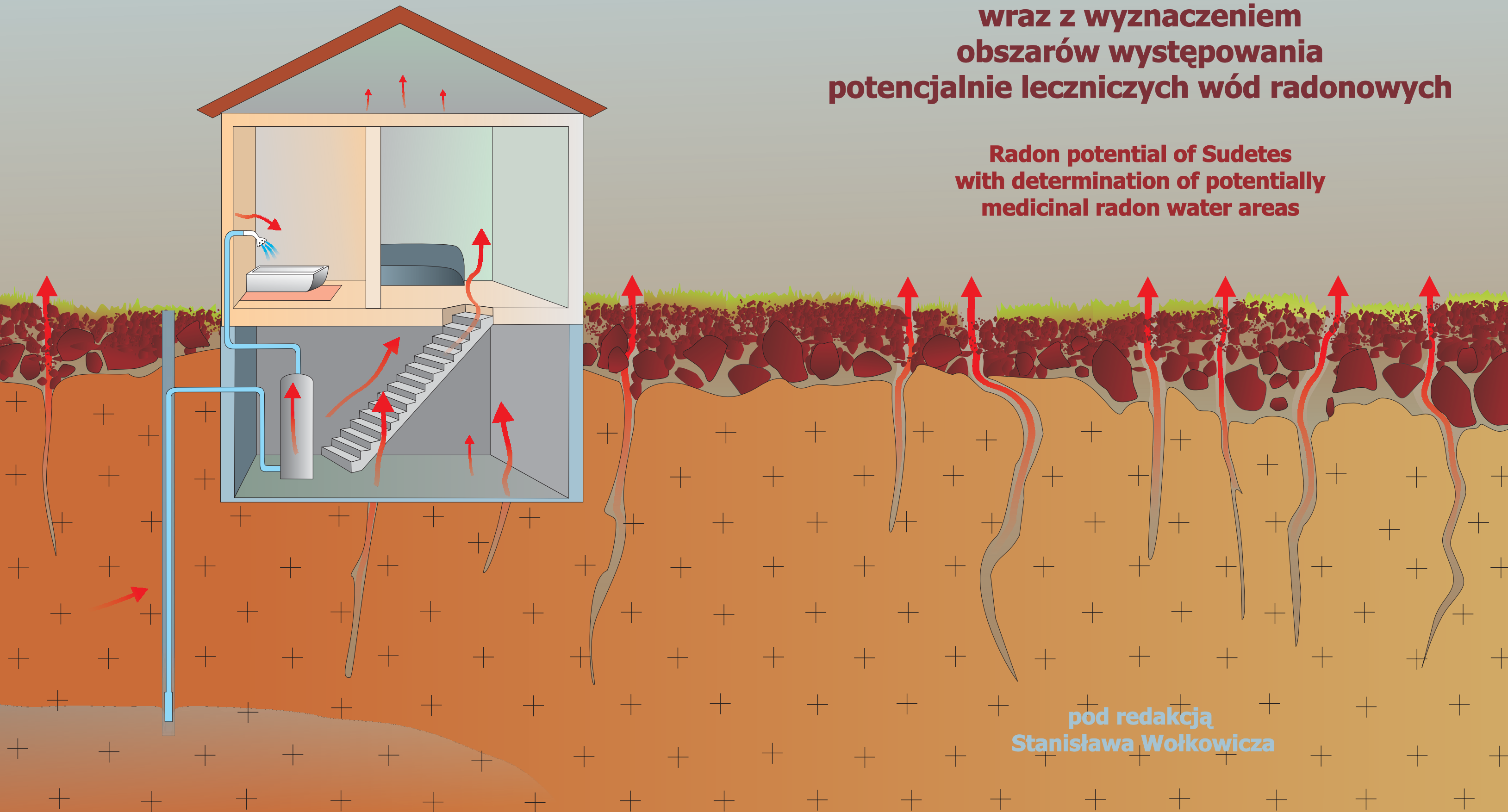




Ministerstwo Środowiska

Potencjał radonowy Sudetów wraz z wyznaczeniem obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych

