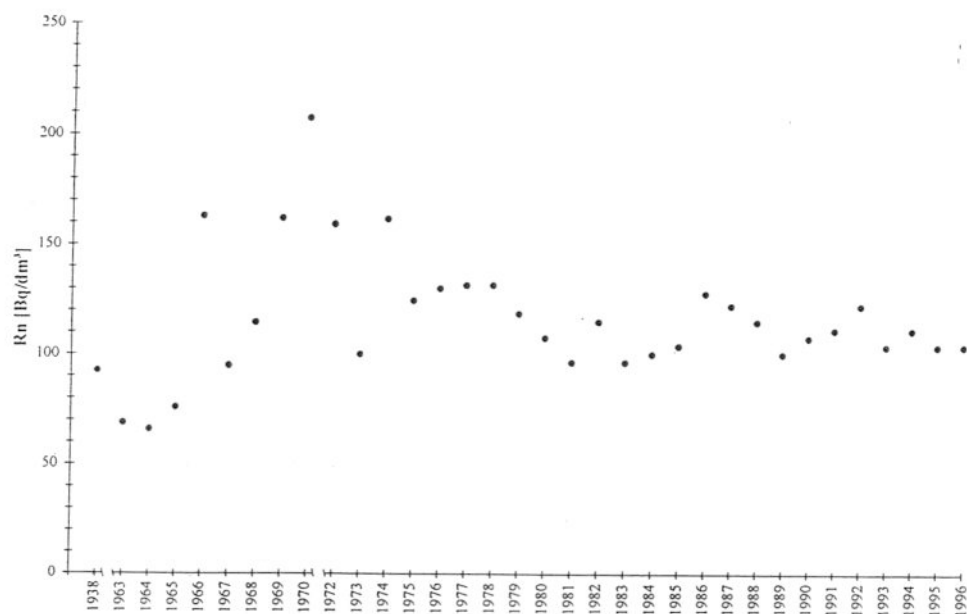
Rys. 6.1.12. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia 2P w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



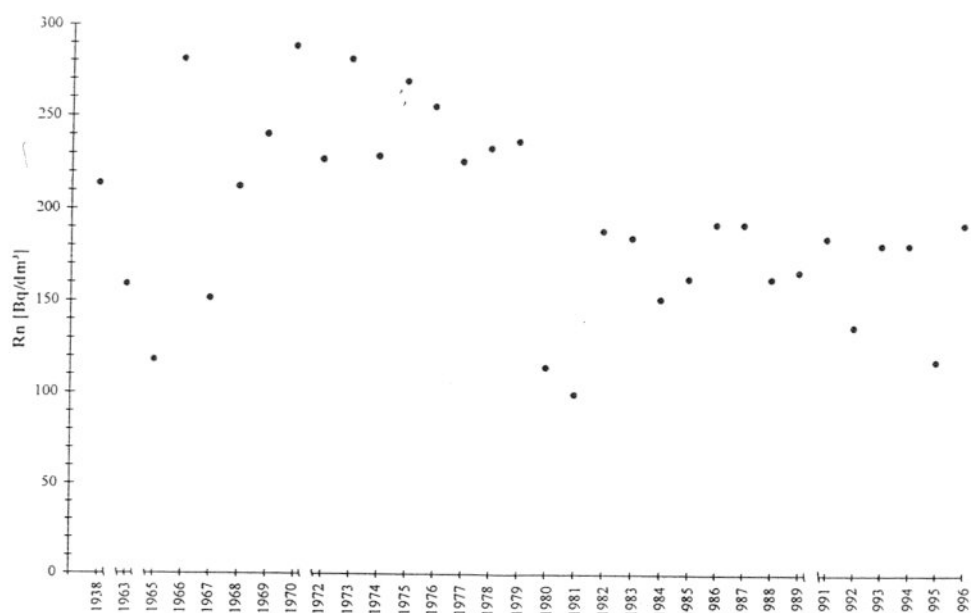
Rys. 6.1.13. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Sancta Maria w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



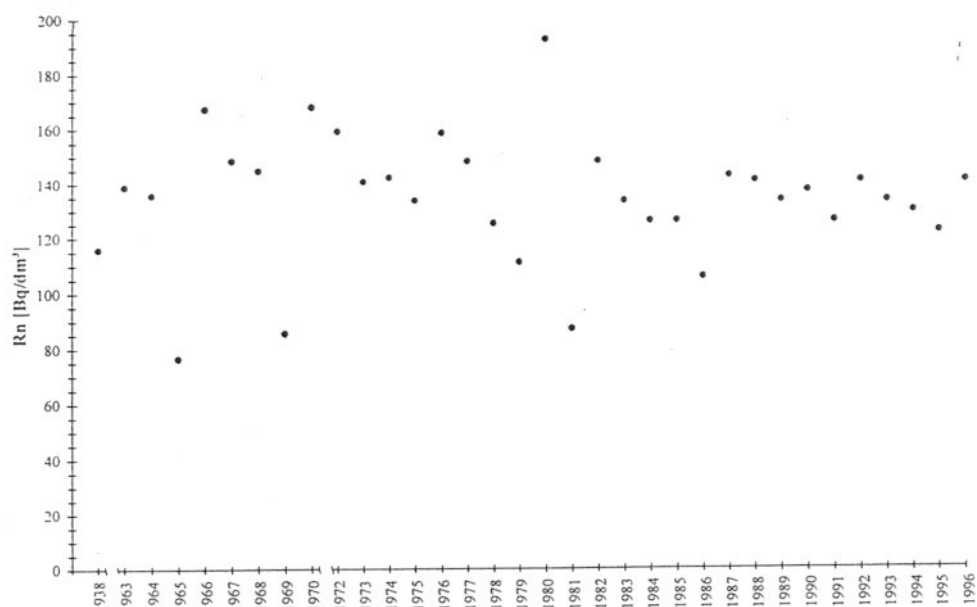
Rys. 6.1.14. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Zofia w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [299]).



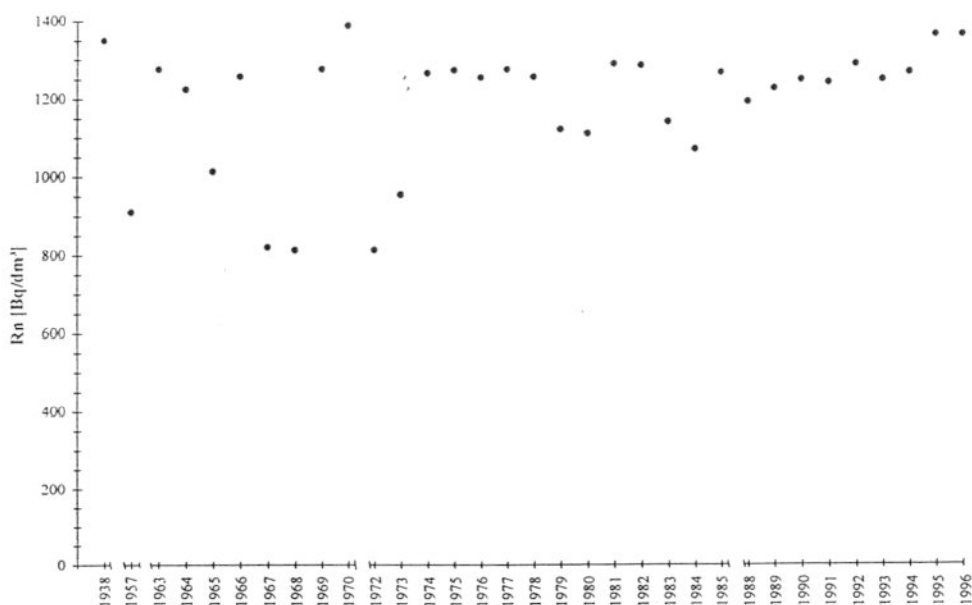
Rys. 6.2.1. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Chrobry w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [297]).



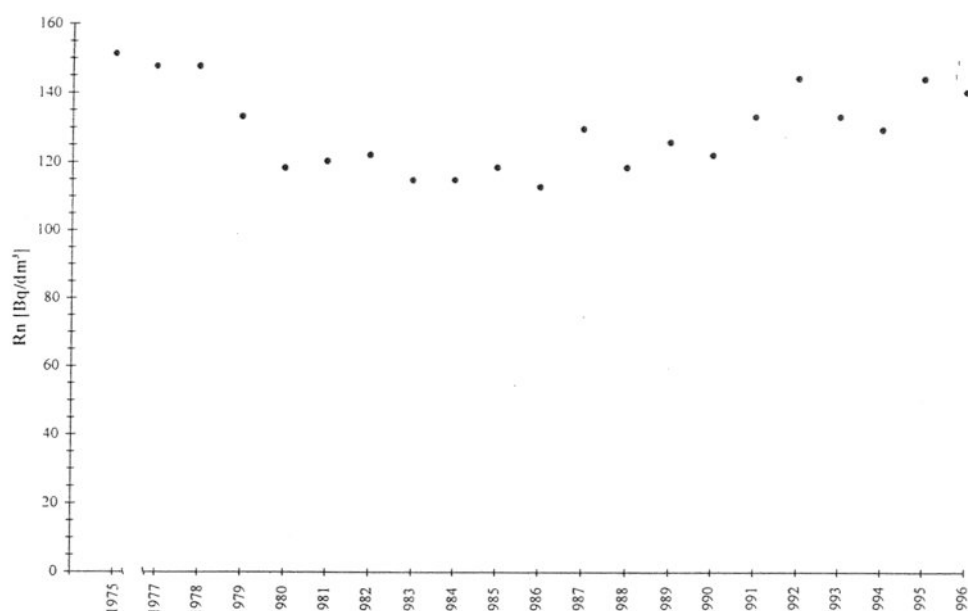
Rys. 6.2.2. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Curie-Skłodowska w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [297]).



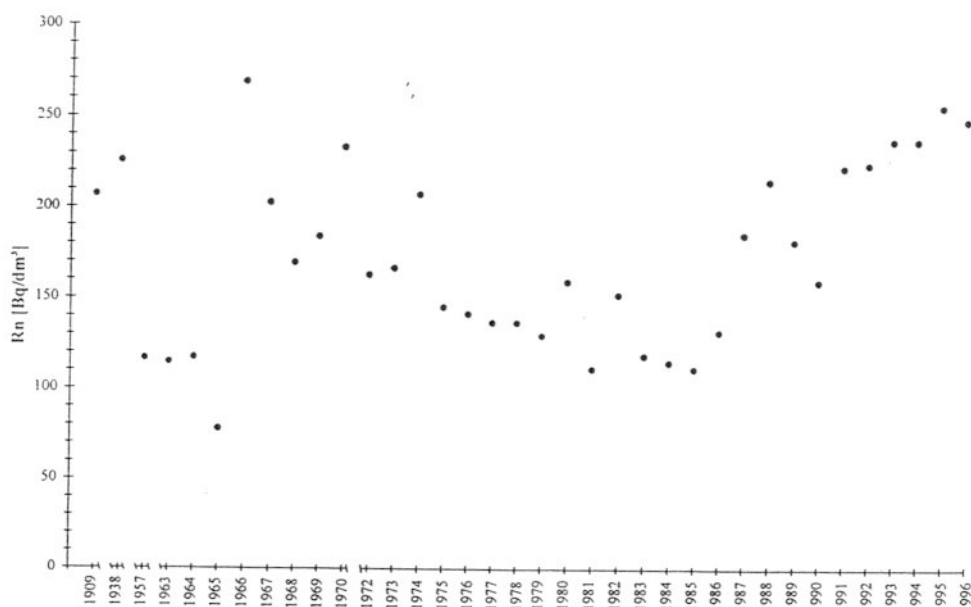
Rys. 6.2.3. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Dąbrówka w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [297]).



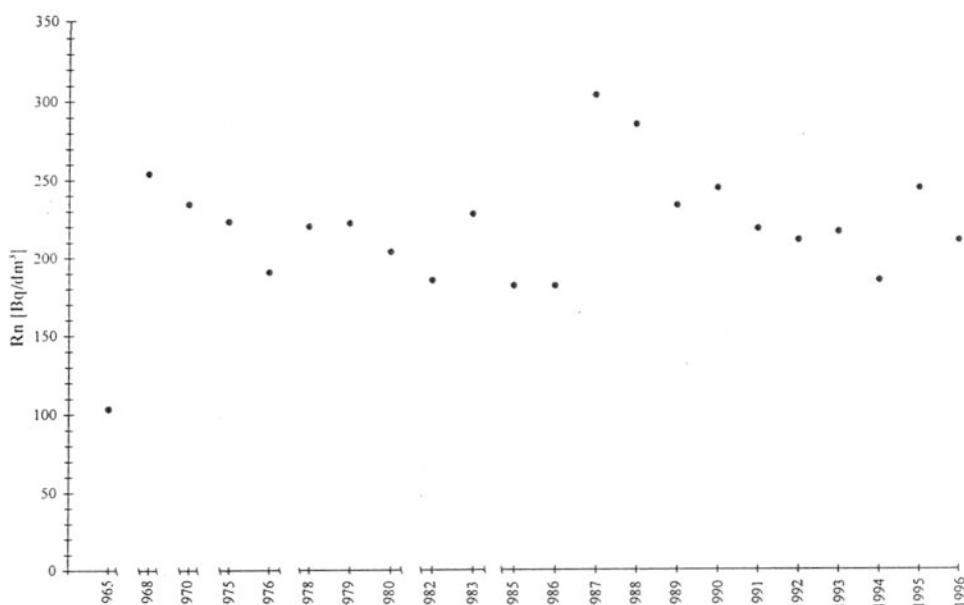
Rys. 6.2.4. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Jerzy w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [297]).



Rys. 6.2.5. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia L-2 w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [297]).



Rys. 6.2.6. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Wojciech w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [297]).

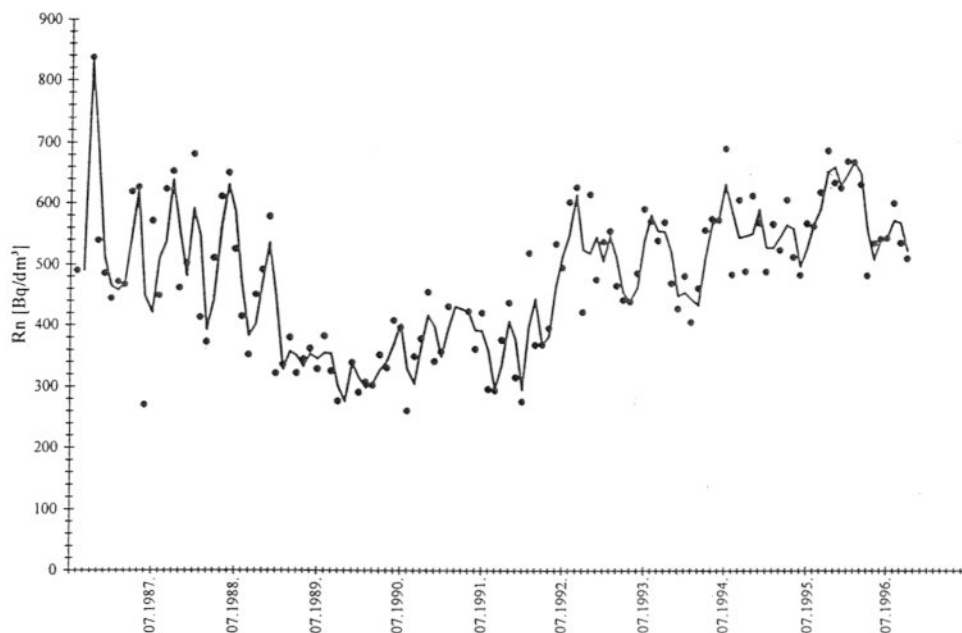


Rys. 6.3. Zmienność stężeń radonu w wodach ujęcia Marta w Szczawnie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” (na podst. [298]).

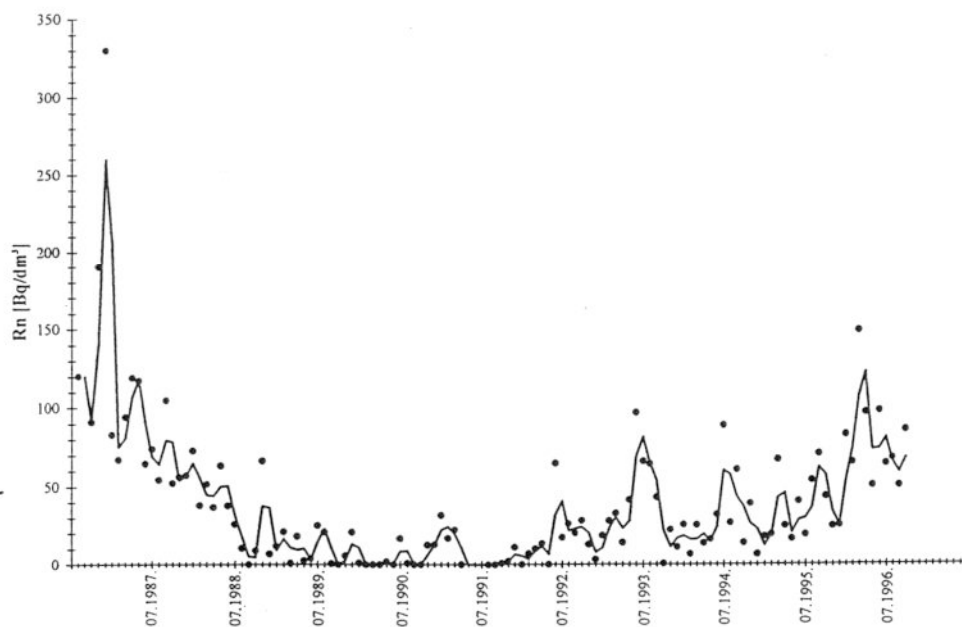
silne wahania w krótszych okresach czasu. Należy podkreślić analogiczną zmienność długookresową stężeń w obu tych ujęciach, mimo różnicy w głębokości, z jakiej wody te są ujmowane. Świadczy to o słuszności przedstawionego w rozdziale 6.1. poglądu autora o genezie radonu w tych ujęciach, tzn. o rozcieńczaniu ujmowanych w obu tych ujęciach pochodzących z większych głębokości szczaw, zawierających znikome ilości radonu, płytszymi wodami zawierającymi znacznie podwyższone stężenia tego gazu.

Jak widać w obu ujęciach Świeradowa Zdroju (Górne i 1A) obserwowana jest długookresowa zmienność stężeń, której przyczyny w obecnym stanie wiedzy są trudne do ustalenia.

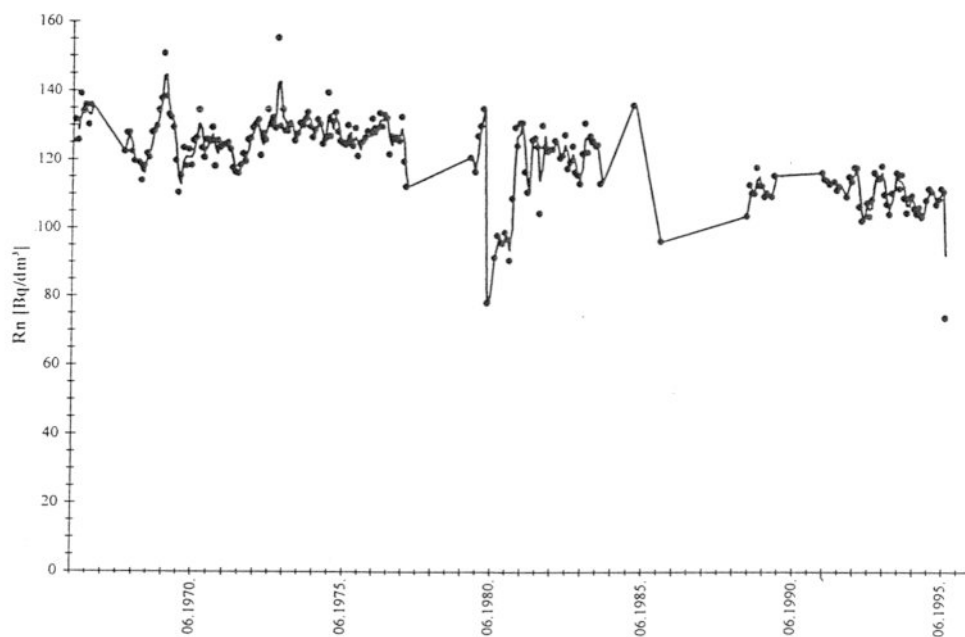
Również w Łądku Zdroju zmiany w stężeniach radonu w poszczególnych ujęciach są ze sobą wyraźnie skorelowane. Świadczy to o oddziaływaniu podobnych czynników wywołujących te zmiany w obrębie wszystkich ujęć. W analizowanym okresie (1967–1995) zaznaczają się większe lub mniejsze wahania stężeń, przy czym widoczny jest ich spadek w latach 1980–1981, a także w roku 1985 i 1995 oraz nagły wzrost na przełomie 1984 i 1985 roku. Opisane wahania stężeń w poszczególnych ujęciach zaznaczają się mniej lub bardziej wyraźnie. Od tego schematu odbiega znacznie ujęcie Jerzy, eksploatujące wody o najwyższych stężeniach radonu. Charakteryzuje się ono wahaniami zawartości radonu



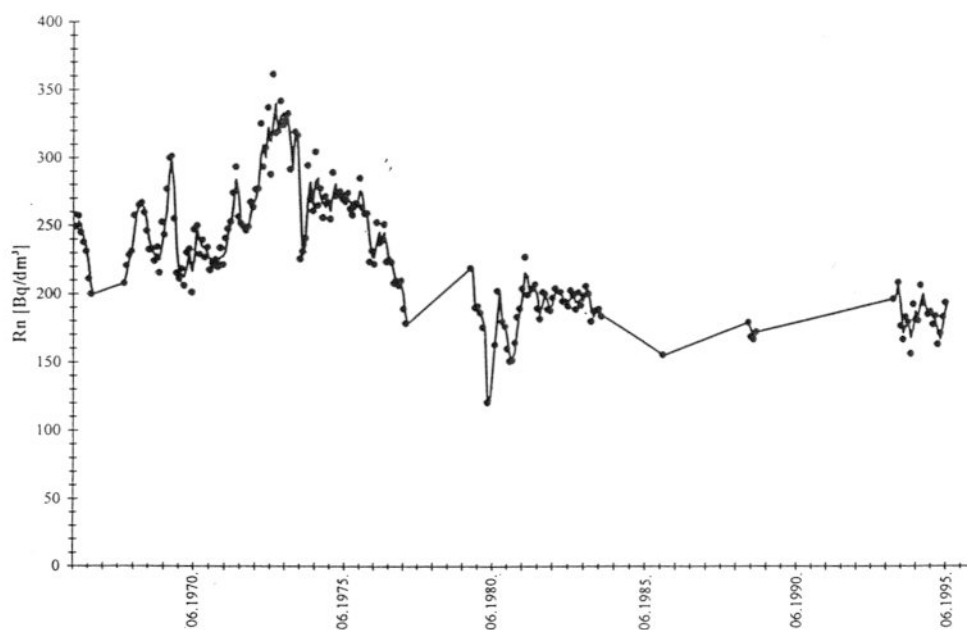
Rys. 6.4.1. Zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach ujęcia Górne 3 (zbiorcze) w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych przez laboratorium w Świeradowie Zdroju (na podst. [299]).
Linia ciągła przedstawia średnią ruchomą o okresie 2.



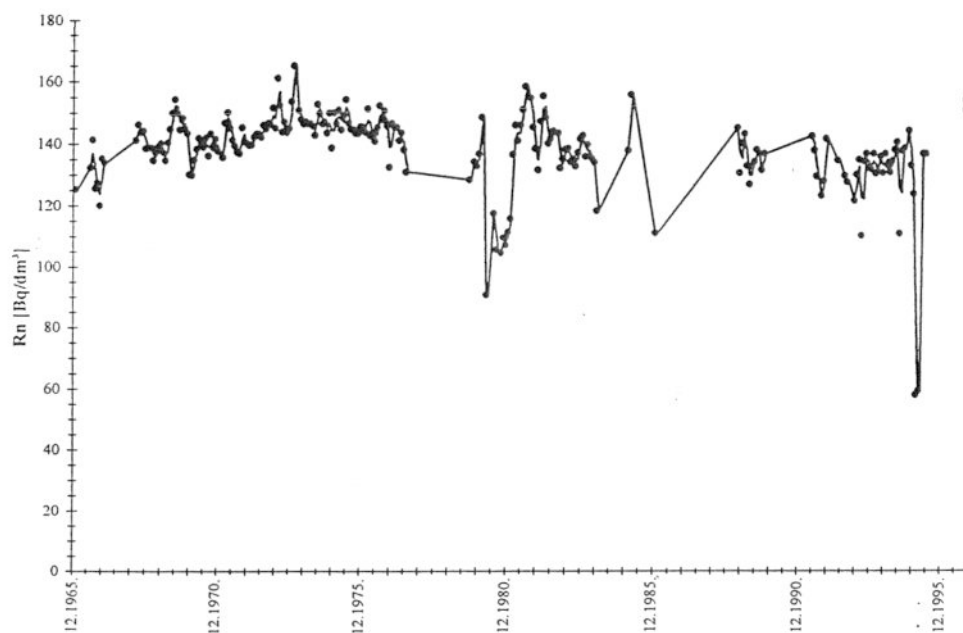
Rys. 6.4.2. Zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach ujęcia 1A w Świeradowie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych przez laboratorium w Świeradowie Zdroju (na podst. [299]).
Linia ciągła przedstawia średnią ruchomą o okresie 2.



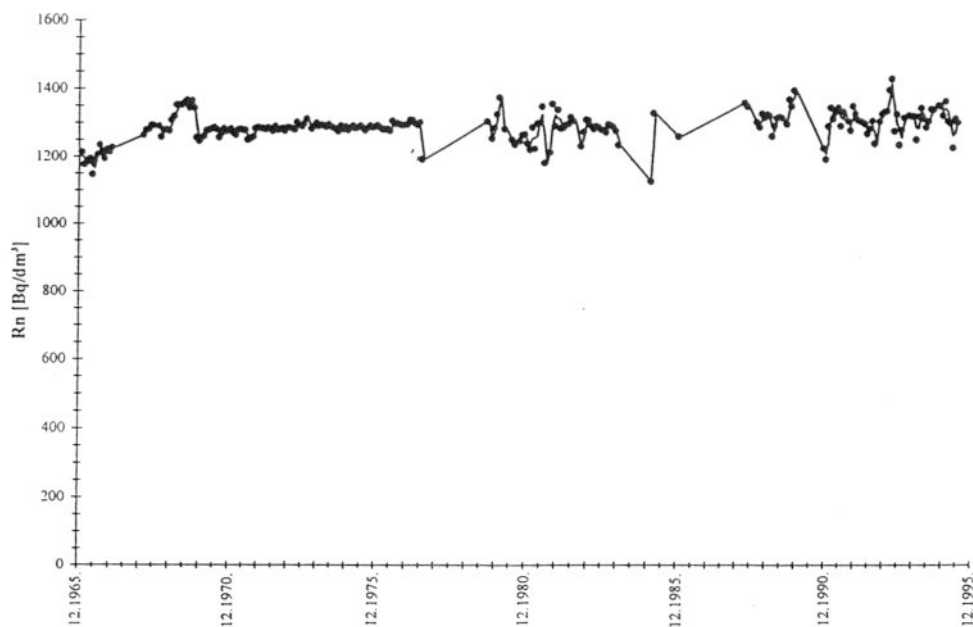
Rys. 6.5.1. Zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach ujęcia Chrobry w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych przez laboratorium w Łądku Zdroju (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią ruchomą o okresie 2.



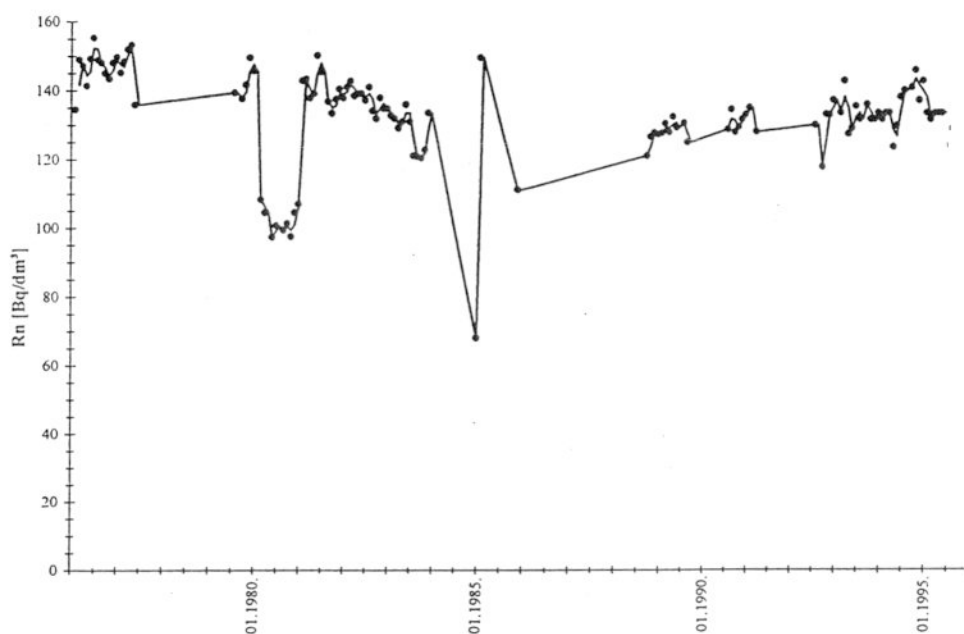
Rys. 6.5.2. Zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach ujęcia Curie-Skłodowska w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych przez laboratorium w Łądku Zdroju (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią ruchomą o okresie 2.



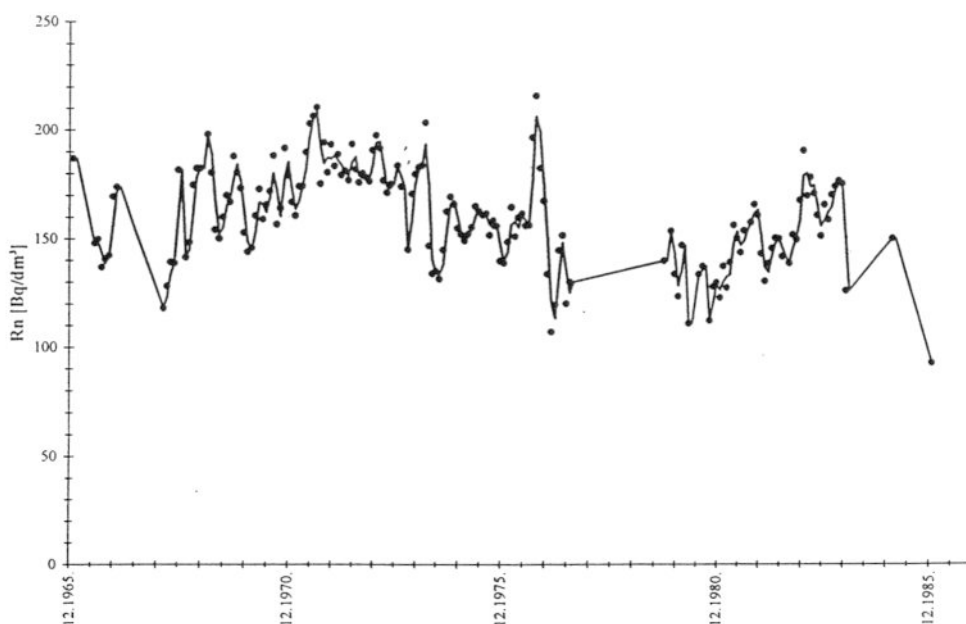
Rys. 6.5.3. Zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach ujęcia Dąbrówka w Łódź Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych przez laboratorium w Łódź Zdroju (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią ruchomą o okresie 2.



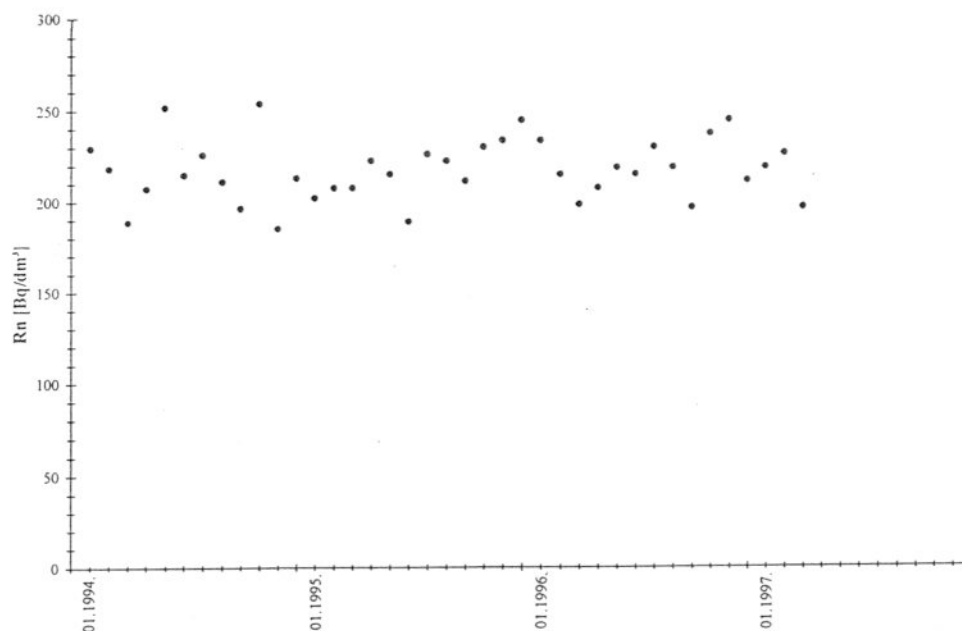
Rys. 6.5.4. Zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach ujęcia Jerzy w Łódź Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych przez laboratorium w Łódź Zdroju (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią ruchomą o okresie 2.



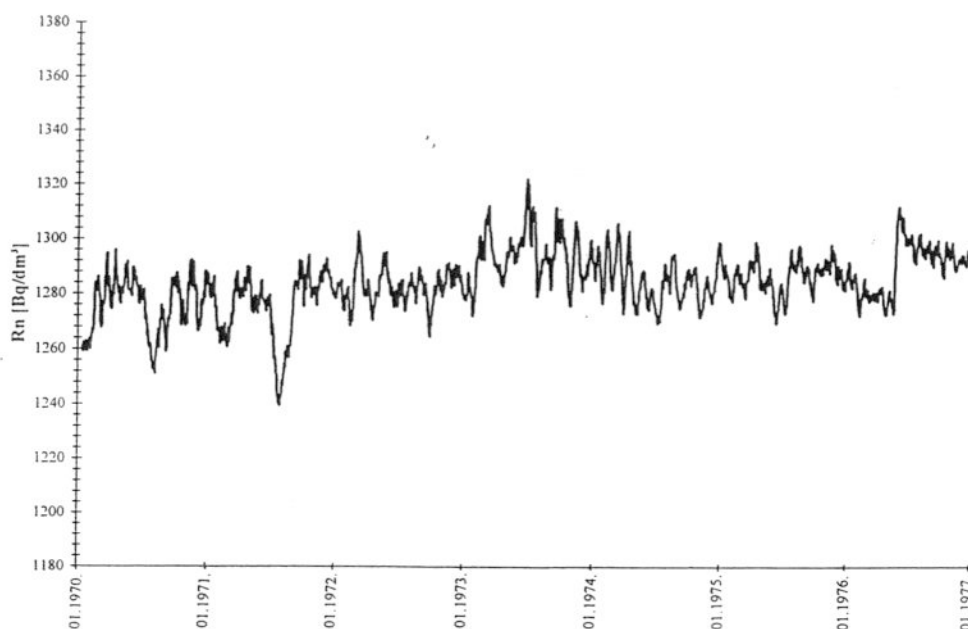
Rys. 6.5.5. Zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach ujęcia L-2 w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych przez laboratorium w Łądku Zdroju (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią ruchomą o okresie 2.



Rys. 6.5.6. Zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach ujęcia Wojciech w Łądku Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych przez laboratorium w Łądku Zdroju (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią ruchomą o okresie 2.



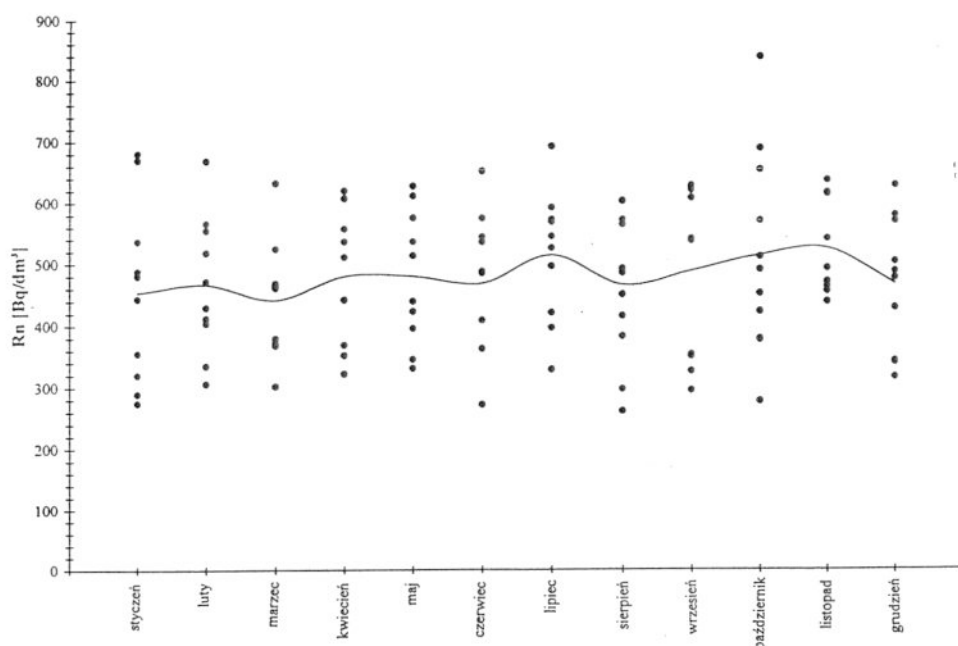
Rys. 6.6. Zmienność średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach ujęcia Marta w Szczawnie Zdroju w czasie na podstawie analiz wykonywanych przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju (na podst. [298]).



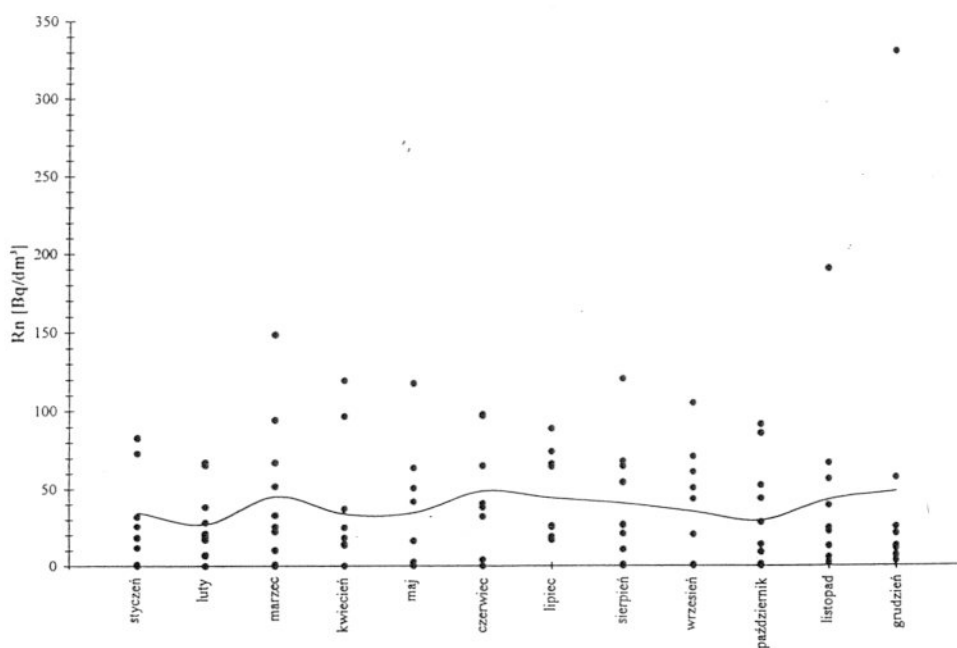
Rys. 6.7. Średnia ruchoma (o okresie 10) chwilowych stężeń radonu w wodach ujęcia Jerzy w Łądku Zdroju w latach 1970–1977 na podstawie analiz wykonywanych kilka razy w tygodniu przez laboratorium w Łądku Zdroju (na podst. [297]).

w granicach 1100–1400 Bq/dm³, przy czym w latach 1970–1976 ma miejsce okres wyjątkowej stabilności stężeń. Zmieniają się one zaledwie w przedziale około 100 Bq/dm³ (od około 1200 do około 1300 Bq/dm³). W okresie tym została zaobserwowana przez Ciężkowskiego i współautorów półroczna cykliczna zmienność stężeń [64], przy czym autorzy ci posługiwali się obliczonymi statystycznie (średnią ruchomą) stężeniami dziennymi. Przedstawione na rys. 6.7. wyniki średnich miesięcznych stężeń nie przeczą wynikom uzyskanym przez wyżej wspomnianych autorów. Na wykresie tym również widoczne są półroczne cykle zmienności koncentracji radonu w wodach podziemnych ujęcia Jerzy, jednakże wyraźnie zaznaczają się one tylko w latach 1970 i 1971. Dyskutowane tektoniczne przyczyny tych zmian wymagają dalszych badań z uwzględnieniem szczegółowej analizy danych z tego okresu. Niewątpliwie jednak zachowanie się radonu w ujęciu Jerzy odbiega od pozostałych ujęć tak wartościami stężeń, jak i przebiegiem ich zmian. Należy podkreślić, że wspomniana półroczna (sezonowa) zmienność koncentracji radonu w wodach ujęcia Jerzy została zaobserwowana w latach najmniejszych jej wahań i w porównaniu do pozostałego okresu opróbowania nie odgrywa ona większej praktycznej roli.

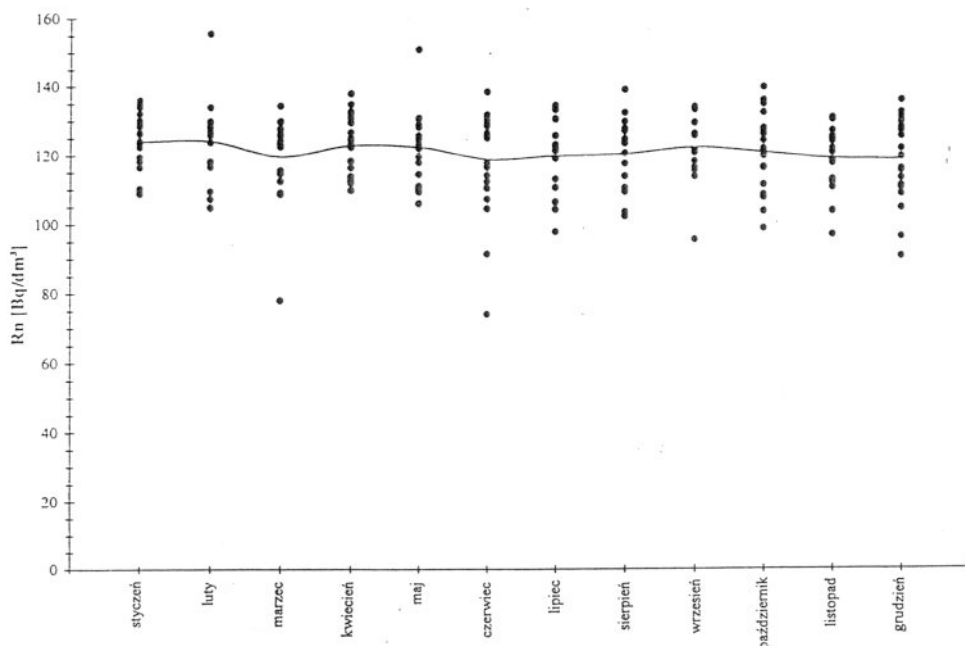
Zaobserwowanie tego faktu skłoniło autora do próby uchwycenia ewentualnych sezonowych zmian stężeń radonu na podstawie analizy wieloletnich obserwacji średnich miesięcznych stężeń radonu w wodach podziemnych. W tym celu sporządzono wykresy obrazujące zakresy zmian stężeń średnich miesięcznych w okresie wykonywania analiz, które powinny ujawnić ewentualną sezonowość zmienności (rys. 6.8.1. do 6.8.9.). Z przedstawionych wykresów jasno wynika, że w żadnym z badanych ujęć nie obserwujemy sezonowej zmienności stężeń radonu w wodzie. Zaznaczają się jedynie większe lub mniejsze rozrzuty wyników w poszczególnych miesiącach, jednakże ich średnia jest bardzo wyrównana, a więc w żadnym okresie roku nie wskazuje na istotną podwyższoną lub obniżoną koncentrację radonu. Większe wahania zaobserwowane w ujęciu Marta w Szczawnie Zdroju przypisać należy raczej niewielkiej liczbie danych (maksymalnie 4 średnie miesięczne). Także ujęcie Jerzy w Ładku Zdroju odbiega od pozostałych, charakteryzując się wyjątkową stałością średnich miesięcznych oraz niewielkim rozrzutem wartości w poszczególnych miesiącach. Dlatego też można stwierdzić, że żadne czynniki nie powodują regularnych sezonowych zmian koncentracji radonu w wodach podziemnych. Uzyskane wyniki zaprzeczają więc sugerowanym wcześniej przez różnych autorów wyższych stężeń w okresie zimowym, co miało być spowodowane spadkiem wydajności ujęć (por. rozdz. 4.3.) [58, 63, 132, 158]. Jest to kolejna przesłanka do tłumaczenia dużego rozrzutu mierzonych wartości stężeń w poszczególnych dniach silnymi dobowymi wahaniami czynników atmosferycznych, które mogą wpływać na współczynnik emanacji, jak i na warunki przepływu podziemnego zwłaszcza wód płytkich. W przypadku ujęcia Jerzy wpływ tych czynników jest stosunkowo niewielki, gdyż wysoki współczynnik emanacji zapewnia w miarę stałą i wysoką ilość radonu, który może rozpuszczać się w wodach tego ujęcia,



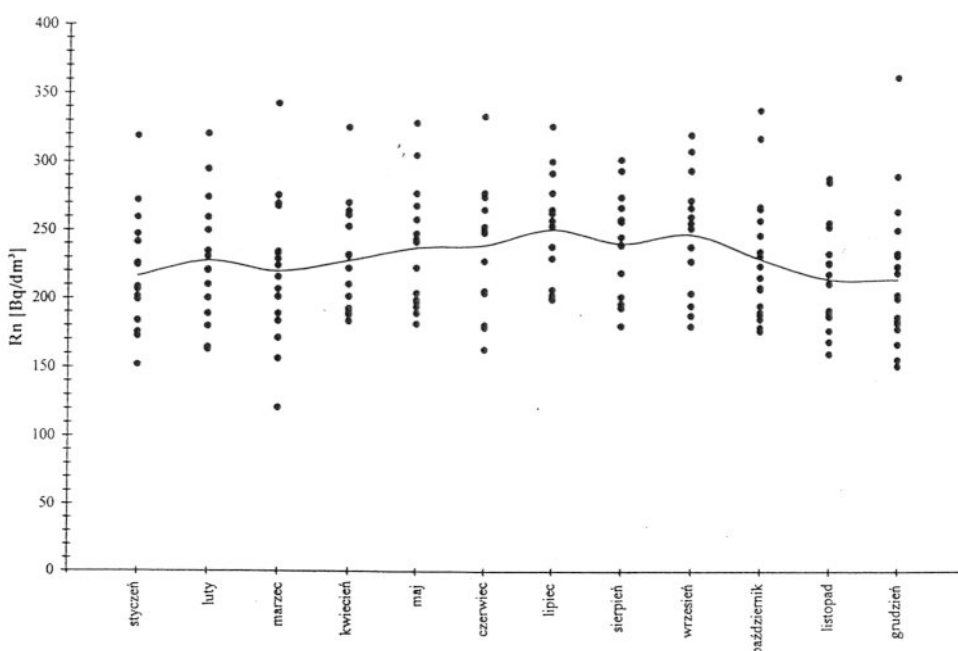
Rys. 6.8.1. Średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych miesiącach roku w wodach ujęcia Górze 3 (zbiorcze) obliczone na podstawie analiz laboratorium w Świeradowie Zdroju z lat 1986–1996 (na podst. [299]).
Linia ciągła przedstawia średnią arytmetyczną.



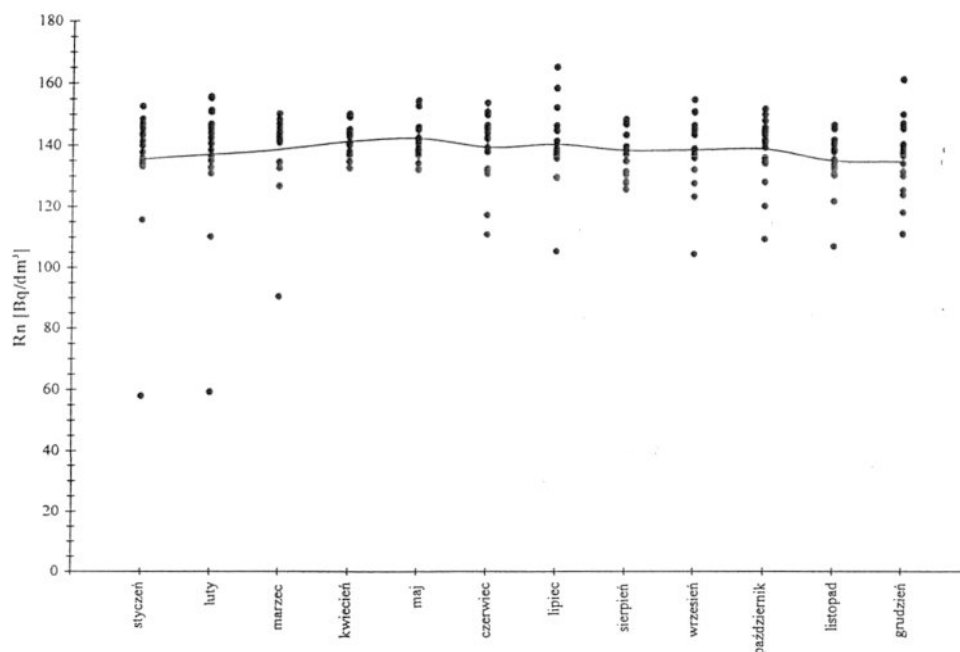
Rys. 6.8.2. Średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych miesiącach roku w wodach ujęcia 1A obliczone na podstawie analiz laboratorium w Świeradowie Zdroju z lat 1986–1996 (na podst. [299]).
Linia ciągła przedstawia średnią arytmetyczną.



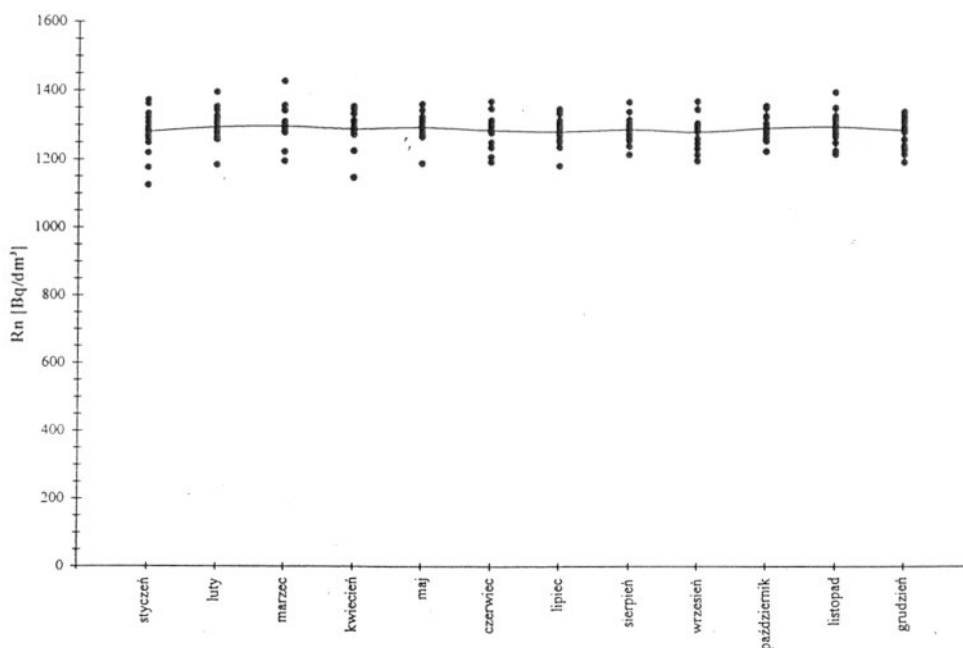
Rys. 6.8.3. Średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych miesiącach roku w wodach ujęcia Chrobry obliczone na podstawie analiz laboratorium w Łądku Zdroju z lat 1966–1995 (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią arytmetyczną.



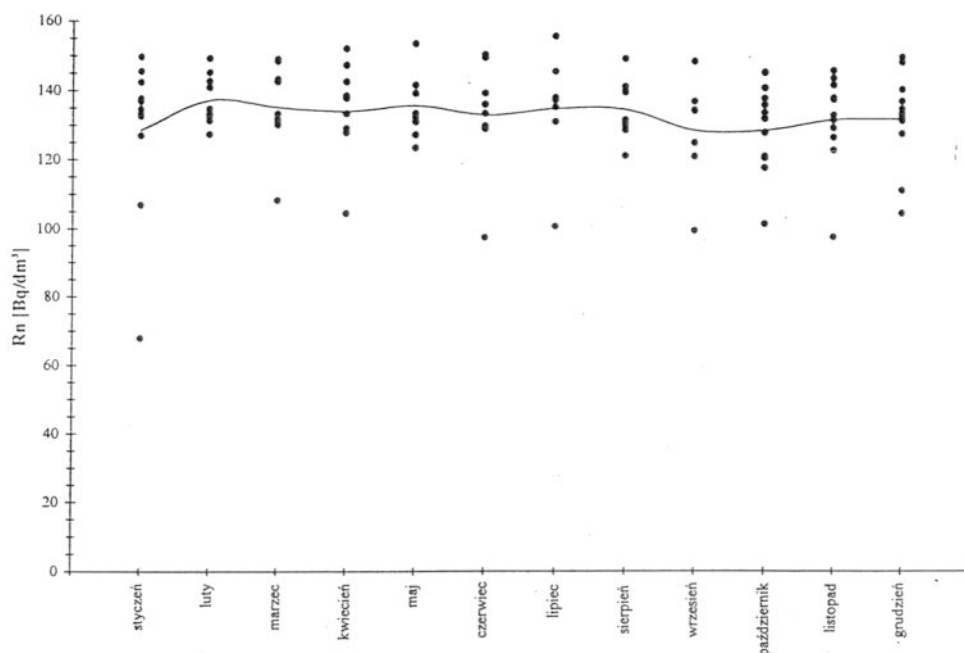
Rys. 6.8.4. Średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych miesiącach roku w wodach ujęcia Skłodowska-Curie obliczone na podstawie analiz laboratorium w Łądku Zdroju z lat 1966–1995 (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią arytmetyczną.



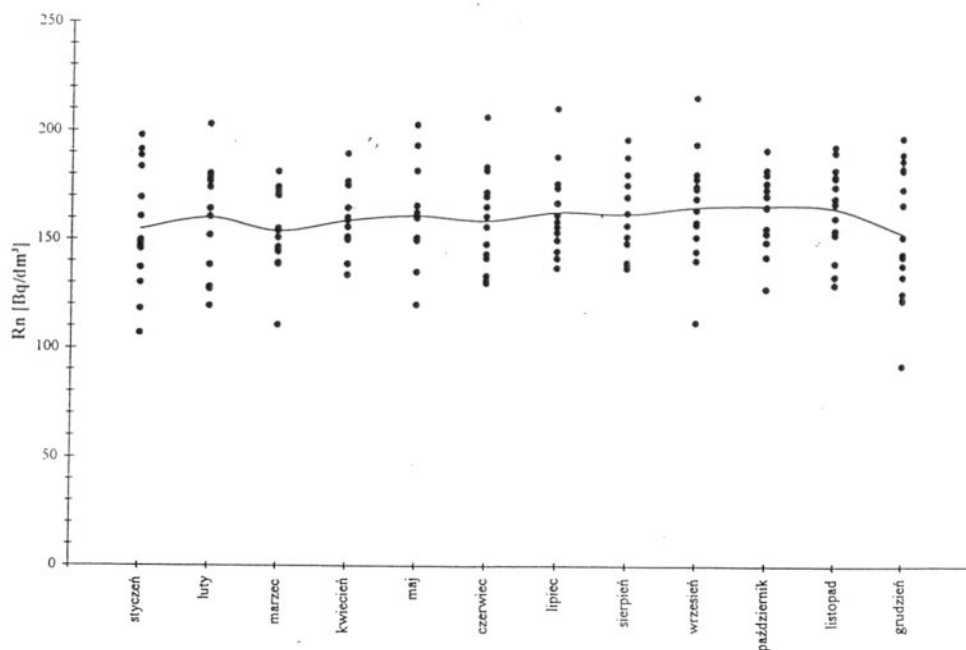
Rys. 6.8.5. Średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych miesiącach roku w wodach ujęcia Dąbrówka obliczone na podstawie analiz laboratorium w Łądku Zdroju z lat 1965–1995 (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią arytmetyczną.



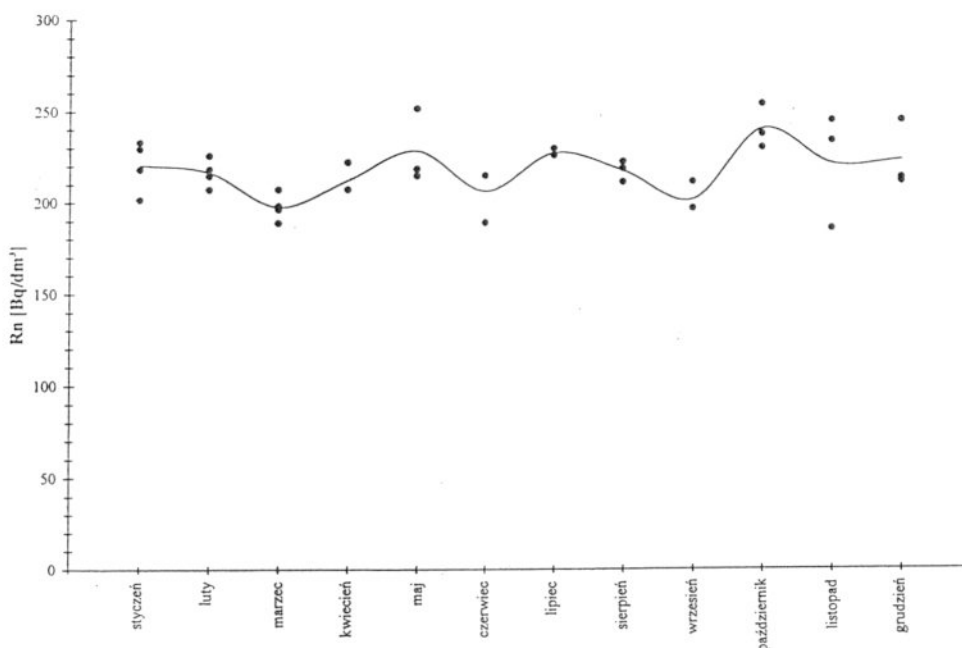
Rys. 6.8.6. Średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych miesiącach roku w wodach ujęcia Jerzy obliczone na podstawie analiz laboratorium w Łądku Zdroju z lat 1965–1995 (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią arytmetyczną.



Rys. 6.8.7. Średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych miesiącach roku w wodach ujęcia L-2 obliczone na podstawie analiz laboratorium w Łądku Zdroju z lat 1976–1995 (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią arytmetyczną.



Rys. 6.8.8. Średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych miesiącach roku w wodach ujęcia Wojciech obliczone na podstawie analiz laboratorium w Łądku Zdroju z lat 1965–1985 (na podst. [297]).
Linia ciągła przedstawia średnią arytmetyczną.



Rys. 6.8.9. Średnie miesięczne stężenia radonu w poszczególnych miesiącach roku w wodach ujęcia Marta obliczone na podstawie analiz Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balenoprojekt” w Szczawnie Zdroju z lat 1994–1997 (na podst. [298]).
Linia ciągła przedstawia średnią arytmetyczną.

dlatego też stężenia te podlegają najmniejszym wahaniom. Innym czynnikiem stabilizującym wahania koncentracji w tym ujęciu jest jego wysoka wydajność, a więc stosunkowo mała wrażliwość na zmiany lokalnych parametrów przepływu oraz czynników atmosferycznych.

6.5. ZALEŻNOŚĆ STĘŻEŃ RADONU OD WYBRANYCH CZYNNIKÓW FIZYCZNYCH I CHEMICZNYCH

Pomimo prowadzenia pomiarów różnych parametrów fizyko-chemicznych przez laboratoria w poszczególnych uzdrowiskach, niewiele jest danych, które pozwalają porównywać ze sobą zmiany poszczególnych parametrów. Wynika to z niesynchronizowania pomiarów różnych parametrów w czasie. Dlatego też możliwe było określenie niewielu zależności. Zaobserwowane związki przedstawia tab. 6.5.

Tab. 6.5. Istotne współczynniki korelacji (na poziomie istotności $\alpha=0,05$) pomiędzy zawartością radonu a niektórymi parametrami ujęć wód Świeradowa Zdroju i Łądku Zdroju.

Obliczenia wykonano na podstawie materiałów archiwalnych uzdrowisk [297, 299] dla n par danych z lat 1965–1995 w Łądku Zdroju i z lat 1986–1996 w Świeradowie Zdroju.

Uzdrowisko	Ujęcie	H ₂ S	CO ₂	Wydajność
Świeradów Zdrój	Górne		0,31 n = 1204	
	1A		-0,31 n = 1150	
Łądek Zdrój	Chrobry	0,50 n = 32		
	Skłodowska-Curie	0,72 n = 24		0,09 n = 460
	Dąbrówka			0,18 n = 518
	L-2			0,46 n = 221
	Jerzy	-0,31 n = 68		-0,16 n = 667
	Wojciech			-0,21 n = 488

W Łądku Zdroju w ujęciach Chrobry i Skłodowska-Curie stwierdzono istnienie istotnej korelacji (odpowiednio $r = 0,50$ i $r = 0,72$ na poziomie istotności $\alpha = 0,05$) pomiędzy zawartością radonu a zawartością siarkowodoru w wodach (por. tab. 6.5.). Oznaczać to może, że oba te gazy dostają się do wód ujęć dzięki szczelinom i spękaniam w skałach strefy przypowierzchniowej, korzystając z tych samych dróg migracji i nie przekraczając dopuszczalnych stężeń rozpuszczają się bez ograniczeń (nie osiągając stanu nasycenia). Siarkowódór może pochodzić z wymywania rozkładanych na drodze przepływu wód podziemnych siarczków żelaza (głównie zawartego w gnejsach pirytu – FeS₂), z rozkładu substancji białkowych lub z rozkładu siarczanów rozpuszczonych w wodach. Ponieważ wody lecznicze Łądku Zdroju zawierają jony SO₄²⁻ wydaje się prawdopodobne, że H₂S powstaje z redukcji rozpuszczonego jonu siarczanowego, czemu nie przeczą wyniki badań izotopowych siarki [517]. Zaobserwowane wysokie korelacje dodatnie pomiędzy zawartościami radonu i siarkowodoru skłaniają raczej do wniosku o wspólnej ich genezie. W takim wypadku źródła siarkowodoru w wodach leczniczych Łądku Zdroju należałoby upatrywać w procesach chemicznych przeobrażeń substancji organicznej lub, co bardziej

prawdopodobne, przeobrażeń pirytu zawartego w skałach. W takim wypadku do wód dostawałby się gazowy H_2S wykorzystujący te same drogi migracji w skałach zbiornikowych wód podziemnych jak radon. Uzasadnienie, bądź obalenie tej tezy wymaga badań wychodzących poza ramy niniejszej pracy.

W ujęciu Jerzy natomiast stwierdzono pomiędzy tymi parametrami istotną korelację ujemną ($r = -0,31$) (por. tab. 6.5.). Może to świadczyć o wypieraniu siarkowodoru przez lepiej rozpuszczalny radon, którego ilość w wodach tego ujęcia jest znaczna. W pozostałych zaś ujęciach Łącka Zdroju korelacji takiej nie zaobserwowano. Świadczy to o bardzo indywidualnym charakterze rozpuszczania się tych gazów w wodach poszczególnych ujęć, a także wynika pośrednio z faktu dysponowania niezbyt dużą liczbą danych (od 24 do 68) dla poszczególnych ujęć.

Interesujące są natomiast zaobserwowane korelacje pomiędzy wydajnością ujęć Łącka Zdroju a zawartością radonu (por. tab. 6.5.). W ujęciach Skłodowska-Curie, Dąbrówka i L-2 zanotowano istotną na poziomie $\alpha = 0,05$ korelację dodatnią o współczynniku korelacji (r) odpowiednio równym 0,09, 0,18, 0,46 dla odpowiednio 460, 518 i 221 danych. Natomiast w ujęciach Jerzy i Wojciech zaobserwowano istotną ujemną korelację pomiędzy tymi parametrami, gdzie r wynosi odpowiednio $-0,16$ i $-0,21$ dla odpowiednio 667 i 488 danych.

W świetle takich informacji należy uzupełnić pogląd na genezę radonu w ujęciach Łącka Zdroju o stwierdzenie, że w przypadku ujęć Jerzy i Wojciech znaczną rolę w doprowadzaniu radonu do ujęć odgrywają składowe głębokiego krążenia. Nasycają się one radonem jednakże w strefie wypływu na głębokościach rzędu kilkudziesięciu metrów. Za takim wnioskiem przemawia spadek stężeń radonu w wodach tych ujęć wraz ze wzrostem ich wydajności, spowodowanym głównie zmianami w ilości dopływających do ujęcia płytkich wód podziemnych.

Na podstawie analiz wykonywanych w laboratorium w Świeradowie Zdroju, ze względu na sposób ich wykonywania (różne parametry określone w różnych dniach) można było przeanalizować jedynie korelację pomiędzy zawartością radonu a zawartością wolnego dwutlenku węgla w wodach ujęć Górne i 1A (por. tab. 6.5.).

W przypadku ujęcia (źródła) Górne zanotowano istotną korelację dodatnią ($r = 0,31$ dla $\alpha = 0,05$ i 1204 danych) pomiędzy tymi parametrami. Jest to wynik zaskakujący, gdyż należy go interpretować jako wzrost stężeń radonu wraz ze wzrostem stężeń dwutlenku węgla w wodach tego ujęcia. Pamiętając o różnym pochodzeniu obu tych gazów (CO_2 z dużych głębokości wynoszony jest wraz ze szczawami a ^{222}Rn rozpuszcza się w płytkich wodach infiltracyjnych rozcieńczających te szczawy) jedyną sytuacją, dla której wynik taki jest możliwy jest jednoczesny wzrost lub spadek wydajności obu mieszających się wód składowych tego ujęcia. Jest to sytuacja mało prawdopodobna i interpretacja tego wyniku wymaga dalszych badań. Niewątpliwie jednak nie jest przekroczona

w tym przypadku granica rozpuszczalności obu tych gazów w wodzie, dlatego też mogą one rozpuszczać się swobodnie.

Natomiast w wodach ujęcia (odwiertu) 1A zaobserwowano istotną ujemną korelację pomiędzy zawartością radonu i dwutlenku węgla. Na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ współczynnik korelacji wynosi $-0,31$ dla 1150 danych. Świadczy to o istnieniu stanu niemal pełnego nasycenia wody dwutlenkiem węgla (wartości te wahają się w granicach 2400–2500 mg/dm³), który wypiera z wody rozpuszczony w niej radon. Jest to zgodne z niskimi obserwowanymi stężeniami radonu w tym ujęciu (por. tab. 6.1. i 6.4.). Tak więc i w przypadku wód leczniczych Świeradowa Zdroju wnioski dotyczące genezy radonu należy uzupełnić o kolejną uwagę. Mniejsza koncentracja radonu w wodach głębokiego krążenia (pod warunkiem, że są to szczawy) związana jest nie tylko z niższą wartością współczynnika emanacji skał na większych głębokościach, ale także z wypieraniem z tych wód radonu przez lepiej rozpuszczalny dwutlenek węgla. Taka możliwość była opisywana we wcześniejszych publikacjach, np. [158].

Tab. 6.6. Współczynniki korelacji pomiędzy stężeniami radonu w wybranych wodach podziemnych Sudetów a innymi składnikami chemicznymi wody obliczone na podstawie analiz wykonywanych raz w roku przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju. Poziom istotności 0,05; kreska oznacza brak istotnej korelacji.

Ujęcie	Suma skład. stałych	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂ SiO ₃	H ₂ S	CO ₂
Świeradów Zdrój													
Górne 1	-	-	-0,38	-0,56	-0,38	0,46	0,55	-	-0,59	-	-	-	-
Górne 2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Górne 3	-0,41	-	-	-0,32	-0,33	-	-0,38	-	-	-0,29	-0,60	-	-
MCS - 1	-0,60	-0,49	-	-	-	-	-	-	-0,41	-	-	-	-
MCS - 3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,47	-	-
MCS - 4	-	-	-0,42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MCS - 5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MCS - 6	-	-	0,53	-	-	-0,42	-	-	-	-	0,52	-	-
MCS - 7	-	-	-	-	-	-	-	0,30	-0,40	-	-	-	-
1A	-0,57	-0,52	-0,45	-0,51	-0,43	-	-	-	-	-0,56	-	-	-
2P	-	-	-0,54	-	-	-	-	-0,53	-	-	-	-	-
Zofia	-0,70	-	-0,43	-0,62	-0,57	-	-	-	-	-0,54	-	-	0,44
Łądek Zdrój													
Chrobry	-0,43	-0,45	-	-	-	-	-	-	-0,42	-0,43	-	-	-
Skłodo- wska- Curie	-0,29	-	-	-	-	-	-	-	-0,29	-	-	0,46	-
Dąbrów- ka	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Jerzy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
L-2	-0,55	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,43	-	-	-
Woj- ciech	-	-0,39	-	-	-	-	-	-0,29	-	-0,31	-	-	-
Szczawnio Zdrój													
Marta	-	-	-	-0,43	-	-	-	-	-	-	-	-	-

W tab. 6.6. zestawiono wartości współczynników korelacji pomiędzy stężeniami radonu a innymi składnikami chemicznymi wybranych wód podziemnych Sudetów. Wartości te zostały obliczone na podstawie wyników rocznych analiz fizyko-chemicznych wykonywanych przez Laboratorium B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” w Szczawnie Zdroju. Dlatego też niezbyt duża liczba danych każe uzyskane wyniki obliczeń statystycznych traktować z pewną rezerwą.

Jak wynika z powyższej tabeli nie można mówić o generalnym wpływie jakichkolwiek jonów, czy niezdysonansowanych składników na stężenia radonu w wodach. W każdym typie wody podziemnej, nawet w obrębie jednej struktury hydrogeologicznej, każde ujęcie różni się od pozostałych składem i ilością rozpuszczonych składników stałych oraz ich proporcjami. Jest to wystarczający powód, aby koniecznym było indywidualne traktowanie niemal każdego ujęcia. Przemawiają za tym także nieco inne warunki geologiczne i hydrogeologiczne każdego z ujęć. Uwagi te są tym bardziej słuszne, że radon dostaje się do wód podziemnych w końcowej ich fazie przepływu podziemnego, często jako składnik rozcieńczających je infiltracyjnych wód płytkiego krążenia, w przeciwieństwie do większości pozostałych składników, których obecność jest wynikiem długotrwałego procesu oddziaływań chemicznych ze skałami zbiornikowymi w różnych warunkach fizycznych. Dlatego też obserwowane korelacje będą raczej efektem mieszania się wód o różnym składzie, niż działania procesów chemicznych w wodach podziemnych z udziałem niereaktywnego radonu.

W wodach podziemnych Łądku Zdroju zaobserwowano ujemną korelację z sumą składników stałych w ujęciach Chrobry, Skłodowska-Curie i L-2. Potwierdza to tezę o dostarczaniu radonu do tych ujęć wraz z wodami płytkiego krążenia. Im więcej tych wód dopływa do ujęcia, tym więcej przynoszą one rozpuszczonego radonu i tym bardziej rozcieńczają wodę termalną głębokiego krążenia, powodując zmniejszenie się ilości rozpuszczonych składników stałych. Brak podobnej korelacji w wodach ujęć Jerzy i Wojciech potwierdza udział obu składowych mieszaniny w dostarczaniu radonu do tych ujęć. Z pozostałych zanotowanych korelacji w ujęciach Łądku Zdroju nie można wyciągać ogólniejszych wniosków ze względu na ich indywidualny charakter w poszczególnych ujęciach. W tym wypadku należało by przeanalizować większą liczbę danych, a to z kolei wymaga wykonania kolejnych analiz chemicznych.

W Świeradowie Zdroju na uwagę zasługuje zanotowana ujemna korelacja stężeń radonu z sumą składników stałych w ujęciach szczaw (Górne, 1A i Zofia). Fakt ten potwierdza tezę o rozcieńczaniu szczaw głębokiego krążenia płytkimi wodami infiltracyjnymi zawierającymi podwyższone koncentracje radonu. W świetle tych wyników dziwi podobna korelacja zaobserwowana w zwykłych wodach płytkiego krążenia (zawierających także radon) w ujęciu MCS-1, co może wskazywać na istnienie i w tym ujęciu dopływu innych wód o podwyższonej zawartości jonów Na^+ i SO_4^{2-} . W niemal wszystkich ujęciach szczaw zaobserwowano także ujemną korelację stężeń radonu ze stężeniami jonów K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} oraz HCO_3^- , które są głównymi składnikami tych szczaw. Nasuwa to

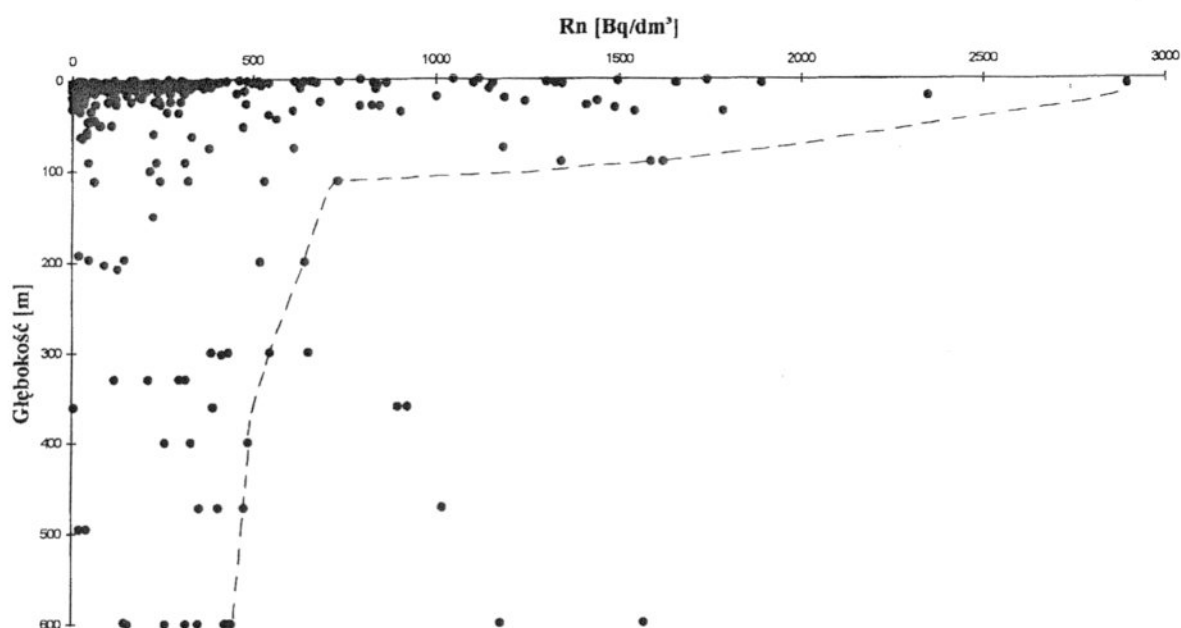
analogiczne wnioski, jak w przypadku korelacji z ilością rozpuszczonych składników stałych. Jednak i w tym przypadku trudno jest zinterpretować wynik korelacji stężeń radonu ze stężeniami potasu w ujęciach wód radoczynnych (wód słabo zmineralizowanych płytkiego krążenia) MCS-4 i MCS-6. W tym ostatnim ujęciu zaobserwowano nawet zależność odwrotną do pozostałych ujęć, tzn. korelację dodatnią. Stwierdzone w wodach kilku ujęć ujemne korelacje stężeń radonu ze stężeniami jonu siarczanowego również wydają się niezrozumiałe, gdyż powszechnie uważa się ten jon za składnik wód płytkich i powierzchniowych, a więc w wypadku Świeradowa Zdroju zawierających także radon. W świetle takich wyników należałoby jednak uznać jon SO_4^{2-} za pochodzący z wód głębszego krążenia. Wyjaśnienie tych wątpliwości wymaga bardziej szczegółowych badań, które wykraczają poza ramy tej pracy.

W wodach podziemnych ujęcia Marta w Szczawnie Zdroju stwierdzono ujemną korelację stężeń radonu z jonem wapniowym, który jest ich głównym składnikiem. Dlatego też, mimo braku podobnie istotnej korelacji z sumą rozpuszczonych składników stałych, wynik ten należy uznać za potwierdzenie genezy radonu związanej z wodami płytkiego krążenia rozcieńczającej szczawy. Taką interpretację potwierdza także ujemny współczynnik korelacji stężeń radonu z twardością wody w tym ujęciu, związanej bezpośrednio z zawartością jonu Ca^{2+} . Wynosi on $-0,61$ dla 18 danych.

Na podstawie uzyskanych wyników (tab. 6.6.) nie można mówić o zależności stężeń jonu chlorkowego ze stężeniami radonu w wodach podziemnych, co sugerowała Rymaszewska, proponując wykorzystanie stosunku wartości stężeń tych dwóch składników wód podziemnych jako wskaźnika radiohydrochemicznego [385].

W latach osiemdziesiątych zwrócono uwagę na zjawisko spadku zawartości radonu w wodach podziemnych wraz ze wzrostem głębokości ujęcia. Fakt ten został zaobserwowany przez Ciężkowskiego w wodach leczniczych Świeradowa Zdroju [58, 63]. W wyniku kolejnych prac Ciężkowski i Przylibski podobne zjawisko stwierdzili także w wodach podziemnych Łącka Zdroju i Czerniawy Zdroju [61]. Autor zestawiał także dane ze wszystkich sudeckich uzdrowisk, które potwierdziły uzyskane wcześniej prawidłowości (rys. 6.9.).

W ujęciach z przedziału głębokości od 0 do około 200 m następuje szybki spadek zawartości radonu w wodach podziemnych wraz z głębokością, a poniżej w zasadzie obserwuje się niemal stałą koncentrację tego gazu. Takie zachowanie się radonu w wodach podziemnych można wytłumaczyć głębokością strefy zmian wietrzeniowych w skałach. Im dalej posunięte są te procesy, tym więcej jest w skałach szczelin, por i spękań, tym bardziej przeobrażona („zniszczona”) jest struktura minerałów. Dlatego też im większe obserwuje się w skałach efekty działania procesów wietrzeniowych, tym łatwiej powstający w minerałach uranonośnych i radonośnych radon jest z nich uwalniany i tym łatwiej może migrować ku powierzchni ziemi. Ponieważ największy stopień działania procesów wietrzeniowych obserwuje się na powierzchni ziemi i maleje on wraz z głębokością,



Rys. 6.9. Zależność zawartości radonu w wodach podziemnych Sudetów od głębokości ich ujęcia (dla 387 danych, na podst. [58, 61, 125–134, 296–299]).

Linia przerywana łączy punkty najwyższych zawartości radonu na danych głębokościach.

Poza linią przerywaną pozostawiono punkty z obszaru granitu karkonoskiego (objaśnienia w tekście).

więc także wraz z głębokością będzie maleć współczynnik emanacji radonu, a co za tym idzie zawartość tego gazu w wodach podziemnych (por. rys. 6.9.). Na zjawisko to nie ma wpływu czas kontaktu wody ze skałą, który mógłby powodować wyższe nasycenie wody radonem. Wynika to z krótkiego połowicznego okresu rozpadu radonu. Dlatego też maksymalne nasycenie radonem woda podziemna osiąga po kilkunastu dniach. Wówczas radon w niej rozpuszczony znajduje się w stanie równowagi dynamicznej z radonem powstającym i uwalnianym się z otaczających ją skał. Czas przepływu podziemnego wód jest prawie zawsze dłuższy niż kilkanaście dni, z wyjątkiem niektórych specyficznych warunków przepływu (np. wód krasowych). Na rys. 6.9. przerywaną linią zaznaczono obwiednię, która ilustruje spadek zawartości stężeń radonu w wodach podziemnych wraz z głębokością w strefie wietrzenia skał oraz ich niemal stałą wartość poniżej tej strefy, tj. około 150–200 m p.p.t. Punkty znajdujące się poza obwiednią reprezentują zawartości radonu w wodach podziemnych w obrębie granitu karkonoskiego (rejon Cieplic Śląskich Zdroju). Są to skały zawierające podwyższone ilości promieniotwórczych izotopów macierzys-

tych radonu. Dlatego powodują one w takim przypadku przesunięcie w głąb skorupy strefy stałych stężeń radonu w wodach podziemnych. Oznacza to, że skały typu granitoidów zawierają na tyle wysokie koncentracje izotopów macierzystych radonu, że nawet na dużych głębokościach, gdzie procesy wietrzenia nie zaznaczają się już, mogą uwalniać większe ilości tego gazu.

Niewątpliwie jednak wyraźnie widoczny proces spadku koncentracji radonu w wodach podziemnych wraz ze wzrostem głębokości należy wiązać ze zmniejszaniem się współczynnika emanacji skał. Zjawisko to z kolei jest przede wszystkim związane z zanikiem wpływu procesów wietrzeniowych na skały skorupy ziemskiej wraz z głębokością.

6.6. INNE ZAGADNIENIA

6.6.1. Rezultaty badań z wykorzystaniem detektorów śladowych

W celu sprawdzenia istnienia sezonowej zmienności koncentracji radonu w wodach podziemnych oraz możliwości zastosowania detektorów śladowych jako alternatywnej i względnie taniej metody ustalania średnich stężeń radonu w ujęciach tych wód przeprowadzono dwa eksperymenty w Szczawnie Zdroju i Świeradowie Zdroju. Podjęto je wobec praktycznie niewielkiej użyteczności pomiarów wykonywanych raz w roku.

W celu ustalenia obecnego względnego stężenia radonu w wodach poszczególnych studni ujęć Marii Curie-Skłodowskiej (MCS) i Górne w Świeradowie Zdroju detektory śladowe eksponowano w wodach każdej ze studni od lipca do października 1995 roku w sześciu dwutygodniowych cyklach pomiarowych. Gęstości śladów zostały przeliczone na procent stężenia radonu względem najwyższej zanotowanej wartości, którą przyjęto za 100%. W celu porównania tych wyników z wcześniejszymi pomiarami chwilowych stężeń radonu wykonywanych za pomocą komór jonizacyjnych, dane z lat ubiegłych również przedstawiono w postaci procentowego stężenia radonu względem najwyższego stężenia, przyjętego za 100%. Zestawienie to podano w tab. 6.7.

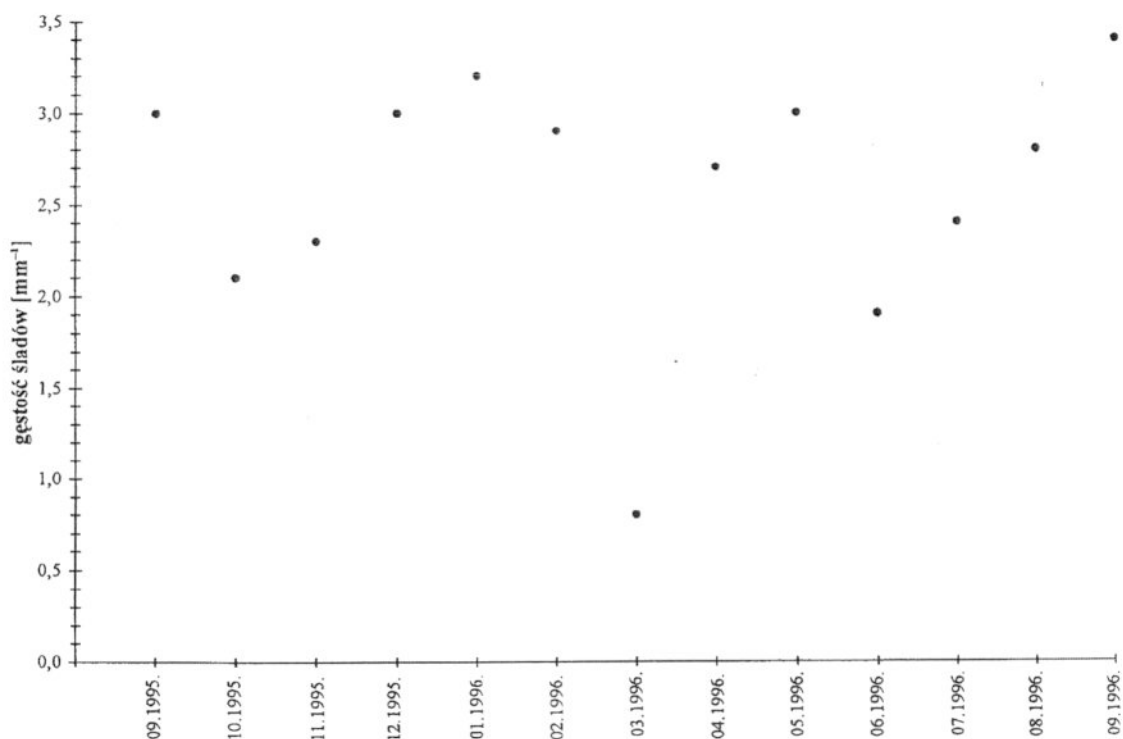
Jak wynika z powyższej tabeli zgodność wyników uzyskanych metodą detektorów śladowych z pozostałymi wynikami jest dobra. Jedynie w kilku wypadkach występują istotne rozbieżności (np. w ujęciach MCS 3, MCS zbiorcze, Górne 1 i Górne 2). Mogą one być jednak wynikiem naturalnych zmian zawartości radonu w poszczególnych studniach.

Tab. 6.7. Względny poziom stężenia radonu w wodach poszczególnych studni ujęć MCS i Górne w Świeradowie Zdroju określony na podstawie różnych metod pomiarowych.