Radon potential of Sudetes
with determination of potentially
medicinal radon water areas



pod redakcją
Stanisława Wołkowicza

**Potencjał radonowy Sudetów
wraz z wyznaczeniem obszarów występowania
potencjalnie leczniczych wód radonowych**

**Radon potential of Sudetes with determination
of potentially medicinal radon water areas**

Pod red. Stanisława Wołkowicza

**PRACA ZOSTAŁA WYKONANA NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA
ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ
NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA
I GOSPODARKI WODNEJ**

Projekt graficzny okładki: *Agata Olszyńska*

Kompozycja i opracowanie graficzne: *Anna Ciastek*

Komputerowe przygotowanie map: *Monika Piotrowska, Stanisław Żak*

Recenzent pracy: *Prof dr hab. Jan Dowgiałło*

Akceptował do druku: dnia 24.05.2007

Główny Geolog Kraju

Prof. dr hab. Mariusz – Orion Jędrysek

Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 2007

ISBN 978-83-7538-159-7

Wydanie I. Nakład 250 egz. Format A4. Ark. wyd. 41,8

Druk: REMIGRAF Sp. z o.o., ul. Ratuszowa 11, 03-450 Warszawa

SPIS TREŚCI

Część I

Stanisław WOŁKOWICZ

Potencjał radonowy Sudetów i wybranych jednostek bloku przedsudeckiego.....	5
Radon Potential of Sudetes and selected units of Fore-Sudetic Block	

Część II

Tadeusz Andrzej PRZYLIBSKI, Anna ADAMCZYK-LORENC, Stanisław ŻAK

Obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach	107
Areas of the occurrence of potentially medicinal radon waters in Sudetes	

Część I

**POTENCJAŁ RADONOWY SUDETÓW
I WYBRANYCH JEDNOSTEK
BLOKU PRZEDSUDECKIEGO**

Stanisław Wołkowicz

Część I

1. CEL BADAŃ	9
2. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ OBSZARU BADAŃ	13
3. METODYKA I ZAKRES BADAŃ	22
3.1. Badania potencjału radonowego podłoża geologicznego na podstawie stężenia radonu w powietrzu glebowym	22
3.2. Opracowanie mapy potencjału radonowego	23
3.3. Analiza statystyczna	25
3.4. Oznaczenia laboratoryjne stężenia radionuklidów naturalnych i sztucznych	26
4. ZARYS GEOCHEMII URANU I TORU	24
5. ZŁOŻA I PRZEJAWY MINERALIZACJI URANOWEJ W SUDETACH	30
6. WYNIKI BADAŃ	35
6.1. Wyniki badań emanacji radonowych	35
6.1.1. Blok karkonosko-izersko-łużycki	35
6.1.2. Blok gnejsowy Gór Sowich wraz z fragmentami ofiolitu sudeckiego (masyw Nowej Rudy)	43
6.1.3. Metamorfit orlicko-śnieżnicki	46
6.1.4. Kłodzko-złotostocki masyw granitowy	50
6.1.5. Granitoidy kudowskie	52
6.1.6. Struktura kaczawska	54
6.1.7. Struktura bardzka	58
6.1.8. Depresja Świebodzic	60
6.1.9. Depresja śródsudecka	62
6.1.10. Depresja północnosudecka	70
6.1.11. Wybrane jednostki bloku przedsudeckiego	74
6.2. Analiza zależności pomiędzy stężeniem radonu i wybranymi radionuklidami naturalnymi (^{226}Ra i ^{210}Pb)	79
7. OCENA POTENCJAŁU RADONOWEGO PODŁOŻA GEOLOGICZNEGO SUDETÓW I WYBRANYCH JEDNOSTEK BLOKU PRZEDSUDECKIEGO	86
8. PODSUMOWANIE I WNIOSKI	94
9. BIBLIOGRAFIA	96
10. SUMMARY	103

1. CEL BADAŃ

Obecność pierwiastków promieniotwórczych we wszystkich rodzajach skał powoduje, że w każdym miejscu na kuli ziemskiej oddziałuje na nas promieniowanie, od którego praktycznie w żaden sposób nie możemy się odizolować. Ponadto trudno jest też jednoznacznie stwierdzić, czy promieniowanie takie jest dla organizmów żywych szkodliwe, czy wręcz przeciwnie. Przyjmuje się, że jego niewielkie dawki są korzystne dla naszego zdrowia i życia. Teoria hormezy, chociaż nie jest powszechnie akceptowana, przez niektórych badaczy jest uważana za jedyną właściwą. Według tej teorii, czynnik występujący w przyrodzie szkodliwy dla organizmu w większych dawkach, w małych oddziałuje korzystnie.