Nazwa i numer ujęcia	Średnia z pomiarów autora z 1995 r. (detektory śladowe)		Średnia z pomiarów z lat 1944 - 1995, na podst. [299]		Średnia z pomiarów z lat 1963 - 1964, na podst [158]	
	Gęstość śladów	Stężenie względne	Stężenie radonu	Stężenie względne	Stężenie radonu	Stężenie względne
	[1/mm ²]	[%]	[Bq/dm ³]	[%]	[Bq/dm ³]	[%]
MCS 1	11,1	49	452	42	–	–
MCS 2	13,1	58	645	60	–	–
MCS 3	20,6	91	637	60	–	–
MCS 4	22,7	100	993	93	2275	100
MCS 5	20,9	92	1069	100	–	–
MCS 6	16,8	74	747	70	1717	75
MCS zbiorcze	21,0	93	885	83	1525	67
Górne 1	13,3	89	334	59	–	–
Górne 2	12,2	82	168	30	–	–
Górne zbiorcze	14,9	100	570	100	–	–

W Szczawnie Zdroju natomiast prześlędzono zmienność w czasie średnich miesięcznych stężeń radonu od września 1995 roku do września 1996 roku (rys. 6.10.). Detektory śladowe umieszczano w ujęciu Marta na okres 20–22 dni, co dało łącznie 20 cykli pomiarowych. Następnie liczone średnią ważoną gęstość śladów dla każdego miesiąca. Uzyskany wykres potwierdza nieregularny charakter wahań stężeń radonu w wodach podziemnych ujęcia Marta zaobserwowany także na podstawie danych archiwalnych uzdrowiska (por. rys. 6.6.). W ciągu ponad rocznego cyklu obserwacji nie zanotowano zmian pozwalających mówić o sezonowej zmienności stężeń radonu w szczawach tego ujęcia. Porównując wyniki uzyskane za pomocą detektorów śladowych (dających średnie stężenia) z chwilowymi stężeniami radonu w tym samym okresie (pomiar Laboratory B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt” wykonywane raz w miesiącu – por. rys. 6.6.) można stwierdzić inną tendencję zmian w czasie według obu tych metod pomiaru. Wynika to przede wszystkim z nieadekwatności wyniku chwilowego ze stężeniem średnim z całego miesiąca. Obie metody obarczają wynik pewnym błędem, jednakże przy dobrym wykalibrowaniu detektorów śladowych uzyskane średnie miesięczne stężenia będą niewątpliwie zawierały w sobie więcej użytecznej informacji, niż pomiary chwilowych stężeń.

Jak wynika z przedstawionych powyżej danych metoda detektorów śladowych nadaje się do monitorowania średnich stężeń radonu w wodach podziemnych. Jej niewątpliwymi zaletami są uśrednione wyniki w stałych przedziałach czasu dobrze oddające istotne zmiany w badanych ujęciach, niezbyt wysokie koszty, a przede wszystkim możliwość interpretacji zachodzących w tych ujęciach procesów na przestrzeni różnych przedziałów czasowych. Metoda ta po wykalibrowaniu odpowiednio w tym celu zaprojektowanych detektorów z powo-



Rys. 6.10. Średnie miesięczne stężenia radonu w wodach ujęcia Marta w Szczawnie Zdroju wyrażone w gęstości śladów po cząsteczkach alfa na detektorach śladowych KODAK LR-115, typ II w okresie od września 1995 r. do września 1996 r.

dzeniem może zastąpić wykonywane raz w roku pomiary, które niewiele mówią o zmiennych stężeniach radonu i dają raczej przypadkowe wyniki, co pokazano w rozdziale 6.4.

6.6.2. Oznaczanie czasu podziemnego przepływu

Podczas studiowania literatury zwrócono uwagę także na możliwość wykorzystania radonu do oznaczania wieku wód. Do tej pory w tym celu były wykorzystywane inne izotopy, przede wszystkim ^{14}C oraz tryt (^3H). Ze względu jednak na długi okres ich połowicznego rozpadu pozwalają one datować wiek wód (czas przepływu podziemnego) na co najwyżej kilka lat (tryt).

Mierząc w wodach podziemnych zawierających radon aktywność radonu oraz długotrwałych produktów jego rozpadu (głównie izotopu Pb-210) można podjąć próbę wyznaczenia wieku tych wód (czasu przepływu podziemnego), jeśli nie jest on dłuższy niż około 830 dni. W tym bowiem czasie dochodzi do ustalenia się równowagi promieniotwórczej pomiędzy radonem a jego długo-

trwałymi produktami rozpadu. Znając zawartość poszczególnych izotopów (radonu i ołowiu) można z krzywych ich rozpadu wyznaczyć czas, jaki musi upłynąć do osiągnięcia stanu równowagi promieniotwórczej pomiędzy tymi izotopami, a tym samym określić moment, w którym woda znalazła się pod powierzchnią ziemi i zaczął w niej rozpuszczać się radon. Będzie to w przybliżeniu czas przepływu podziemnego tej wody.

Zakres badań związanych ze sprawdzeniem słuszności przedstawionych powyżej założeń oraz wypróbowaniem tej metody w warunkach terenowych wykracza poza ramy niniejszej pracy. Badania takie zostaną podjęte w najbliższym czasie.

7. RADON W WYROBISKACH, JASKINIACH I INNYCH OBIEKTACH PODZIEMNYCH SUDETÓW

W tabeli 7.1. przedstawiono wyniki badań własnych średnich stężeń miesięcznych radonu w obiektach podziemnych. Pomiary te prowadzone były w latach 1995–1996, a w niektórych obiektach są one nadal kontynuowane. Pomiary chwilowych stężeń produktów rozpadu radonu (RaA, RaB i RaC), a także stężeń energii potencjalnej promieniowania alfa wspomnianych izotopów wykonywane były od marca lub kwietnia 1996 do stycznia (lutego) 1997 roku na tych samych stanowiskach pomiarowych, na których znajdowały się detektory śladowe do pomiarów średnich miesięcznych stężeń radonu. Również i te pomiary w niektórych obiektach są nadal (połowa 1997 r.) kontynuowane. W sumie wykonano 450 oznaczeń średnich miesięcznych stężeń radonu oraz 290 pomiarów chwilowych stężeń produktów rozpadu radonu i stężenia ich energii potencjalnej.

Tab. 7.1. Wyniki średnich miesięcznych stężeń radonu w wybranych obiektach podziemnych Sudetów.

W nawiasach przy wartościach ekstremalnych podano miesiąc i rok, w którym wartość ta została zmierzona.

*- na jednym stanowisku pomiarowym znajdowało się od 1 do 3 detektorów.

** - wyniki obejmują jedynie letni okres pomiarów.

Obiekt	Okres obserwacji	Ilość stanowisk pomiarowych	Sumaryczna ilość danych	Stężenia radonu		
				minimum	średnia	maksimum
				[kBq/m ³]		
Jaskinia Niedzwiedzia	07.95.-12.96.	5-7*	222	0,10 (01.96.)	1,22	3,60 (05.96.)
Jaskinia Radochowska	09.95.-12.96.	1	16	0,11 (01.96.)	0,45	1,37 (08.96.)
Sztolnia Czarna (Złoty Stok)	10/11.95- -11/12.96.	2	27	0,12 (03./04.96)	1,78	6,49 (08./09.96.)
Sztolnia Gertruda (Złoty Stok)	10/11.95- -11/12.96.	2	27	0,09 (12.95./01.96.)	3,02	18,5 (06./07.96.)
Sztolnie w Walimiu	10/11.95- -11/12.96.	4	54	0,04 (10./11.95. oraz 09./10.96.)	0,09	0,15 (05./06.96.)
Podziemna Trasa Turystyczna w Kłodzku	10/11.95- -11/12.96.	3	42	0,11 (10./11.95 oraz 07./08.96.)	0,24	0,88 (08./09.96.)
Pegmatyty w Rudawach Janowickich	10/11.95- -11/12.96.	3	42	0,30 (04./05.96)	0,83	2,24 09./10.96.
Sztolnia w Kowarach	10/11.95- -10/11.96.	3	20	5,64** (10./11.96.)	14,45**	23,4 (04./05.96.)

Jednakże te ostatnie pomiary ze względu na zbyt niską czułość radiometru niekiedy nie były kompletne (nie pomierzono wszystkich parametrów na każdym stanowisku pomiarowym), a w okresie zimowym w niektórych obiektach

stężenia tych izotopów były niższe niż czułość radiometru. Dlatego też w przypadku niektórych obiektów nie osiągnięto najważniejszego celu pomiarów wykonywanych radiometrem RGR-40 – opróbowania w ciągu całego roku kalendarzowego w celu uchwycenia ewentualnych zmian sezonowych (por. rozdz. 7.2.). Ponieważ jednak były to jedynie pomiary uzupełniające wnioski odnośnie zmienności sezonowej wyciągano na podstawie danych podstawowych – wartości średnich miesięcznych stężeń radonu.

Jak wynika z powyższej tabeli maksymalne wartości w poszczególnych obiektach nowtowane są w okresie letnim, natomiast minimalne w okresie zimowym. Od tego schematu odbiegają jedynie wyrobiska popegmatytowe w Rudawach Janowickich, w których wartości ekstremalne zanotowano wiosną (minimum) i jesienią (maksimum). Najwyższe wartości zanotowano w sztolniach w Kowarach ($23,4 \text{ kBq/m}^3$), Złotym Stoku ($18,5 \text{ kBq/m}^3$), a z jasliń zaś w Jaskini Niedźwiedziej ($3,60 \text{ kBq/m}^3$). Minimalne zanotowane średnie miesięczne stężenia radonu są zbliżone we wszystkich badanych obiektach, z wyjątkiem sztolni w Kowarach. Wynika to z braku danych z tej sztolni w okresie zimowym 1996 roku. W sztolni tej także maksymalne stężenie radonu zanotowano wiosną, jednakże najwyższe stężenia na wszystkich detektorach zanotowano w sierpniu, co zgodne jest z obserwacjami w pozostałych obiektach. Wysoka wartość średniej jest również spowodowana wzięciem pod uwagę jedynie okresu letnich obserwacji. W sztolni w Kowarach zbyt krótki okres obserwacji uniemożliwia wyciąganie ogólniejszych wniosków.

Dla przedstawienia genezy oraz przyrodniczych uwarunkowań występowania radonu w obiektach podziemnych istotną rolę odgrywa oznaczenia zawartości radu (zwłaszcza ^{226}Ra) w skałach położonych w najbliższej okolicy badanego obiektu. Niestety możliwe było wykonanie tylko jednego oznaczenia – w próbie namuliska z Jaskini Niedźwiedziej, ze względu na szerszy zakres prac w tym obiekcie oraz kontynuowanie badań związanych z mikroklimatem tej jaskini. Zawartość ^{226}Ra w próbie namuliska według analizy wykonanej w Laboratorium Badań Izotopowych Instytutu Chemii Nieorganicznej i Metalurgii Pierwiastków Rzadkich Politechniki Wrocławskiej wynosi $29,2 \pm 9,3 \text{ Bq/kg}$. Wartość ta jest zbliżona do średnich wartości dla górnej części skorupy ziemskiej (30 Bq/kg). W przypadku innych obiektów autor korzystał z danych literaturowych odnośnie zawartości uranu w skałach, zawartości radonu w powietrzu glebowym oraz z oznaczeń własnych zawartości radu w skałach zbiornikowych wód podziemnych (por. rozdz. 6.).

7.1. GENEZA RADONU

Radon jako gaz o wielokrotnie większym ciężarze właściwym od przeciętnego składu powietrza ma tendencję w swojej naturalnej wędrówce ku powierzchni ziemi do gromadzenia się w większych próżniach, bez względu czy to naturalnie powstałe jaskinie, czy też wykute sztolnie, szyby i komory. Nawet

w rejonach o niedużej zawartości radu w skałach radon do takich miejsc może docierać z miejsc swojego powstania w skałach bogatych w jego macierzyste izotopy. Ilość radonu docierającego do obiektów podziemnych zależy przede wszystkim od współczynnika emanacji otaczających je skał. Oczywiście im bliżej znajduje się źródło radonu, tym wyższe może być jego nagromadzenie. Głównym czynnikiem kontrolującym obniżanie poziomu stężeń radonu w takich obiektach jest wentylacja. Dostatecznie silny strumień powietrza może unosić ze sobą nawet cały gromadzący się radon, obniżając jego koncentrację niemal do zera. Podobnie, jak w przypadku wód, ze względu na specyficzną sytuację geologiczną każdego z obiektów, genezę koncentracji radonu w każdym z nich należy rozpatrywać oddzielnie. Obliczone w rozdziale 6.3. obszary zasilania radonem ujęć wód podziemnych dają wyobrażenie o możliwości migracji radonu w obrębie skał skorupy ziemskiej. Niewielkie uzyskane tam objętości skał powodują, że i w przypadku obiektów podziemnych geneza gromadzącego się w nich radonu może być związana jedynie ze skałami leżącymi w najbliższym sąsiedztwie tych obiektów.

7.1.1. Jaskinie

7.1.1.1. Jaskinia Niedźwiedzia

W pobliżu Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie w latach 1948–1953 była czynna kopalnia uranu. Istniejąca do dziś mineralizacja uranowa może prowadzić do powstawania znacznych ilości radonu w jej sąsiedztwie w skałach krystalicznych metamorfiku Łądka–Śnieżnika. Istniejące w tym rejonie systemy uskoków i spękań mogą ułatwiać migrację radonu w kierunku soczewy marmurów, w której utworzona jest jaskinia. Radon może być produkowany także w skałach krystalicznych w związku z istnieniem w nich minerałów zawierających nawet nieznaczne domieszki uranu. Gnejsy śnieżnickie tego rejonu zawierają podwyższone zawartości uranu (do około 11 g/t) [365]. Z wykonanego przez autora [367] zestawienia budowy geologicznej rejonu metamorfiku Łądka–Śnieżnika z występowaniem punktów mineralizacji uranowej w tym rejonie oraz natężenia promieniowania gamma, a także na podstawie wyniku analizy zawartości ^{226}Ra w namulisku jaskini ($29,2 \pm 9,3 \text{ Bq/kg}$) i ogólnych prawidłowości w występowaniu koncentracji uranu w różnych typach skał można stwierdzić, że:

- na obszarze Kletna radon jest produkowany przede wszystkim w skałach gnejsowych, a także łupkach krystalicznych otaczających i podścielających marmury, w których utworzona jest Jaskinia Niedźwiedzia;
- w skałach węglanowych oraz namuliskach ilość powstającego radonu jest znacznie mniejsza niż w skałach krystalicznych i nie jest ona powodem notowanych w jaskini podwyższonych koncentracji tego gazu;

- spękanie masywu skalnego w rejonie jaskini umożliwia migrację radonu przez utwory węglanowe ku powierzchni ziemi i tym samym jego gromadzenie się w salach i korytarzach jaskini;
- Na poziom stężeń radonu w Jaskini Niedźwiedziej nie ma wpływu sąsiedztwo pobliskiej kopalni uranu; powstające tam podwyższone koncentracje radonu nie docierają w rejon jaskini, o czym świadczą obserwowane w jej powietrzu wartości stężeń; są one niższe niż w większości innych jaskiń na świecie (tab. 7.2.).

Dlatego też genezę radonu w Jaskini Niedźwiedziej należy wiązać z tworzeniem się w skałach krystalicznych i migracją poprzez sieć spękań i uskoków, zwiększających współczynnik emanacji, do jej wnętrza.

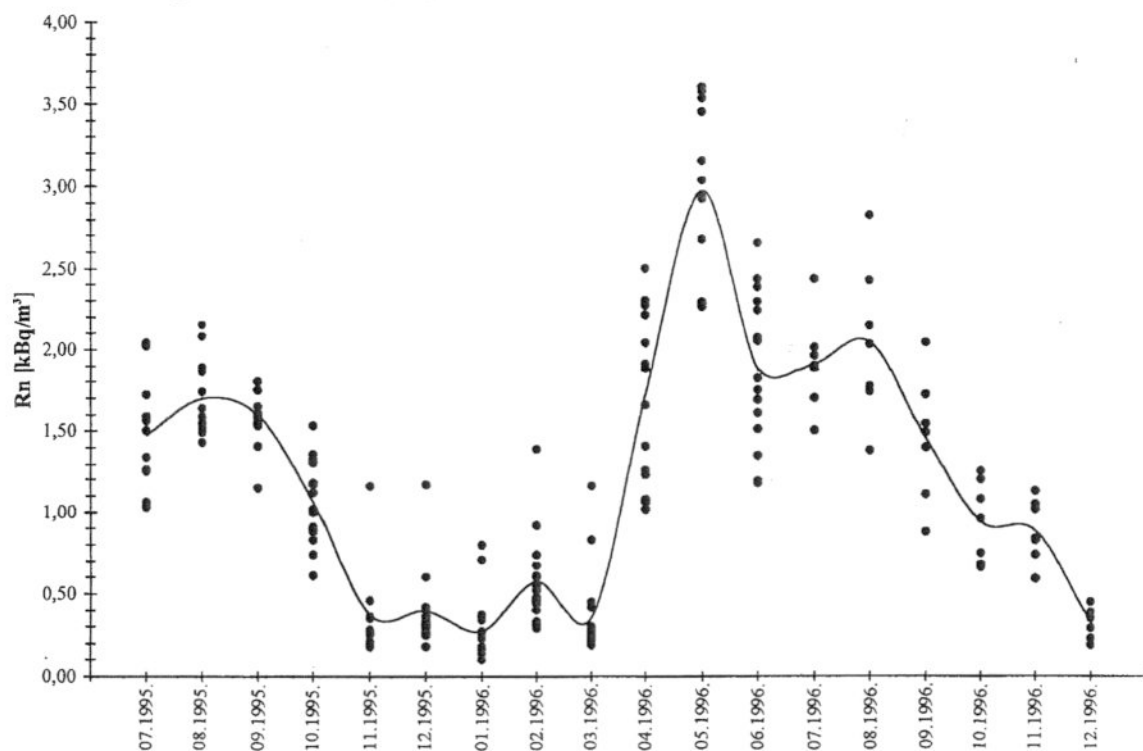
Tab. 7.2. Wartości średnich stężeń radonu (kBq/m^3) w powietrzu wybranych jaskiń (według [107, 123, 235, 246, 248, 435, 448]) w porównaniu do wyników uzyskanych w Jaskiniach Niedźwiedziej i Radochowskiej.

Jaskinia Niedźwiedzia	1,22	(222 dane)
Jaskinia Radochowska	0,45	(16 danych)
Mammoth Cave National Park (USA)	2,6	
Altamira Cave (Hiszpania)	5,9	
Moestroff Cave (Luksemburg)	5,0	
jaskinie Słowenii	5,0	
„turystyczne” jaskinie Słowenii	3,7	
Jaskinia Szemlő Hill (Węgry)	5,3	
Jaskinia Pál Valley (Węgry)	3,3	
Jaskinia Gyokusen-do (Japonia)	1,5	

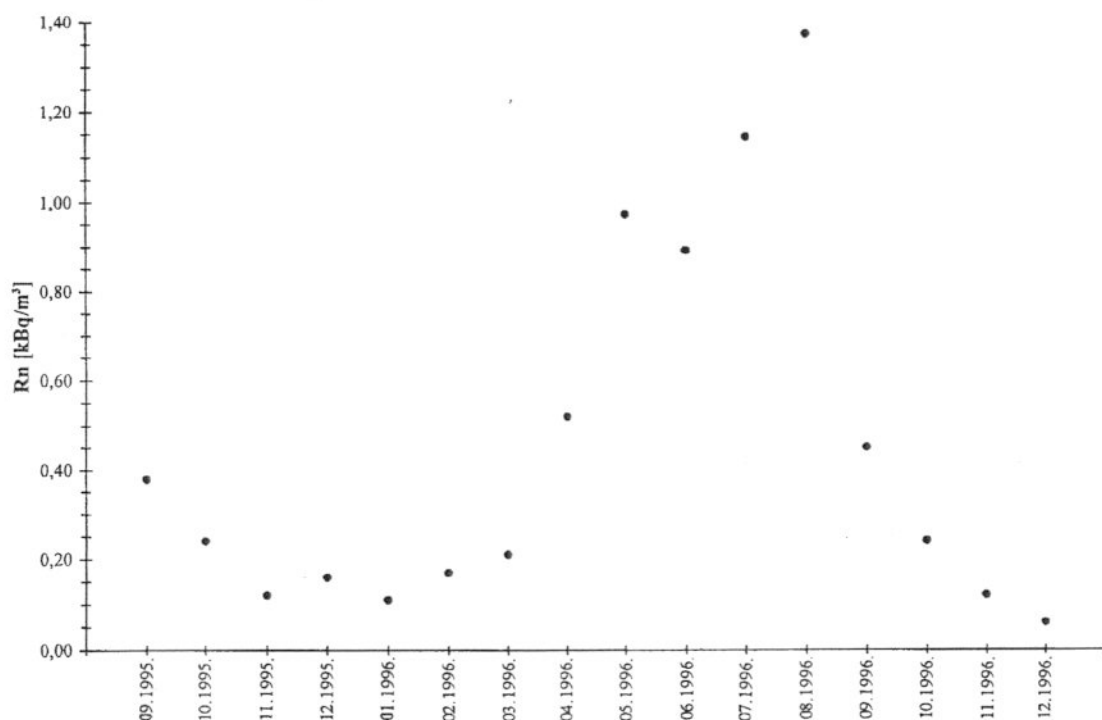
7.1.1.2. Jaskinia Radochowska

Jaskinia Radochowska leży, podobnie jak Jaskinia Niedźwiedzia, w obrębie metamorfiku Łądko-Śnieżnika. Soczewę marmurów otacza seria strońska, a w pobliżu występują gnejsy śnieżnickie i gieraltowskie. Źródła radonu należy dopatrywać się również we wspomnianych powyżej skałach krystalicznych, a drogami migracji są spękania i uskoki rozcinające cały kompleks skalny wraz z soczewką marmurów. Zwiększony w tych obszarach współczynnik emanacji jest odpowiedzialny za przenikanie radonu do wnętrza Jaskini Radochowskiej i jego gromadzenie się. Niższe zawartości radonu w powietrzu jej sal i korytarzy względem Jaskini Niedźwiedziej są efektem lepszej wentylacji, gdyż dostawa radonu z podobnego kompleksu skał krystalicznych jest zapewne porównywalna z Jaskinią Niedźwiedzią. Jeśli zatem w Jaskini Radochowskiej obserwujemy stężenia radonu o podobnym rzędzie wielkości, jak w Jaskini Niedźwiedziej, to fakt ten również wskazuje, że mineralizacja uranowa na terenie byłej kopalni uranu w Kletnie nie wpływa na stężenia radonu w Jaskini Niedźwiedziej.

Świadczą o tym także zbliżone wartości zaobserwowanej koncentracji radonu w zimie w obu jaskiniach (tab. 7.1. i rys. 7.1. i 7.2.). Różnice w stężeniach obserwowanych w lecie są wynikiem różnego stopnia wentylacji tych jaskiń.



Rys. 7.1. Średnie miesięczne stężenia radonu w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej. Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy



Rys. 7.2. Średnie miesięczne stężenia radonu w powietrzu Jaskini Radochow-skiej.

7.1.2. Wyrobiska nieczynnych kopalni

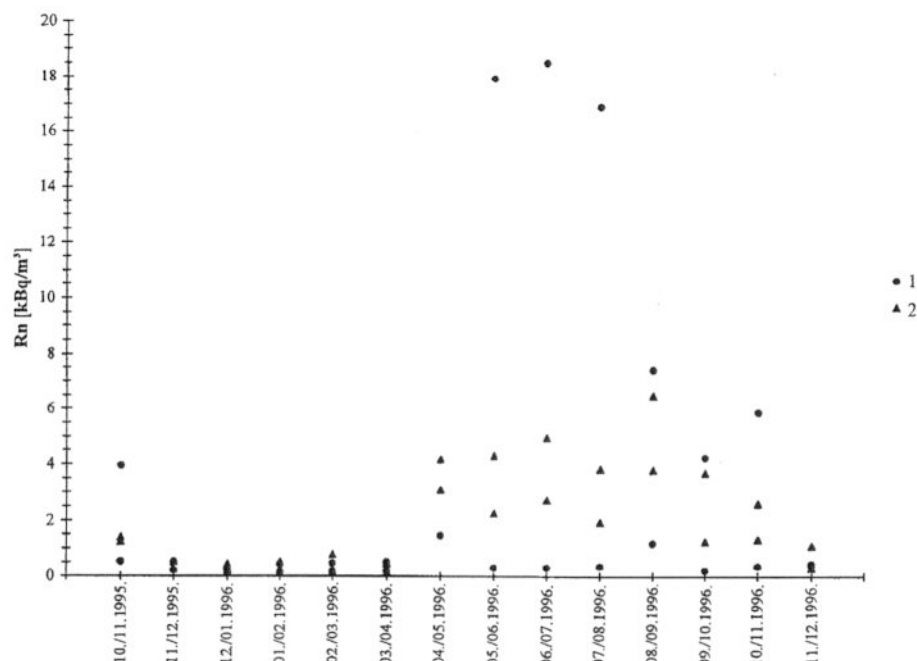
7.1.2.1. Złoty Stok

W skałach polimetalicznego złoza w Złotym Stoku występują także pewne ilości minerałów promieniotwórczych, głównie autunitu ($\text{Ca}[\text{UO}_2|\text{PO}_4]_2 \cdot 10(12-18\text{H}_2\text{O})$) [35]. Pierwsze badania stwierdzające słabą radioaktywność hałd w Złotym Stoku przeprowadziło przedsiębiorstwo R-1 w Kowarach. W ich wyniku w 1960 roku stwierdzono w rejonie Białej Góry (por. rys. 5.6.) punkt z mineralizacją uranową o średniej zawartości uranu 300 g/t i maksymalnej zawartości (stwierdzonej w jednej próbie) 1980 g/t [35, 510]. Najnowsze badania wskazują, że miejscami, w których mogą występować minerały promieniotwórcze są rejon złoza złotostockiego pomiędzy Górą Haniak (Pole Zachodnie), a Białą Górą (Pole Białej Góry) [323]. W rejonie tym potwierdzono występowanie okruszczenia uranem w postaci minerału wtórnego – autunitu. Pierwotne minerały uranu (uraninit – UO_2) stwierdzono natomiast w rudzie ze Złotego Stoku. W wyniku ich wietrzenia doszło do koncentracji autunitu w okolicach Białej Góry [324]. Rezultaty te potwierdzają notowane wysokie stężenia radonu w sztolniach „Czarna” oraz „Gertruda”. Szczególnie ta ostatnia sztolnia, w której notowane są najwyższe stężenia, jest predysponowana do obserwowania wysokich stężeń radonu, gdyż udostępnia ona rejon pól: Zachodniego i Białej Góry. Dlatego też zaobserwowane w tej sztolni wysokie stężenia radonu potwierdzają obecność mineralizacji uranowej w rejonie dwóch wspomnianych powyżej pól eksploatacyjnych (rys. 7.3.). W innych strefach również mogą znajdować się wystąpienia rozproszonej mineralizacji uranowej. Genezę radonu w sztolniach nieczynnej kopalni arsenu w Złotym Stoku należy wiązać z obecnością w obrębie złoza oraz skał płonych pierwotnej i wtórnej mineralizacji uranowej. Większość minerałów uranonośnych występuje w formie rozproszonej, jednakże najwyższe ich koncentracje występują w rejonie Białej Góry i Pola Zachodniego, połączonego ze Sztolnią Gertruda.

7.1.2.2. Kowary

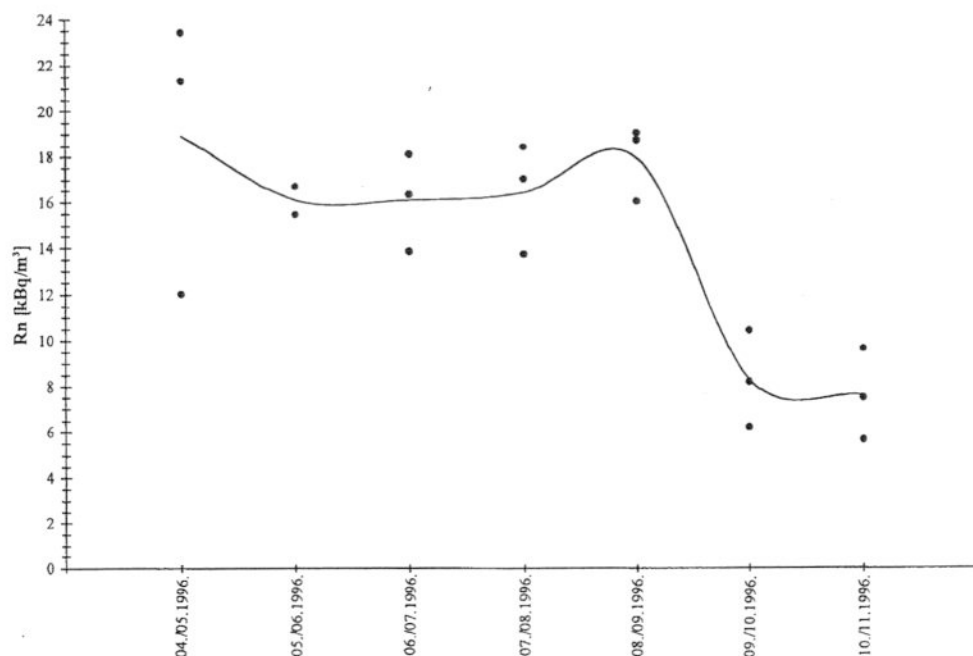
Podwyższone zawartości pierwiastków promieniotwórczych w granicie Karkonoszy (por. rozdz. 5.1.3.1.2.), jak również wyniki analiz zawartości radu w granitach i aplitach kamieniołomu w pobliżu opisywanej sztolni (por. tab. 6.2.), każą w tych skałach upatrywać źródła radonu. Wprawdzie sztolnia ta przecina także skały metamorficznej osłony granitu Karkonoszy, w której występuje mineralizacja uranowa, jednakże nie są one źródłem radonu koncentrującego się w sztolni. Zarówno badania autora, jak i wyniki prac innych autorów [506], nie wykazały obecności większych śladów mineralizacji w skałach osłony metamorficznej granitu karkonoskiego w obrębie tej sztolni. Wynika z tego, że gromadzący się radon produkowany jest w obrębie granitu przeciętego sztolnią,

tym bardziej że jest on silnie zwietrzały, co wydatnie zwiększa jego współczynnik emanacji. Za taką genezą przemawiają także najwyższe notowane stężenia radonu w obrębie „części granitowej” sztolni (rys. 7.4.).



Rys. 7.3. Średnie miesięczne stężenia radonu w powietrzu sztolni w Żłotym Stoku.

1 - sztolnia Gertruda, 2 - sztolnia Czarna.



Rys. 7.4. Średnie miesięczne stężenia radonu w powietrzu sztolni w Kowarach.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.

7.1.2.3. Rudawy Janowickie

Geneza radonu związana jest niewątpliwie z samymi granitami tego obszaru (por. rozdz. 5.1.3.1.2. i 5.1.3.1.3.), przede wszystkim jednak z pegmatytami i aplitami. Szczególnie w tych skałach powstałych w etapie pomagmowym tworzenia się intruzji koncentrują się minerały zawierające uran. Słuszność tego wniosku potwierdzają także analizy zawartości radu w próbach aplitu i granitu z Kowar (por. tab. 6.2.). Wyraźnie wyższe zawartości od przeciętnie notowanych w skałach skorupy ziemskiej zanotowane w aplitach każą jako główne źródło radonu w badanych wyrobiskach traktować skały etapu pomagmowego, czyli pegmatyty i aplity. Sporą rolę odgrywają jednakże i same granity, gdyż są one znacznie bardziej spękane i zwiertzałe niż utwory pomagmowe. Charakteryzują się więc podwyższonym współczynnikiem emanacji. Umieszczenie wyrobisk w obrębie pegmatytów, których resztki można obserwować na ścianach wyrobisk świadczą o ich dominującej roli w produkcji radonu, która w mniejszym stopniu pochodzić może z granitów.

7.1.3. Podziemne trasy turystyczne

7.1.3.1. Kłodzko

Jak wykazały przeprowadzone badania rejon Kłodzka narażony jest na możliwość występowania podwyższonych koncentracji radonu [286, 333, 336]. Źródłem radonu dopływającego do wyrobisk Podziemnej Trasy Turystycznej im. 1000-lecia Państwa Polskiego mogą być zalegające w podłożu osadów czwartorzędu i trzeciorzędu skały krystaliczne, które zawierają także wkładki kwaśnych skał wulkanicznych. Innym źródłem radonu są niewątpliwie również czwartorzędowe osady lessopodobne, których podwyższoną radioaktywność opisano z pobliskich obszarów Przedgórza Sudetów [412]. Pewien udział mogą odgrywać także osady zawierające wkładki ilaste, powodujące powstawanie obszarów o podwyższonych stężeniach radonu. Niewątpliwie w Kłodzku nie mamy do czynienia z jednym zasadniczym źródłem radonu. Reasumując, należy podkreślić, że radon produkowany w skałach krystalicznych podłoża dzięki spękanom i szczelinom (podwyższonemu współczynnikiowi emanacji) dociera w bezpośrednie sąsiedztwo Trasy, jest on także produkowany w osadach lessopodobnych w najbliższym otoczeniu Trasy.

7.1.3.2. Walim

Położenie podziemnej trasy turystycznej w Walimiu w obrębie gnejsów sowiogórskich w zasadzie nie pozostawia wątpliwości co do genezy radonu. Dostaje się on do wyrobisk dzięki szczelinom i spękanom w obrębie gnejsów, w których jest produkowany. Niskie notowane stężenia radonu są, przynajmniej częściowo, skutkiem niezbyt wysokiej zawartości radu w gnejsach (por. tab.

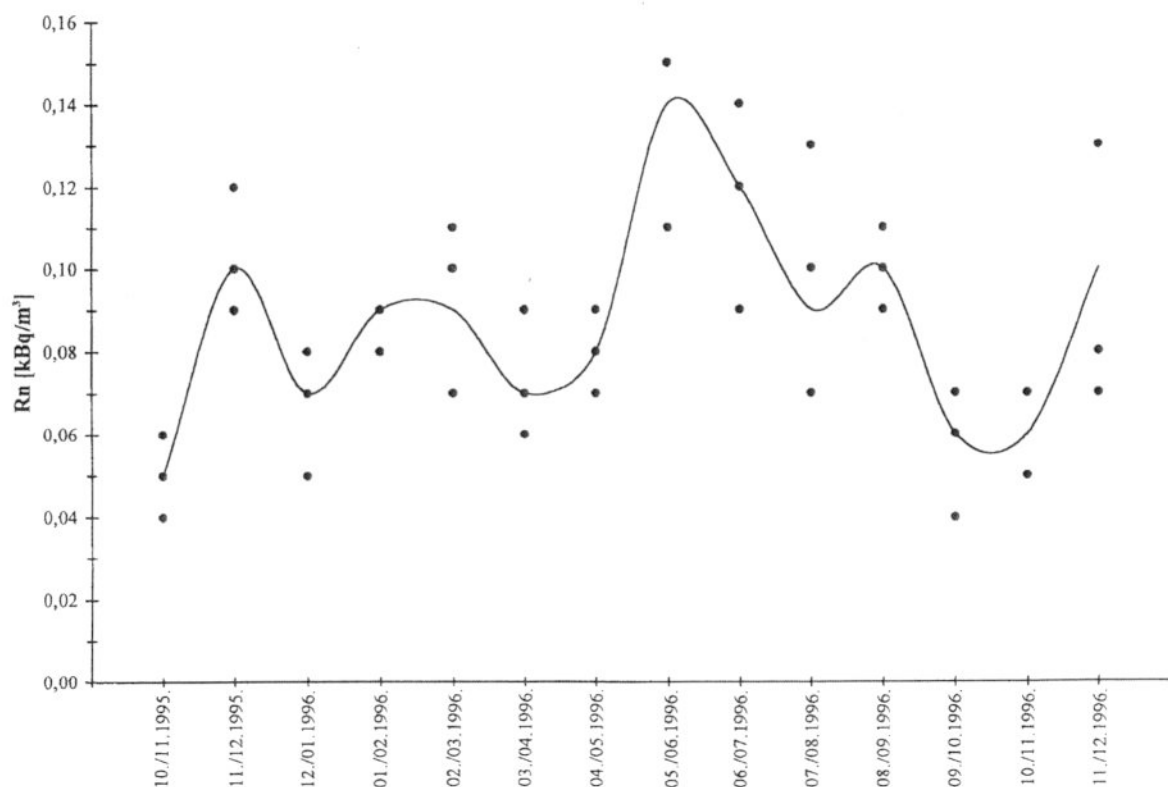
6.2.). Pewną rolę w produkcji radonu mogą odgrywać także leżące w pobliżu niewielkie ciała kwaśnych skał wulkanicznych oraz osady karbońskie, które mogą zawierać podobne jak gnejsy stężenia ^{226}Ra (por. tab. 6.2.).

7.2. SEZONOWA ZMIENNOŚĆ KONCENTRACJI RADONU, PRODUKTÓW JEGO ROZPADU ORAZ STĘŻENIA ENERGII POTENCJALNEJ PROMIENIOWANIA ALFA

W większości badanych obiektów podziemnych (jaskiniach Niedźwiedziej i Radochowskiej, sztolniach w Złotym Stoku i Kowarach) stwierdzono występowanie wyraźnej sezonowej zmienności koncentracji radonu. Znacznie wyższe stężenia notowane były w okresie ciepłym (od kwietnia do września, a czasami także października). Charakterystycznym dla wszystkich wyżej wymienionych obiektów jest gwałtowny wzrost i spadek stężeń odpowiednio wiosną i jesienią (rys. od 7.1. do 7.4.). Przyczyny tego zjawiska należy upatrywać w intensywności wentylacji naturalnej tych obiektów. Wszystkie wymienione sztolnie i jaskinie nie są dobrze wentylowane, a zatem istnieją możliwości gromadzenia się radonu wraz z powietrzem stagnującym wewnątrz tych obiektów. Zjawisko to jest spowodowane istnieniem stałej (lub zmiennej w granicach od około 0,5 do około 5,0°C) temperatury wewnątrz takich obiektów. Dlatego też istotne w tym przypadku są średnie dobowe temperatury powietrza atmosferycznego w sąsiedztwie sztolni i jaskiń. W momencie gdy są one wyższe niż temperatura wewnątrz obiektu chłodniejsze powietrze (cięższe) stagnuje i powoduje zatrzymanie wydzielającego się ze skał radonu w sztolni lub jaskini. Sytuacja taka ma miejsce od wiosny do jesieni (w okresie cieplejszego półrocza). Wówczas też zatrzymywane powietrze wzbogacone w radon nie wypływa ze sztolni lub jaskini, co jest powodem notowania w tym okresie znacznie wyższych stężeń niż w półroczu chłodniejszym. Wówczas to cieplejsze względem otoczenia powietrze wewnątrz obiektu podziemnego wypływa na zewnątrz (do atmosfery) unosząc ze sobą radon wydzielony ze skał, co w efekcie powoduje spadek notowanych wartości koncentracji tego gazu wewnątrz sztolni i jaskiń. Gwałtowny wzrost oraz spadek koncentracji na przełomie odpowiednio zimy i wiosny oraz jesieni i zimy związany jest z uruchamianiem opisanego powyżej procesu po przekroczeniu średniej temperatury powietrza wewnątrz obiektu. Dlatego też proces ten jest bardzo szybki i prowadzi odpowiednio do gwałtownego podniesienia się lub obniżenia stężeń radonu wewnątrz obiektu. Proces ten powoduje wzrost stężeń radonu w badanych obiektach powyżej 1 kBq/m³ (rys. 7.1.–7.4.).

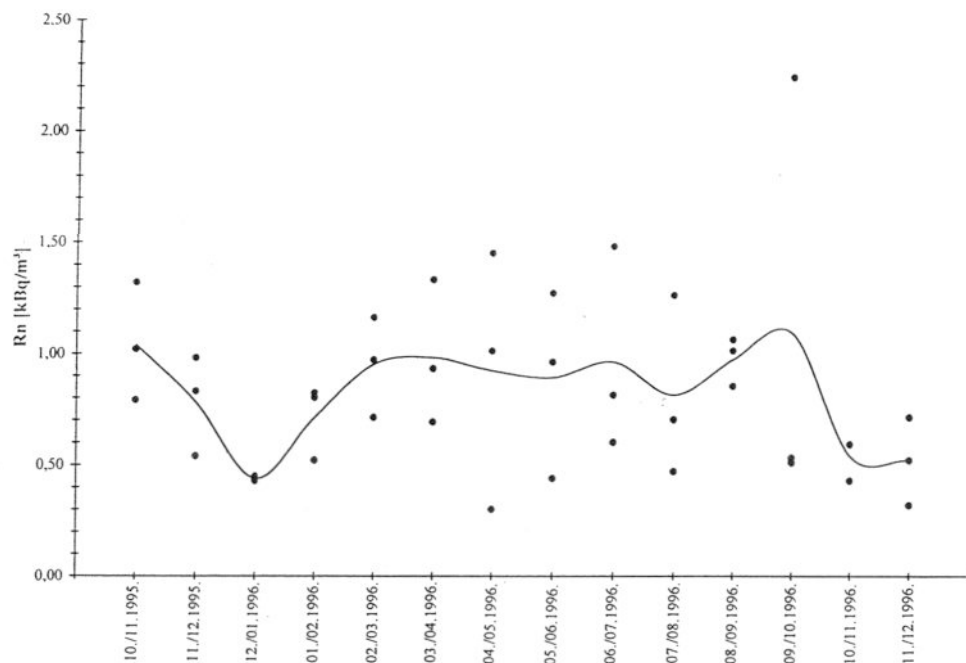
W dobrze (wydajnie) wentylowanych obiektach, nawet bez zastosowania urządzeń wentylacyjnych, nie mamy do czynienia z opisaną powyżej sytuacją. Spośród takich obiektów badaniami objęto dobrze wentylowane sztolnie w Wali-miu, wyrobiska popegmatytowe na Zamku Bolczów oraz podziemną trasę turystyczną w Kłodzku. We wszystkich z tych obiektów mamy do czynienia z wyrównanym poziomem stężeń radonu w okresie całego roku kalendarzowego

lub ich bardzo niewielkimi zmianami (rys. 7.5., 7.6. i 7.7.). Świadczy to o wymuszeniu ruchów powietrza nawet w okresie cieplejszego półrocza (jak to jest w przypadku trasy w Kłodzku) lub o istnieniu bardzo dużej swobody w wymianie powietrza pomiędzy atmosferą a obiektem podziemnym (jak to ma miejsce w przypadku wyrobisk na Zamku Bolczów i sztolni w Walimiu). W obiektach tych notowane są z reguły stężenia znacznie niższe (z reguły poniżej 1 kBq/m³), co jest spowodowane wydajnym odprowadzaniem powietrza wzbogaconego w radon do atmosfery. Jednakże i w tym przypadku mamy do czynienia z możliwością występowania okresowych podwyższonych koncentracji radonu (por. rys. 7.5., 7.6. i 7.7.). Wyższe notowane stężenie w wyrobiskach popegmatytowych w ruinach Zamku Bolczów są spowodowane specyfiką budowy geologicznej tego rejonu. Granit karkonoski, a zwłaszcza ciała pomagmowe w jego obrębie dostarczają szczególnie dużych ilości radonu, które nie są usuwane z wystarczającą do ich znacznego zredukowania wydajnością, nawet w bardzo dobrze wentylowanych obiektach.



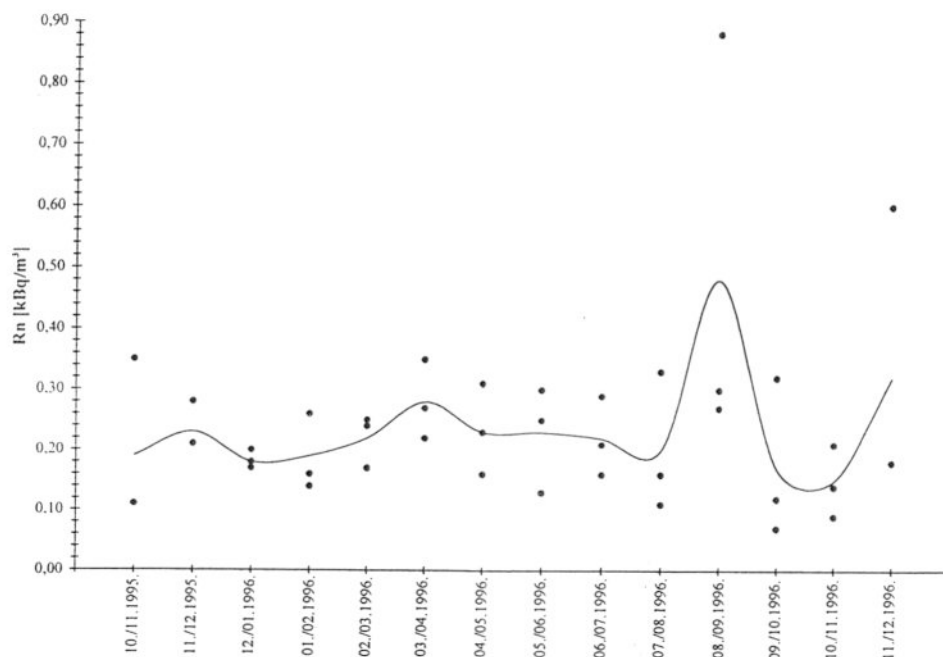
Rys. 7.5. Średnie miesięczne stężenia radonu w powietrzu sztolni w Walimiu.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.



Rys. 7.6. Średnie miesięczne stężenia radonu w powietrzu wyrobisk popegmatytowych w Rudawach Janowickich.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.



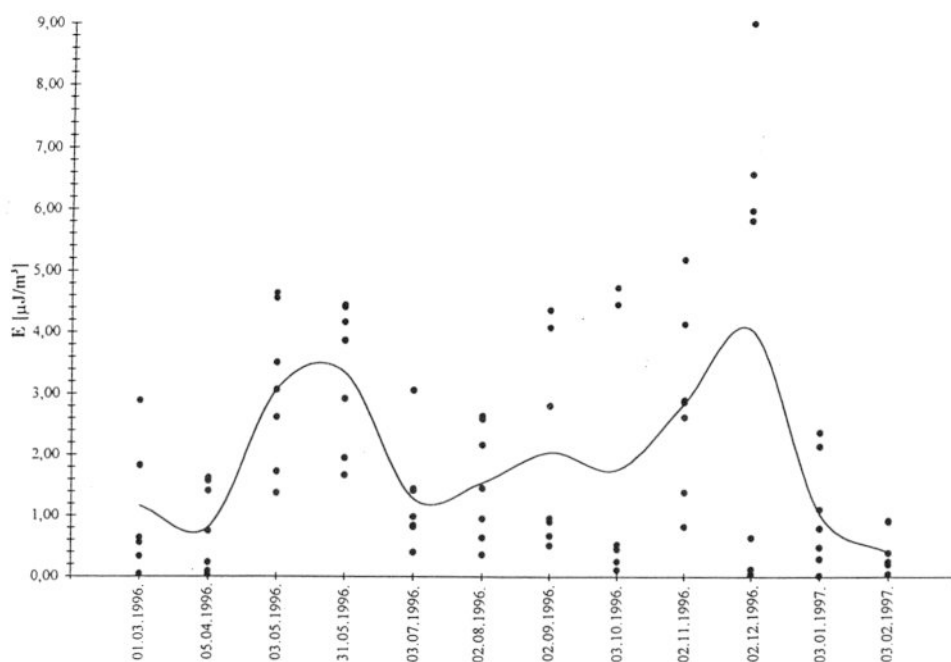
Rys. 7.7. Średnie miesięczne stężenia radonu w powietrzu podziemnej Trasy Turystycznej im. 1000-lecia Państwa Polskiego w Kłodzku.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.

W świetle przedstawionych powyżej wyników uzasadnionym wydaje się stwierdzenie, że szczególnie wysokimi stężeniami radonu zagrożone są obiekty (w tym także piwnice budynków mieszkalnych) w okresie ciepłego półrocza, zwłaszcza w obszarze granitu karkonoskiego oraz innych obszarach, na których istnieją strefy mineralizacji uranowej, lub występują warunki powodujące wzmożoną emanację radonu ze skał i gruntu.

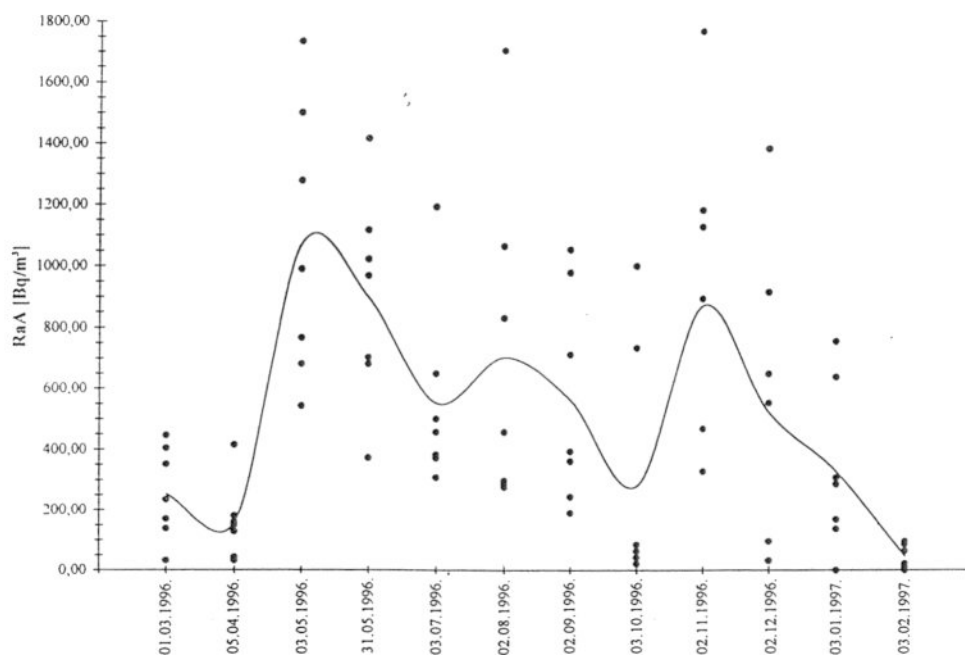
Przedstawione powyżej rezultaty oparte są na średnich miesięcznych wartościach stężeń radonu. Począwszy od marca 1996 roku prowadzone były także chwilowe pomiary wartości stężeń produktów rozpadu radonu (RaA, RaB oraz RaC), a także stężenia energii potencjalnej ich promieniowania alfa. Ze względu na niezbyt wysoką czułość zastosowanej metody pomiarowej w wielu obiektach, zwłaszcza w okresie zimowym (okres występowania szczególnie niskich stężeń), nie było możliwe pomierzenie tych wartości. W związku z tym brak jest ciągłości pomiarów w kilku obiektach lub na niektórych stanowiskach pomiarowych. Również z przyczyn obiektywnych niemożliwe było pomierzenie stężeń produktów rozpadu radonu (RaA, RaB oraz RaC), a także stężenia energii potencjalnej ich promieniowania alfa w połowie września 1996 roku. Wszystko to powoduje, że w chwili obecnej uzyskane wyniki są niewystarczające do formułowania generalnych wniosków, tym bardziej że obejmują one także niewystarczająco długi okres – maksymalnie jeden rok kalendarzowy. W niektórych wypadkach także stężenia produktów rozpadu radonu rzędu pojedynczych lub nawet kilkunastu do kilkudziesięciu Bq/m³ lub stężenia energii potencjalnej promieniowania alfa poniżej 0,05 μJ/m³, są obarczone bardzo dużym błędem, gdyż wartości te obliczone są dla pojedynczych impulsów (N1 i N2) zarejestrowanych na detektorze (czułość radiometru wynosi około 20,67 μJ/m³ ± 57%) (por. rozdz. 5.2.2.). Dlatego też wartości tych nie należy brać pod uwagę w analizie zmienności stężeń.

Mimo, że danych tych nie można odnosić bezpośrednio do uzyskanych wyników średnich miesięcznych stężeń radonu, to jednak zdają się one potwierdzać wnioski wyciągnięte na ich podstawie. Również w przypadku chwilowych stężeń produktów rozpadu radonu oraz stężenia energii potencjalnej ich promieniowania alfa można mówić o sezonowych wahaniami. Zjawisko to jest widoczne zwłaszcza w obiektach o notowanych znacznych koncentracjach radonu – Jaskini Niedźwiedziej, sztolniach w Żłotym Stoku oraz sztolni w Kowarach (rys. 7.8.a. do 7.8.d, 7.9.a. do 7.9.d i 7.10.a. do 7.10.d.). W pozostałych obiektach, zwłaszcza w okresie zimowym wartości tych parametrów były poniżej czułości metody pomiarowej. Przy czym zaobserwowano dwa interesujące zjawiska wymagające prowadzenia dalszych badań. W sztolni w Kowarach, gdzie zanotowano w okresie letnim najwyższe stężenia radonu oraz produktów jego rozpadu, w okresie zimowym wartości stężeń pochodnych radonu były niemierzalne lub bardzo niskie. Świadczy to o bardzo wysokiej efektywności wentylacji tego obiektu w okresie zimowym (por. rys. 7.10.a. do 7.10.d.). Natomiast w Jaskini Niedźwiedziej zaobserwowano przesunięcie się wysokich wartości stężeń pro-



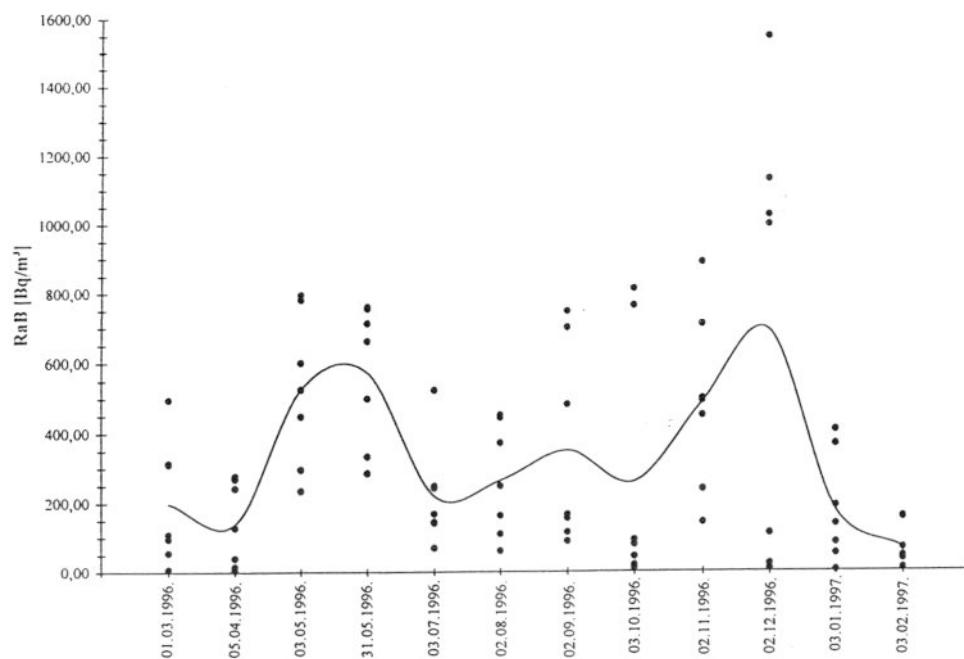
Rys. 7.8.a. Stężenia energii potencjalnej promieniowania alfa w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.



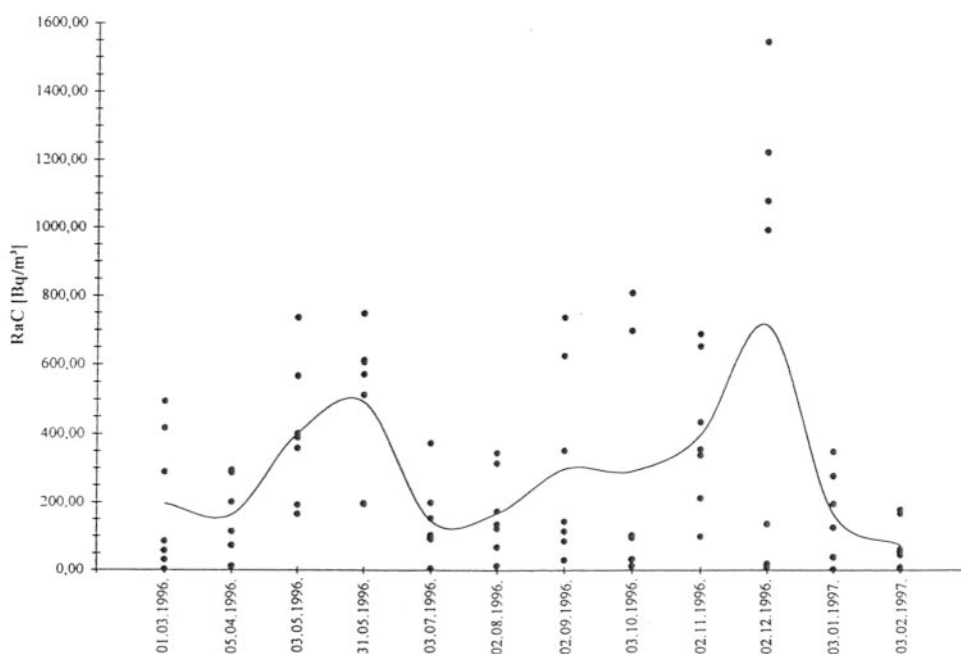
Rys. 7.8.b. Stężenia RaA (^{218}Po) w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.



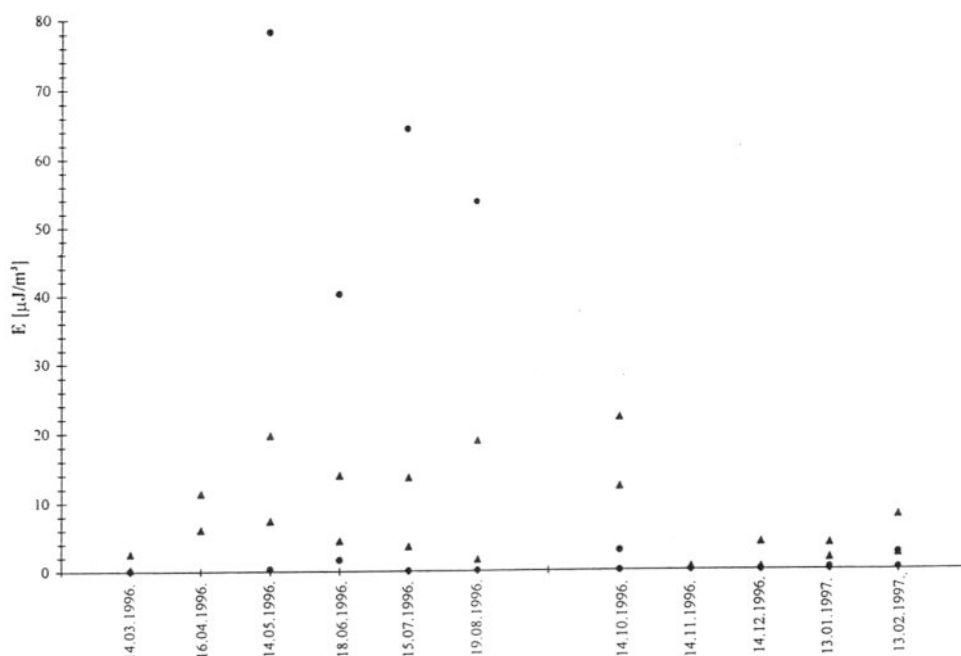
Rys. 7.8.c. Stężenia RaB (^{214}Pb) w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.



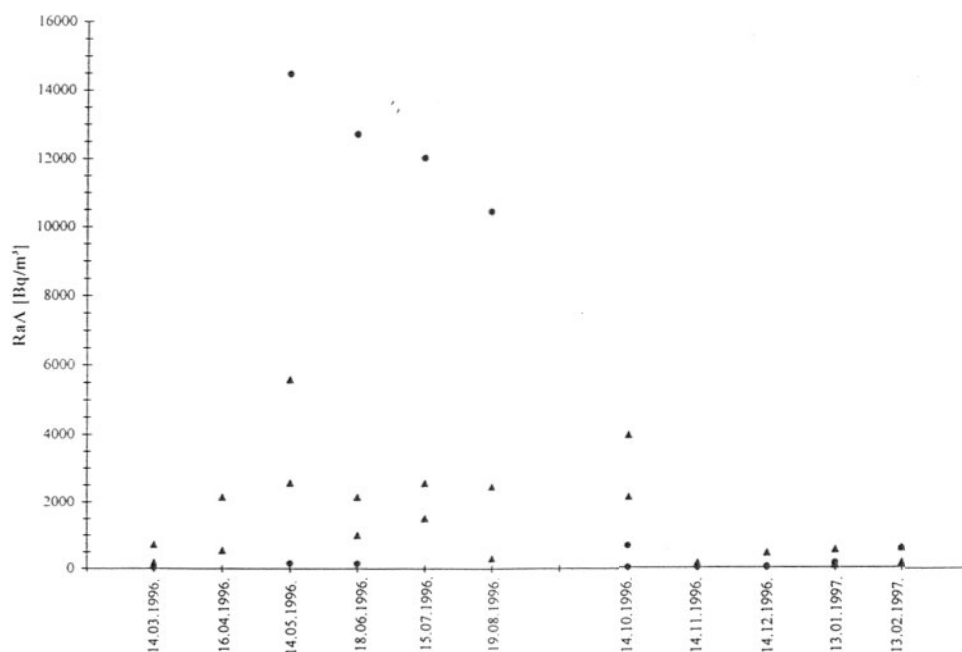
Rys. 7.8.d. Stężenia RaC (^{214}Bi , ^{214}Po) w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.



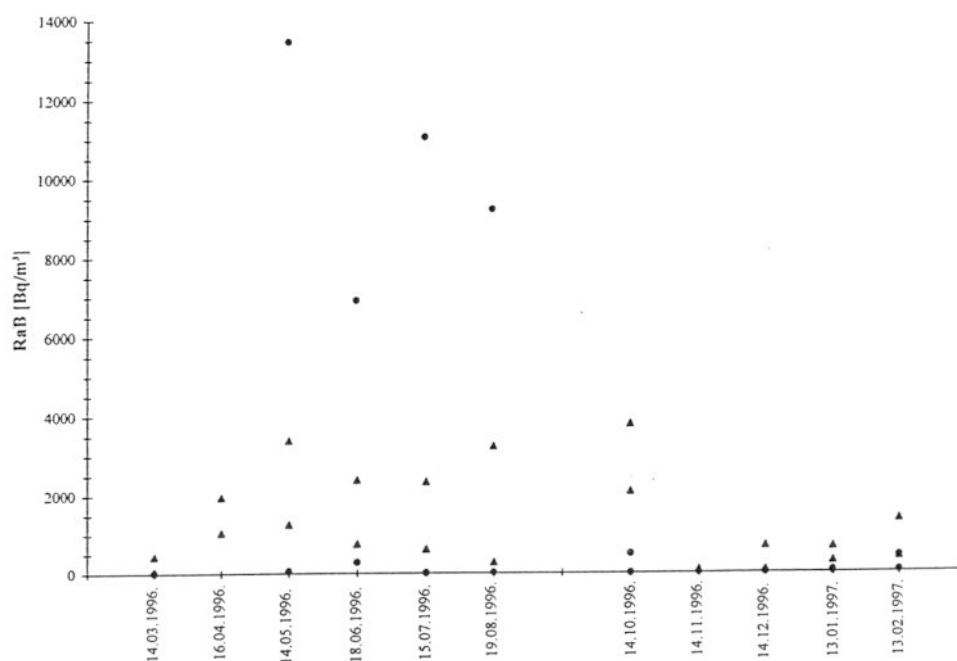
Rys. 7. 9.a. Stężenia energii potencjalnej promieniowania alfa w powietrzu sztolni w Złotym Stoku.

Kropkami oznaczono wyniki ze sztolni „Gertruda”, trójkątami zaś ze sztolni „Czarna”.

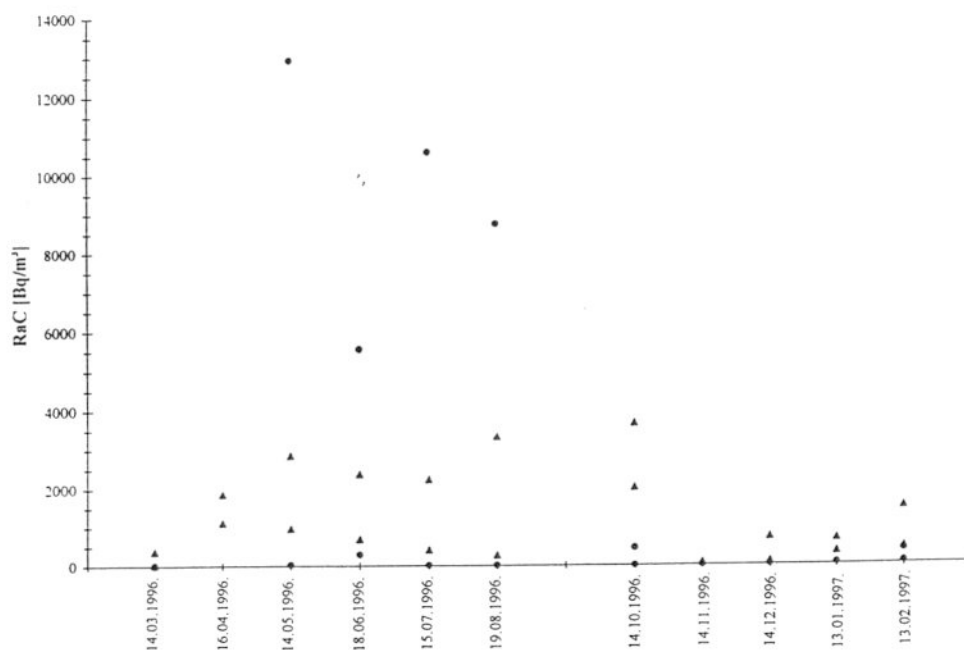


Rys. 7. 9.b. Stężenia RaA (^{218}Po) w powietrzu sztolni w Złotym Stoku.

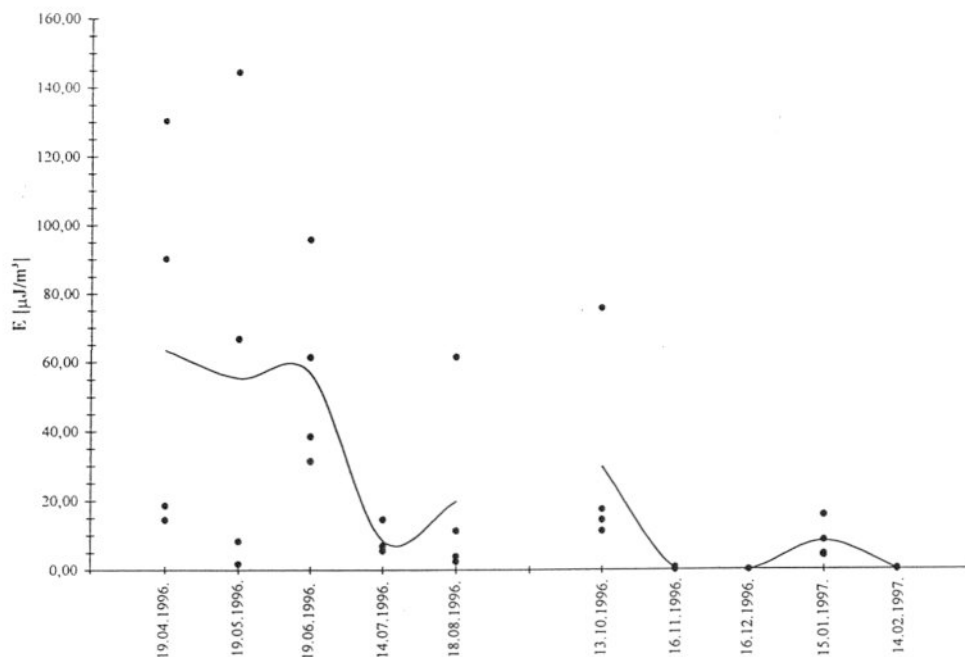
Kropkami oznaczono wyniki ze sztolni „Gertruda”, trójkątami zaś ze sztolni „Czarna”.



Rys. 7. 9.c. Stężenia RaB (^{214}Pb) w powietrzu sztolni w Żłotym Stoku.
Kropkami oznaczono wyniki ze sztolni „Gertruda”, trójkątami zaś ze sztolni „Czarna”.

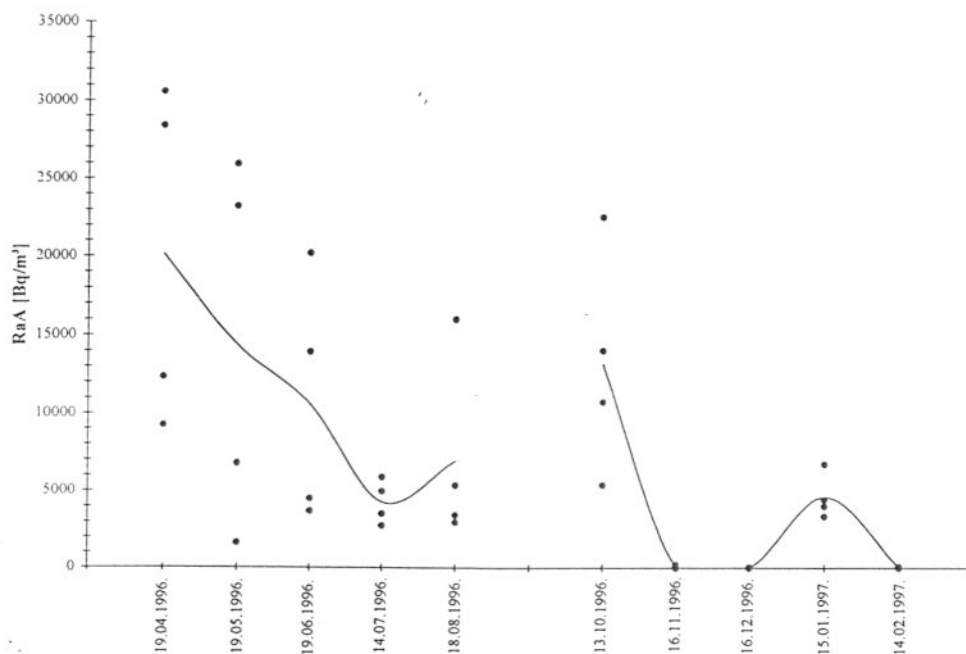


Rys. 7. 9.d. Stężenia RaC (^{214}Bi , ^{214}Po) w powietrzu sztolni w Żłotym Stoku.
Kropkami oznaczono wyniki ze sztolni „Gertruda”, trójkątami zaś ze sztolni „Czarna”.



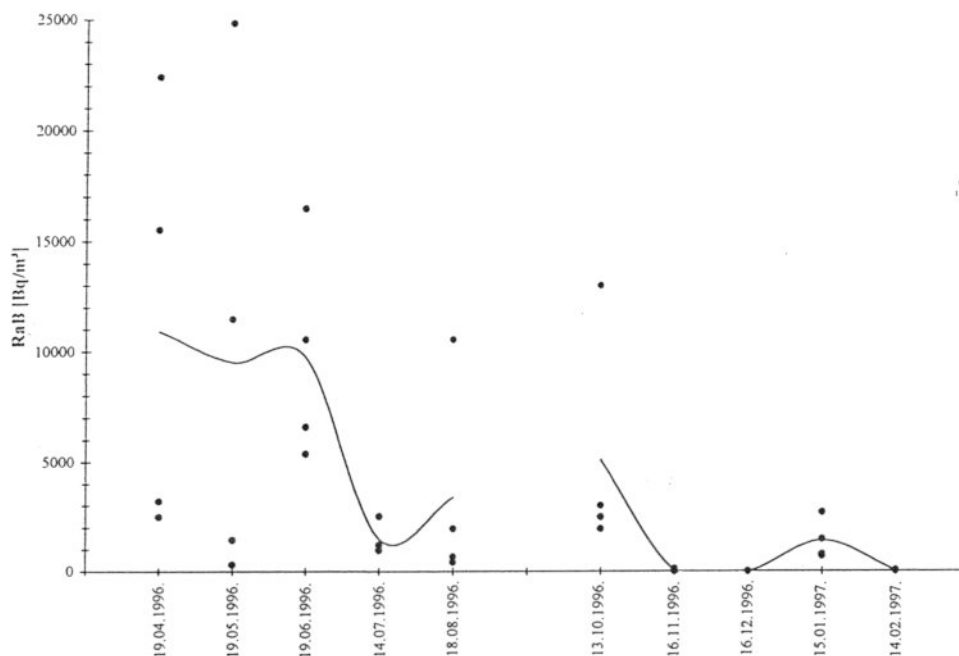
Rys. 7.10.a. Stężenia energii potencjalnej promieniowania alfa w powietrzu sztolni w Kowarach.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.



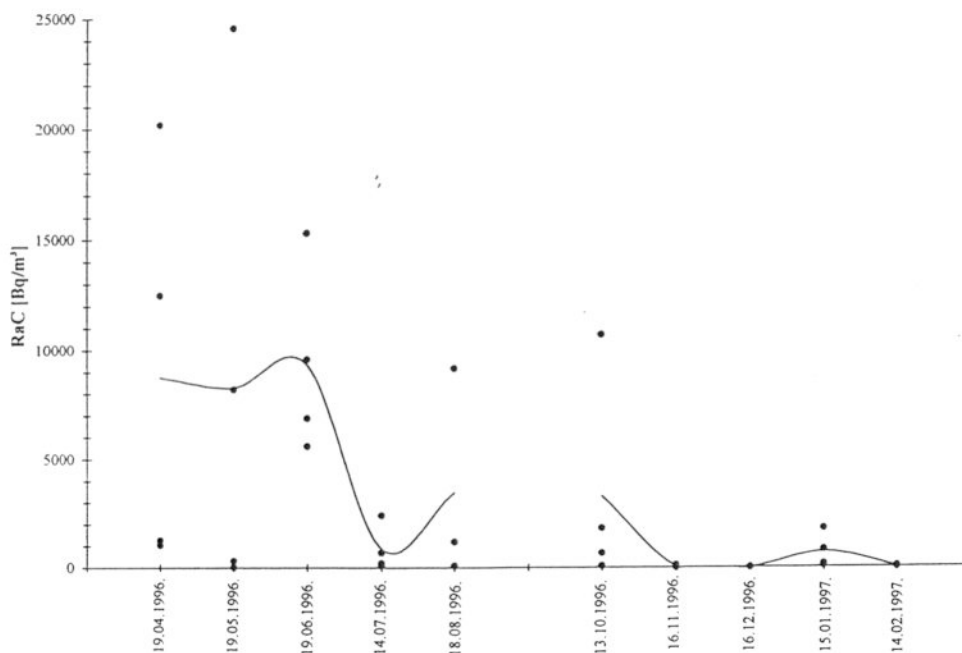
Rys. 7.10.b. Stężenia RaA (^{218}Po) w powietrzu sztolni w Kowarach.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.



Rys. 7.10.c. Stężenia RaB (^{214}Pb) w powietrzu sztolni w Kowarach.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.



Rys. 7.10.d. Stężenia RaC (^{214}Bi , ^{214}Po) w powietrzu sztolni w Kowarach.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych miesięcy.

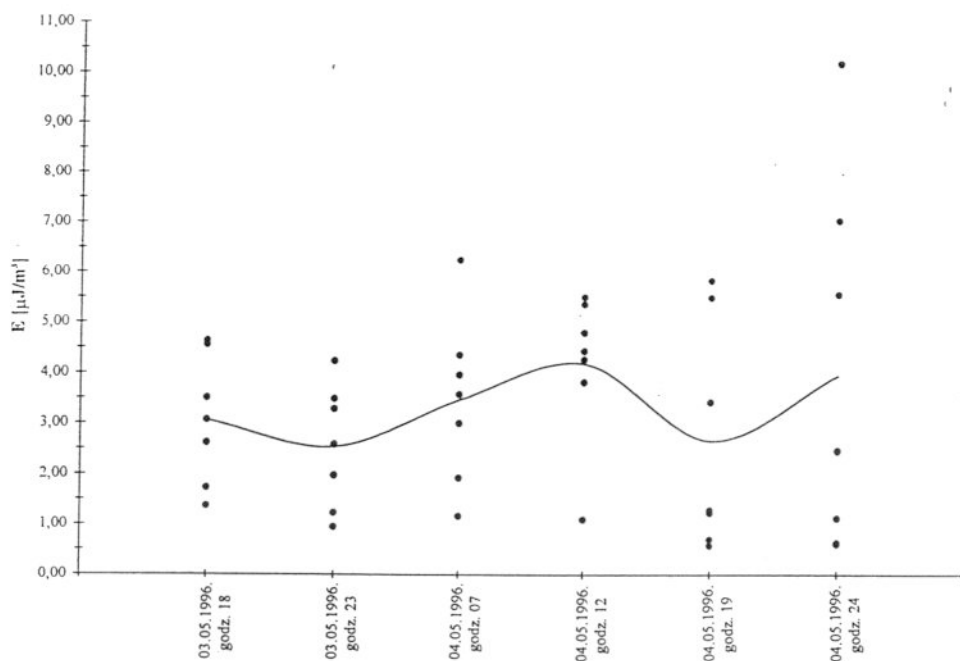
duktów rozpadu radonu oraz stężeń energii potencjalnej ich promieniowania alfa w kierunku miesięcy zimowych – najwyższe wartości zanotowano w listopadzie i grudniu (por. rys. 7.8.a. do 7.8.d.) Ostatnie zaś wysokie stężenia radonu zostały zarejestrowane we wrześniu. Świadczy to o gromadzeniu się produktów rozpadu radonu w powietrzu jaskini ze względu na zbyt słabą wentylację, która jest w stanie usunąć dość szybko gazowy radon, natomiast stałe produkty jego rozpadu pozostają wewnątrz znacznie dłużej. Wpływa na to także okres ich półrozpadu, dzięki któremu ich obecność może być rejestrowana znacznie dłużej. Dlatego też w przypadku Jaskini Niedźwiedziej wysokie stężenia radonu oraz produktów jego rozpadu występują zarówno późną wiosną (kwiecień–czerwiec), a wysokie stężenia produktów rozpadu radonu także wczesną zimą (listopad–grudzień). Jest to spowodowane szczególnie słabą wentylacją tego obiektu, która z jednej strony zabezpiecza unikalny mikroklimat jaskini przed wpływami atmosfery, z drugiej jednak powoduje wzmożenie radioaktywności w jej wnętrzu ze względu na nie usuwanie radonu oraz jego pochodnych do atmosfery.

Na podstawie powyższej dyskusji otrzymanych wyników badań należy stwierdzić, że decydującym czynnikiem wpływającym na powstawania podwyższonych koncentracji radonu w obiektach podziemnych jest brak odpowiednio wydajnej wentylacji. Jej brak powoduje także sezonową zmienność koncentracji tego gazu we wnętrzu sztolni, jaskiń, itp. obiektów.

7.3. INNE ZAGADNIENIA

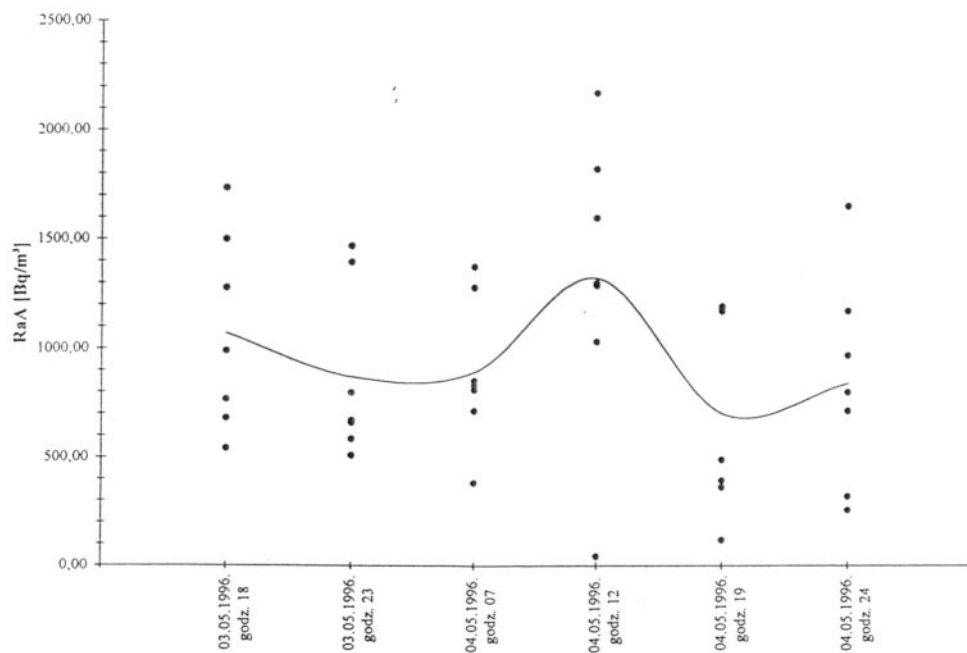
W Jaskini Niedźwiedziej w 1994 roku zaobserwowano także dobowe wahania stężeń radonu w powietrzu sal i korytarzy [62]. W wyniku przeprowadzonych przez autora w maju 1996 roku pomiarów chwilowych stężeń produktów rozpadu radonu oraz stężeń energii potencjalnej ich promieniowania alfa można potwierdzić wyniki uzyskane w cytowanej pracy. Zaobserwowaną zmienność przedstawia rys. 7.11. W analogicznym okresie zanotowano wzrost ciśnienia oraz spadek i następnie wahania temperatury powietrza atmosferycznego. Policzone współczynniki korelacji pomiędzy zmianami stężeń poszczególnych produktów rozpadu radonu oraz stężeń energii potencjalnej ich promieniowania alfa ze zmianami ciśnienia i temperatury są nieistotne na poziomie istotności 0,05. Może to świadczyć o braku natychmiastowego oddziaływania zmian parametrów atmosferycznych na zmiany stężeń produktów rozpadu radonu w jaskini i działaniu tego mechanizmu z pewnym opóźnieniem. Wymaga to jednak prowadzenia dalszych badań.

Także w Jaskini Niedźwiedziej we współpracy z pracownikami Zakładu Klimatologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Wrocławskiego autor podjął próbę zastosowania radonu jako naturalnego radioaktywnego znacznika ruchów powietrza w obrębie jaskini. Eksperyment ten jest nadal kontynuowany, jednakże już pierwsze rezultaty są zachęcające. Na podstawie wyników przepro-



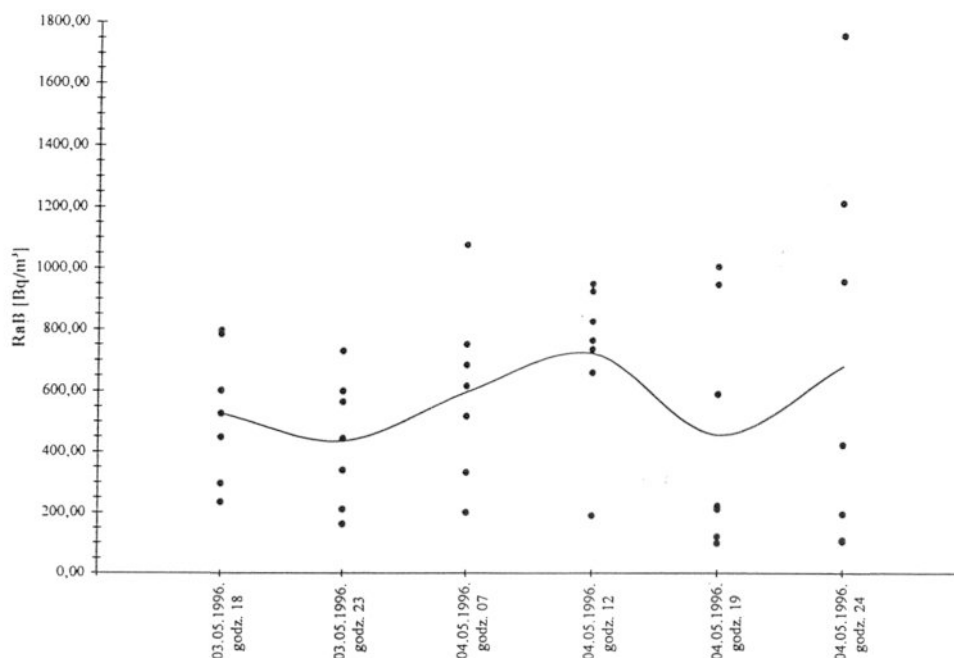
Rys. 7.11.a. Stężenia energii potencjalnej promieniowania alfa w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych godzin.

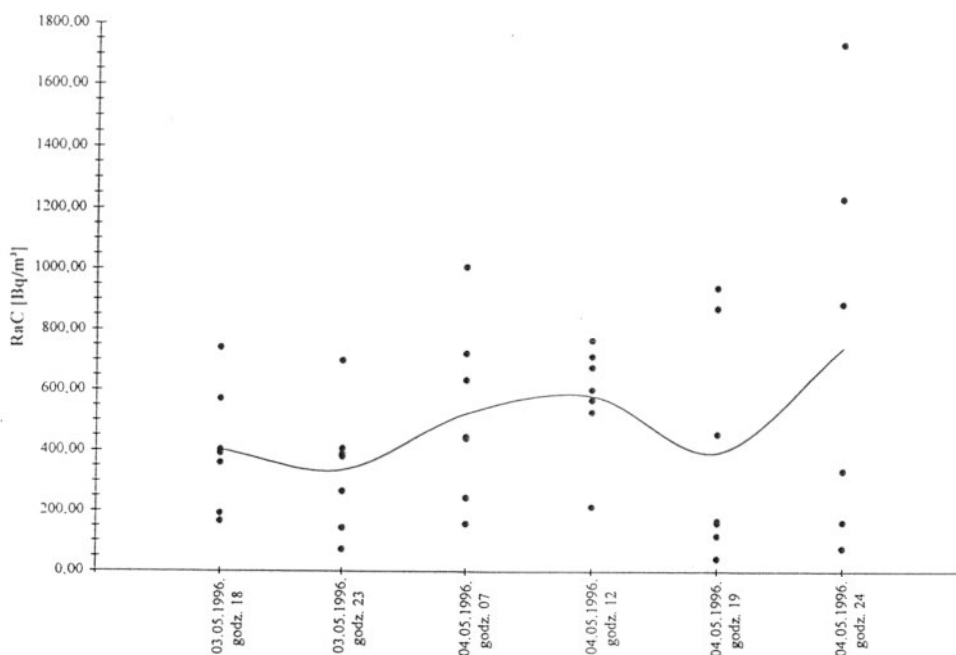


Rys. 7.11.b. Stężenia RaA (^{218}Po) w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej.

Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych godzin.



Rys. 7.11.c. Stężenia RaB (^{214}Pb) w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej.
Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych godzin.



Rys. 7.11.d. Stężenia RaC (^{214}Bi , ^{214}Po) w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej.
Linia połączono średnie arytmetyczne z wartości uzyskanych na wszystkich stanowiskach pomiarowych dla poszczególnych godzin.

wadzonych pomiarów średnich miesięcznych stężeń radonu w 15 punktach pomiarowych na trzech stanowiskach pomiarowych w okresie od lipca do grudnia 1995 roku stwierdzono, że:

- istnieje stały przepływ powietrza od spagu do stropu Korytarza Człowieka Pierwotnego,
- obszar Wielkiej Szczeliny jest jednym z miejsc przepływu powietrza wzbogaconego w radon z dolnych partii jaskini na poziom „turystyczny”,
- istnieją dwa przeciwnie skierowane mikroprądy powietrza w Sali Pałacowej – pod stropem i przy spagu.

Wstępne wyniki badań uzasadniają przyjęcie metody pomiarów stężenia radonu jako jednego ze sposobów obserwacji nad wymianą i przepływem powietrza w jaskiniach [371].