Hormeza radiacyjna zakłada hipotetyczny korzystny wpływ małych dawek promieniowania jonizującego na organizmy żywe. Stąd też istnieje pojęcie leczniczych wód radonowych. Do roku 1978 funkcjonowało w starych sztolniach koło Kowar, pozostałych po poszukiwaniach uranu, tzw. inhalatorium radonowe, gdzie leczono schorzenia górnych dróg oddechowych. Powstaje jednak pytanie, gdzie się kończy pojęcie małej dawki oraz co stanowi już dawkę niekorzystnie wpływającą na zdrowie człowieka. Dodatkowo trzeba zauważyć, że jak w przypadku innych czynników środowiskowych osobnicza odporność na bodźce zewnętrzne jest różna, należy więc oczekiwać zróżnicowanej odporności na promieniowanie jonizujące. Zasadne też wydaje się stwierdzenie, że ważniejszym czynnikiem niekorzystnie wpływającym na zdrowie jest skok wartości dawki niż jej wielkość. Potwierdzają to badania prowadzone wśród górników kopalni węgla kamiennego na Górnym Śląsku. Zauważono, że górnicy autochtoni, mieszkający w tych warunkach od wielu pokoleń, chorują na raka krtani rzadziej niż górnicy napływowi (Skowronek, 2006).

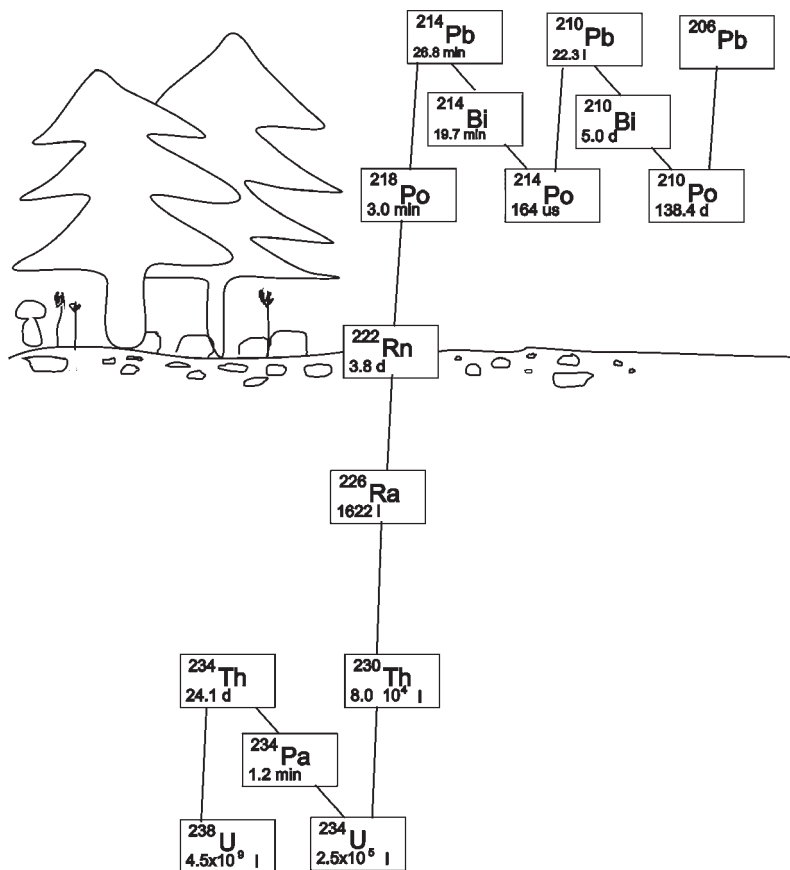
Jednak w stosunku do promieniowania jonizującego jest przyjęta i obowiązuje nadal zasada ALARA (*as low as reasonably achievable*) polegająca na minimalizacji dawki promieniowania oddziałującego na człowieka. Wynika ona z tzw. modelu liniowego bezprogowego. Zakłada on, że promieniowanie jonizujące jest bezwzględnie szkodliwe, a stopień szkodliwości jest zależny od wielkości dawki. Badania statystyczne prowadzone w wielu krajach wykazują, że spośród składowych promieniowania największą część związana jest z promieniotwórczym gazem szlachetnym – radonem ^{222}Rn i jest to jedyna składowa, którą można efektywnie zminimalizować. W Stanach Zjednoczonych stanowi ona około 55%, w Polsce 38,7% (Jagiela i in., 1998) całej dawki wchłanianej przez statystycznego mieszkańca.

Radon jest gazem promieniotwórczym, bezbarwnym, bezwonny, o małej aktywności chemicznej. W przyrodzie znanych jest 27 izotopów radonu, powstających w wyniku rozpadu szeregu promieniotwórczego ^{238}U , ^{235}U i ^{232}Th (fig. 1.1). Większość z izotopów radonu ma bardzo krótki czas połowicznego rozpadu, stąd też ze środowiskowego punktu widzenia najbardziej niebezpieczny jest izotop ^{222}Rn , którego czas połowicznego rozpadu wynosi 3,8 dnia. Stanowi on ponadto około 80% wszystkich radioizotopów radonu. Ten relatywnie długi czas połowicznego rozpadu pozwala na jego migrację i kumulowanie się. Radon jest pierwiastkiem alfa-promieniotwórczym (w mniejszych stopniu beta-promieniotwórczym), o małej przenikliwości, ale o dużej zdolności jonizującej, spowodowanej wysoką energią i dużą masą cząsteczki. Krótkożyciowe produkty rozpadu radonu ^{222}Rn mają tendencję do łączenia się z cząsteczkami pyłu, tworząc tzw. aerozole promieniotwórcze. Są one szczególnie niebezpieczne w pomieszczeniach o wysokim zapyleniu, w wyrobiskach górniczych oraz dla osób palących. W tym ostatnim przypadku mamy do czynienia z synergizmem negatywnych skutków zdrowotnych powodowanych przez palenie nikotyny i radioaktywne oddziaływanie radonu. W uwagi na to, że palenie tytoniu jest zjawiskiem powszechnym określenie ilości zachorowań na raka płuc spowodowanych radonem jest bardzo trudne.

Powietrze z radonem obecne w glebach lub skałach wnika do posadowionych na nich budynkach poprzez szczeliny w fundamentach, ścianach, w miejscach przebicia stropów budynków przez sieć kanalizacyjną, wodną, często również elektryczną (ziemne doprowadzenie zasilania). Istotną rolę

odgrywa to, czy budynek jest podpiwniczony. W wielu miejscach na terenie Sudetów znajdują się domy posadowione bezpośrednio na skałach, a w ich podpiwniczeniach znajdują się wykute w skale kawerny, wypełnione wodą źródlaną, często niezwykle zasobną w radon. W kolei w innych regionach Polski (np. na Podlasiu) w pomieszczeniach kuchennych znajdują się niewielkie ziemne schowki, zagłębione w grunt na głębokość około 1,5 metra, stanowiące podręczną spiżarnię. Miejsca te są bardzo dobrym kolektorem radonu (Karpińska i in., 2002). W budynkach radon przemieszcza się dość łatwo, jednakże zawsze najwyższe jego stężenie jest na poziomie najniższej kondygnacji, tj. na parterze lub w piwnicy. Na każdej kolejnej kondygnacji stężenie radonu spada o około 50%.