8. GENEZA ORAZ PRZYRODNICZE UWARUNKOWANIA WYSTĘPOWANIA RADONU W SUDETACH W ŚWIELE UZYSKANYCH WYNIKÓW BADAŃ

8.1. GENEZA

Produkowany w wyniku rozpadu promieniotwórczego alfa izotopu ^{226}Ra radon-222 jako gaz wykazuje naturalne tendencje do uwalniania się ze struktury minerałów lub skał, w których powstaje. Migrując ze skał łatwo rozpuszcza się w wodach i często wraz z nimi pojawia się na powierzchni ziemi. Jeśli jednak natrafi na swej drodze na podziemne pustki (sztolnie, jaskinie itp.) gromadzi się w nich ze względu na swój wyższy ciężar właściwy od powietrza atmosferycznego.

Najważniejszymi uwarunkowaniami obecności radonu, czy to w wodach podziemnych, czy też w sztolniach lub jaskiniach, jest podwyższona zawartość radu w skałach leżących w pobliżu ujęcia lub obiektu podziemnego oraz współczynnik emanacji. Skałami o podwyższonych koncentracjach radu mogą być serie skalne zawierające złożowe koncentracje uranu lub wykazujące przejawy mineralizacji uranowej, a także masywy granitowe, zwłaszcza w rejonach występowania utworów etapów pomagmowych – aplitów i pegmatytów. Podwyższonym współczynnikiem emanacji z kolei charakteryzują się rejony pocięte uskokami, spękaniem lub innymi przejawami deformacji kruchych oraz wierzchnie partie skorupy ziemskiej odznaczające się znacznym stopniem przeobrażeń wietrzeniowych. Ze względu na niewielką objętość skał zasilających radonem ujęcia wód podziemnych (maksymalnie kilkaset tysięcy m^3) oraz niewielką głębokość krążenia wód radoczynnych (głównie do około 30 m) obszar, z którego produkowany radon może dotrzeć do ujęcia jest bardzo niewielki, praktycznie ogranicza się do najbliższej okolicy ujęcia (rzędu od kilku do kilkudziesięciu tysięcy m^2). Zwiększa się on wraz ze wzrostem współczynnika emanacji skały, co może prowadzić do powstawania bardzo wysokich koncentracji radonu. Im wyższy jest bowiem współczynnik emanacji, tym łatwiej radon migruje w środowisku skalnym, a więc z tym większej odległości może docierać do ujęcia zanim ulegnie rozpadowi promieniotwórczemu. Podobne wnioski odnoszą się także do obiektów podziemnych.

W niektórych przypadkach znaczenie wysokiego współczynnika emanacji jest szczególnie istotne i mimo niskich zawartości radu w skałach może on być przyczyną występowania znacznie podwyższonych stężeń radonu w wodach podziemnych, sztolniach i jaskiniach.

Na obserwowane koncentracje radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych nie ma natomiast wpływu zawartość rozpuszczonego w nich radu, ani też czas kontaktu tej wody ze skałą. Radon w wodach tych rozpuszcza się jako gaz powstający w skałach leżących na drogach ich przepływu. Uwzględniając niewielką objętość skał zasilających ujęcie, okres półrozpadu radonu oraz istotny

wpływ współczynnika emanacji należy podkreślić, że gaz ten, którego zawartość mierzona jest w ujęciu, rozpuszcza się w wodach podziemnych już w strefie ich wypływu na powierzchnię lub też doprowadzany jest do silniej zmineralizowanych wód podziemnych wraz z rozcieńczającymi je wodami infiltracyjnymi płytkiego krążenia. Dlatego też jego rozpuszczanie w wodach może być uzależnione (radon może być wypierany) jedynie od dwutlenku węgla obecnego w szczawach oraz w mniejszym stopniu przez parametry fizyczne wód (np. przez temperaturę).

8.2. PRZYRODNICZE UWARUNKOWANIA WYSTĘPOWANIA RADONU

8.2.1. Wody podziemne

Geneza radonu związana ze skałami najbliższych okolic poszczególnych ujęć, niewielkie objętości skał zasilających radonem ujęcia oraz niewielka lub wręcz zaniedbywalna sezonowa zmienność koncentracji, każą szukać czynników wpływających na poziom stężeń radonu w wodach podziemnych i zmiany tych czynników w sąsiedztwie ujęć. Ponieważ stałymi w czasie są parametry skał (zawartość radu, a w mniejszym stopniu także współczynnik emanacji) oraz przepływu wody, można przypuszczać, że czynnikami wpływającymi na zmiany stężeń są warunki atmosferyczne zmienne w szerokich granicach w krótkich przedziałach czasu. Największe znaczenie mogą odgrywać zmiany ciśnienia atmosferycznego, temperatury oraz wilgotności. Te ostatnie wpływają także na zmiany parametrów wierzchnich warstw gleby i skał oraz parametry przepływu płytkich wód podziemnych, a także na wartości współczynnika emanacji w najpłytszych warstwach gleby i skał. Pewną rolę mogą odgrywać także parametry fizyko-chemiczne samych wód podziemnych (np. temperatura, pH). Wydają się to być najważniejsze parametry kontrolujące zmienność stężeń radonu w wodach podziemnych. Jednakże ilościowa ocena ich wpływu wykracza poza ramy czasowe i finansowe niniejszego opracowania. Osiągnięte wyniki będą punktem wyjściowym do podjęcia badań w tym kierunku.

Składniki chemiczne wód podziemnych nie wywierają istotnego wpływu na poziom stężeń radonu. Jest to oczywiste w świetle genezy tego gazu, który rozpuszcza się w wodach w ostatnim etapie przepływu podziemnego, w czasie nieporównywalnie krótszym niż skład jonowy wody formujący się na całej drodze przepływu. Niemniej jednak zauważone korelacje pomiędzy zmiennością stężeń radonu, a niektórymi jonami świadczą o procesach mieszania się wód podziemnych o różnym składzie chemicznym.

Odmienne wyglądają zależności stężeń radonu od stężeń innych składników gazowych wód podziemnych, jakimi są dwutlenek węgla i siarkowodor. W przypadku kiedy zawartości radonu i siarkowodoru nie przekraczają maksymalnych dopuszczalnych ich stężeń w wodzie o danej temperaturze obserwuje się dodatnią korelację pomiędzy zmiennością ich stężeń, co może świadczyć

o wspólnej wędrówce tych gazów wzdłuż szczelin i spękań i wspólnym ich rozpuszczaniu się w wodach podziemnych. Niewątpliwie radon dostaje się do wód w fazie ich wypływu na powierzchnię lub wraz z płytkimi wodami infiltracyjnymi wykorzystując podwyższony współczynnik emenacji skał strefy przy powierzchniowej. Natomiast w przypadku ilości gazu wyższej niż jego rozpuszczalność w wodzie o danej temperaturze obserwujemy zjawisko wypierania gazu słabiej rozpuszczalnego przez lepiej rozpuszczalny. Z taką sytuacją mamy do czynienia w Świeradowie Zdroju (ujęcie 1A), gdzie dwutlenek węgla wypiera ze szczawy radon.

Na szczególne podkreślenie zasługuje fakt spadku zawartości radonu w wodach podziemnych wraz ze wzrostem głębokości ujęcia. Wynika on ze spadku współczynnika emenacji wraz z głębokością i jest efektem coraz słabszego zaznaczania się wpływu procesów wietrzeniowych. Jest to kolejny argument za bardzo istotnym wpływem współczynnika emenacji na obserwowane stężenia radonu.

8.2.2. Sztolnie, jaskinie i inne obiekty podziemne

Zmiany stężeń radonu w powietrzu różnych obiektów podziemnych wobec niewielkich zmian w dopływie tego gazu do ich wnętrza zależą przede wszystkim od wydajności wentylacji. Odpowiednio wydajna wentylacja powoduje usuwanie radonu wraz z innymi gazami i produktami jego rozpadu do atmosfery, co skutecznie zabezpiecza te obiekty przed występowaniem podwyższonych stężeń. Odstępstwem od tej reguły mogą być obiekty zlokalizowane w pobliżu skał o znacznie podwyższonej zawartości izotopów macierzystych radonu i wysokim współczynnikiem emenacji skał. Wówczas w obiektach takich notowane są wysokie koncentracje i ich sezonowa zmienność.

W obiektach o słabej wydajności wentylacji mamy do czynienia z występowaniem podwyższonych stężeń radonu oraz ich sezonowymi zmianami. Znacznie wyższe stężenia notowane są w półroczu ciepłym (kwiecień–wrzesień). Charakterystyczny jest także gwałtowny wzrost i spadek stężeń odpowiednio wiosną i jesienią. Zjawisko to spowodowane jest rozpoczęciem się intensywnej wymiany powietrza obiektu z powietrzem atmosferycznym wówczas gdy temperatura powietrza atmosferycznego spadnie poniżej średniej rocznej temperatury wewnątrz jaskini lub sztolni. Wówczas dochodzi do wypływu cieplejszych (lżejszych) mas powietrza ze sztolni (jaskini) i wyniesienie gromadzącego się w niej radonu. Taki proces obserwujemy jesienią, natomiast na wiosnę ma miejsce sytuacja odwrotna. Po podniesieniu się temperatury powietrza atmosferycznego powyżej średniej rocznej temperatury wewnątrz obiektu podziemnego następuje zanik wypływu powietrza z obiektu. W stagnującym wewnątrz powietrzu dochodzi do gromadzenia się radonu, a co za tym idzie szybkiego wzrostu jego stężenia. Proces wentylacji jest więc głównym czynnikiem kontrolującym zmienność koncentracji radonu w powietrzu różno-

rodnych obiektów podziemnych (sztolni, jaskiń, piwnic, etc.). Natomiast sama wysokość tych koncentracji zależy od zawartości izotopów macierzystych radonu w skałach otaczających obiekt oraz od współczynnika emanacji tych skał.

9. WNIOSKI

W wyniku przeprowadzonych na obszarze Sudetów badań przyrodniczych uwarunkowań występowania radonu potwierdzono, że:

1. Radon-222 powstający w wyniku przemiany jądrowej alfa izotopu radu-226 szczególnie intensywnie produkowany jest w skałach obfitujących w ten ostatni izotop, a więc w kwaśnych skałach magmowych (przede wszystkim granitach), a zwłaszcza w związanych z nimi produktach pomagmowych – aplitach i pegmatytach.
2. Migrujący ku powierzchni ziemi radon bardzo łatwo gromadzi się we wszelkiego rodzaju obiektach podziemnych, które charakteryzują się słabą wentylacją – sztolniach, jaskiniach, systemach piwnic, itp.
3. Wysoka zawartość dwutlenku węgla w ujęciach szczaw powoduje wypieranie gorzej rozpuszczalnego radonu z tych wód.
4. Wraz ze wzrostem głębokości ujęcia wód podziemnych maleje w nich zawartość radonu, co jest spowodowane zmniejszającym się wraz z głębokością współczynnikiem emanacji skał ze względu na słabnące oddziaływanie na skały procesów wietrzeniowych.
5. Detektory śladowe mogą zostać wykorzystane do pomiarów średnich (tygodniowych, miesięcznych, itd.) stężeń radonu w ujęciach wód podziemnych. Ich niewątpliwą zaletą jest możliwość otrzymywania uśrednionych wyników w stałych przedziałach czasowych, dobrze oddających istotne zmiany stężeń radonu, niezbyt wysokie koszty, a przede wszystkim możliwość interpretacji zachodzących w tych ujęciach procesów na przestrzeni różnych przedziałów czasowych.

W efekcie wykonanych prac stwierdzono, że:

1. Obszar, z którego produkowany radon dociera do ujęć wód podziemnych lub obiektów podziemnych jest rzędu od kilku–kilkunastu do kilkudziesięciu tysięcy m², a więc znajduje się w najbliższej okolicy tych obiektów. W przypadku ujęć wód podziemnych jest to strefa ich wypływu ku powierzchni, lub strefa mieszania się wód głębokiego krążenia z płytkimi wodami infiltracyjnymi. Taka wielkość obszaru uwarunkowana jest stosunkowo krótkim okresem połowicznego rozpadu radonu-222.
2. Wielkość obszaru zasilania radonem zwiększa się wraz ze wzrostem współczynnika emanacji skał, który jest obok zawartości radu w skale najważniejszym czynnikiem kontrolującym stężenia radonu. Zależy on w znacznej mierze od stopnia zwietrzenia skał oraz natężenia deformacji tektonicznych prowadzących do spękania i pocięcia uskokiemi danych struktur geologicznych.
3. Obliczone współczynniki emanacji dla różnych skał w Sudetach wahają się od kilku do kilkudziesięciu procent. Im wyższy jest współczynnik emanacji skał,

tym bardziej zachwiana jest równowaga promieniotwórcza pomiędzy izotopami: ^{226}Ra i ^{222}Rn .

4. Na zawartość radonu w wodach podziemnych nie ma wpływu stężenie radu rozpuszczonego w tych wodach ani też czas kontaktu wody ze skałą. Wody te wzbogacają się w gazowy radon powstający w skałach przez które przepływają.
5. Nie istnieją żadne zależności pomiędzy składem jonowym wód podziemnych a stężeniami rozpuszczonego w nich radonu. Obserwowane w pojedynczych przypadkach zależności są efektem mieszania się wód słabo zmineralizowanych, wzbogaconych w radon z wodami głębokiego krążenia. Brak takich zależności jest oczywisty w świetle genezy radonu, który rozpuszcza się w wodzie podziemnej w sąsiedztwie ujęcia, natomiast jej skład jonowy formowany jest na długiej drodze podziemnego przepływu w wyniku różnorodnych reakcji chemicznych pomiędzy wodą a różnymi rodzajami skał w różnych warunkach fizycznych.
6. Nie obserwuje się istotnych sezonowych wahań stężeń radonu w wodach podziemnych, co było sugerowane przez innych autorów.
7. W obiektach podziemnych charakteryzujących się słabą wentylacją występuje sezonowa zmienność koncentracji radonu.
8. Podwyższone koncentracje radonu w powietrzu sztolni, jaskiń, systemów piwnic, itp. mają miejsce w cieplejszym półroczu – od kwietnia do września (października). Gwałtowny wzrost stężeń na wiosnę oraz spadek jesienią jest spowodowany przekroczeniem średniej temperatury wewnątrz obiektu przez średnią temperaturę powietrza atmosferycznego. Wiosną powoduje to zatrzymanie chłodniejszego powietrza wewnątrz sztolni lub jaskini i gromadzenie się radonu wraz z produktami jego rozpadu. Jesienią zaś jest przyczyną wzmożonego wypływu powietrza z obiektu podziemnego na zewnątrz i wynoszenie gromadzącego się radonu oraz produktów jego rozpadu.
9. W Jaskini Niedźwiedziej charakteryzującej się słabą wentylacją następuje gromadzenie się produktów rozpadu radonu nawet w okresie, kiedy radon wraz z powietrzem wynoszony jest na zewnątrz (jesień i zima). Decyduje o tym efekt plateau oraz dłuższe względem radonu okresy półrozpadu jego pochodnych. Powoduje to, że także w okresie zimowym, kiedy notowane są najniższe stężenia radonu, w powietrzu jaskini mierzone są podwyższone stężenia energii potencjalnej promieniowania alfa.
10. Wstępne wyniki badań przeprowadzonych w Jaskini Niedźwiedziej uzasadniają przyjęcie pomiarów stężeń radonu jako jednego ze sposobów obserwacji nad wymianą i przepływem powietrza w jaskiniach. Tym samym są one pomocne w badaniach klimatu jaskiń.

Przedstawione w pracy wyniki badań własnych oraz analiza danych zawartych w literaturze pozwalają stwierdzić, że:

1. Wobec możliwości uznawania wód radoczynnych za lecznicze i wykorzystywania ich w balneologii oraz w świetle przedstawionych wyników pracy koniecznym wydaje się uściślenie obowiązującego obecnie Rozporządzenia Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 23 sierpnia 1994 roku w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinna odpowiadać dokumentacja hydrogeologiczna i geologiczno-inżynierska. W podpunkcie „b” punktu 4 w paragrafie 1 tego rozporządzenia mówiącym o „wodach o właściwościach leczniczych” ze względu na ich radoczynność, zamiast stwierdzenia „wykazujące radoczynność o wartości conajmniej 2nCi/dm^3 ”, powinno znaleźć się sformułowanie precyzujące izotop zawarty w wodach i powodujący jej radoczynność. Radoczynny bowiem znaczy tyle co zawierający ślady radu lub pierwiastków radioaktywnych pochodzących z naturalnego rozpadu radu. Wobec nieistotnej zawartości radu w badanych wodach radoczynnych oraz wręcz szkodliwym jego wpływie na organizm ludzki należy raczej używać nazwy wody radonowej, który to termin przyjęty jest w literaturze światowej (radon waters), a także jasno precyzuje pierwiastek radioaktywny, który jest rozpuszczony w wodzie, podczas gdy woda radoczynna kojarzy się raczej z radem. Autor uważa także, że wobec praktycznego znaczenia jedynie izotopu ^{222}Rn (ze względu na jego okres półrozpadu) w definicji wody radonowej dla celów leczniczych powinien zostać uwzględniony jedynie ten izotop radonu. Tak więc poprawiony zapis powinien brzmieć: „[...] wodę radonową zawierającą co najmniej 2nCi/dm^3 (74Bq/dm^3) izotopu ^{222}Rn ”.
2. Przyczynami zmian dobowych (lub nawet godzinowych) stężeń radonu w wodach poszczególnych ujęć są prawdopodobnie zmiany chwilowych parametrów atmosfery, zwłaszcza ciśnienia, temperatury i wilgotności, które także wpływają na zmiany wartości współczynnika emanacji skał oraz zmiany parametrów przepływu płytkich wód podziemnych. Innymi z przyczyn mogą być także lokalne zmiany cech fizycznych wód podziemnych (temperatura, pH), gleby i skał w pobliżu powierzchni ziemi. Wniosek ten może być punktem wyjścia do dalszych badań nad zjawiskiem krótkookresowych wahań stężeń radonu w wodach podziemnych.
3. Wydaje się możliwe zastosowanie pomiarów stanu równowagi promieniotwórczej pomiędzy radonem a długotrwałymi produktami jego rozpadu jako metody pozwalającej określać czas podziemnego przepływu dla płytkich wód podziemnych, dla których czas ten wynosi poniżej 830 dni.
4. Należy także przeanalizować możliwe przyczyny długookresowych (półrocznych i wieloletnich) zmian stężeń radonu w wodach podziemnych.
5. W celu dokładniejszego poznania przyrodniczych uwarunkowań występowania radonu-222 w Sudetach należy wykonać kolejne oznaczenia zawartości jego izotopu macierzystego (^{226}Ra), zarówno w radoczynnych (radonowych)

wodach podziemnych, jak i skałach zbiornikowych tych wód oraz w skałach sąsiadujących z obiektami podziemnymi, w tym także z budynkami. Jest to istotne zwłaszcza w rejonach, gdzie skały krystaliczne (przede wszystkim granity) występują na powierzchni lub pod niewielkim nakładem skał osadowych oraz w rejonach występowania mineralizacji i złóż uranu.

6. Wydaje się celowym prześledzenie zmian krótkookresowych (dobowych, godzinowych) stężeń radonu w powietrzu obiektów podziemnych w celu dokładniejszego poznania parametrów wpływających na te wahania, zwłaszcza zaś parametrów atmosferycznych (temperatury, ciśnienia i wilgotności).
7. Każde ujęcie wód podziemnych oraz obiekt podziemny charakteryzujący się podwyższonymi koncentracjami radonu znajduje się w specyficznych warunkach geologicznych i hydrogeologicznych. Dlatego też w celu rozpoznania genezy i uwarunkowań występowania w nich radonu, należy przeprowadzić kolejne badania. Powinny one objąć przede wszystkim pozostałe ujęcia wód radoczynnych (zwłaszcza uznanych za lecznicze) oraz sztolnie i jaskinie udostępnione dla zwiedzających.
8. W obiektach podziemnych udostępnionych dla ruchu turystycznego powinien być prowadzony monitoring stężeń radonu.

DODATEK 1

RADON W GÓRNICTWIE

Jak już wspomniano z problemem najniekorzystniejszego działania radonu na organizm ludzki spotykamy się przede wszystkim w kopalniach. Największe narażenie górników na wysokie koncentracje radonu oraz jego radioaktywnych pochodnych, będących główną przyczyną zachorowań na nowotwory układu oddechowego, ma miejsce w kopalniach uranu. Jednakże podobne, a czasem nawet wyższe koncentracje radonu notowane są także w kopalniach kruszcowych i surowców chemicznych (zwłaszcza fosforanów). Nieco niższe, lecz wciąż niebezpieczne mogą być także koncentracje tego gazu i produktów jego rozpadu w kopalniach węgla oraz surowców skalnych. Wyższe stężenia występują w trudniej przewietrzalnych (wentylowanych) kopalniach podziemnych w porównaniu z kopalniami odkrywkowymi. Podwyższonymi koncentracjami tego gazu oraz produktów jego rozpadu gromadzących się w postaci aerozoli w silnie zapyłonym powietrzu charakteryzuje się także powietrze usuwane z kopalń, mogące powodować wzrost stężenia tych izotopów w ich najbliższym sąsiedztwie. Z podobną sytuacją mamy do czynienia także w kolejnych procesach uzdatniania i przeróbki wydobytego surowca (w przypadku rud metali oraz surowców chemicznych i skalnych) oraz jego wykorzystania (w przypadku spalania węgla, a w mniejszym stopniu gazu ziemnego, który zawiera niewielkie ilości radonu, ropa naftowa zaś jest go niemal zupełnie pozbawiona). Pozostawione po eksploatacji lub po przeróbce hałdy mogą być w dalszym ciągu źródłem skażenia radioaktywnego środowiska naturalnego. Źródłem takim mogą być również wody kopalniane zawierające często promieniotwórcze izotopy radu i jego pochodnych [2, 26, 46, 47, 74, 86, 90, 97, 100, 114, 185, 187, 190, 199, 245, 269, 274, 320, 321, 353, 370, 482, 494]. Skrajnym przypadkiem, kiedy odpady po przeróbce rudy stają się przyczyną ogromnego wzrostu emanacji radonu, ułatwionego dodatkowo przez sieć chodników i szybów przebiegających pod budynkami mieszkalnymi, jest rejon Gór Kruszcowych w Saksonii w Niemczech [232], oraz w Jachymowie w Czechach (J. Řehák, inform. ustna).

Na poziom stężenia radonu i produktów jego rozpadu w kopalni podziemnej ma wpływ wiele czynników, takich jak ilość uwalnianego radonu ze skały, która zależy od zawartości radu w skale (zwłaszcza zaś w rudzie), spękania górotworu ułatwiające jego migrację (najczęściej wzrost ich liczby jest powodowany przez procesy eksploatacyjne – strzelanie i urabianie mechaniczne złożeń), stopień zapylenia (zwłaszcza w miejscu urabiania złożeń) oraz stopień wentylacji. Duże znaczenie odgrywają także wody kopalniane często zawierające znaczne ilości radu i rozpuszczonego radonu, który jest z nich stosunkowo łatwo uwalniany. W górnictwie odkrywkowym dużą rolę odgrywają także wahania ciśnienia atmosferycznego ułatwiające, bądź utrudniające migrację radonu ze skał do atmosfery [2, 26, 47, 74, 86, 190, 274, 320, 370, 494].

Zapobieganie tworzeniu się podwyższonych koncentracji radonu i produktów jego rozpadu w kopalniach polega więc głównie na silnym, ciągłym przewietrzaniu wyrobisk powodującym usunięcie na zewnątrz radonu oraz pyłów z promieniotwórczym aerozolem, a także dostarczenie czystego powietrza do kopalni. W trakcie urabiania stosuje się także zraszanie i wiercenie z wodą (a czasem wodą z dodatkiem pewnych środków chemicznych ułatwiających zwilżanie pyłu), co powoduje redukcję zapylenia [26, 74, 190, 199, 245, 274, 319, 320,].

W celu zmniejszenia narażenia górników na promieniowanie pochodzące od radonu i produktów jego rozpadu w wielu kopalniach na świecie prowadzi się monitoring, a w kopalniach szczególnie zagrożonych wysokimi koncentracjami także indywidualny monitoring najbardziej narażonych osób. W celu zwiększenia bezpieczeństwa stosuje się także różnego typu zabezpieczenia (maski ochronne, specjalną odzież roboczą i in), a w razie konieczności także skraca się czas pracy [2, 26, 32, 47, 50, 74, 86, 89, 90, 100, 187, 190, 199, 269–271, 274, 319, 320, 410]. Należy jednak pamiętać, że ze względu na naturalny charakter zagrożenia radonem w kopalniach problem ten możemy jedynie zminimalizować, gdyż w celu jego wyeliminowania musiano by zaniechać eksploatacji. Ważne jest także to, że w przypadku górnictwa zagrożenie radonem jest jedynie jednym z wielu zagrożeń [269].

W Polsce problemowi narażenia górników na wysokie stężenia radonu i produktów jego rozpadu poświęca się wiele uwagi. Pierwsze badania były prowadzone w kopalniach uranu od końca lat pięćdziesiątych [320]. Badania tego zagadnienia były kontynuowane później także w kopalniach rud metali oraz w niektórych kopalniach węgla kamiennego przez Instytut Medycyny Pracy w Łodzi już w końcu lat sześćdziesiątych. W latach siedemdziesiątych Główny Instytut Górnictwa rozpoczął takie badania w kopalniach węgla kamiennego, a podobne badania przeprowadziło także w tym czasie Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej. Tak więc obecnie stan narażenia górników polskich kopalń na produkty rozpadu radonu jest stosunkowo dobrze rozpoznany. Można stwierdzić, że w krajowych kopalniach wykonano więcej pomiarów radonu lub produktów jego rozpadu niż w jakimkolwiek innym kraju nie posiadającym górnictwa uranowego. W chwili obecnej co roku wykonuje się kilka tysięcy pomiarów stężenia energii potencjalnej alfa produktów rozpadu radonu (całkowitej energii, jaką w postaci promieniowania alfa, oddałyby krótkożyciowe produkty rozpadu radonu zawarte w jednostce objętości powietrza, gdyby uległy całkowitemu rozpadowi, wyrażonej w J/m^3), jak również pomiary ekspozycji indywidualnej poszczególnych górników [50, 88, 90, 203–206, 245, 269, 271, 274, 370, 410]. Podobne badania są prowadzone także w innych krajach, zwłaszcza wysoko uprzemysłowionych oraz posiadających górnictwo uranowe. Dozór radiacyjny oraz inne badania związane z geochemią radonu prowadzone są najczęściej w kontekście ochrony ludzi przed wysokimi koncentracjami

wywołującymi choroby nowotworowe układu oddechowego [2, 20, 26, 32, 86, 100, 122, 187, 190, 195, 199, 233, 261, 390,].

W Polsce prowadzone są w tym zakresie także szkolenia dozoru górniczego kopalń oraz ustalone zostały normy określające efektywne równoważniki dawki dla górników, które nie mogą przekroczyć wartości 50 mSv rocznie oraz 100 mSv w ciągu kolejnych pięciu lat; normuje to Rozporządzenie Ministra Przemysłu i Handlu w sprawie bezpieczeństwa i higieny pracy, prowadzenia ruchu oraz specjalistycznego zabezpieczenia przeciwpożarowego w podziemnych zakładach górniczych. Jest to zarządzenie wydane na mocy obowiązujących ustaw Prawo geologiczne i górnicze [362] oraz Prawo atomowe [361]. Zarządzenie to określa tzw. poziom inspekcyjny (2 mSv/rok), przekroczenie którego nakłada na zakład obowiązek kontroli warunków w miejscu pracy oraz poziom interwencyjny (5 mSv/rok), przekroczenie którego nakłada na zakład obowiązek prowadzenia działań prewencyjnych w celu obniżenia lub likwidacji zagrożenia na stanowiskach pracy [269]. Limity poszczególnych wskaźników zagrożenia radiacyjnego przedstawiono w tab. D.1.1.

Tab. D.1.1. Limity poszczególnych wskaźników zagrożenia radiacyjnego (za [269]).

Wskaźnik zagrożenia	Poziom inspekcyjny (2 mSv/rok)	Poziom interwencyjny (5 mSv/rok)	Poziom kontroli indywidualnej (20 mSv)	Średnioroczny limit dawki (20 mSv)	Jednoroczny limit dawki (50 mSv)
Stężenie energii potencjalnej alfa krótkożyciowych produktów rozpadu radonu C_{α} , $\mu\text{J}/\text{m}^3$	0,8	2	8	8	20
Moc dawki promieniowania gamma, X , $\mu\text{Gy}/\text{h}$	1,2	3	12	12	30
Stężenie izotopów radu w wodzie, C_{Raw} , kBq/m^3	300	750	3000	3000	7500
Stężenie izotopów radu w osadzie, C_{Ra0} , kBq/kg	60	150	600	600	1500

Na podstawie badań prowadzonych w polskich kopalniach podziemnych stwierdzono, że na wysokie koncentracje radonu i produktów jego rozpadu narażone są jedynie fragmenty wyrobisk. Obserwuje się tu pewne prawidłowości – stężenia pochodnych radonu są z reguły niższe w tych kopalniach i tych wyrobiskach, gdzie występują zagrożenia wyrzutami gazów. Jest to spowodowane tym, że w takich kopalniach wymagane jest szczególnie intensywne przewietrzanie wyrobisk. Stężenia pochodnych radonu są także niższe w miejscach, w których stosuje się podsadzkę, niż w kopalniach prowadzących eksploatację

z zawałem stropu. Podszadzka utrudnia bowiem wydostawanie się radonu ze splekanych skał. Wysokie koncentracje są także notowane w kopalniach o długiej i rozgałęzionej sieci wyrobisk (ze względu na utrudnione przewietrzanie) i w kopalniach o dużych dopływach wód radowych. Dane szacunkowe wskazują, że liczba górników narażonych na pracę w warunkach zagrożenia radiacyjnego według różnych źródeł waha się od 1 do kilkunastu procent ogółu górników. W ostatnich latach systematycznie zmniejszają się średnie stężenia pochodnych radonu w wyrobiskach podziemnych kopalń węgla, a co za tym idzie maleje średnia dawka promieniowania otrzymywana przez górników. Jest to spowodowane przede wszystkim reorganizacją sposobu wydobywania [203–206, 269].

Jednakże problem radonu w górnictwie występuje także w zupełnie odmiennym aspekcie. W obowiązującym obecnie w Polsce prawie geologicznym i górniczym [362] za kopaliny pospolite uznaje się m.in. wody lecznicze, których przeważająca liczba została następnie zaliczona do kopalin podstawowych na mocy Rozporządzenia Rady Ministrów z dnia 16.08.1994 r. [380]. Szczegółowe przepisy dotyczące kwalifikowania oraz charakterystyki wód leczniczych uregulowane zostały przez normę branżową BN-74/9560-05 [340]. Jednym z tzw. składników swoistych, które decydują o leczniczych właściwościach wód jest właśnie radon. Jego zawartość w takiej wodzie powinna wynosić ponad 2 nCi/dm^3 , czyli ponad 74 Bq/dm^3 , przy czym takim składnikiem swoistym jest również według tej normy rad, zawarty w wodzie w takiej samej ilości jak radon [340]. Wspomniana norma usankcjonowała ustalenia w tym zakresie poczynione na II Zjeździe Polskiego Towarzystwa Balneologicznego w Łądku Zdroju w 1956 r.

W Polsce do wód leczniczych ze względu na zawartość w nich radonu zalicza się [380]:

- wody radoczynne ze złoża w uzdrowisku Czerniawa Zdrój,
- wody radoczynne i szczawy radoczynne ze złoża w uzdrowisku Świeradów Zdrój,
- szczawy wodorowęglanowo-sodowe radoczynne ze złoża w uzdrowisku Szczawno Zdrój,
- szczawy wodorowęglanowo-wapniowe radoczynne ze złoża w uzdrowisku Kudowa Zdrój,
- wody termalne radoczynne ze złoża w uzdrowisku Łądek Zdrój,
- wody siarczkowe radoczynne ze złoża w uzdrowisku Przerzeczyń Zdrój.

Wszystkie wymienione złoża znajdują się na Dolnym Śląsku w województwie wałbrzyskim i jeleniogórskim. Oprócz wyżej wspomnianych złóż radon w ilości ponad 74 Bq/dm^3 występuje także w innych wodach leczniczych (np. szczawach Długopola Zdroju), które zostały jednak uznane za lecznicze z innych względów.

Tak więc z jednej strony radon jest czynnikiem niepożądanym w środowisku kopalnianym, jednakże stosowany w zabiegach leczniczych (głównie

w uzdrowiskach), a otrzymywany z wód leczniczych jest także poszukiwanym surowcem. Także jednak i w tym wypadku zachodzi konieczność kontroli narażenia personelu technicznego i medycznego uzdrowisk, ze względu na ich częsty kontakt z wysokimi stężeniami radonu i jego pochodnych. Takie badania prowadził m.in. Instytut Medycyny Pracy w Łodzi [48].

DODATEK 2

ODDZIAŁYWANIE RADONU NA ORGANIZM LUDZKI

Organizmy roślinne pobierają radon wraz z wodą i powietrzem. Często też kumulują rad oraz produkty rozpadu radonu, nieraz w ilości 1000-krotnie przewyższającej ich stężenia w glebie [252, 451, 491]. Wędrując dalej w łańcuchu pokarmowym trafiają następnie do organizmów zwierząt i ludzi. Mimo że rad wprowadzony do organizmu wraz z żywnością jest szybko i w przeważającej części wydalony, to jednak około 2% pochłoniętej jego ilości kuluje się (m.in. w kościach) i następnie jest bardzo powoli wydalana przez organizm (połowa zatrzymanej ilości wydalana jest po około 45 latach) [309, 491]. Radon wchłaniany jest przez człowieka także z wody, zarówno z przewodu pokarmowego, jak również podczas kąpieli, kiedy to przenika do zewnętrznych warstw skóry. Ponadto radon dostaje się do organizmu człowieka poprzez drogi oddechowe, gdzie szczególnie w płucach dokonuje największych spustoszeń.

Emitowane przez radon cząsteczki alfa poruszające się z prędkością rzędu 100 000 km/s i obdarzone wysoką energią kinetyczną oraz dodatnim ładunkiem elektrycznym (+2) wnikają na niewielką głębokość w tkankę ludzką (20–70 μm), wywołując wybitne efekty biologiczne – jonizują cząsteczki tkanki, a przede wszystkim cząsteczki wody zawarte w tkankach (jedna cząsteczka alfa pochodząca z rozpadu radonu posiada energię 5,49 MeV i w wodzie pozwala jej to przebyć 41,1 mikrona wytwarzając aż 170 000 par jonów); są one także przyczyną uszkodzeń struktur komórkowych na skutek działania powstałych pod działaniem jonizacji wywołanej promieniowaniem alfa wolnych rodników i wody utlenionej [97, 185, 250, 251, 253, 281, 342, 388, 463, 335, 358, 359]. Efekt ten wzmacniają jeszcze bardziej krótkożyciowe i długotrwałe izotopy będące produktami rozpadu radonu, które na dobrze rozwiniętej powierzchni płuc tworzą praktycznie nieusuwalny osad, podczas gdy radon (będący gazem) może być wydalony z układu oddechowego. Według najnowszych badań uważa się, że ponad 95% wartości dawki w nabłonku dróg oddechowych pochodzi od produktów rozpadu radonu (^{218}Po i ^{214}Po), które są związane z aerozolami [335, 442]. Tak więc radon dostający się do organizmów drogami oddechowymi jest niebezpieczniejszy niż ten, który pochłaniany jest wraz z pożywieniem [74, 185, 212, 252, 335]. Radon szybko dyfunduje z pęcherzyków płucnych do krwi i wraz z nią rozprzestrzenia się w całym organizmie. Stężenie radonu w poszczególnych tkankach osiąga stan nasycenia po około 20 minutach, jedynie w tkance tłuszczowej po kilku godzinach. Wówczas we krwi stwierdza się około 30%, w tkankach miękkich 25–90%, a w tkance tłuszczowej do 700% stężenia radonu we wdychanym powietrzu. Wraz z radonem do krwiobiegu przedostaje się także około 33% ilości produktów jego rozpadu znajdujących się w układzie oddechowym, pozostałe zaś około 67% pochłaniane jest przez nabłonek oskrzeli. W czasie kąpieli radonowych natomiast, radon przechodzi z wody bezpośrednio

przez skórę do krwiobiegu w ilości 0,3–0,5% stężenia w wodzie, a około 1–2% absorbuje się na powierzchni skóry. Natomiast produkty rozpadu radonu osiadają na skórze i tylko w śladowych ilościach mogą przenikać do krwiobiegu. Wydalanie radonu z ustroju odbywa się w około 60% przez płuca, a w około 40% przez skórę [281, 358, 359, 388 467].

Dla radonu biologiczny okres półtrwania wynosi od 10 do 30 minut, a ostateczny zanik radonu w organizmie następuje po około 2–3 godzinach, niezależnie od stężenia i czasu ekspozycji. Po tym okresie w ustroju pozostają promieniotwórcze produkty rozpadu, które emitują przez następne około 7 godzin promieniowanie alfa i beta, aż wreszcie pozostają jedynie długotrwałe izotopy emitujące słabe promieniowanie beta (głównie ^{210}Pb) [250, 251, 281, 335, 358, 359, 388, 467].

Potwierdzenie zależności uszkodzeń biologicznych od stężenia radonu uzyskuje się w zasadzie w badaniach doświadczalnych na zwierzętach [74, 424]. Podanie zwierzętom doświadczalnym jednorazowej dawki w stężeniu śmiertelnym powoduje znaczne zmiany w krwinkach białych. Podawanie małych dawek radonu myszom nie wykazywało żadnych nieprawidłowości, przy średnich dawkach powodowało skrócenie ich życia i często raka płuc, natomiast przy bardzo dużych dawkach następowała szybka śmierć, zawsze z rozwijającym się zapaleniem płuc [251].

Obecności radonu w bezpośrednim otoczeniu człowieka przypisuje się także zwiększenie ryzyka zachorowalności na raka płuc i skóry, białaczkę, raka prostaty, powodowanie powstawania aberracji w chromosomach i związane z tym mutacje [6, 22, 23, 74, 97, 111, 112, 115, 185, 189, 195, 251, 252, 261, 290, 309, 317, 334, 335, 390, 391, 405, 416, 442, 446, 468,]. Wszechstronne studia populacji górników wykazały wzrost liczby przypadków raka płuc ze wzrostem ekspozycji na pochodne radonu. Niektórzy autorzy próbowali nawet wyróżniać zmiany genetyczne, które pozwalałyby identyfikować nowotwory płuc wywołane przez radon lub wiązać pewne zmiany chorobowe w organizmie z ekspozycją na radon i jego pochodne. Jak dotąd badania takie nie przyniosły jednak w pełni zadowalających rezultatów [20, 405].

Wyniki badań ogółu ludzi narażonych na podwyższone (ale dużo niższe niż w kopalniach) koncentracje radonu i jego produktów rozpadu we własnych mieszkaniach nie są jednak już tak jednoznaczne [10, 24, 70, 102, 335, 378]. Analizując wyniki badań zauważono, że palenie tytoniu w znacznej mierze potęguje działanie rakotwórcze pochodnych radonu, wpływając na zwiększenie efektywnego równoważnika dawki osób palących lub przebywających w pomieszczeniach dla palących [74, 185, 335, 342, 466, 503]. W USA radon uznany został za jeden z najgroźniejszych czynników kancerogennych. Szacuje się, że co roku na raka płuc wywołanego wdychaniem powietrza zawierającego nadmierną ilość radonu umiera tam około 20–40 tys. osób, a 1–1,8 tys. dalszych na skutek spożywania wód radoczynnych (radonowych). Także badania prowadzone w Europie potwierdzają udział radonu w powodowaniu zwiększenia

zachorowalności na raka płuc. W Wielkiej Brytanii rocznie 1,0–1,5 tys. osób (według innych autorów nawet 2,5 tys.), a w niewielkich krajach, takich jak Belgia 900, czy Dania 300 osób umiera na raka spowodowanego obecnością w ich otoczeniu tego radioaktywnego gazu [290, 342, 425, 468].

W atmosferze naturalne koncentracje radonu nie stanowią zagrożenia dla organizmów żywych. Próbkę radonu o niedużych aktywnościach są stosowane także w medycynie, głównie w zabiegach kąpielowych, natryskach, kuracji pitnej oraz do inhalacji. W emanatoriach chorzy wdychają suche powietrze wzbogacone w radon, a w inhalatoriach – rozpyloną wodę zawierającą radon. Często w tym celu wykorzystywane są chodniki kopalń pouranowych oraz jaskinie [74, 196, 281, 309, 348, 358, 359, 388].

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 były już w czasach rzymskich [74]. Jak obecnie wiadomo wody te zawierają podwyższone stężenia radonu. O ich wykorzystaniu w medycynie pisała już Maria Skłodowska-Curie, podkreślając jednakże empiryczny charakter postępowania w leczeniu pacjentów [309, 409]. Pierwszy raz świadomie użyto radonu 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 naszego wieku radon zaczął wypierać w wielu przypadkach wcześniej stosowany w medycynie rad. W latach dwudziestych i trzydziestych sprzedawano nawet specjalne pasty do zębów zawierające rad (i oczywiście emanujące radon) oraz bardzo popularne emanatory domowego użytku, lecz pod koniec lat trzydziestych oficjalne organizacje zabroniły ich produkcji i rozprowadzania, chociaż podobne urządzenia produkowano i sprzedawano na Florydzie jeszcze w latach sześćdziesiątych [74].

Radon jest więc stosowany w zabiegach leczniczych w wielu uzdrowiskach, głównie jednak europejskich. Podczas kąpeli rozpuszczony w wodzie radon oddziałuje na centralny układ nerwowy, a za jego pośrednictwem na wiele innych narządów. Prawdopodobnie w tej terapii większą rolę odgrywają alfa-promieniotwórcze produkty jego rozpadu, które pozostają na skórze po wyjściu z kąpeli. Wielu autorów uważa, że radon-222 stosowany w małych stężeniach wykazuje działanie lecznicze w wielu schorzeniach. Jednak mechanizm działania na organizm ludzki nie jest w pełni znany, podobnie jak dawkowanie. Stosuje się go w chorobach układu nerwowego, układu oddechowego, serca i naczyń krwionośnych, narządów ruchu, zakłóceniach przemiany materii, chorobach skóry, schorzeniach ginekologicznych i in. [175–177, 247, 250, 251, 253, 281, 292, 348, 358, 359, 388, 434, 467]. Niektórzy autorzy podkreślają jednak, że nieuzasadnione jest twierdzenie o odpowiedzialności radonu za te efekty lecznicze, a jest on jedynie jednym ze składowych czynników leczniczych działających na organizm pacjentów w uzdrowiskach [383]. Należy pamiętać

przy tym także, że może on być niebezpieczny dla personelu medycznego i technicznego uzdrowisk stosujących zabiegi radoczynne, gdyż pracownicy ci mogą być narażeni na znaczne dawki ze względu na stosunkowo długi okres przebywania w pomieszczeniach o znacznych koncentracjach radonu i produktów jego rozpadu. Wyniki świadczące o podwyższonych dawkach pochłanianych przez pracowników zatrudnionych przy zabiegach radoczynnych uzyskano m.in. w uzdrowiskach polskich, węgierskich, tajwańskich i hiszpańskich [48, 346, 417, 436].

Należy podkreślić, że dobroczynne działanie małych dawek promieniowania, czyli tzw. hormeza radiacyjna, nie jest uznawane przez oficjalne organizacje międzynarodowe [74, 335] i powszechnie uważa się, że nie ma „bezpiecznych dawek”, które organizm może pochłoniąć [97]. Tak więc dopuszczalność stosowania radonu w zabiegach leczniczych opiera się na domniemaniu, że ze względu na znikome stężenia problem ewentualnej szkodliwości może być nie brany pod uwagę. Z drugiej jednak strony, akceptacja tego poglądu budzi wątpliwości, czy skuteczne lecznicze oddziaływanie radonu może być związane z działaniem promieniowania jonizującego [467]. Najnowsze badania epidemiologiczne po raz kolejny w historii stosowania promieniowania w medycynie zdają się jednak potwierdzać hormezę radiacyjną [213].