Fig. 1.1. Pochodzenie radonu ^{222}Rn w szeregu rozpadowym uranu ^{238}U
Origin of radon ^{222}Rn in the decay series of uranium ^{238}U



Wnikanie radonu do budynków ułatwia różnica ciśnienia pomiędzy zewnątrz budynku a jego wnętrzem. Ma to znaczenie zwłaszcza w okresie zimowym, kiedy powierzchnia terenu jest zwykle zamrznięta i pokryta śniegiem, a budynki są intensywnie ogrzewane. Wówczas radon nie jest uwalniany do atmosfery, lecz migruje w kierunku budynków, działających jak pompa ssąca. Stąd też najwyższe stężenia radonu w budynkach obserwuje się w okresie zimy. Efekt ten dodatkowo jest potęgowany przez znacznie słabsze wentylowanie i przewietrzanie budynku, niż ma to miejsce w okresie letnim.

Źródłem radonu w budynkach jest także woda. Odrębnym zagadnieniem jest obecność radonu w wodzie pitnej (Przylibski i in., 2007). Natomiast woda użytkowana w gospodarstwie domowym jest źródłem radonu w niektórych pomieszczeniach, przede wszystkim w łazienkach, w mniejszym stopniu w kuchniach. Wynika to z faktu, że w trakcie podgrzewania wody dochodzi do degazyfikacji wody i emisji dużej ilości radonu do pomieszczeń. Najintensywniej zachodzi ten proces w trakcie kąpieli, kiedy użytkowane są relatywnie duże ilości wody. Badania przeprowadzone w Finlandii wykazały, że stężenie radonu w łazienkach jest ponad 3-krotnie wyższe niż w pomieszczeniach kuchennych i ponad 20-krotnie wyższe niż w pokojach mieszkalnych (Lahermo, Juntunen, 1991).

Duży wpływ na stężenie radonu w budynkach mieszkalnych ma ich wyposażenie i sposób bytowania mieszkańców. Systemy wymuszonej wentylacji (wentylacja z/bez odzysku ciepła, klimatyzacja) w istotny sposób obniżają stężenie radonu w pomieszczeniach. Obecność jedynie wentylacji grawitacyjnej w niewielkim stopniu wpływa na obniżenie stężenia radonu w budynkach. Stężenie radonu w budynkach, których mieszkańcy często wietrzą pomieszczenia, śpią przy uchylonych (latem przy otwartych) oknach jest niższe niż w budynkach, których mieszkańcy preferują przebywanie w szczelnie zamkniętych pomieszczeniach.

W powietrzu atmosferycznym na otwartej przestrzeni stężenie radonu jest o kilka rzędów wielkości niższe niż w obiektach zamkniętych. Istotne jest więc określenie wielkości stężenia radonu w budynkach. Ze względu na to, że najpoważniejszym źródłem radonu obecnego w pomieszczeniach jest szeroko rozumiane środowisko geologiczne, konieczne jest określenie potencjału radonowego tegoż podłoża, w tym przede wszystkim stężenia radonu w powietrzu glebowym i wodzie używanej w gospodarstwach domowych. Emisje radonu z materiałów budowlanych stanowią margines opisywanego problemu. Paradoksem jest, że w budynkach o nowoczesnych konstrukcjach wykonywanych z zastosowaniem technologii ograniczających emisję ciepła na zewnątrz prawdopodobieństwo stwierdzenia wysokiego stężenia radonu wewnątrz budynku jest znacznie wyższe niż w budynkach wykonanych w nieszczelnym systemie wielkopłytowym.

W wielu krajach Europy oraz w USA i Kanadzie obowiązują regulacje prawne dotyczące dopuszczalnego stężenia radonu w budynkach. W Polsce, w drugiej połowie lat 90-tych ubiegłego wieku również zostało opublikowane rozporządzenie Prezesa Państwowej Agencji Atomistyki, według którego stężenie radonu wewnątrz istniejących budynków nie mogło przekraczać 400 Bq/m^3 , a w budynkach nowo wznoszonych – 200 Bq/m^3 . Termin wejścia w życie tego rozporządzenia był kilkakrotnie przesuwany, a w końcu je anulowano. Proponowane w nim wartości były generalnie zbieżne z wartościami obowiązującymi w innych krajach i nie można wykluczyć, że problem ten będzie ponownie podjęty i zostanie wydane nowe rozporządzenie dotyczące dopuszczalnych stężeń radonu w domach mieszkalnych i budynkach użyteczności publicznej. Aby rozporządzenie to nie było od początku swego istnienia martwym aktem prawnym, niezbędne jest wykonanie pewnych prac badawczych, których celem jest wyznaczenie obszarów szczególnie narażonych na występowania intensywnych emisji radonu ze środowiska geologicznego.