DODATEK 3

WYSTĘPOWANIE RADONU W OBIEKTACH BUDOWLANYCH

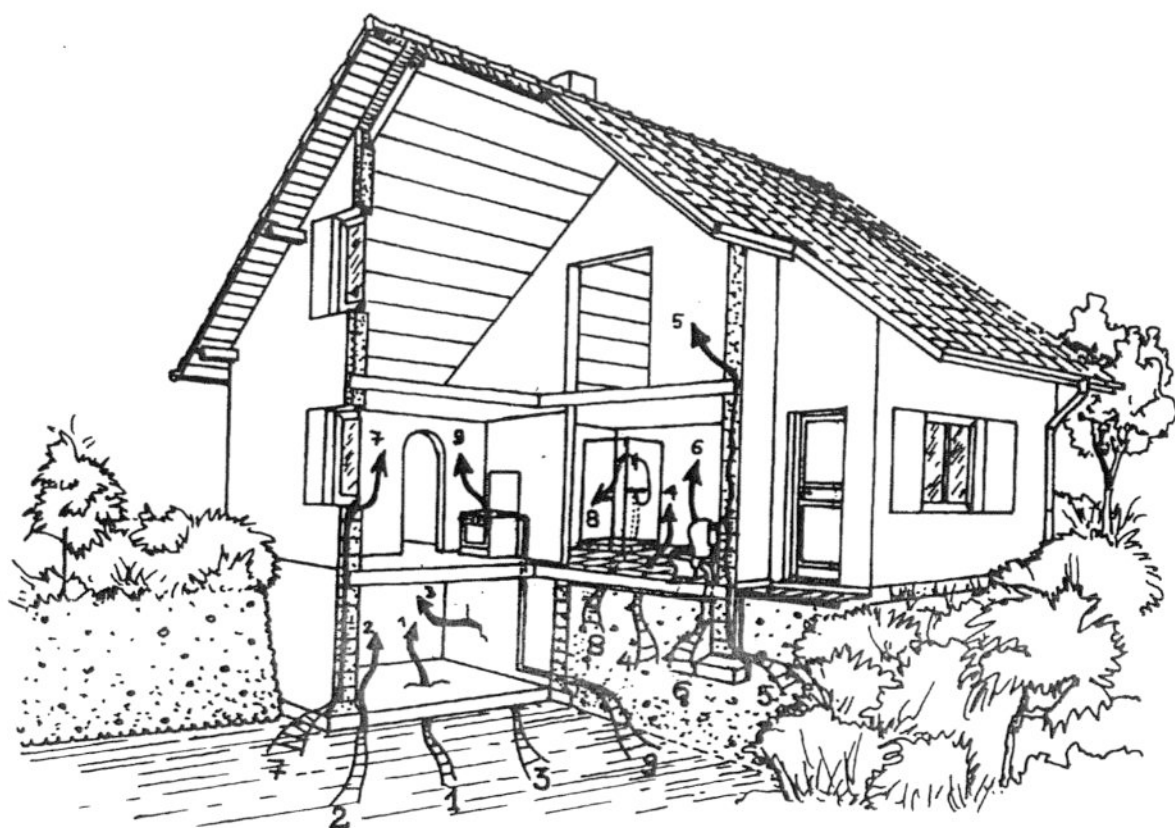
Jak już wspomniano w ostatnich latach pojawił się problem wysokich stężeń radonu i jego pochodnych notowanych w wielu budynkach mieszkalnych na całym globie. Mimo iż koncentracje te są zdecydowanie niższe niż w kopalniach, to jednak narażona na nie jest znacznie większa populacja ludzi. Chociaż ostatnie wyniki badań, cytowane w dodatku 2, nie pokazują jednoznacznie powiązania tego zjawiska ze zwiększoną zachorowalnością na choroby nowotworowe, to jednak możliwość istnienia takiej korelacji spowodowała konieczność prowadzenia wszechstronnych badań związanych z występowaniem radonu w budynkach. Badania prowadzone są nie tylko w pomieszczeniach mieszkalnych, ale także w wielu miejscach odwiedzanych np. przez turystów, gdzie mogą tworzyć się podwyższone koncentracje radonu, m.in. w jaskiniach, sztolniach a nawet piramidach [62, 107, 123, 174, 197, 231, 235, 246, 248, 288, 369, 370, 435, 436, 445]. W niektórych regionach krasowych spore znaczenie mogą odgrywać szczeliny oraz systemy jaskiniowe, którymi radon może być łatwo transportowany na duże odległości (także przez wodę) i powodować znaczne podwyższenie ryzyka wysokich stężeń w budynkach usytuowanych na podłożu ulegającym krasowieniu. Takie zjawisko zaobserwowano m.in. na obszarze Jury w Szwajcarii oraz w stanie Wisconsin i Alabama w USA [179, 304, 486].

Najnowsze badania prowadzone są także w szkołach, miejscach pracy, szczególnie takich, gdzie pracownicy przebywają przez długi czas (np. w biurach, magazynach, studzienkach kanalizacyjnych, telefonicznych etc.) i takich, które są klimatyzowane lub w ogóle niewentylowane, a także w budynkach uzdrowisk stosujących zabiegi radoczynne [48, 346, 356, 417, 436, 460, 483, 503], a nawet na stacjach kolejowych [501]. Pomiary oraz metody zapobiegające gromadzeniu się radonu stosowane są także w wielu laboratoriach, które w celu odizolowania od promieniowania kosmicznego umieszczane są w piwnicach, często głęboko pod powierzchnią ziemi, co z kolei naraża je (a także personel) na możliwość wystąpienia wysokich stężeń tego gazu. Taka sytuacja ma miejsce m.in. w laboratorium, w którym dokonywane jest datowanie skał za pomocą metody ^{14}C w Szwecji, a także w podziemnym laboratorium we Włoszech [21, 181]. Według niektórych badaczy problem ten jest na tyle istotny, że pomiary prowadzono także ostatnio w czasie działań wojennych w Chorwacji, kiedy to miejscowa ludność w obawie przed nalotami zmuszona była do pozostawiania przez dłuższy czas w piwnicach budynków [355].

Człowiek jest najbardziej narażony na promieniowanie radonu i jego pochodnych w budynkach, ponieważ stanowią one doskonałe „pułapki radonowe” znajdujące się na drodze migracji tego gazu ze skorupy ziemskiej do

atmosfery, a także ze względu na to, że ludzie spędzają znaczną ilość czasu w swoim życiu wewnątrz budynków. Ocenia się, że w strefach klimatu umiarkowanego stężenie radonu w pomieszczeniach zamkniętych jest średnio ośmiokrotnie wyższe niż w powietrzu zewnętrznym, a np. mieszkańcy Polski spędzają około 80% czasu wewnątrz budynków [212, 252]. Może się on tam gromadzić jedynie wówczas, gdy pomieszczenia te są dobrze odizolowane od środowiska. Istnieją jednak i takie budynki, w których stężenie radonu jest ponad pięćsetkrotnie wyższe niż na zewnątrz. Takie przypadki notowano w USA, Wielkiej Brytanii, Szwecji, Finlandii i innych krajach [74, 185, 252, 327, 425].

Radon do budynków przedostaje się różnymi drogami (m.in. poprzez spękania w fundamentach i ścianach oraz z instalacji wodociągowo-kanalizacyjnych i gazowych) (rys. D.3.1.). Może także uwalniać się z wykorzystanych przy ich wznoszeniu materiałów budowlanych, przy czym naturalne surowce, takie jak cegła, drewno, czy beton wydzielają zwykle niewielkie ilości tego gazu, jednakże materiały świeże lub zwilżone uwalniają znacznie większe ilości radonu dzięki wodzie wypełniającej pory i ułatwiającej jego migrację [500].



Rys. D.3.1. Drogi przedostawania się radonu do budynku (na podst. [185, 265, 335 i in.]).

- 1 - szczeliny w fundamentach i podłogach, 2 - szczeliny w konstrukcji budynku,
- 3 - spękania w ścianach poniżej poziomu gruntu, 4 - przez podłogi wyższych kondygnacji, 5 - spękania ścian, 6 - nieszczelności wokół instalacji sanitarnych
- 7 - pustki izolacyjne w ścianach, 8 - instalacja wodna, 9 - instalacja gazowa.

Znacznie bardziej niebezpieczne mogą okazać się skały naturalnie zawierające podwyższone ilości uranu i toru (np. granity, porfiry, niektóre piaskowce i łupki oraz skały towarzyszące złożom tych pierwiastków i in.), a zwłaszcza odpady przemysłu przeróbki rud uranu i toru, energetycznego i chemicznego (żużle, popioły dymnicowe, fosfogipsy, odpady poflotacyjne i in.).

Proces uwalniania się radonu z materiałów budowlanych i przedostawania się do pomieszczeń zależy także od konstrukcji budynku [39, 74, 168, 185, 192, 207, 222, 252, 262, 266, 285, 304, 376, 397, 398, 415, 457, 514, 515]. W Polsce główne zagrożenie ze strony surowców budowlanych stanowią fosfogipsy, popioły dymnicowe i żużle, a szczególnie poflotacyjne odpady z dolnośląskich rud miedzi. Poziom radioaktywności cegieł i betonów na ogół jest przeciętny, chociaż lokalnie może być podwyższony [335, 513–515].

Największym i jednocześnie najważniejszym źródłem radonu jest jednak zawsze grunt (skały podłoża), na którym posadowione są budynki. Może on migrować do wnętrza bezpośrednio z podłoża lub także (w mniejszym stopniu) z atmosfery w otoczeniu budynku nad gruntem uwalniającym znaczne jego ilości poprzez okna, drzwi i nieszczelności w ścianach. Przedostawanie się radonu do budynków jest zależne przede wszystkim od rodzaju podłoża (zawartości w nim uranu, toru, a zwłaszcza radu – pierwiastka macierzystego radonu, stopnia uszczelnienia gruntu lub istnienia spękań czy uskoków, wyrobisk kopalnianych, pustek i szczelin krasowych, jego gęstości i wilgotności oraz frakcji ziarn) oraz relacji tych czynników do konstrukcji budynku, a także stopnia odizolowania budynku od podłoża, co jest również związane z jego wiekiem [13, 39, 45, 74, 75, 98, 101, 112, 168, 185, 219, 222, 252, 266, 285, 287, 304, 325, 330, 376, 384, 398, 457, 493, 499]. Różna jest także emisja radonu z podłoża w zależności od warunków atmosferycznych, głównie zmian ciśnienia (wiatrów) i temperatury oraz wilgotności (ilości opadów). W strefie klimatu umiarkowanego latem na skutek ogrzewania wytwarza się inwersyjny układ temperatur zapobiegający wydostawaniu się radonu z gruntu, natomiast w zimie tworzą się strefy jego wzmożonego wydzielania (por. rys. 3.4.). W niektórych jednak wypadkach wyższe stężenia radonu notowane są w okresie letnim, co jest spowodowane rodzajem podłoża (np. obszary krasowe) [1, 98, 168, 185, 266, 314, 377, 486, 499]. Efekt ten jest także wzmacniany lub osłabiany poprzez ogrzewanie lub klimatyzowanie budynku, co również zmienia lokalne gradienty temperatury i ciśnienia pomiędzy gruntem a wnętrzem budynku i ułatwia, bądź utrudnia migrację radonu ku powierzchni i przedostawanie się go do wnętrza budynku; szczególnie zimą ogrzewany budynek działa w tym względzie „jak pompa ssąca” [74, 138, 168, 185, 219, 262, 266, 327, 335, 398, 499].

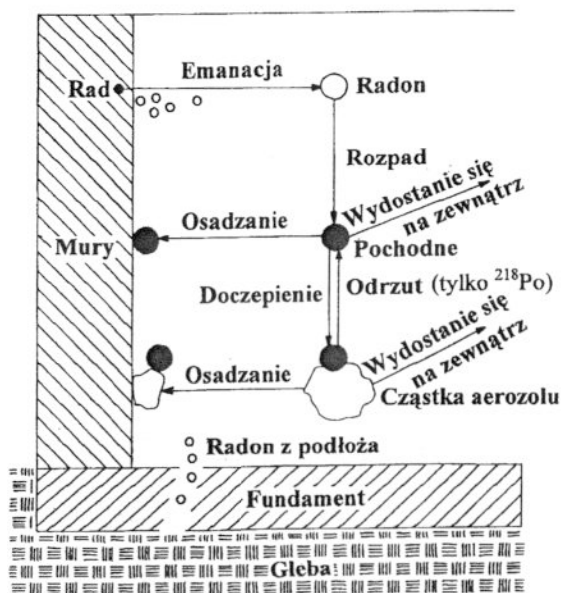
Radon dostaje się do pomieszczeń poprzez spękania w fundamentach i ścianach i zalega głównie w niższych kondygnacjach (najwyższe stężenia notowane są w piwnicach, jeśli budynek jest podpiwniczony, lub na pierwszej kondygnacji w wypadku braku podpiwniczenia). Gromadzeniu się radonu sprzyja także hermetyzacja pomieszczeń, którą stosuje się w celu oszczędności energii. Ma to

miejsce zwłaszcza w krajach skandynawskich, gdzie może to doprowadzić do koncentracji radonu w pomieszczeniach nawet kilka tysięcy razy przewyższających stężenia w atmosferze [39, 74, 168, 185, 252, 309, 327, 342, 355, 376, 425, 426].

Radon przedostaje się do pomieszczeń również wraz z wodą i gazem ziemnym. Tak więc na obecność radonu i jego pochodnych w powietrzu bardziej narażone są kuchnie i łazienki, zwłaszcza podczas intensywnego korzystania z ciepłej wody (np. prysznic), kiedy to uwalniane są duże ich ilości, niż pokoje mieszkalne. Podobna sytuacja występuje także w pralniach oraz przy wykonywaniu wszelkich innych prac, w których wykorzystywana i rozpylana jest ciepła woda – mycie naczyń, sprzątanie itp. Przy czym, wyższa zawartość radonu notowana jest w prywatnych ujęciach wody niż w publicznych. Jest to związane z drogą, jaką przebywa radon z ujęcia do użytkownika, a zatem i czasu, który jest znacznie dłuższy w wypadku sieci wodociągowej publicznej niż prywatnych ujęć. Pozwala to na rozpad znacznej części radonu znajdującego się w ujęciu. Na obniżenie jego zawartości mają wpływ także rutynowe kontrole częściej przeprowadzane w ujęciach komunalnych. Także woda ujmowana z cieków powierzchniowych charakteryzuje się znacznie niższymi koncentracjami radonu, co jest związane z możliwością jego swobodnej ucieczki [33, 37, 65, 74, 101, 186, 252, 266, 268, 279, 285, 304, 326, 335, 457, 492, 498]. W wyniku badań przeprowadzonych w USA oszacowano, że na raka płuc wywołanego obecnością radonu w wodach z sieci komunalnej w ciągu swojego życia może zachorować od 1000 do 30 000 osób (średnio około 6000) [76]. Jak wykazały najnowsze badania połączone z modelowaniem komputerowym radon transportowany wraz z wodą, a następnie na skutek adwekcji dostający się do budynków, może w nich powodować przekroczenie dopuszczalnego stężenia 148 Bq/m^3 , które obowiązuje w USA, zgodnie z wytycznymi Environmental Protection Agency (EPA) [343].

Mimo że radon stosunkowo szybko ulega rozpadowi pozostają po nim jego również radioaktywne (głównie alfa- i betapromieniotwórcze) produkty rozpadu. Są one ciałami stałymi, jednakże (głównie ze względu na swoje bardzo małe rozmiary) łatwo lotnymi. Dlatego też przyczepiają się one do cząstek pyłów, dymów (np. papierosowych), pary wodnej oraz ścian budynku (plateout), pozostając na ogół przez dłuższy czas źródłem radioaktywności niż ich macierzysty izotop – gazowy radon. Część z nich jednak pozostaje we frakcji wolnej (jonowej), która jest znacznie bardziej mobilna, niż produkty rozpadu związane z innymi cząsteczkami, mogącymi być łatwiej usuwanymi z budynku poprzez wentylację (rys. D.3.2.). Szacuje się, że najczęściej współczynnik równowagi promieniotwórczej pomiędzy radonem a jego pochodnymi w budynkach wynosi około 0,5, chociaż może zmieniać się w szerokich granicach (od 0,03 do 0,95) w zależności od typu budynku, jego konstrukcji, lokalizacji oraz w zależności od warunków klimatycznych. Może się on także zmieniać w różnych porach roku w tym samym budynku. W pomieszczeniach o dużej ilości cząsteczek aerozoli

Badania stężeń radonu w budynkach mieszkalnych przeprowadzono w wielu krajach. Regułą jest, że rozkład statystyczny tych stężeń ma charakter logarytmiczno-normalny, tzn. że istnieje znacząca liczba domów, w których stężenia są wielokrotnie wyższe od średniej [295, 335, 479, 480].



Rys. D.3.2. Zachowanie się pochodnych radonu wewnątrz budynku (według [185]).

Tab. D.3.1. Średnie stężenia radonu w budynkach mieszkalnych wybranych państw (według [101, 185, 398]).

Państwo	Średnie stężenie radonu [Bq/m ³]
Szwecja	122
Francja	100
Finlandia	90
Norwegia	90
Szwajcaria	89
Dania	68
Irlandia	68
USA	61
Włochy	55
Niemcy	49
Kanada	33
Holandia	31
Zjednoczone Królestwo	20
Japonia	10
Polska	9

Najwyższe średnie stężenia zanotowano w Szwecji, we Francji oraz w Finlandii, Norwegii i Szwajcarii. Najniższe zaś wartości średnie zanotowano w Kanadzie, Holandii, Zjednoczonym Królestwie oraz Japonii i Polsce (9 Bq/m^3) (Tab. D.3.1.). W Szwecji stwierdzono, że w 2% domów, a w Finlandii 1,4%, koncentracja radonu przekracza 800 Bq/m^3 . W wielu krajach europejskich istnieją obszary, na których stężenia radonu w istotnej liczbie budynków (rzędu kilku – kilkunastu procent) przekraczają wartości 200 lub nawet 400 Bq/m^3 . Taka sytuacja ma miejsce m.in w Devon i Kornwalii w południowo-zachodniej Anglii [101, 185, 398]. Najbardziej jednak zagrożonym rejonem w świecie jest rejon Gór Kruszcowych w Saksonii w Niemczech, gdzie na skutek istnienia hałd i zwałowisk zawierających odpady z domieszką blendy uranowej i innych minerałów zawierających pierwiastki promieniotwórcze, a także istnienia rozległych systemów wyrobisk podziemnych (szybów, sztolni, etc.), istnieje znacznie zwiększona emisja radonu do wnętrza budynków, gdzie stężenia w pomieszczeniach mieszkalnych dochodzą nawet do 50 kBq/m^3 , a w piwnicach nawet do 200 kBq/m^3 , powodując u mieszkańców otrzymanie równoważnika dawki około $1,2 \text{ Sv/rok}$, co jest o 3–4 rzędy większą wartością niż przeciętnie w Europie i Ameryce [232]. Znacznie podwyższone koncentracje radonu są notowane także w niewielkich skupiskach budynków, które taką wyjątkową sytuację zawdzięczają warunkom geologicznym – głównie podwyższonej zawartości radu w podłożu lub rejonów silnych ekshalacji radonu ze stref dyslokacyjnych, albo na skutek połączenia obu tych przyczyn. Taka sytuacja dotyczy np. kilkunastu domów w górach Mátra w NE części Węgier, gdzie stężenia w pomieszczeniach mieszkalnych dochodzą do 1 kBq/m^3 [464], a także niewielkiej miejscowości Umhausen w Tyrolu w Austrii, gdzie zanotowano stężenia dochodzące nawet do 88 kBq/m^3 , a w piwnicach do 274 kBq/m^3 [111, 112].

W Polsce badania koncentracji radonu w mieszkaniach były dotychczas prowadzone na ograniczoną skalę. Prowadziły je w ciągu ostatnich kilkunastu lat Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej w Warszawie, Instytut Fizyki Jądrowej w Krakowie, Instytut Medycyny Pracy w Łodzi oraz Główny Instytut Górnictwa w Katowicach. Wyniki tych badań wskazują, że istnieje jedynie kilka procent budynków, w których stężenia radonu w powietrzu przekraczają 200 Bq/m^3 , a najniższe stężenia notowane są w miesiącach letnich, podczas gdy najwyższe (około 2,5 raza wyższe niż latem) występują jesienią. Najwyższe stężenia występują na najniższych kondygnacjach, zwłaszcza w piwnicach. Na najwyższe stężenia narażeni są mieszkańcy województw południowej (zwłaszcza Dolnego Śląska) i północno-wschodniej Polski, co spowodowane jest budową geologiczną tych terenów [285, 287, 335, 493].

W związku z przedstawionymi powyżej wynikami badań w wielu krajach zaczęły obowiązywać normy regulujące maksymalne dopuszczalne stężenia radonu w pomieszczeniach mieszkalnych. W Polsce, zgodnie z Ustawą Prawo atomowe [361], obecnie obowiązuje Zarządzenie Prezesa Państwowej Agencji Atomistyki z dnia 7.07.1995 r., według którego średnie wartości roczne stężenia

radonu-222 w pomieszczeniach przeznaczonych na stały pobyt ludzi nie mogą przekraczać 400 Bq/m³ w budynkach istniejących i oddawanych do użytku przed dniem 1 stycznia 1988 r. oraz 200 Bq/m³ w budynkach oddawanych do użytku po tym dniu [511]. Podobne normy zostały wcześniej wprowadzone także w odniesieniu do materiałów budowlanych. Już w 1980 roku Resort Budownictwa i Przemysłu Materiałów Budowlanych w porozumieniu z Centralnym Laboratorium Ochrony Radiologicznej i Ministerstwem Zdrowia i Opieki Społecznej wprowadził obowiązek wykonywania badań atestacyjnych surowców i materiałów budowlanych. Jednym z dwóch warunków jakie muszą spełniać materiały budowlane jest warunek ograniczający narażenie nabłonka płuc od pochodnych radonu (Rn-222) emitowanego ze ścian budynku, według którego stężenie radu (Ra-226) w tych materiałach nie może przekraczać 185 Bq/kg [514]. Podobne unormowania prawne obowiązują także w innych krajach oraz w przepisach międzynarodowych. Przedstawiono je w tab. D.3.2.

Tab. D.3.2. Ograniczenia średnich wartości rocznych stężenia radonu-222 w budynkach istniejących i projektowanych, w przepisach krajowych i międzynarodowych (według [322]).

Kraj	Poziom działania (Action level) [Bq/m ³]	Górna granica (Upper bound) [Bq/m ³]	Rok ustalenia
Australia	200	NR	NR
Kanada	800	NR	1989
CSRS (dawna)	200	100	1991
Chiny	200	100	NR
Niemcy	250	250	1988
Irlandia	200	200	1991
Luxemburg	250	250	1988
Norwegia	200	60 – 70	1990
Szwecja	200	70	1990
Wielka Brytania (UK)	200	200	1990
Stany Zjednoczone	150	NR	1988
ZSRR (dawny)	200	100	1990
Polska	400	200	1995
CEC	400	200	1988
ICRP	200 – 600	–	1993
Kraje Nordyckie	400	100	1986
WHO	100	100	1985

CEC - Komisja Unii Europejskiej
ICRP - Międzynarodowa Komisja Ochrony przed Promieniowaniem
Kraje Nordyckie - wspólne wytyczne Szwecji, Finlandii, Norwegii i Danii
WHO - Światowa Organizacja Zdrowia
NR - nie podano do Międzynarodowej Agencji Energii Atomowej

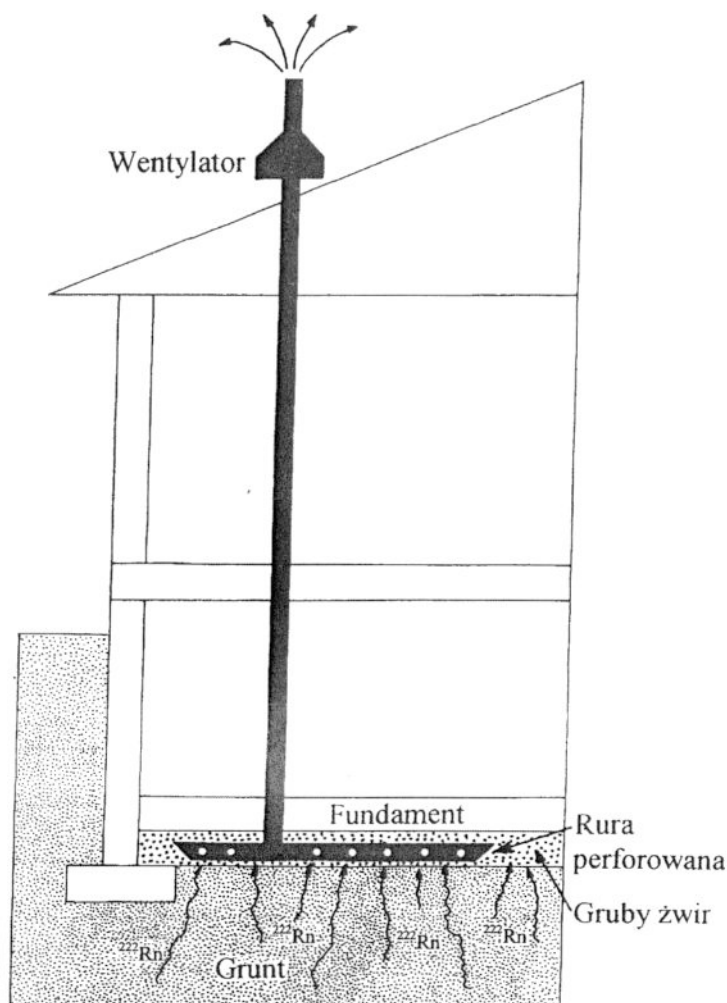
Międzynarodowa Agencja Energii Atomowej definiuje poziom działania jako poziom mocy dawki lub stężenia promieniotwórczego, powyżej którego należy podjąć akcję zapobiegawczą lub ochronną. Dotyczy to zarówno narażenia chronicznego, jak i wyjątkowego [322].

W budynkach projektowanych należy więc dostosować konstrukcję do warunków lokalizacji tak, aby zminimalizować zagrożenie ludzi lub też w szczególnych przypadkach wykluczyć możliwość lokalizacji pomieszczeń przeznaczonych na pobyt stały ludzi w danym terenie. Takie działania powinny być oczywiście poprzedzone badaniami warunków geologicznych danego obszaru w kontekście możliwości występowania wysokich koncentracji radonu. W niektórych krajach (zwłaszcza w USA) od kilku lat trwają zakrojone na szeroką skalę działania związane z obniżeniem lub nawet redukcją narażenia ludności na promieniowanie pochodzące od radonu i produktów jego rozpadu w budynkach [344].

Najprostszym sposobem zapobiegania gromadzeniu się radonu i produktów jego rozpadu w pomieszczeniach istniejących budynków jest ich częsta wentylacja lub nawet udoskonalenie istniejącego systemu wentylacyjnego. Metoda ta, chociaż bardzo prosta, zawodzi w warunkach ekstremalnych (np. w rejonach polarnych), a także w budynkach zamykanych ze względów bezpieczeństwa. Także malowanie ścian, oklejanie tapetami, układanie na podłogach parkietów, płytek, chodników oraz uszczelnianie spękań i szczelin (metodami tradycyjnymi lub specjalnie produkowanymi foliami, matami, itp.) skutecznie zmniejsza ilość radonu przedostającego się do wnętrza [74, 252, 262, 318, 322, 398, 502, 504, 515]. W wielu jednak wypadkach, kiedy stężenia radonu w powietrzu glebowym są znaczne niezbędne jest stosowanie aktywnych metod zapobiegania przedostawaniu się radonu do budynków. W czasie wykonywania fundamentów możliwe jest dodanie do gruntu specjalnych substancji pochłaniających radon lub utrudniających jego przedostawanie się w rejon fundamentów (tzw. ekranowanie) [159]. W tym celu stosuje się również system wentylacyjny odpompowujący powietrze glebowe spod budynku (rys. D.3.3.). Takie rozwiązanie jest najczęściej stosowane, mimo że zwiększa ono gradient ciśnienia i powoduje wzmożony dopływ powietrza glebowego z radonem w kierunku budynku. Dlatego też korzystając z takiego rozwiązania należy zaprojektować odpowiednio wydajny system pompujący, którego siłą napędową jest wentylator umieszczony na dachu budynku wyrzucający powietrze glebowe wzbogacone w radon do atmosfery. Powoduje to nieznaczny wzrost radioaktywności wokół budynku, który jest jednak nieporównywalnie mniej niekorzystny niż obecność radonu w budynku.

Alternatywnym rozwiązaniem jest odwrócenie kierunku przepływu powietrza, tzn. jego wtłaczanie do gruntu tworzące gradient ciśnienia zapobiegający przepływowi powietrza glebowego w kierunku budynku, a więc niemal zupełnie likwidującego przedostawanie się radonu. Jednakże metoda ta jest ograniczona do podłoża o dużej ilości por i szczelin (słabo związłego) i nie może

być stosowana w innych warunkach, gdyż nie spełnia wówczas swojego zadania. Powietrze wpompowywane bowiem do gruntu w jednym miejscu (centralnie) musi tworzyć równomierną „poduszkę powietrzną” pod całym budynkiem, a jest to możliwe jedynie przy stałym równomiernym uszczelinieniu (porowatości) podłoża. Możliwe jest także zastosowanie podobnego rozwiązania, jednakże bez wymuszania kierunku przepływu powietrza (bez wentylatora). Mamy do czynienia wówczas z pasywnym systemem wentylacji podłoża pod budynkiem, który także skutecznie redukuje poziom radonu [74, 185, 191, 318, 322, 398]. W niektórych wypadkach stosuje się także generatory jonów ujemnych, które wiążą się z produktami rozpadu radonu i zwiększają szybkość osiadania na ścianach (plateoutu) tych cząsteczek, usuwając tym samym radioaktywne izotopy z powietrza i obniżając ryzyko ich niekorzystnego działania w układzie oddechowym. Jednakże radioaktywne izotopy w tym przypadku nadal pozostają na ścianach pomieszczeń [406].



Rys. D.3.3. Aktywny system wentylacji przestrzeni podpodłogowej zabezpieczający budynek przed gromadzeniem się radonu w pomieszczeniach (na podst. [185, 191, 313]).

Przed wprowadzeniem opisanych powyżej działań niezbędne jest podjęcie skomplikowanych, czasochłonnych i kosztownych, niemniej jednak niezbędnych czynności prowadzących do określenia obszarów oraz konkretnych budynków narażonych na wysokie koncentracje radonu i jego pochodnych; w takiej sytuacji znajduje się obecnie Polska. W przypadku znacznej emisji radonu z materiałów użytych do budowy budynku niezbędne jest usuwanie radioaktywnych materiałów i zastępowanie ich innymi, które spełniają obowiązujące normy w zakresie bezpieczeństwa jądrowego i ochrony radiologicznej. W niektórych wypadkach stosuje się także odpompowywanie ze ścian powietrza wzbogaconego w radon. Ma to miejsce wówczas, gdy niemożliwe jest zastąpienie materiałów o podwyższonej radioaktywności innymi. Takie przypadki mają miejsce w wielu krajach (USA, Szwecja i in.) i dotyczą przede wszystkim budynków postawionych kilkanaście lub nawet kilkadziesiąt lat temu. Do ich budowy używano wówczas fosfogipsów, odpadów z przeróbki i wydobywania uranu oraz innych naturalnych surowców (np. łupków) zawierających podwyższone koncentracje uranu [74, 252].

10. LITERATURA

1. Abbad S., Robe M. C., Bernat M., Labeled V.: Influence of meteorological and geological parameter variables on the concentration of radon in soil gases application to seismic forecasting in the Provence-Alpes-Cote d'Azur region. Gas geochemistry. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comte, Besancon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 35-48.
2. Abdel-Monem A. A., El Aassy I. E., El-Naggar A. M., Attia K. E., El-Fawy A. G.: Concentration of radon gas and daughters in uranium exploration tunnels, Allouqua, west central Sinai, Egypt. Radiat. Phys. Chem., 1996, Vol. 47, No. 5, pp. 765-767.
3. Adamski W.: Obecny stan badań i główne kierunki dalszych poszukiwań złóż uranowych w Polsce. Mat. konf. Pierwsza Polsko - Jugosławiańska Narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz 1960, ss. 86-94.
4. Adamski W.: Genetyczno-strukturalne typy złóż uranowych w Polsce. Mat. konf. Pierwsza Polsko - Jugosławiańska Narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz 1960, ss. 1-9.
5. Adamski W.: Zakłady Przemysłowe R-1 (1948-1972). Kowary - szkice z dziejów miasta. T. 2, (red. Bugaj T.), Jelenia Góra 1989, ss. 63-76.
6. Al-Affan I. A.: Radiation quality and effective dose equivalent of alpha particles from radon decay products indoors: uncertainties in risk estimation. Radiation Protection Dosimetry, 1994, Vol. 52, No. 1-4, pp. 373-376.
7. Andrews J. N., Ford D. J., Hussain N., Trivedi D., Youngman M. J.: Natural radioelement solution by circulating groundwaters in the Stripa granite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989, Vol. 53, pp. 1791-1802.
8. Andru J.: Specific characteristics of Radon „passive/open” model detectors compared to „passive/close” and „charcoal” devices. w: 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), pp. 245-252.
9. Armengaud A., Genthon Ch.: Modeling Global Distribution of ^{222}Rn , ^{210}Pb and ^7Be in the Atmosphere with General Circulation Models. IAEA-SM-329/6/0, 1993, 15 p.
10. Auvinen A., Mäkeläinen I., Hakama M., Castrén O., Pukkala E., Reisbacka H., Rytömaa T.: Indoor radon exposure and risk of lung cancer: a nested case-control study in Finland. Journal of the National Cancer Institute, 1996, Vol. 88, No. 14, pp. 966-972.
11. Baixeras C., Font L., Sanchez-Cabeza J. A., Pujol L., Fernandez F., Domingo C.: A comparative study of different methods for measuring radon concentration. Gas geochemistry. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 489-497.

12. Ball T. K., Clarcke M. C. G.: Gas geochemistry in exploration for geothermal energy sources. W: 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), pp. 191-204.
13. Ball T. K., Miles J. C. H.: Geological and Geochemical Factors Affecting the Radon Concentration in Homes in Cornwall and Devon, UK. *Environmental Geochemistry and Health*, 1993, Vol. 15, No. 1, pp. 27-36.
14. Ball T. K., Cameron D. G., Colman T. B., Roberts P. D.: Behaviour of radon in the geological environment: a review. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 1991, No. 24, pp. 169-182.
15. Banaś M.: Przejawy mineralizacji w metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego. *Pr. Geol. Komis. Nauk PAN*, Kraków, 1965, nr 27.
16. Banaś M., Piestrzyński A., Mielniczuk W.: The secondary haloes of uranium dissemination round mine dumps. *Nukleonika*, 1976, No. 5, pp. 639-645.
17. Bareja E.: Minerale uranu w górnokarbońskich utworach rejonu Nowej Rudy. *Kwart. Geol.*, 1981, Vol. 25, Nr 2, ss. 287-300.
18. Bareja J.: Uranowe złoża osadowe na obszarze Sudetów w Polsce. *Mat. konf. Pierwsza Polsko – Jugosławiańska Narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych*, Karpacz 1960, ss. 13-22.
19. Barillon R., Violette S., Nicolini E., Klein D., Chambaudet A., Carbonnel J. P., Heath M. J., Merefield J.: Continuous measurements of radon content in groundwater on the volcanic site of „Piton de la Fournaise” (Island of Reunion, France). *Nucl. Tracks & Radiat. Meas.*, 1993, Vol. 22, No. 1-4, pp. 277-280.
20. Bartsch H., Hollstein M., Mustonen R., Schmidt J., Spiethoff A., Wesch H., Wiethage T., Müller K-M.: Screening for putative radon-specific p53 mutation hotspot in German uranium miners. *The Lancet*, 1995, Vol. 346, pp. 121.
21. Bassignani A., Bam B. B., Colombo G., Dekhissi H., Fresca Fantoni R., Giacomelli G., Maltoni Giacomelli G., Sartorio C.: Review of long term radon studies at the Gran Sasso Underground Laboratory. *Radiation Measurements*, 1995, Vol. 25, No. 1-4, pp. 557-560.
22. Bauchinger M., Schmid E., Braselmann H., Kulka U.: Chromosome aberrations in peripheral lymphocytes from occupants of houses with elevated indoor radon concentrations. *Mutation Research*, 1994, Vol. 310, pp. 135-142.
23. Becker K.: Radon dosimetry and radon risks in perspective. *Radiation Protection Dosimetry*, 1993, Vol. 47, No. 1/4, pp. 361-365.
24. Becker K.: How dangerous is radon in buildings? - some reflections from Europe. *Risk Analysis*, 1994, Vol. 14, No. 1, pp. 1-2.
25. Bericht über die Radioaktivitätsuntersuchung der Heilquellen zu Bad Landeck, *Pr. Schles. Schlesische Bädertage*, 1905, Vol. 33, pp. 84-89.
26. Bernhard S., Pineau J. F., Skowronek J., Zettwoog P.: 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, pp. 25-45.
27. Biernacka M., Henschke J., Jagielak J.: Radiologiczna mapa Polski. Bezp. Jadr. i Ochr. Radiol., 1991, No 8, ss. 3-8.
 28. Bieszczad S., Sobota J. [red.]: Zagrożenia, ochrona i kształtowanie środowiska przyrodniczo rolniczego. Wydawnictwo Akademii Rolniczej, Wrocław 1993.
 29. Blackburn R., Al-Masari M. S.: Determination of Radon-222 and Radium-226 in Water Samples by Cerenkov Counting. Analyst, 1993, Vol. 118, pp. 873-876.
 30. Blanchard R. L., Hahne R. M. A., Kahn B., McCurdy D., Mellor R. A., Moore W. S., Sedlet J., Whittaker E.: Radiological sampling and analytical methods for national primary drinking water regulations. Health Physics, 1985, Vol. 48, No. 5, pp. 587-600.
 31. Blaauboer R. O., Smetsers R. C. G. M.: Variations in outdoor radiation levels in the Netherlands. R. O. Blaauboer and R. C. G. M. Smetsers, Bilthoven, 1996.
 32. Bobrov A. I., Krivitsky M., Kolorenko Y. Y.: 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, pp. 17-24.
 33. Bohus L. Sajo, Pálfalvi J., Molina J., Greaves E. D.: Radon concentration in Venezuelan gas for domestic supply. Radiation Measurements, 1995, Vol. 25, No. 1-4, pp. 573-576.
 34. Bolewski A., Manecki A.: Mineralogia szczegółowa. Wydawnictwo PAE, Warszawa 1993.
 35. Borucki J., Głowacki Z., Masłowski W., Saldan M., Uberna J., Zajączkowski W.: Ocena perspektyw poszukiwawczych złóż rud uranu w Polsce. Prace Inst. Geol., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967.
 36. Bossowski A., Czerski M.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, skala 1 : 25 000, arkusz Boguszów, Wyd. Geol., Warszawa 1985.
 37. Bowring C. S., Banks D.: Radon in private water supplies in SW England. Journal of Radiological Protection, 1995, Vol. 15, No. 1, pp. 73-76.
 38. Bruno R. C.: Verifying a model of radon decay product behavior indoors. Health Physics, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 471-480.
 39. Buchli R., Burkart W.: Influence of subsoil geology and construction technique on indoor air ^{222}Rn levels in 80 houses of the central swiss Alps. Health Physics, 1989, Vol. 56, No 4, pp. 423-429.
 40. Buchli R., Burkart W.: Correlation among the terrestrial γ radiation, the indoor air ^{222}Rn , and the tap water ^{222}Rn in Switzerland. Health Physics, 1989, Vol. 57, No. 5, pp. 753-759.
 41. Butterweck G., Reineking A., Kesten J., Porstendörfer J.: The use of the natural radioactive noble gases radon and thoron as a tracers for the study of

- turbulent exchange in the atmospheric boundary layer – case study in and above a wheat field. *Atmospheric Environment*, 1994, Vol. 28, No. 12, pp. 1963-1969.
42. Cacoń S., Małowski K.: *Prace geodezyjne w jaskini*. [w:] Jahn A., Kozłowski S., Wiszniewska T. [red.]: *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*. Ossolineum, Wrocław 1989.
 43. Carvalho F. P.: Origins and concentrations of ^{222}Rn , ^{210}Pb , ^{210}Bi and ^{210}Po in the surface air at Lisbon, Portugal, at the atlantic edge of the european continental landmass. *Atmospheric Environment*, 1995, Vol. 29, No. 15, pp. 1809-1819.
 44. Charlet J. M., Doremus P., Quinif Y.: Radon methods used to discover uranium mineralisations in the Lower Devonian of the Ardenne Massif (Belgium). *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 1-18.
 45. Choubey V. M., Ramola R., C., Sharma K. K.: Soil gas and indoor radon studies in Doon Valley, India. *Nuclear Geophysics*, 1994, Vol. 8, No. 1, pp. 49-54.
 46. Chruściel E., Jodłowski P., Kalita S. J., Pieczonka J., Piestrzyński A.: Effects of uranium mining on radioactive contamination in the Kletno region in Poland. *Journal of Radioanal. Nucl. Chem., Letters*, 1996, Vol. 212 (4), pp. 259-268.
 47. Chruścielewski W.: Naturalne zagrożenie radiacyjne w górnictwie. *Bezp. Jadr. i Ochr. Radiol.*, 1990, No 3, ss.26-27.
 48. Chruścielewski W., Domański T., Orzechowski W.: Concentrations of radon and its progeny in the rooms of polish spas. *Health Physics*, 1983, Vol. 45, No. 2., pp. 421-424.
 49. Chruścielewski W., Świątnicki G., Domański T.: Metoda pomiaru stężeń ^{222}Rn w powietrzu za pomocą komór scyntylacyjnych. *Medycyna Pracy*, 1980, T. 31, z. 2, ss. 83-89.
 50. Chruścielewski W., Domański T., Kluszczyński D., Olszewski J.: Radiation measurement systems and their impact on the estimation of miners exposure. *Radiation Protection Dosimetry*, 1992, Vol. 45, No. 1/4, pp. 37-40.
 51. Ciba J., Trojanowska J., Zołotajkin M.: *Mała encyklopedia pierwiastków*. Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, Warszawa 1996.
 52. Ciężkowski M.: Wstępne pomiary stężenia niektórych gazów i radioaktywności w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, No 311, *Studia Geograficzne XXIV*, 1978, ss. 91-95.
 53. Ciężkowski M., Ciężkowski W.: Zwyczajne wody radonowe Łąka Zdroju. *Prz. Geol.*, 1981, nr 4, ss. 183-184.
 54. Ciężkowski M., Ciężkowski W.: Możliwość zastosowania wód radonowych sztolni Śnieżnik do celów leczniczych. *Probl. uzdr.*, 1981, z. 9/12, ss. 181-183.

55. Ciężkowski M., Ciężkowski W.: Wody radonowe sztolni „Śnieżnik”. II Ogólnopolskie Sympozjum: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej. Łądek Zdrój; 13 – 16.10.1982. Wrocław, Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego 1983, ss. 295-298.
56. Ciężkowski W.: Hydrogeologia i hydrochemia wód termalnych Łąka Zdroju. *Problemy Uzdrowiskowe*, 1980, z. 4 (150), ss. 125-193.
57. Ciężkowski W.: Jednostka hydrogeologiczna szczaw Gór Izerskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 1983, t. 27, nr 3, ss. 595-604.
58. Ciężkowski W.: Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. *Prace Nauk. Inst. Geotechn. Polit. Wrocł.* nr 60, seria Monografie, nr 19, Wrocław 1990.
59. Ciężkowski W., Doktor S., Duliński M., Grabczak J., Graniczny M., Izydorska A., Jackowicz-Korczyński J., Józefko I., Kabat T., Kozłowski J., Liber-Madziarz E., Mateńko T., Płochniowski Z., Porwisch B., Przylibski T., Teisseyre B., Wiśniewska M., Zuber A.: Próba określenia obszarów zasilania wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych. Części 1-42. ZBU „Zdroje”, Wrocław 1996. Maszynopis.
60. Ciężkowski W., Marszałek H., Solecki A.: Radon w wodach podziemnych i w powietrzu glebowym obszaru granitu karkonoskiego. *Mat. konf. Geoekologiczne problemy Karkonoszy*, Uniw. Wrocł., Wrocław 1993, ss. 119-124.
61. Ciężkowski W., Przylibski T. A.: Radon in waters from health resorts of the Sudety Mountains. (SW Poland). *Applied Radiation and Isotopes*, 1997, Vol. 48, No. 6, pp. 855-856.
62. Ciężkowski W., Przylibski T., Sobina M., Złoch K.: 222-radon in Niedźwiedzia Cave (SW Poland). w: *Extended abstracts, Isotope Workshop II*, 25-27 may 1994, Książ Castle, Poland, ss. 10-12.
63. Ciężkowski W., Solecki A. T.: Radon cartography as tool of reasearch examples from the Sudety Mts area. (SW Poland). *Materiały konferencyjne: 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 Minieres de la Belgique*, No. 32, 322 p/b, pp. 133-139.
64. Ciężkowski W., Solecki A., Śliwiński W.: Results of the long term monitoring of radon content in mineral springs of the Spa of Łądek Zdrój, southwestern Poland. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et all, University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 81-89.
65. Clapham D., Horan N. J.: Radon in private water supplies: the unknown risk. *Journal of the Institution of Water and Environmental Management*, 1996, Vol. 10, pp. 211-214.

66. Clements W. E., Wilkening M. H.: Atmospheric pressure effects on ^{222}Rn transport across the earth-air interface. *Journal of Geophysical Research*, 1974, Vol. 79, No. 33, pp. 5025-5029.
67. Cliff K. D., Wrixon A. D., Green B. M. R., Miles J. C. H.: Radon daughter exposures in the U.K. *Health Physics*, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 323-330.
68. Le Cloarec M. F., Pennisi M., Corazza E., Lambert G.: Origin of fumarolic fluids emitted from a nonerupting volcano: Radionuclide constraints at Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, Vol. 58, No. 20, pp. 4401-4410.
69. Cohen B. L.: A national survey of ^{222}Rn in U.S. homes and correlating factors. *Health Physics*, 1986, Vol. 51, No 2, pp. 175-183.
70. Cohen B. L.: Expected indoor ^{222}Rn levels in counties with very high and very low lung cancer rates. *Health Physics*, 1989, Vol. 57, No 6, pp. 897-907.
71. Collé R.: A precise determination of the ^{222}Rn half-life by $4\pi\text{-}\alpha\beta$ liquid scintillation measurements. *Radioactivity & Radiochemistry*, 1995, Vol. 6, No. 1, pp. 16-29.
72. Collé R.: Critically evaluated half-life for ^{222}Rn radioactive decay and associated uncertainties. *Radioactivity & Radiochemistry*, 1995, Vol. 6, No. 1, pp. 30-40.
73. Connor Ch., Hill B., LaFemina P., Navarro M., Conway M.: Soil ^{222}Rn pulse during the initial phase of the June-August 1995 eruption of Cerro Negro, Nicaragua. *Journal of volcanology and geothermal research*, 1996, Vol. 73, pp. 119-127.
74. Cothorn C. R., Smith J. E. Jr. [eds.]: *Environmental Radon*. Plenum Press, New York 1987.
75. Cramer R., Brunner H. H., Buchli R., Wernli C., Burkart W.: Indoor Rn levels in different geological areas in Switzerland. *Health Physics*, 1989, Vol. 57, No. 1, pp. 29-38.
76. Crawford-Brown D. J.; Cothorn C. R.: A Bayesian analysis or scientific judgment of uncertainties in estimating risk due to ^{222}Rn in U.S. public drinking water supplies. *Health Physics*, 1987, Vol. 53, No. 1, pp. 11-21.
77. Cwojdzinski S.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1 : 25 000, arkusz Złoty Stok wraz z Objaśnieniami (1977), Wyd. Geol., Warszawa 1976.
78. Cwojdzinski S.: Rudy arsenu. [w:] Dziedzic K., Kozłowski S., Majerowicz A., Sawicki L. (red.): *Surowce mineralne Dolnego Śląska*. Ossolineum, Wrocław 1979.
79. Cwojdzinski S.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1 : 25 000, arkusz Trzebiechów wraz z Objaśnieniami, Wyd. Geol., Warszawa 1979.
80. Danałi S., Margomenou G., Veldeki K.: The radioactivity of spas on the greek island Ikaria and influencing factors. *Health Physics*, 1986, Vol. 50, No 4, pp. 509-513.

81. Das H. A., Faanhof A., Van Der Sloot H. A.: *Developments in Geochemistry 5 – Radioanalysis in Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 1989.
82. Davidson E. A., Trumbore S. E.: Gas diffusivity and production of CO₂ in deep soils of the eastern Amazon. *Tellus*, 1995, Vol. 47B, pp. 550-565.
83. Davis R. M., Watson J. E., Jr.: Influence of ²²⁶Ra concentration in surrounding rock on ²²²Rn concentration in ground water. *Health Physics*, 1990, Vol. 58, No. 3, pp. 369-371.
84. Delcourt-Honorez M.: The effects of earth tidal and seismic forces upon groundwater levels, a contribution to the radon problem. W: *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)*, pp. 141-146.
85. Depciuch T.: Geochemia i geneza koncentracji uranu w górnokarbońskich osadach klastycznych niecki śródsudeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 1968, Nr 214, ss. 75-180.
86. Dixon D. W., Gooding T. D.: 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, pp. 79-92.
87. Djeflal S., Allab M., Chalal M. T., Morsli K.: Further investigations on radon emanation along seismic faults in northern Algeria. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 165-176.
88. Domański T., Chruścielewski W.: Radiation protection optimization in polish mines – criteria and recommendations. *Nukleonika*, 1993, No. 4, pp. 155-168.
89. Domański T., Więcek E., Chruścielewski W.: Wyniki badań skuteczności zatrzymywania aerozoli promieniotwórczych (produktów rozpadu radonu ²²²Rn) przez niektóre typy masek przeciwpyłowych. *Medycyna Pracy*, 1978, T. 29, z. 2, ss. 135-140.
90. Domański T., Chruścielewski W., Kluszczyński D., Olszewski J.: Radiation hazard in polish mines – measurements and computer simulations. *Radiation Protection Dosimetry*, 1992, Vol. 45, No. 1/4, pp. 133-135.
91. Don J.: Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. *Geologia Sudetica*, 1964, Vol. 1.
92. Don J.: Jaskinia na tle ewolucji geologicznej Masywu Śnieżnika. [w:] Jahn A., Kozłowski S., Wiszniowska T. (red.): *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*. Ossolineum, Wrocław 1989.
93. Dongarrà G., Hauser S., Censi P., Brai M.: Water chemistry, $\delta^{13}\text{C}$ values and ²²²Rn activity in groundwaters of western Sicily. *Nuclear Geophysics*, 1995, vol. 9, No. 5, pp. 461-470.
94. Dowgiałło J.: Pochodzenie dwutlenku węgla w szczawach Karpat i Sudetów na obszarze Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 1978, nr 312, ss. 191-217.

95. Dowgiałło J., Karski A., Potocki I.: *Geologia surowców balneologicznych*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1969 r.
96. Dörr H., Münnich K. O.: ^{222}Rn flux and soil air concentration profiles in West-Germany. Soil ^{222}Rn as tracer for gas transport in the unsaturated soil zone. *Tellus*, 1990, Vol. 42B, pp. 20-28.
97. Draganić I. G., Draganić Z. D., Adloff J-P.: *Radiation and radioactivity on Earth and Beyond*. 1990 by CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida, Second Printing, 1991.
98. Dudley C. S., Hawthorne A. R., Wallace R. G., Reed R. P.: Radon-222, ^{222}Rn progeny, and ^{220}Rn progeny levels in 70 houses. *Health Physics*, 1990, Vol. 58, No 3, pp. 297-311.
99. Duenas C., Fernandez M. C., Carretero J., Liger E.: Methane uptake in soils of southern Spain estimated by two different techniques: static chamber and $^{222}\text{radon}$ flux and soil air concentration profiles. *Atmospheric Environment*, 1996, Vol. 30, No. 4, pp. 545-552.
100. Duport P.: Radiation protection in uranium mining: two challenges. *Radiation Protection Dosimetry*, 1994, Vol. 53, Nos. 1-4, pp. 13-19.
101. Durrance E. M., Heath M. J.: Radon in west Cornwall, England. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 31-34.
102. Durrani S. A.: Radon as a health hazard at home: what are the facts? *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 1993, Vol. 22, No. 1-4, pp. 303-317.
103. Duthou J. L., Couturie J. P., Mierzejewski M. P., Pin Ch.: Oznaczenia wieku granitu Karkonoszy metodą izochronową, rubidowo-strontową, na podstawie całych próbek skalnych. *Przegląd Geologiczny*, 1991, nr 2.
104. Dziedzic K., Kozłowski S., Majerowicz A., Sawicki L. (red.): *Surowce mineralne Dolnego Śląska*. Ossolineum, Wrocław 1979.
105. Dziekoński T.: *Wydobywanie i metalurgia kruszców na Dolnym Śląsku od XIII do połowy XX wieku*. Ossolineum, Wrocław 1972.
106. Ehemann Ch. R., Ford E., Staehling N., Garbe P.: Knowledge about indoor radon in the United States: 1990 National Health Interview Survey. *Archives of Environmental Health*, 1996, Vol. 51, No. 3, pp. 245-247.
107. Ehemann C., Carson B., Rifenburg J., Hoffman D.: Occupational exposure to radon daughters in Mammoth Cave National Park. *Health Physics*, 1991, Vol. 60, No. 6, pp. 831-835.
108. Eisenlohr L., Surbeck H.: Radon as a natural tracer to study transport processes in a karst system. An example in the Swiss Jura. *Surface Geosciences*, 1995, C.R. Acad. Sci. Paris, t. 321, serie II a, pp. 761-767.
109. Ellins K. K., Mas A. R., Lee R.: Using ^{222}Rn to examine groundwater/surface discharge interaction in the Rio Grande de Manti, Puerto Rico. *Journal of Hydrology*, 1990, Vol. 115, pp. 319-341.
110. Emerle-Tubielewicz H.: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1 : 25 000, Arkusz Kłodzko, wraz z Objasńieniami*, Wyd. Geol., Warszawa 1981.

111. Ennemoser O., Ambach W., Brunner P., Schneider P., Oberaigner W.: Exposure to unusually high indoor radon levels. *The Lancet*, 1993, Vol. 341 (8848), pp. 828-829.
112. Ennemoser O., Ambach W., Brunner P., Schneider P., Oberaigner W., Purtscheller F., Stingl V.: Unusually high indoor radon concentrations. *Atmospheric Environment*, 1993, Vol. 27A, No. 14, pp. 2169-2172.
113. Enqvist T., Armbruster P., Eskola K., Leino M., Ninov V., Trzaska W. H., Uusitalo J.: Alpha decay of the new isotope ^{197}Rn . *Zetschrift für Physik A*, 1996, Vol. 354, pp. 9-10.
114. Erees F. S., Küçüktas E., Ölmez S., Yener G.: Natural radioactivity measurements around a coal-fired thermal power plant in Turkey. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 427-431.
115. Etherington D. J., Pheby D. F. H., Bray F. I.: An ecological study of cancer incidence and radon levels in south west England. *European Journal of Cancer*, 1996, Vol. 32A, No. 7, pp. 1189-1197.
116. Etiope G., Lombardi S.: Soil gas ^{222}Rn in sedimentary basins in central Italy: its implications in radiation protection zoning. *Radiation Protection Dosimetry*, 1994, Vol. 56, No. 1-4, pp. 231-233.
117. Etiope G., Lombardi S.: Soil-gases as fault tracers in clay basins: a case history in the Siena Basin (Central Italy). *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 19-29.
118. Etiope G., Lombardi S.: Evidence for radon transport by carrier gas through faulted clays in Italy. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles*, 1995, Vol. 193, No. 2, pp. 291-300.
119. Farid S. M.: Measurement of radon concentrations in groundwaters from Swaziland using CR-39 nuclear track detectors. *Applied Radiations and Isotopes*, 1996, Vol. 47, No. 3, pp. 383-385.
120. Fehér I., Lorinc M., Pálfalvi J.: A new method for measurement of ^{210}Bi on glass sheets, to estimate retrospective radon exposure. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 66, Nos. 1-4, pp. 193-195.
121. Feichter J., Crutzen P. J.: Parameterization of vertical tracer transport due to deep cumulus convection in a global transport model and its evaluation with ^{222}Rn measurements. *Tellus*, 1990, Vol. 42B, pp. 100-117.
122. Fernandes H. M., Pires do Rio M. A., Amaral E. C. S.: The Brazilian approach to dealing with problems associated to contaminated sites at conventional mining areas. A study case on the niobium industry. *Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 47-58.
123. Fernández P. L., Quindós L. S., Soto J., Villar E.: Radiation exposure levels in Altamira Cave. *Health Physics*, 1984, Vol. 46, No. 2, pp. 445-447.

124. Fiedler H.: Die Mineralien Schlesiens mit Berücksichtigung der angrenzenden Länder. Breslau 1863.
125. Fistek J.: Wody mineralne Świeradowa Zdroju. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24-27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967, ss. 76-78.
126. Fistek J.: Dokumentacja hydrogeologiczna źródeł wód radoczynnych Kowar. PPOTU, Warszawa - Wrocław 1970.
127. Fistek J.: Dokumentacja hydrogeologiczna źródeł wód radoczynnych Szklarskiej Poręby. PPOTU, Warszawa – Wrocław 1970.
128. Fistek J.: Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych otworów, 1, 3a, 13a w Świeradowie Zdroju. B.P. „Balneoprojekt”, Warszawa 1975.
129. Fistek J., Głowacki Z.: Wody lecznicze Szklarskiej Poręby. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24-27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967, ss. 78-79.
130. Fistek J., Scherautz G.: Dokumentacja powykonawcza 14-tu odwiertów badawczych odwierconych w latach 1962-1965 w Świeradowie Zdroju. B.P. „Balneoprojekt”, Warszawa 1968.
131. Fistek J., Starzyńska D.: Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych otworów 1P, 2P, 3P, 4P w Świeradowie Zdroju. B.P. „Balneoprojekt”, Warszawa 1973.
132. Fistek J., Tisseyre J.: Geneza wód mineralnych Świeradowa-Zdroju. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24-27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967, ss. 177-178.
133. Fistek J., Tęsiorowska H.: Wody termalne Cieplic Śląskich-Zdroju. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24-27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967, ss. 81-82.
134. Fistek J., Staśko S., Zieliński W.: 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, ss. 255-271.
135. Fistek J., Iwanowski S., Iciek A., Jagodziński A.: Badania geologiczne, geofizyczne i hydrogeologiczne jako przykład kompleksowego rozwiązania problemu poszukiwań wód leczniczych w uzdrowiskach sudeckich. Biuletyn Informacyjny Geofizyka, 1975, Nr 1, ss. 5-30.
136. Fleischer R. L.: Dislocation model for radon response to distant earthquakes. Geophysical research letters, 1981, vol. 8, No. 5, pp. 477-480.
137. Fleischer R. L.: Moisture and ²²²Rn emanation. Health Physics, 1987, Vol. 52, No. 6, pp. 797-799.
138. Fleischer R. L., Mogro-Campero A., Turner L. G.: Indoor radon levels in the northeastern U.S.: effects of energy-efficiency in homes. Health Physics, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 407-412.

139. Florkowski T.: Natural production of radioactive noble gases in the geosphere. 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, 1992, ss. 11-27.
140. Frąckiewicz W., Teisseyre H.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, Skala 1 : 25 000, Arkusz Międzygórze wraz z Objaśnieniami (1977), Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1976.
141. Friedmann H.: An inexpensive and highly sensitive method for continuous Radon monitoring. w: 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), pp. 269-274.
142. Fukui M.: Soil water effects on concentration profiles and variations of ^{222}Rn in a vadose zone. Health Physics, 1987, Vol. 53, No 2, pp. 181-186.
143. Gascoyne M., Barber J. H.: The Mobility of U, Ra and Rn in a Granitic Batholith on the Canadian Shield. Radiochimica Acta, 1992, Vol. 58/59, pp. 281-284.
144. Gascoyne M., Wuschke D. M., Durrance E. M.: Fracture detection and groundwater flow characterization using He and Rn in soil gases, Manitoba, Canada. Applied Geochemistry, 1993, Vol. 8, No. 3, pp. 223-233.
145. Gates A. E., Gundersen L. C. S. [eds.]: Geologic controls on radon. The Geological Society of America, Special Paper No. 271, 1992.
146. Gäggeler H. W.: Radioactivity in the Atmosphere. Radiochimica Acta, 1995, Vol. 70/71, pp. 345-353.
147. Gendron J. F., Todd J. F., Feely R. A., Baker E. T., Kadko D. C.: Excess ^{222}Rn above the Cleft segment of the Juan de Fuca Ridge. Journal of Geophysical Research, 1994, Vol. 99, No. B3, pp. 5007-5015.
148. Genereux D. P., Hemond H. F.: Naturally occurring radon 222 as a tracer for streamflow generation: steady state methodology and field example. Water resources research, 1990, Vol. 26, No. 12, pp. 3065-3075.
149. Genthon Ch., Armengaud A.: Radon 222 as a comparative tracer of transport and mixing in two general circulation models of the atmosphere. Journal of Geophysical Research, 1995, Vol. 100, No. D2, pp. 2849-2866.
150. George A. C., Eng J.: Indoor radon measurements in New Jersey, New York and Pennsylvania. Health Physics, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 397-400.
151. Gierdalski J., Bartak J., Urbański P.: New generation of the mining radiometers for determination of radon and its decay products in the air of underground mines. Nukleonika, 1993, No. 4, pp. 27-32.
152. Gierwielanec J.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, Skala 1 : 25 000, Arkusz Łądek Zdrój wraz z Objaśnieniami (1971). Inst. Geol., Warszawa 1968.

153. Gierwielaniec J.: Łądek Zdrój i jego wody mineralne. Kwartalnik Geologiczny, 1968, t. 12, nr 3.
154. Gierwielaniec J.: Z geologii Łądku Zdroju. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej, 1970, nr 5, Studia i Materiały nr 5.
155. Głowacki Z.: Hydrotermalne złoża uranowe w Polsce. Mat. konf. Pierwsza Polsko – Jugosłowiańska Narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz 1960, ss. 10-12.
156. Głowacki Z., Sadkiewicz H.: Rudy uranowe Dolnego Śląska. Z geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław 1966, ss. 415-432.
157. Głowiak B., Pałczyński R.: Radioaktywne zanieczyszczenia atmosfery. Skrypt Polit. Wr., Wrocław 1972.
158. Głowiak B., Ziolkowski J.: Radioaktywność wód Świeradowa Zdroju. Gaz Woda i Techn. sanit., 1965, Z. 5, ss. 166-169.
159. Goh T. B., Oscarson D. W., Cheslock M., Shaykewich C.: Fluence rate of radon from soil: effect of sorption barriers, moisture content, and temperature. Health Physics, 1991, Vol. 61, No. 3, pp. 359-365.
160. Gómez Escobar V., Vera Tomé F., Lozano J. C., Martín Sánchez A.: Determination of ^{222}Rn and ^{226}Ra in aqueous samples using low-level liquid scintillation counter. Applied Radiation and Isotopes, 1996, Vol. 47, No. 9/10, pp. 861-867.
161. Greeman D. J., Rose A. W.: Factors controlling the emanation of radon and thoron in soils of the eastern U.S.A. Chemical Geology, 1996, Vol. 129, pp. 1-14.
162. Grocholski W.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, skala 1 : 25 000, arkusz Walim wraz z Objasneniami (1965). Wyd. Geol., Warszawa 1962.
163. Grocholski W.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, skala 1 : 25 000, arkusz Mieroszów. Wyd. Geol., Warszawa 1971.
164. Grodzicki A.: Złoto. [w:] Dziedzic K., Kozłowski S., Majerowicz A., Sawicki L. (red.): Surowce mineralne Dolnego Śląska. Ossolineum, Wrocław 1979.
165. Grychnik I.: Radon w wodach leczniczych Łądku Zdroju i Długopola Zdroju. Praca magisterska, Wydział Górniczy Politechniki Wrocławskiej, Wrocław 1996.
166. Gudzenko V.: 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, 1992, ss. 249-261.
167. Guérquin B.: Zamki Śląskie. Wydawnictwo Budownictwo i Architektura, Warszawa 1957.
168. Gunby J. A., Darby S. C., Miles J. C. H., Green B. M. R., Cox D. R.: Factors affecting indoor radon concentrations in the United Kingdom. Health Physics, 1993, Vol. 64, No. 1, pp. 2-12.

169. Gundersen L. C. S., Schumann R. R., Otton J. K., Dubiel R. F., Owen D. E., Dickinson K. A.: Geology of radon in the United States. Geological Society of America, Special Paper 271, 1992, pp. 1-16.
170. Gunia T.: Pozycja geologiczna Bloku Sowiogórskiego i jego wpływ na paleogeografię Sudetów. *Geologia Sudetica*, 1985, Vol. XX, nr 2, ss. 83-120.
171. von Gunten H. R., Surbeck H., Rössler E.: Uranium series disequilibrium and high thorium and radium enrichments in karst formations. *Environmental Science & Technology*, 1996, Vol. 30, No. 4, pp. 1268-1274.
172. Ha Ch.-W., Chang S.-Y., Lee B.-H.: Dose assessment to inhalation exposure of indoor ^{222}Rn daughters in Korea. *Health Physics*, 1992, Vol. 63, No. 4, pp. 453-456.
173. Hakam Oum K., Lferde M.: Measurements of radon activity in indoor air in dwellings and enclosed work areas in Morocco. *Applied Radiation and Isotope*, 1995, vol. 46, no. 6/7, pp. 601-602.
174. Hakl J., Hunyadi I., Varhegyi A.: The study of subsurface radon transport dynamics based on monitoring in caves. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 391-398.
175. Halawa B.: Wpływ zabiegów radoczynnych na czynność gruczołów wewnątrz-wydzielniczych. *Problemy Uzdrowiskowe*, 1976, T. 4/5, ss. 121-124.
176. Halawa B.: Wpływ zabiegów radoczynnych na układ krążenia. *Problemy Uzdrowiskowe*, 1978, T. 3, ss. 69-76.
177. Halawa B.: Mechanizmy działania radonu na organizm ludzki w świetle badań własnych. *Problemy Uzdrowiskowe*, 1987 r., Z. 1-2 (231/232), ss. 45-52.
178. Hammond D. E., Teng T. L., Miller L., Haraguchi G.: A search for covariance among seismicity, groundwater chemistry, and groundwater radon in southern California. *Geophysical research letters*, 1981, vol. 8, No. 5, pp. 445-448.
179. Hawk K., Stieglitz R. D., Norman J. C.: Radon concentrations in homes in an area of dolomite bedrock: Door County, Wisconsin. *Environment International*, 1993, Vol. 19, pp. 241-252.
180. Haydukiewicz A., Olszewski S., Porębski S., Teisseyre A.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, skala 1 : 25 000, arkusz Wałbrzych wraz z Objasńnieniami (1985), Wyd. Geol., Warszawa 1982.
181. Hedberg M., Theodórsson P.: External radon disturbance of ^{14}C measurements in gas-proportional counters. *Radiocarbon*, 1995, Vol. 37, No. 2, pp. 759-765.
182. Heinicke J., Koch U., Krbetschek M.: Zusammenhänge zwischen radonanomalien und schwärmerdbeben im Obern Vogtland. *Isotopenpraxis*, 1993, Vol. 28, No. 3-4, pp. 337-348.

183. Heinicke J., Koch U., Martinelli G.: CO₂ and Radon measurements in the Vogtland area (Germany) – a contribution to earthquake prediction research. *Geophysical Research Letters*, 1995, Vol. 22, No. 7, pp. 771-774.
184. Heinicke J., Koch U., Hebert D., Martinelli G.: Simultaneous measurements of radon and CO₂ in water as a possible tool for earthquake prediction. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 295-303.
185. Henshaw D. L.: Radon exposure in the home: its occurrence and possible health effects. *Contemporary Physics*, 1993, Vol. 34, No. 1, pp. 31-48.
186. Hess C. T., Michel J., Horton T. R., Prichard H. M., Coniglio W. A.: The occurrence of radioactivity in public water supplies in the United States. *Health Physics*, 1985, Vol. 48, No. 5, pp. 553-586.
187. Hewson G. S., Ralph M. I.: An investigation into radiation exposures in underground non-uranium mines in Western Australia. *Journal of Radiological Protection*, 1994, Vol. 14, No. 4, pp. 359-370.
188. Hoehn E., von Gunten H. R.: Radon in groundwater: a tool to assess infiltration from surface waters to aquifers. *Water resources research*, 1989, Vol. 25, No. 8, pp. 1795-1803.
189. Hofmann W., Nösterer M., Ménache M. G., Crawford-Brown D. J., Caswell R. S., Coyne J. J.: Microdosimetry and cellular radiation effects of radon progeny in human bronchial airways. *Radiation Protection Dosimetry*, 1994, Vol. 52, No. 1-4, pp. 381-385.
190. Holaday D. A., Rushing D. E., Coleman R. D., Woolrich P. F., Kusnetz H. L., Bale W. F.: Problema radona w uranowych rudnikach. tłum. pod red. K. P. Markowa, Gosudarstwennoje Izdatielstwo Literatury w Oblasti Atomnoj Nauki i Tiechniki, Moskwa 1961.
191. Holford D. J., Freeman H. D.: Effectiveness of a passive subslab ventilation system in reducing radon concentrations in a home. *Environmental Science & Technology*, 1996, Vol. 30, No. 10, pp. 2914-2920.
192. Holý K., Sýkora I., Chudý M., Polášková A., Fejda J., Holá O.: Radionuclide content in some building materials and their radon exhalation. *Jurnal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Letters*, 1995, Vol. 199, No. 4, pp. 251-263.
193. Homma Y., Murase Y., Handa K.: A Modified Integral Counting Method and Efficiency Tracing Method for Measuring ²²²Rn by Liquid-Scintillation Counting. *Appl. Radiat. Isot.*, 1994, Vol. 45, No. 6, pp. 699-702.
194. Hopke P. K.: The initial atmospheric behavior of radon decay products. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles*, 1996, Vol. 203, No. 2, pp. 353-375.
195. Howe G. R., Stager R. H.: Risk of lung cancer mortality after exposure to radon decay products in the Beaverlodge Cohort based on revised exposure estimates. *Radiation Research*, 1996, Vol. 146, pp. 37-42.

196. Hunyadi I., Csige I., Géczy G., Hakl J.: Radon doses received in speleotherapy courses in Hungary. *Radiation measurements*, 1995, vol. 25, No. 1-4, pp. 655-656.
197. Hussein M. I., Hussein A. Z., Nakhla S., Iskander N.: Radon and thoron risk around the Pyramids. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 433-438.
198. Hutter A. R., Larsen R. J., Maring H., Merrill J. T.: ^{222}Rn at Bermuda and Mouna Loa: Local and distant sources. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles*, 1995, Vol. 193, No. 2, pp. 309-318.
199. ICRP Publication 24: Radiacionnaja zaszczita na uranowych i drugih rudnikach. Pieriewod z anglijskawa E. A. Gutman pod riedakciej i z komientariami A. A. Monseewa i I. L. Szalajewa. Moskwa 1979.
200. Igarashi G., Tohjima Y., Wakita H.: Time-variable response characteristics of groundwater radon to earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 1993, Vol. 20, No. 17, pp. 1807-1810.
201. Igarashi G., Saeki S., Takahata N., Sumikawa K., Tasaka S., Sasaki Y., Takahashi M., Sano Y.: Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. *Science*, 1995, Vol. 269, pp. 60-61.
202. Imboden D. M.: Natural radon as a limnological tracer for the study of vertical and horizontal eddy diffusion. *Isotopes in lake studies. 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, 1979, ss. 213-218.
203. Informacja o nadzorze i kontroli w zakresie bezpieczeństwa jądrowego i ochrony radiologicznej w Polsce w roku 1992. Państw. Inspektorat Bezpiecz. Jądr. i Ochrony Radiol. Bezp. Jądr. i Ochr. Radiol., 1993, No 17, ss. 1-28.
204. Informacja Państwowej Agencji Atomistyki o stanie bezpieczeństwa jądrowego i ochrony radiologicznej w Polsce w 1993 roku. Bezp. Jądr. i Ochr. Radiol., 1994, Vol. 20, pp. 15-32.
205. Informacja Państwowej Agencji Atomistyki o stanie bezpieczeństwa jądrowego i ochrony radiologicznej w Polsce w 1994 roku. Bezp. Jądr. i Ochr. Radiol., 1995, Vol. 24, pp. 3-39.
206. Informacja Państwowej Agencji Atomistyki o stanie bezpieczeństwa jądrowego i ochrony radiologicznej w Polsce w 1995 roku. Bezp. Jądr. i Ochr. Radiol., 1996, Vol. 27 (2), pp. 3-31.
207. Ingersoll J. G.: A survey of radionuclide contents and radon emanation rates in building materials used in the U.S. *Health Physics*, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 363-368.
208. Instytut Chemii i Techniki Jądrowej: Radiometr typ RGR-40. Instrukcja obsługi. Warszawa 1995 r.

209. Israeli M.: Deposition rates of Rn progeny in houses. *Health Physics*, 1985, Vol. 49, No 6, pp. 1069-1083.
210. Iwanowski S.: Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych z otworów Cieplice-1 i Cieplice-2 w Cieplicach Śląskich Zdroju. B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt”, Warszawa 1973.
211. Jacob D. J., Prather M. J.: Radon-222 as a test of convective transport in a general circulation model. *Tellus*, 1990, Vol. 42B, pp. 118-134.
212. Jagielak J.: Źródła promieniowania jonizującego i ocena równoważnika dawki otrzymywanej przez ludność Polski. *Bezp. Jądr. i Ochr. Radiol.*, 1989, nr 2, ss. 28-31.
213. Jaworowski Z.: Dobroczynne promieniowanie. *Wiedza i Życie*, 1997, nr 3, ss. 20-29.
214. Jeliński A.: Geochemia uranu w granitowym masywie Karkonoszy z uwzględnieniem innych masywów granitoidowych Dolnego Śląska. *Biul. Inst. Geol.*, No 193, 1965, Z badań złóż kruszców, T. 5, ss. 5-110.
215. Jęczalik A.: Geochemia uranu w uranonośnych węglach kamiennych w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 1970, Nr 224, Z badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce, T IV, ss. 103-204.
216. Jiang Fong-liang, Li Gui-ru: The application of geochemical methods in earthquake prediction in China. *Geophysical research letters*, 1981, vol. 8, No. 5, pp. 469-472.
217. Jiang Fong-liang, Li Gui-ru, Kellogg W. K.: Experimental studies of the mechanisms of seismo-geochemical precursors. *Geophysical research letters*, 1981, vol. 8, No. 5, pp. 473-476.
218. Jönsson G.: Radon gas – where from and what to do? *Radiation Measurements*, 1995, vol. 25, No. 1-4, pp. 537-546.
219. Jönsson G.: Radon – a geological and a health risk. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al, University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 439-450.
220. Jura Z.: Kłodzko, Zabezpieczenie Dzielnicy Staromiejskiej, Podziemna Trasa Turystyczna - 1000 - Lecia, Wentylacja. AGH, Kraków 1973.
221. Kaczmarek A., Masłowski W.: Mineralizacja uranowa na tle ogólnej mineralizacji Sudetów. *Mat. konf. Pierwsza Polsko – Jugosłowiańska Narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych*, Karpacz 1960, ss. 68-85.
222. Kahn B., Eichholz G. G., Clarke F. J.: Search for building materials as sources of elevated radiation dose. *Health Physics*, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 349-361.
223. Kaihola L.: Direct detection of radon gas in air using a liquid scintillation counter. *Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 169-175.

224. Kanasiewicz J.: Profil geochemiczny uranu, selenu i renu w cechszynie niecki leszczyńskiej. *Kwart. Geol.*, 1966, T. 10, z. 2, ss. 309-314.
225. Kanasiewicz J., Uberta J.: Nowe przejawy mineralizacji uranowej na tle budowy niecki leszczyńskiej. *Prz. Geol.*, 1961, nr 8, ss. 433-434.
226. Kasela T.: Opracowanie mapy radiohydrogeologicznej okolic Dusznik Zdroju. Materiały archiwalne Zakładów Przemysłowych R-1 w Kowarach, 1960.
227. Kasela T.: Wyniki zdjęcia radiohydrogeologicznego w rejonie Duszniki-Bobrowniki. Materiały archiwalne Zakładów Przemysłowych R-1 w Kowarach, 1960.
228. Kasela T.: Wyniki zdjęcia radiohydrogeologicznego w rejonie Lewina, Dusznik, Zieleńca. Materiały archiwalne Zakładów Przemysłowych R-1 w Kowarach, 1960.
229. Kasela T., Kazimierczyk M.: Wybrane zagadnienia zdjęcia radiohydrogeologicznego. *Mat. konf. Pierwsza Polsko – Jugosławiańska Narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych*, Karpacz 1960, ss. 23-29.
230. Kasela T., Kazimierczyk M.: Metodyka zdjęcia emanacyjnego. *Mat. konf. Pierwsza Polsko – Jugosławiańska Narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych*, Karpacz 1960, ss. 30-35.
231. Kaufmann O., Charlet J. M., Quinif Y.: Distribution des concentrations en radon dans les cavités karstiques Belges. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 49-62.
232. Keller G.: Radiological aspects of former mining activities in the Saxon Erzgebirge, Germany. *Environmental International*, 1993, Vol. 19, pp. 449-454.
233. Kellerer A. M.: The new panorama of radioepidemiology – problems and possibilities that emerge in a changed Europe. *Radiation Protection Dosimetry*, 1994, Vol. 52, No. 1-4, pp. 3-7.
234. Kemski J., Plate B., Schneiders M., Siehl A., Stamm R., Werner Th., Wiegand J.: Geological factors controlling Radon potential. w: *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)*, pp. 71-82.
235. Kies A., Massen F.: Radon and underground climate in the Moestroff Cave. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 63-70.
236. Kies A., Massen F.: Investigations on radon concentrations in different underground locations using different measuring devices. *Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 365-374.

237. King Chi-Yu: Radon emanation on San Andreas Fault. *Nature*, 1978, Vol. 271, pp. 516-519.
238. King Chi-Yu: Impulsive Radon Emanation on a Creeping Segment of the San Andreas Fault, California. *Pageoph.*, 1984/1985, Vol. 122, pp. 340-352.
239. King Chi-Yu: Gas Geochemistry Applied to Earthquake Prediction: An Overview. *Journal of Geophysical Research*, 1986, Vol. 91, No. B12, pp. 12 269-12 281.
240. King Chi-Yu: Gas-Geochemical Approaches to Earthquake Prediction. *Proceedings of the International Workshop on Radon Monitoring in Radioprotection, Environmental Radioactivity and Earth Sciences*. ICTP, Trieste, Italy, April 3-14, 1989, pp. 244-273.
241. King Chi-Yu, Minissale A.: Seasonal Variability of Soil-Gas Radon Concentration in Central California. *Radiation Measurements*, 1994, Vol. 23, No. 4, pp. 683-692.
242. King Chi-Yu, Zhang Wei, King Bi-Shia: Radon Anomalies on Three Kinds of Faults in California. *Pageoph.*, 1993, Vol. 141, No. 1, pp. 111-124.
243. King C.-Y., Basler D., Presser T. S., Evans W. C., White L. D., Minissale A.: In search of earthquake-related hydrologic and chemical changes along Hayward Fault. *Applied Geochemistry*, 1994, Vol. 9, pp. 83-91.
244. Klein D., Chambaudet A., Malakhov S., Sergueiv S., Barillon R., Demongeot S.: Radon measurements in dwellings and the environment in the Siberian region. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 451-457.
245. Kluszczyński D., Domański T.: Miners annual exposure and the outlet air. *Preceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 109-121.
246. Kobal I., Smodiš B., Burger J., Škofljanec M.: Atmospheric ^{222}Rn in tourist caves of Slovenia, Yugoslavia. *Health Physics*, 1987, Vol. 52, No. 4, pp. 473-479.
247. Kobal I., Renier A.: Radioactivity of the atomic SPA at Podcetrtek, Slovenia, Yugoslavia. *Health Physics*, 1987, vol. 53, No. 3, pp. 307-310.
248. Kobal I., Smodiš B., Škofljanec M.: Radon-222 air concentrations in the Slovenian Karst Caves of Yugoslavia. *Health Physics*, 1986, Vol. 50, No. 6, pp. 830-834.
249. Koch U., Heinicke J.: 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*, 1994, Vol. 73, pp. 399-406.
250. Kochański J. W.: Lecznicze zastosowanie radonu-222 w Uzdrowisku Łądek. *Problemy Uzdrowiskowe*, 1978, z. 4 (126), ss. 47-67.
251. Kochański J. W.: Kuracja w Łądku Zdroju. *Łądek Zdrój* 1992.

252. Komitet Naukowy do Spraw Badań Skutków Radioaktywności ONZ: Radiation, Doses, Effects, Risks. United Nations Environment Programme, 1985.
253. Konys J., Mackiewicz U.: Wpływ promieniowania niskich aktywności na ustrój pracowników zatrudnionych przy zabiegach radonowych w Łądku Zdroju i Świeradowie Zdroju. *Balneologia Polska*, 1972, T. 17, z. 1/2, ss. 39-46.
254. Kowalski W. M.: Skały metamorficzne ze Złotego Stoku. Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 1967, nr 42.
255. Kozłowska-Koch M.: Polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stok – Skrzynka w Sudetach. *Geologia Sudetica*, 1973, Vol. 8.
256. Kryza R.: Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. *Geologia Sudetica*, 1981, Vol. XVI, nr 1, ss. 7-100.
257. Kunzmann S., Dörschel B.: Theoretical model for response calculation of electret ionisation chambers for radon dosimetry. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 63, No. 4, pp. 263-268.
258. Kunzmann S., Dörschel B., Zeiske U.: Optimisation of electret ionisation chambers for radon dosimetry on the basis of a theoretical model. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 63, No. 4, pp. 269-274.
259. Kunzmann S., Dörschel B., Havlik F., Nikodemova D.: Studies on the practical application of electret ionisation chambers for radon dosimetry under special conditions. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 63, No. 4, pp. 275-279.
260. Kunzmann S., Dörschel B., Häse K., Zeiske U.: Studies on the surface charge distribution of radon exposed electrets within an electret ionisation chamber. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 66, Nos. 1-4, pp. 367-370.
261. Kusiak R. A., Ritchie A. C., Muller J., Springer J.: Mortality from lung cancer in Ontario uranium miners. *British Journal of Industrial Medicine*, 1993, Vol. 50, pp. 920-928.
262. LaBrecque J. J.: The fluctuations of indoor radon measurements from the building materials in a real situation. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles*, 1994, Vol. 180, No. 1, pp. 163-169.
263. Lachmann: Bad Landeck i. Schles. Mitteilungen aus Kurorten. *Zeitschrift für Balneologie, Klimatologie und Kurort-Hygiene*, 1909/1910, Jg. II, p. 168.
264. Lachmann: 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*, 1912/1913, Jg. V, pp. 280-282.
265. Lafavore M.: The radon report. New Shelter, 1986, January, pp. 29-34.
266. Lanctot E. M., Rand P. W., Lacombe E. H., Hess C. T., Bogdan G. F.: The influence of season, bedrock, overburden and house construction on airborne

- levels of radon in maine homes. Geological Society of America, Special Paper 271, 1992, pp. 79-88.
267. Langroo M. K., Wise K. N., Duggleby J. C., Kotler L. H.: A nationwide survey of ^{222}Rn and γ radiation levels in australian homes. Health Physics, 1991, Vol. 61, No 6, pp. 753-761.
268. Lawrence E. P., Wanty R. B., Nyberg P.: Contribution of ^{222}Rn in domestic water supplies to ^{222}Rn in indoor air in Colorado homes. Health Physics, 1992, Vol. 62, No 2, pp. 171-177.
269. Lebecka J.: Radon w kopalniach. Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna, 1995, nr 23, ss. 21-39.
270. Lebecka J., Mnich K., Lebecki K., Kobiela Z.: Radon as an indicator of hazard of instantaneous outbursts of rock and gas in coal mines. w: 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), pp. 147-154.
271. Lebecka J., Skubacz K., Chałupnik S., Michalik B.: Methods of monitoring of radiation exposure used in polish coal mines. Nukleonika, 1993, No. 4, pp. 137-154.
272. Lebecka J., Chałupnik S., Mielnikow A., Skubacz K.: Liquid scintillation counting of ^{210}Pb for retrospective determination of radon concentration. Gas geochemistry. Edited by Claude Dubois et all, University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 503-511.
273. Lepin V. S., Lapkanov V. I., Wostrezov V. M.: Informationsmöglichkeiten des radons in unterirdischen wassern. Isotopenpraxis, 1993, Vol. 28, No. 3-4, pp. 293-294.
274. Lipowczan A., Lebecka J., Dulewski J., Proboszcz M., Skowronek J.: Radiation hazard in non-uranium mines and their vicinity – on example of the upper silesian coal basin. Preceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 9-15.
275. Lis J.: Geochemia niektórych pierwiastków w granitoidowym masywie Karkonoszy. Biul. Inst. Geol., 1970, Nr 224, Z badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce, T IV, ss. 5-101.
276. Lis J., Sylwestrzak H.: O występowaniu rozproszonego uraninitu w granitach Karkonoszy. Prz. Geol., 1977, nr 6, ss. 297-301.
277. Lis J., Stępniewski M., Sylwestrzak H.: Branneryt i minerały współwystępujące w żyłę kwarcowej z Wołowej Góry koło Kowar (Sudety). Biul. Inst. Geol., 1965, No 193, Z badań złóż kruszców, T 5, ss. 207-228.
278. Liu S. C., McAfee J. R., Cicerone R. J.: Radon-222 and tropospheric vertical transport. Journal of Geophysical Research, 1984, Vol. 89, No. D5, pp. 7291-7297.

279. Loomis D. P.: The relationship between water-system size and ^{222}Rn concentration in North Carolina public water supplies. *Health Physics*, 1987, Vol. 52, No 1., pp. 69-71.
280. Loria L., Brenes J., Fernandez E., Jimenez R., Garcia R., Monnin M., Seidel J. L., Segovia N., Balcazar M.: Radon and seismicity in Costa Rica. Gas geochemistry. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 213-219.
281. Łozinski A. A.: Wykłady balneologii ogólnej. Państwowy Zakład Wydawnictw Lekarskich, Warszawa 1953.
282. Machaj B., Bartak J.: A microprocesor instrument for measurements of radon daughters in mines. Preceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 131-139.
283. Mahowald N. M., Rasch P. J., Prinn R. G.: Cumulus parameterizations in chemical transport models. *Journal of Geophysical Research*, 1995, Vol. 100, No. D12, pp. 26173-26189.
284. Mamoon A. M., Abulfaraj W. H., Sohsah M., Al-Haddad K. H.: Optimization of LS counting parameters for measurement of low levels of ^{222}Rn in water. *Radiat. Phys. Chem.*, 1996, Vol. 47, No. 5, pp. 715-717.
285. Mamot-Cieśla K.: Sources of radon in indoor air. *Nukleonika*, 1993, No. 4, pp. 71-86.
286. Mamot-Cieśla K., Rosiński S. W., Sosińska A., Bysiek M., Henschke J., Jagielak J.: Study of radon concentrations indoors and estimation of hazard to inhabitants in Poland. [in]: Bi-annual report 1992-1993, CLOR, Warsaw.
287. Mamot-Cieśla K., Jagielak J., Rosiński S. W., Sosińska A., Bysiek M., Henschke J.: Radon concentration indoors in the Katowice region compared with other regions of Poland. Preceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 333-344.
288. Mania J., Chauve P., Gaubi E., Klein D., Chambaudet A.: The radon anomalies into the karstic system of the Haut-Doubs country (Franche-Comte, France). Gas geochemistry. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 305-315.
289. Mapy radiohydrogeologiczne wykonane przez Zakłady Przemysłowe R-1 w Kowarach, 1960-1974.
290. Marcinowski F., Lucas R. M., Yeager W. M.: National and regional distributions of airborne radon concentrations in U.S. homes. *Health Physics*, 1994, Vol. 66, No. 6, pp. 699-706.
291. Marenny A. M., Vorozhtsov A. S., Nefedov N. A., Orlova O. A.: Results of radon concentration measurements in some regions of Russia. *Radiation Measurements*, 1996, Vol. 26, No. 1, pp. 43-48.

292. Markiewicz K., Sławiński S.: Wpływ jednorazowej kąpieli radonowo-siarczkowej na dynamikę serca u chorych na miażdżycę. *Balneologia Polska*, 1975, T. 20, z. 1-2, ss. 21-26.
293. Martin J. E., Jacobson A. P., Miklos J. A.: Michigan's Public Health Program for Indoor Radon. *American Journal of Public Health*, 1993, Vol. 50, No. 10, pp. 1488-1489.
294. Martinelli G., Finazzi P. B.: Earthquake prediction experiments in northern Italy: recent developments in automatic geochemical monitoring. [w]: *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)*, pp. 155-170.
295. Martinez T., Cabrera L., Navarrete M., Garcia J. J., Gonzalez P., Ramirez A., Martinez U.: Gamma radiation and radon levels in Mexico City dwellings. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles*, 1995, Vol. 193, No. 2, pp. 259-268.
296. Materiały archiwalne P.P.U. Cieplice.
297. Materiały archiwalne P.P.U. Łądek-Długopole.
298. Materiały archiwalne P.P.U. Szczawno-Jedlina.
299. Materiały archiwalne P.P.U. Świeradów-Czerniawa.
300. Materiały archiwalne Podziemnej Trasy Turystycznej im. 1000-lecia Państwa Polskiego w Kłodzku.
301. Materiały archiwalne P.U.T. „Kopalnia Złota” Sp. z o.o. w Złotym Stoku.
302. Mazur S.: Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim. *Geologia Sudetica*, 1995, Vol. XXIX.
303. Mądry K.: Badanie wpływu naturalnych źródeł słabego promieniowania jonizującego na zachowanie się fruktozyli plemników w nasieniu. *Balneologia Polska*, 1975, T. 20, z. 1-2, ss. 235-239.
304. Medici F. V.: Zusammenhänge zwischen lokaler Geologie und Radon-Konzentration in Wohnhäusern Erste Ergebnisse aus der Schweiz. Zürich, 1992.
305. Miecznik J. B.: O mineralizacji uranowej w permo-karbonie depresji śródsudeckiej. *Przegl. Geol.* 1989, No. 10, pp. 485-488.
306. Miecznik J. B., Strzelecki R.: Możliwości występowania mineralizacji uranowej w niektórych formacjach osadowych Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 1979, Nr 6, ss. 314-318.
307. Mierzejewski M.: Tektonika granitu Karkonoszy. Przewodnik XL Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zgorzelec 1967.
308. Miłojarczyk H., Mirosław J., Florkowski T.: Measurement of ²²²Rn concentration in water by alpha counting of daughter products. *Nukleonika*, 1993, No. 4, pp. 33-38.
309. Miliszkiewicz A.: Radon. PWN, Wrocław 1978.

310. Mizerski W.: Tablice chemiczne. Wydawnictwo Adamantan, Warszawa 1993.
311. Mochnacka K.: Minerale kruszcowe złoza polimetalicznego w Kowarach (Dolny Śląsk). Pr. Miner. Komis. Nauk Miner. PAN, Oddz. w Krakowie, 1966, nr 4.
312. Mochnacka K.: Geologia polimetalicznego złoza w Kowarach (Dolny Śląsk). Pr. Miner. Komis. Nauk Miner. PAN, Oddz. w Krakowie, 1967, nr 40.
313. Moeller D. W.: The control of radon in homes and buildings. Nuclear News, 1989, June, pp. 36-39.
314. Mogro-Campero A., Fleischer R. L.: Subterrestrial fluid convection: a hypothesis for long-distance migration of radon within the earth. Earth and Planetary Science Letters, 1977, Vol. 34, pp. 321-325.
315. Moriizumi J., Nagamine K., Iida T., Ikebe Y.: Estimation of areal flux of atmospheric methane in an urban area of Nagoya, Japan, inferred from atmospheric radon-222 data. Atmospheric Environment, 1996, Vol. 30, No. 10/11, pp. 1543-1549.
316. Morris R. C., Fraley L., Jr.: Soil permeability as a function of vegetation type and soil water content. Health Physics, 1994, Vol. 66, No. 6, pp. 691-698.
317. Muirhead C. R.: Radon risks. The Lancet, 1994, Vol. 344 (8916), pp. 143.
318. Mullen R. M., Nevissi A. E.: Home weatherization and its effects on indoor ²²²Rn levels. Health Physics, 1990, Vol. 59, No 2, pp. 211-215.
319. Muras K.: Problemy zwalczania radonu i pyłów szkodliwych dla zdrowia w kopalni „Radoniów”. Mat. konf. Pierwsza Polsko – Jugosławiańska Narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych, Karpacz 1960, ss. 55-67.
320. Muras K.: Górnictwo uranowe w Polsce w latach 1948-63. Problem zagrożeń dla ludzi i środowiska naturalnego. Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna, 1995, nr 23, ss. 41-52.
321. Muras K., Olszewski J.: Określenie wielkości naturalnego promieniowania jonizującego w otoczeniu kopalń rudy miedzi w Polsce. Medycyna Pracy, 1993, Vol. 44, No. 4, pp. 333-348.
322. Musiałowicz T.: Nowe przepisy dotyczące ograniczenia narażenia ludności od radonu. Bezp. Jądr. i Ochr. Radiol., 1995, Nr 25, ss. 5-7.
323. Muszer A.: Charakterystyka okruszczowania północnej i środkowej części Gór Złotych na tle budowy geologicznej. Rozprawa doktorska. Arch. Inst. Nauk Geol., Uniw. Wrocław, Wrocław 1994 r.
324. Muszer A.: Minerale promieniotwórcze w okolicy Złotego Stoku i Mąkolna. [w:] Muszer A. (red.): Góry Złote – Geologia, Okruszczowanie, Ekologia. Mat. Konf. Nauk., Wrocław – Złoty Stok 1995.
325. Nason R., Cohen B. L.: Correlation between ²²⁶Ra in soil, ²²²Rn in soil gas, and ²²²Rn inside adjacent houses. Health Physics, 1987, Vol. 52, No 1, pp. 73-77.

326. Nazaroff W. W., Doyle S. M., Nero A. V., Sextro R. G.: Potable water as a source of airborne ^{222}Rn in U.S. dwellings: a review and assessment. *Health Physics*, 1987, Vol. 52, No. 3, pp. 281-295.
327. Nero A. V.: Indoor radiation exposures from ^{222}Rn and its daughters: a view of the issue. *Health Physics*, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 277-288.
328. Nero A. V.: Airborne radionuclides and radiation in buildings: a review. *Health Physics*, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 303-322.
329. Nero A. V., Schwehr M. B., Nazaroff W. W., Revzan K. L.: Distribution of airborne radon-222 concentrations in U.S. homes. *Science*, 1986, Vol. 234, pp. 992-997.
330. Neroth G.: Radon in Innenräumen. Ergebnisse einer Untersuchungsreihe im Fichtelgebirge. *Bauphysic*, 1993, Vol. 15, No. 5, pp. 146-153.
331. Nevissi A. E., Bodansky D.: 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, 1987, pp. 42-50.
332. Nielubowicz B., Wróblewski T.: Przyczynek do poznania okruszczowania uranowego w węglach warstw radwanickich na Dolnym Śląsku. *Kwart. Geol.*, 1963, T. 7, nr 1, ss. 114-129.
333. Niewiadomski T., Ryba E.: Rozkład mocy dawek promieniowania naturalnego w Polsce. Instytut Fizyki Jądrowej w Krakowie, Kraków 1977.
334. Niewiadomski T., Waligórski M.: Co powinien obejmować ogólnopolski projekt obniżenia zachorowalności na nowotwory płuc w wyniku wdychania radonu. *Postępy Techniki Jądrowej*, 1993, vol. 36, z. 1-2, ss. 17-23.
335. Niewiadomski T., Waligórski M.: Radon jako społeczny problem zdrowotny. *Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna*, 1995, nr 23, ss. 3-20.
336. Niewiadomski T., Koperski J., Ryba E.: Natural radiation in Poland and its disturbance in an urban environment. *Health Physics*, 1980, Vol. 38, pp. 25-32.
337. Nikl I.: The radon concentration and absorbed dose rate in Hungarian dwellings. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 67, No. 3, pp. 225-228.
338. Nikolaiev Ran A. W., Woitov G. I., Rudakov W. P., Ishankuliev D. I.: O reakcji radonowawa polia atmosfery podpocv na energietiku impulsnowo wozdieistwa siejsmiczeskich istocznikow. *Doklady Akademii Nauk*, 1993, T. 330, No. 3, pp. 376-378.
339. Nishikawa T., Tamagawa Y., Aoki M., Hibi T., Okabe S.: Vertical distribution of atmospheric thoron near the ground surface. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al, University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 71-80.
340. Norma branżowa BN-74/9560-05. Dz. Norm. i Miar nr 20/1974, poz. 65.
341. Oberc J.: Budowa geologiczna Polski. T. IV, Tektonika, cz. 2, Wyd. Geol., Warszawa 1972.

342. O'Neill P.: Environmental chemistry. Chapman & Hall, London 1993.
343. Oostrom M., Lenhard R. J.: Radon transport into dwellings: Considering groundwater as a source. *Geophysical Research Letters*, 1996, Vol. 23, No. 13, pp. 1577-1580.
344. Osborne M., Harrison J.: An overview of indoor radon risk reduction in the United States. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry – Articles*, 1992, Vol. 161, No. 1, pp. 265-272.
345. Pane M. B., Seidel J. L., Monnin M., Morin J. P.: Radon as a tracer of fluid motion in fractured aquifers. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al, University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 325-334.
346. Pao-Shan Weng, Chien-Li Lin: Radon concentrations in spa water taken from hot and cold springs in Taiwan. *Applied Radiation and Isotope*, 1995, vol. 46, No. 5, pp. 293-295.
347. Papastefanou C., Manolopoulou M., Stoulos S., Ioannidou A.: Radon flux measurements along active faults. *Nuclear Geophysics*, 1995, vol. 9, no. 5, pp. 481-486.
348. Papierkowski J.: „Antroterapia” czyli leczenie podziemne w sztolni radioaktywnej w Kowarach-Podgórzu i rola Kowar jako potencjalnego uzdrowiska. *Problemy Uzdrowiskowe*, 1969, z. 3(45), ss. 65-100.
349. Pavlenko T. A., Los I. P.: Indoor ^{222}Rn levels and irradiation doses on the territory of Ukraine. *Radiation Measurements*, 1995, Vol. 25, No. 1-4, pp. 595-600.
350. Pekdeger A., Woith H.: Radon in groundwater: A contribution to the joint German-Turkish earthquake prediction research project. *Materiały konferencyjne: 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, pp. 171-179.
351. Peńsko J., Jagielak J., Biernacka M., Żak A.: Badania tła promieniowania jonizującego w Kotlinie Kowarskiej. *Nukleonika*, 1971, No. 5-6, pp. 293-300.
352. Pieńkowski S., Rygierowa D., Szwacka C. J., Twarowska B., Zmysłowska S.: Typy rozmieszczenia substancji promieniotwórczych w skałach polskich. *Archiwum Mineralogiczne*, 1956, T. XIX, Z. 1, ss. 1-8.
353. Piestrzyński A., Pieczonka J., Mielniczuk W., Chruściel E., Jodłowski P.: 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”, 1996.
354. Pinault J-L., Baubron J-C.: Signal processing of soil gas radon, atmospheric pressure, moisture, and soil temperature data: A new approach for radon concentration modeling. *Journal of Geophysical Research*, 1996, Vol. 101, No. B2, pp. 3157-3171.

355. Planinić J., Lokobauer N., Franić Z., Bauman A.: Radon dose in cellars during the war in Croatia. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry – Letters*, 1993, Vol. 176, No. 2, pp. 91-101.
356. Planinić J., Šmit G., Faj Z., Šuveljak B., Vuković B., Radolić V.: Radon in schools and dwellings of Osijek. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles*, 1995, Vol. 191, No. 1, pp. 45-51.
357. Polański A.: *Podstawy geochemii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1988.
358. Ponikowska I.: *Lecznictwo uzdrowiskowe. Poradnik dla chorych*. Oficyna Wydawnicza „Branta”, Bydgoszcz 1996.
359. Ponikowska I., Walczak-Sielicka J., Latour T., Łaukajtys T.: *Medycyna uzdrowiskowa w zarysie*. „Watext’s”, Warszawa 1995.
360. Posmyk S.: *Optymalizacja parametrów pracy inhalatorium radonowego*. Praca doktorska, Politechnika Wrocławska, Instytut Inżynierii Ochrony Środowiska (I-15), Wrocław 1977.
361. Prawo atomowe, Ustawa z dn. 10.04.1986., Dz. U., nr 12, poz. 70, 1986.
362. Prawo geologiczne i górnicze, Ustawa z dn. 4.02.1994., Dz. U., nr 27, poz. 96, 1994.
363. Prichard H. M., Gesell T. F., Hess C. T., Weiffenbach C., Nyberg P.: Integrated radon data from dwellings in Maine and Texas. *Health Physics*, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 429-432.
364. Przedsiębiorstwo Budowy Kopalń „Micon” S.A.: *Plan kompleksu podziemnego „Rzeczka” w Walimiu*, skala 1:200, Polkowice 1994. Arch. Zakładu Usług Turystycznych w Walimiu.
365. Przeniosło S.: *Geochemia uranu w aluwjach wschodniej części obszaru metamorfiku Łądk i Śnieżnika Kłodzkiego*. Biul. Inst. Geol., 1970, Nr 224, Z badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce, T IV, ss. 205-298.
366. Przeniosło S., Sylwestrzak H.: *Przejawy mineralizacji na tle struktury Metamorfiku Łądk i Śnieżnika*. Prz. Geol., 1969, Nr 9, ss. 442-444.
367. Przylibski T. A.: *Występowanie i znaczenie radonu w środowisku naturalnym Dolnego Śląska*. Ochrona Środowiska, 1994, Vol. 1(52), ss. 15-20.
368. Przylibski T. A.: *Wybrane aspekty obecności radonu w wodach leczniczych Świeradowa Zdroju*. Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski, Wrocław 1996, pp. 203-210.
369. Przylibski T. A.: *Zmienność koncentracji radonu w powietrzu Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (Sudety)*. Przegląd Geologiczny, 1996, vol. 44, nr 9, ss. 942-944.
370. Przylibski T. A.: *Concentrations of radon and its decay products in the air of the former arsenium mine in Złoty Stok (Sudety Mts., SW Poland)*. Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 93-108.

371. Przylibski T. A., Piasecki J.: Radon as a natural radioactive tracer of permanent air movements in the Niedźwiedzia Cave (Śnieżnik Kłodzki, Sudety Mts.). *Kras i Speleologia* (w druku).
372. Przylibski T. A., Żebrowski A.: Origin of radon in medicinal waters of Świeradów Zdrój. *Nukleonika*, 1996, Vol. 41, No. 4, pp. 109-116.
373. 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.: New alpha-decaying neutron-deficient isotope Rn-196. *Zeitschrift für Physik A - Hadrons and Nuclei*, 1997, Vol. 357, No. 1, pp. 1-2.
374. Ramachandran T. V., Subba Ramu M. C.: Variation of equilibrium factor F between radon and its short-lived decay products in an indoor atmosphere. *Nuclear Geophysics*, 1994, Vol. 8, No. 5, pp. 499-503.
375. Ran J., Bułaszewicz P., Utkin W. I., Jurkow A. K., Nikołajew W. W.: Izmienienije koncentracji radona w swiazi z gornymi udarami w głębokich szachtach. *Doklady Akademii Nauk*, 1996, T. 346, No 2, pp. 245-248.
376. Revzan K. L., Fisk W. J.: Modeling radon entry into houses with basements: the influence of structural factors. *Indoor Air*, 1992, Vol. 2, pp. 40-48.
377. Riley W. J., Gadgil A. J., Bonnefous Y. C., Nazaroff W. W.: The Effect of Steady Winds on Radon-222 Entry from Soil into Houses. *Atmospheric Environment*, 1996, Vol. 30, No. 7, pp. 1167-1176.
378. Rowe P. M.: Finnish study shows low risk from home radon exposure. *The Lancet*, 1996, Vol. 348, p. 257.
379. 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.
380. Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 16 sierpnia 1994 r. w sprawie określenia złóż wód zaliczonych do solanek, wód leczniczych i termalnych oraz innych kopalin leczniczych, a także w sprawie zaliczenia kopalin pospolitych z określonych złóż do kopalin podstawowych. *Dz. U.* Nr 89, poz. 417.
381. Rudakow V. P.: The temporal subsoil radon variation as indicator and forerunner of the geodynamical catastrophes: Experience of long experimental investigation. *Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 355-363.
382. Rudnick S. N., Hinds W. C., Maher E. F., First M. W.: Effect of plateout, air motion and dust removal on radon decay product concentration in a simulated residence. *Health Physics*, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 463-470.

383. Rudnicki T., Wysocki Z.: Leczenie uzdrowiskowe z wykorzystaniem tworzyw radonowych w świetle aktualnych badań i poglądów. *Problemy Uzdrowiskowe*, 1987 r., Z. 7-8 (237/238), ss. 115-120.
384. Rutovitz J.: Are underdwellings at risk from elevated levels of radon? An examination of radon levels in 201 houses in Hebden Bridge. *Journal of Radiological Protection*, 1995, Vol. 15, No. 1, pp. 53-66.
385. Rymaszewska M.: Stusunek koncentracji jonów chlorkowych do stężenia radonu w wodach mineralnych jako wskaźnik radiohydrochemiczny. *Acta Geophysica Polonica*, 1969, Vol. 17, nr 2, ss. 197-202.
386. Rymaszewska M., Żejmo I.: Długotrwała α -aktywność wód leczniczych Świeradowa Zdroju. *Acta Geophysica Polonica*, 1969, Vol. 17, Nr 1, ss. 39-43.
387. Rymaszewska M., Żejmo I.: Długotrwała radioaktywność wód mineralnych Szczawna-Zdroju. *Acta Geophysica Polonica*, 1970, Vol. 18, Nr 1, ss. 99-102.
388. Sabatowski A.: Lecznictwo uzdrowiskowe w zarysie. *Lekarski Instytut Naukowo-Wydawniczy*, Warszawa 1947.
389. Sachs A.: *Die Bodenschätze Schlesiens*. Leipzig 1906.
390. Samet J. M., Pathak D. R., Morgan M. V., Key Ch. R., Valdivia A. A., Lubin J. H.: Lung cancer mortality and exposure to radon progeny in a cohort of New Mexico underground uranium miners. *Health Physics*, 1991, Vol. 61, No 6, pp. 745-752.
391. Samet J. M., Pathak D. R., Morgan M. V., Coultas D. B., James D. S., Hunt W. C.: Silicosis and lung cancer risk in underground uranium miners. *Health Physics*, 1994, Vol. 66, No. 4, pp. 450-453.
392. Sanak J.: Radon-222 as an atmospheric tracer. 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, 1992, ss. 241-248.
393. Sarosiek J., Kaczmarek A.: Możliwości zastosowania biogeochemicznej metody do poszukiwania rud uranowych. *Mat. konf. Pierwsza Polsko – Jugosławiańska Narada w zakresie geologii i metodyki poszukiwań złóż uranowych*, Karpacz 1960, ss. 43-47.
394. Sawicki L.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. Skala 1 : 25 000, arkusz Kamienica, *Wyd. Geol.*, Warszawa 1959.
395. Scherautz G.: Dokumentacja inwentaryzacyjna ujęć wód leczniczych Świeradowa Zdroju. *Arch. P.P. O.T.U.*, Warszawa 1965.
396. Schumann R. R., Owen D. E., Asher-Bolinder S.: Effects of weather and soil characteristics on temporal variations in soil-gas radon concentrations. *Geological Society of America, Special Paper 271*, 1992, pp. 65-72.
397. Sciocchetti G., Clemente G. F., Ingrao G., Scacco F.: Results of survey on radioactivity of building materials in Italy. *Health Physics*, 1983, Vol. 45, No. 2, pp. 385-388.

398. Scivyer C., Wooliscroft M.: The development of radon remedial measures in U.K. buildings. Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 345-352.
399. Segovia N.: Radon and volcanic activity: recent advances. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 1991, vol. 19., No. 1-4, pp. 409-413.
400. Segovia N., Mena M., Tamez E.: Radon monitoring related to a subduction zone in Mexico. Nucl. Tracks & Radiation Measurements, 1993, Vol. 22, No 1-4, pp. 435-440.
401. Segovia N., De La Cruz-Reyna S., Mena M., Seidel J. L., Monnin M.: Radon-222 as an indicator of geothermal reservoirs behaviour. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 1991, Vol. 19, Nos. 1-4, pp. 401-404.
402. Segovia N., Mena M., Seidel J. L., Monnin M., Tamez E., Peña P.: Short and long term radon in soil monitoring for geophysical purposes. Radiation Measurements, 1995, vol. 25, No. 1-4, pp. 547-552.
403. Segovia N., Maciel R., Peña P., Tamez E., Rosas J., Mena M., Seidel J. L., Monnin M.: Radon in soil studies at Jalisco State, Mexico. Radiation Measurements, 1995, vol. 25, No. 1-4, pp. 617-620.
404. Sextro R. G., Moed B. A., Nazaroff W. W., Revzan K. L., Nero A. V.: Investigations of soil as a source of indoor radon. [in]: Hopke P. K. [ed.]: Radon and its decay products. American Chemical Society Symposium, 1987, series 331, pp. 10-29.
405. Shanahan E. M., Peterson D., Roxby D., Quintana J., Morley A. A., Woodward A.: Mutation rates at the glycophorin A and HPRT loci in uranium miners exposed to radon progeny. Occupational and Environmental Medicine, 1996, Vol. 53, pp. 439-444.
406. Sheets R. W., Thompson C. C.: Effects of negative ion generators on radon- and thoron-progeny concentrations in an occupied residence. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles, 1995, Vol. 193, No. 2, pp. 301-308.
407. Shweikani R., Giaddui T. G., Durrani S. A.: The effect of soil parameters on the radon concentration values in the environment. Radiation Measurements, 1995, Vol. 25, No. 1-4, pp. 581-584.
408. Singh B. Virk H. S.: Effect of soil and sand moisture content on radon diffusion using plastic track etched detector. Radiation Measurements, 1996, Vol. 26, No. 1, pp. 49-50.
409. Skłodowska-Curie M.: Promieniotwórczość. PWN, Warszawa 1953.
410. Skowronek J., Kajdasz R., Strześniewicz Z., Wala F.: Possibilities of control of radon and its progeny in an underground coal mine. Preceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 147-156.
411. Smulikowski K.: Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych. Geologia Sudetica, 1979, Vol. 14, nr 1.

412. Solecki A. T.: Podwyższona radioaktywność lessów przedsudeckich jako rezultat eolicznego transportu radionuklidów. *Przegląd Geologiczny*, 1995, vol. 43, Nr 10, ss. 949-951.
413. Solecki A. T.: Zastosowanie detektorów śladowych do pomiaru stężenia radonu Rn^{222} w wodzie. *Technika Poszukiwań Geologicznych Geosynoptyka i Geotermia*, 1996, nr 2, ss. 21-26.
414. Solecki A. T.: Radioaktywność środowiska geologicznego (w druku).
415. Somlai J., Kanyár B., Németh C., Lendvai Z.: Dose contribution from coal-slugs in buildings. *Preceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 271-281.
416. Soto J., Quindós L. S., Cos S., Sánchez-Barceló E. J.: Influence of low doses of radiation due to ^{222}Rn on proliferation of fibroblasts and MCF-7 human breast cancer cells in vitro. *The Science of the Total Environment*, 1996, Vol. 181, pp. 181-185.
417. Soto J., Fernández P. L., Quindós L. S., Gómez-Arozamena J.: Radioactivity in Spanish spas. *The Science of the Total Environment*, 1995, Vol. 162, pp. 187-192.
418. Sogaard-Hansen J., Damkjaer A.: Determining ^{222}Rn diffusion lengths in soils and sediments. *Health Physics*, 1987, Vol. 53, No 5, pp. 455-459.
419. Sroka J., Ślebodziński J., Strzelecki Z.: Górnicze prace ratunkowe w staromiejskiej dzielnicy Kłodzka zagrożonej wyrobiskami podziemnymi. *Rocznik Ziemi Kłodzkiej* 1966 - 1968, t. 7/8, ss. 5-23.
420. Staško S.: Hard rock groundwater system its vulnerability and sustainability. *Extended Abstracts of II Workshop on hard rock hydrogeology of the Bohemian Massif. Borowice (Western Sudety)*, 18 – 20 September 1996.
421. Staško S.: Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie badań wybranych obszarów Sudetów polskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 1870, Prace geologiczno-mineralogiczne LIII*, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław 1996.
422. Steele S. R.: Radon and hydrologic anomalies on the rough creek fault: possible precursors to the M5.1 eastern kentucky earthquake, 1980. *Geophysical research letters*, 1981, vol. 8, No. 5, pp. 465-468.
423. Streil T., Klinke R., Surbeck H., Birkholz W., Erlebach A., Kück H., Zimmer G.: New alpha radiation detection systems for radon monitoring in buildings, soils and water. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et all, University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 543-558.
424. Strong J. C., Morlier J. P., Monchaux G., Bartstra R. W., Groen J. S., Baker S. T.: Intercomparison of Measurement Techniques Used in Radon Exposure Facilities for Animals in Europe. *Applied Radiation and Isotopes*, 1996, Vol. 47, No. 3, pp. 355-359.

425. Strzelecki R., Wołkowicz S.: Radon - zagrożenie większe niż „Czarnobyl”. *Prz. Geol.*, 1993, nr 3, ss. 151-154.
426. Strzelecki R., Wołkowicz S.: Geological control on radon emanations. *Nukleonika*, 1993, No. 4, pp. 109-120.
427. Strzelecki R., Wołkowicz S.: Geologia a powstawanie emanacji radonowych. *Postępy Techniki Jądrowej*, 1993, vol. 36, z. 1-2, ss. 3-6.
428. Surbeck H.: A radon-in-water monitor based on fast gas transfer membranes. *Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 177-191.
429. Surbeck H., Eisenlohr L.: Radon as a tracer in hydrology: a case study. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al, University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 91-100.
430. Szałamacha J.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, Skala 1 : 25 000, Arkusz Kowary, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1960.
431. Szałamacha J.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, Skala 1 : 25 000, Arkusz Janowice Wielkie wraz z Objasńieniami (1969), Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1960.
432. Szałamacha J., Szałamacha M.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, Skala 1 : 25 000, Arkusz Świeradów Zdrój wraz z Objasńieniami, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1984.
433. Szarszewska Z.: Łądek Zdrój. Mapa zawartości radonu w powietrzu glebowym w oparciu o pomiary w płytkich sondach. Skala 1:2500. Zał. 3 do Sprawozdania z badań związanych z poszukiwaniem wód termalnych w Łądku Zdroju. BPIUTBU „Balneoprojekt”, Warszawa 1974.
434. Szczeklik E., Halawa B.: Badania nad wpływem działania radonu i produktów jego rozpadu na organizm ludzki. *Balneologia Polska*, 1975, T. 20, z. 1-2, ss. 229-234.
435. Szerbin P.: Radon concentrations and exposure levels in Hungarian caves. *Health Physics*, 1996, Vol. 71, No. 3, pp. 362-369.
436. Szerbin P.: Natural radioactivity of certain spas and caves in Hungary. *Environment International*, 1996, Vol. 22, Suppl. 1, pp. S389-S398.
437. Szmyt M.: Radoczynność wód mineralnych na obszarze Szczawnia Zdroju. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, 1950, T. 2, nr 2, ss. 131-135.
438. Szmyt M.: Czynniki farmakodynamiczne wód Łądko-Zdroju. *Pamiętnik II Ogólnopolskiego Zjazdu Balneologicznego*, Łądek Zdrój 1956, ss. 76-81.
439. Szmyt M.: Radoczynność źródeł leczniczych w Górach Izerskich i Karkonoszach. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Farmaceutycznej*, 1958, t. 1, z. 1/10, ss. 95-106.
440. Szmyt M.: Radoczynność wód leczniczych w uzdrowiskach Ziemi Kłodzkiej. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Farmaceutycznej*, 1958, t. 1, z. 1/11, ss. 109-113.

441. Szmyt M.: Pomiary radoczynności krajowych wód mineralnych. *Chemia analityczna*, 1959, z. 1-2, ss. 477-480.
442. Szot Z.: Rad i radon w środowisku oraz skutki ich wniknięcia do organizmu człowieka. *Postępy Techniki Jądrowej*, 1993, vol. 36, z. 1-2, ss. 7-16.
443. Szwacka C. J.: Analiza promieniotwórczości granitu z Karkonoszy. *Archiwum Mineralogiczne*, 1956, T. XIX, Z. 1, ss. 9-16.
444. Szymczak M. [red.]: *Słownik Języka Polskiego*, PWN, Warszawa 1981.
445. Štelcl O.: Nektere vysledky mereni radonu v turisticky pristupnych jeskynich Moravskeho krasu. *Slovensky kras XXIX*, 1991, ss. 53-67.
446. Takkouche B., Gestal-Otero J. J.: The epidemiology of lung cancer: Review of risk factors and Spanish data. *European Journal of Epidemiology*, 1996, Vol. 12, pp. 341-349.
447. Ta-liang Teng, Liang-fang Sun, McRaney J. K.: Correlation of groundwater radon anomalies with earthquakes in the Greater Palmdale Bulge Area. *Geophysical research letters*, 1981, vol. 8, No. 5, pp. 441-444.
448. Tanahara A., Taira H., Takemura M.: Radon distribution and the variation of a limestone cave on Okinawa. *Geochemical Journal*, 1997, Vol. 31, No. 1, pp. 49-56.
449. Tanner A. B.: 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, 1964, pp. 5-56.
450. Tanner A. B.: Radon migration in the ground: A supplementary review. [in]: Gessel T. F., Lowder W. M. [eds.]: *Natural radiation environment III, Symposium Proceedings*, 1980, vol. 1, pp. 5-56.
451. Taskayev A. I., Popova O. N., Alexakhin R. M., Testov B. V.: Root absorption of ^{222}Rn and its transfer into above-ground plant organs. *Health Physics*, 1986, Vol. 50, No 5, pp. 589-594.
452. Teisseyre H.: Mapa geologiczna okolic Szczawna Zdroju, skala 1 : 10 000, Zał. nr 3 do Dokumentacji hydrogeologicznej złoża wód leczniczych Szczawna, P.P.O.T.U., Warszawa.
453. Teisseyre H.: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, skala 1 : 25 000, arkusz Stare Bogaczowice wraz z Objaśnieniami (1973), Wyd. Geol., Warszawa 1969.
454. Teisseyre H.: Skály metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. *Geologia Sudetica*, 1973, Vol. IV.
455. Teisseyre J.: Geologia sudeckich wód mineralnych. Zjazd Naukowo-Techniczny poświęcony „Zagadnieniom racjonalizacji gospodarki i eksploatacji złożowej wód mineralnych w Polsce” odbyty w dniach 3 i 4.IX.1954 r. w Krynicy, Materiały Pozjazdowe, Stalinogród 1954 r., ss. 74-96.
456. Teisseyre J.: Źródła mineralne Dolnego Śląska w świetle badań geologicznych (1945-1965). *Z geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław 1966, ss. 485-505.

457. Tell I., Bensryd I., Rylander L., Jönsson G., Daniel E.: Geochemistry and ground permeability as determinants of indoor radon concentrations in southernmost Sweden. *Applied Geochemistry*, 1994, Vol. 9, pp. 647-655.
458. Teşiorowska H.: Dokumentacja hydrogeologiczna radoczynnych wód leczniczych Sosnowki. BPIUTBU „Balneoprojekt”, Warszawa 1974.
459. Thomas D. M., Cotter J. M., Holford D.: Experimental design for soil gas radon monitoring. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry – Articles*, 1992, Vol. 161, No. 2, pp. 313-323.
460. Tokonami S., Pan J., Matsumoto M., Furukawa M., Fujimoto K., Fujitaka K., Kurosawa R.: Radon measurements in indoor workplaces. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 67, No. 2, pp. 143-146.
461. Tommasino L., Torri G.: Results of short and long-term Radon measurements in soil and dwellings by alpha track detectors. [w:] *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)*, pp. 309-316.
462. Torgersen T., Benoit J., Mackie D.: Lithological control of groundwater ^{222}Rn concentrations in fractured rock media. 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 1989*, pp. 263-287.
463. Toth Z. [red.]: *Radioterapia i diagnostyka radioizotopowa*. Państwowy Zakład Wydawnictw Lekarskich, Warszawa 1980.
464. Tóth E., Boros D., Samuelsson L., Deák F., Marx G., Sükösd C.: High radon activity in northeast Hungary. *Physica Scripta*, 1994, Vol. 50, pp. 726-730.
465. Traube H.: *Die Minerale Schlesiens*. Breslau 1888.
466. Tučková Š., Tykva R.: Effect of cigarette smoke on the measured equivalent volume activity of ^{222}Rn in air. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry – Letters*, 1994, Vol. 187, No. 2, pp. 131-135.
467. Tymczasowa instrukcja stosowania naturalnych tworzyw balneoterapeutycznych zawierających Radon-222 i pochodne. Instytut Medycyny Uzdrowiskowej, Biblioteka Lekarza Uzdrowiskowego, Poznań 1988.
468. Ulbak K.: *Cancer and Ionizing Radiation. Pharmacology and Toxicology* Copenhagen, 1993, Vol. 72 (suppl. 1), pp. 64-66.
469. Varley N. R., Flowers A. G.: Radon in soil gas and its relationship with some major faults of SW England. *Environmental Geochemistry and Health*, 1993, Vol. 15, No. 2/3, pp. 145-151.
470. Virk H. S., Singh B.: Radon recording of Uttarkashi earthquake. *Geophysical Research Letters*, 1994, Vol. 21, No. 8, pp. 737-740.

471. Virk H. S., Singh B.: Radon recording of the Uttarkashi earthquake. Gas geochemistry. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 221-229.
472. Vulkan U., Steinitz G., Strull A., Zafrir H.: Long-distance (+100 m) transport of radon in syenitic rocks at Mekhtesh Ramon, Israel. Nuclear Geophysics, 1992, Vol. 6, No. 2, pp. 261-271.
473. Walczak W.: Jaskinie Ziemi Kłodzkiej. Rocznik Ziemi Kłodzkiej, 1960, Nr 4/5.
474. Wanty R. B., Johnson S. L., Briggs P. H.: Radon-222 and its parent radionuclides in groundwater from two study areas in New Jersey and Maryland, U.S.A. Applied Geochemistry, 1991, Vol. 6, pp. 305-318.
475. Wanty R. B., Lawrence E. P., Gundersen L. C. S.: Theoretical model for the flux of radon from rock to ground water. Geological Society of America, Special Paper 271, 1992, pp. 73-78.
476. Wardaszko T., Grzybowska D.: ^{226}Ra and ^{222}Rn in fresh waters in Poland. Nukleonika, 1993, No. 4, pp. 103-108.
477. Watson J. E., Adams W. C., Xie Y., Fong S. W., Newman H. J.: Survey of ^{222}Rn in North Carolina homes. Health Physics, 1988, Vol. 55, No 1, pp. 71-75.
478. Wattananikorn K., Techakosit S., Jitaree N.: A combination of soil gas radon measurements in uranium exploration. Nuclear Geophysics, 1995, Vol. 9, No. 6, pp. 643-652.
479. White S. B., Bergsten J. W., Alexander B. V., Ronca-Battista M.: Multi-state surveys of indoor ^{222}Rn . Health Physics, 1989, Vol. 57, No. 6, pp. 891-896.
480. White S. B., Bergsten J. W., Alexander B. V., Rodman N. F., Phillips J. L.: Indoor ^{222}Rn concentrations in a probability sample of 43 000 houses across 30 states. Health Physics, 1992, Vol. 62, No. 1, pp. 41-50.
481. Whittlestone S., Schery S. D., Li Y.: Pb-212 as a tracer for local influence on air samples at Mouna Loa Observatory, Hawaii. Journal of Geophysical Research, 1996, Vol. 101, No. D9, pp. 14777-14785.
482. Wichterey K., Ettenhuber E.: Radioactive contamination of the environment owing to copper ore mining and processing. Preceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 285-294.
483. Wiegand K., Dunne S. P.: Radon in the workplace – a study of occupational exposure in BT underground structures. Ann. occup. Hyg., 1996, Vol. 40, No. 5, pp. 569-581.
484. Wilkening M. H.: Radon 222 concentrations in the convective patterns of a mountain environment. Journal of Geophysical Research, 1970, Vol. 75, No. 9, pp. 1733-1741.
485. Wilkening M. H., Clements W. E.: Radon 222 from the ocean surface. Journal of Geophysical Research, 1975, Vol. 80, No. 27, pp. 3828-3830.

486. Wilson D. L., Gammage R. B., Dudney C. S., Saultz R. J.: Summertime elevation of ^{222}Rn levels in Huntsville, Alabama. *Health Physics*, 1991, Vol. 60, No 2, pp. 189-197.
487. Woith H., Pekdeger A.: Radon in soil gas: A contribution to the joint German-Turkish earthquake prediction research project. *Materiały konferencyjne: 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, pp. 181-188.
488. Woith H., Pekdeger A.: Soil radon and non-tectonic effects: a contribution to the joint German-Turkish project on earthquake prediction research. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 135-146.
489. Wojciechowska I.: Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. *Geologia Sudetica*, 1975, Vol. 10, nr 2.
490. Wojciechowska I.: Budowa geologiczna NE części Ziemi Kłodzkiej jako tło mineralizacji rudnej. [w:] Muszer A. (red.): *Góry Złote – Geologia, Okruszczowanie, Ekologia*. Mat. Konf. Nauk., Wrocław – Złoty Stok 1995.
491. Wrenn McD. E., Durbin P. W., Howard B., Lipsztein J., Rundo J., Still E. T., Willis D. L.: Metabolism of ingested U and Ra. *Health Physics*, 1985, Vol. 48, No. 5, pp. 601-633.
492. Wójcik M.: Long-term measurements of Rn and short-lived Rn daughter concentrations in natural gas from distribution line. *Health Physics*, 1989, Vol. 57, No. 6, pp. 989-991.
493. Wysocka M., Lebecka J., Chałupnik S., Mielnikow A.: Survey of radon in houses in an area strongly affected by mining activity. *Gas geochemistry*. Edited by Claude Dubois et al., University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, 1995, pp. 481-487.
494. Wysocka M., Skubacz K., Lebecka J., Mielnikow A., Michalik B., Chałupnik S.: Behaviour of radium isotopes released from coal mines to rivers. *Proceedings of International Conference „Technologically enhanced natural radiation caused by non-uranium mining”*; 16 - 19 October 1996, Szczyrk, Poland, pp. 295-306.
495. Yamanishi H., Iida T., Ikebe Y., Abe S., Hata T.: Measurements of regional distribution of radon-222 concentration. *Journal of Nuclear Science and Technology*, 1991, Vol. 28(4), pp. 331-338.
496. Yoneda M., Inoue Y., Takine N.: Location of groundwater seepage points into a river by measurement of ^{222}Rn concentration in water using activated charcoal passive collectors. *Journal of Hydrology*, 1991, Vol. 124, pp. 307-316.
497. Yu K. N.: Radon concentrations in water in reservoirs and streams in Hong Kong. *Nucl. Geoph.*, 1994, Vol. 8, No. 6, pp. 593-596.

498. Yu K. N., Guan Z. J., Stokes M. J., Young E. C. M.: A Preliminary Study on the Radon Concentrations in Water in Hong Kong and the Associated Health Effects. *Applied Radiat. Isot.*, 1994, Vol. 45, No. 7, pp. 809-810.
499. Yu K. N., Young E. C. M., Li K. C.: A study of factors affecting indoor radon properties. *Health Physics*, 1996, Vol. 71, No. 2, pp. 179-184.
500. Yu K. N., Young E. C. M., Chan T. F., Lo T., Balendran R. V.: The variation of radon exhalation rates from concrete surfaces of different ages. *Building and Environment*, 1996, Vol. 31, No. 3, pp. 255-257.
501. Yu K. N., Young E. C. M., Wong K. C.: A survey of radon properties in underground railway stations in Hong Kong. *Jurnal of Radiological Protection*, 1996, Vol. 16, No. 1, pp. 37-43.
502. Yu K. N., Young E. C. M., Guan Z. J., Liu X. W.: The reduction of radon hazard in smoke-free working environments. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 63, No. 2, pp. 147-149.
503. Yu K. N., Young E. C. M., Stokes M. J., Tang K. K.: Reduction of radon hazard in smoke-free offices. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 67, No. 4, pp. 287-289.
504. Yu K. N., Guan Z. J., Liu X. W., Young E. C. M., Stokes M. J., Cheung T.: Mitigation of indoor radon hazard by air conditioning. *Journal of Radiological Protection*, 1995, Vol. 15, No. 1, pp. 67-71.
505. Yu-Chia Chung: Radium-226 and radon-222 in southern California groundwaters: spatial variations and correlations. *Geophysical resaerch letters*, 1981, vol. 8, No. 5, pp. 457-460.
506. Zagożdżon K., Zagożdżon P.: Kontakt masywu Karkonoszy z osłoną metamorficzną w sztolni w Kowarach Górnych. *Przegląd Geologiczny*, 1997, vol. 45, nr 4, ss. 414-418.
507. Zahorowski W., Whittlestone S.: A fast portable emanometer for field measurement of radon and thoron flux. *Radiation Protection Dosimetry*, 1996, Vol. 67, No. 2, pp. 109-120.
508. Zaider M., Varma M. N.: Carcinogenic risk ceofficients at environmental levels of radon exposures: a microdosimetric approach. *Health Physics*, 1996, Vol. 70, No. 6, pp. 837-844.
509. Zajączkowski W.: Poszukiwania złóż uranu metodami geochemicznymi na wybranych obszarach Sudetów. *Biul. Inst. Geol.*, 1968, Nr 214, pp. 5-74.
510. Zakłady Przemysłowe R-1 (opr. zbiorowe): Ocena uranonośności Sudetów. Kowary 1959, Arch. PIG Warszawa.
511. 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. *M.P.* Nr 35 z dn. 26.07.1995 r., poz. 419.
512. Zuber A., Weise S. M., Osenbrück K., Grabczak J., Ciężkowski W.: Age and recharge area of thermal waters in Łądek Spa (Sudeten, Poland) deduced

- from environmental isotope and noble gas data. *Journal of Hydrology*, 1995, Vol. 167.
513. Żak A., Biernacka M.: Badania stężeń naturalnych izotopów promieniotwórczych w surowcach i materiałach budowlanych. *Bezp. Jądr. i Ochr. Radiol.*, 1991, No. 6, ss. 8-29.
514. Żak A., Biernacka M., Jagielak J., Lipiński P.: Investigation of radioactivity of building raws and materials. *Nukleonika*, 1993, No. 4, pp. 51-70.
515. Żak A., Biernacka M., Mamot-Cieśla K.: Investigations of radon and thoron emanation from building walls. *Nukleonika*, 1993, No. 4, pp. 39-50.
516. Żelaźniewicz A.: Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 1987, Vol. 57, ss. 203-348.
517. Żuk W., Szaran J., Hałas S., Lis J.: Wyniki badań składu izotopowego siarki w źródłach mineralnych na terenie Polski. *Przegląd Geologiczny*, 1973, nr 5, ss. 271-273.