Wykonywanie obecnie pomiarów we wszystkich budynkach mieszkalnych i użyteczności publicznej w Polsce byłoby przedsięwzięciem bardzo kosztownym i niecelowym, gdyż z dotychczasowych badań prowadzonych w ramach prac statutowych realizowanych przez Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej i Państwowy Zakład Higieny, a w wybranych obszarach również przez inne instytucje (Zalewski i in., 1996, 1998; Karpińska i in., 2002) wynika, że średnie stężenie radonu w budynkach w Polsce wynosi około 38 Bq/m^3 (Biernacka i in., 1991). Jednakże posługiwanie się danymi uśrednionymi dla dużego obszaru niesie ze sobą niebezpieczeństwo zbagatelizowania problemu, który może dotyczyć stosunkowo niewielkiej części populacji, dla której badane wartości mogą być wielokrotnie wyższe.

Badania prowadzone na świecie wykazały zbieżność pomiędzy budową geologiczną obszaru a wielkością stężenia radonu w budynkach, toteż w pierwszej kolejności konieczne jest przeprowadzenie analizy geologicznej pod kątem potencjału radiogenicznego poszczególnych jednostek litologicznych i strukturalnych. Prace poszukiwawcze złóż rud uranu jakie były prowadzone w Polsce w latach 1948 – 1988 oraz zdjęcie gamma – spektrometryczne Polski wykonane na terenie całego kraju w latach 1992 – 1993 w celu kartograficznego przedstawienia skażeń poczynobylskich (Strzelecki i in., 1993, 1994, 1995) upoważniały do stwierdzenia, że najwyższym potencjałem radonowym charakteryzują się Sudety, a w dalszej kolejności Górnośląskie Zagłębie Węglowe, Karpaty, Góry Świętokrzyskie i Wyżyna Lubelska. Pozostałe obszary Polski charakteryzujące się dużą miąższością utworów glacialnych uznano za regiony o znacznie niższym zagrożeniu emanacjami radonowymi. Potwierdzają to badania Zalewskiego i in. (1996, 1998). Z utworów czwartorzędowych nieco więcej uwagi mogą wymagać je-

dynie gliny zwałowe i gładzowiska najmłodszego zlodowacenia występujące na wyniesieniu mazursko-suwalskim (Strzelecki i in., 1993; Mazeika i in. 1997).

Potencjał radonowy poszczególnych wydzieliń i typów litologicznych jest określany poprzez pomiar stężenia radonu w powietrzu glebowym. Bazując na tych wynikach określane jest prawdopodobieństwo wystąpienia wysokich stężeń radonu w budynkach zlokalizowanych na badanych skałach. W oparciu o wyniki pomiarów emanometrycznych możliwe jest opracowanie map potencjału radonowego (radon potential maps) lub map ryzyka radonowego (radon risk maps). Opracowanie takich map będzie dla inwestorów i pracowników wydziałów planowania przestrzennego źródłem informacji o możliwości wystąpienia podwyższonych stężeń radonu w planowanych budynkach. Informacja taka będzie także dla inwestora wskazówką, czy należy budynek wyposażać w system wentylacyjny, który problem definitywnie rozwiąże czy też taka instalacja jest zbyteczna.

Geologiczna interpretacja wyników pomiarów emanometrycznych pozwala na znaczne ograniczenie liczby domów, w których należy wykonać badania stężenia radonu, poprzez eliminację obszarów o niskim potencjale radonowym, na których prawdopodobieństwo stwierdzenia ponadnormatywnych stężeń radonu w budynkach mieszkalnych będzie znikome.

2. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ OBSZARU BADAŃ

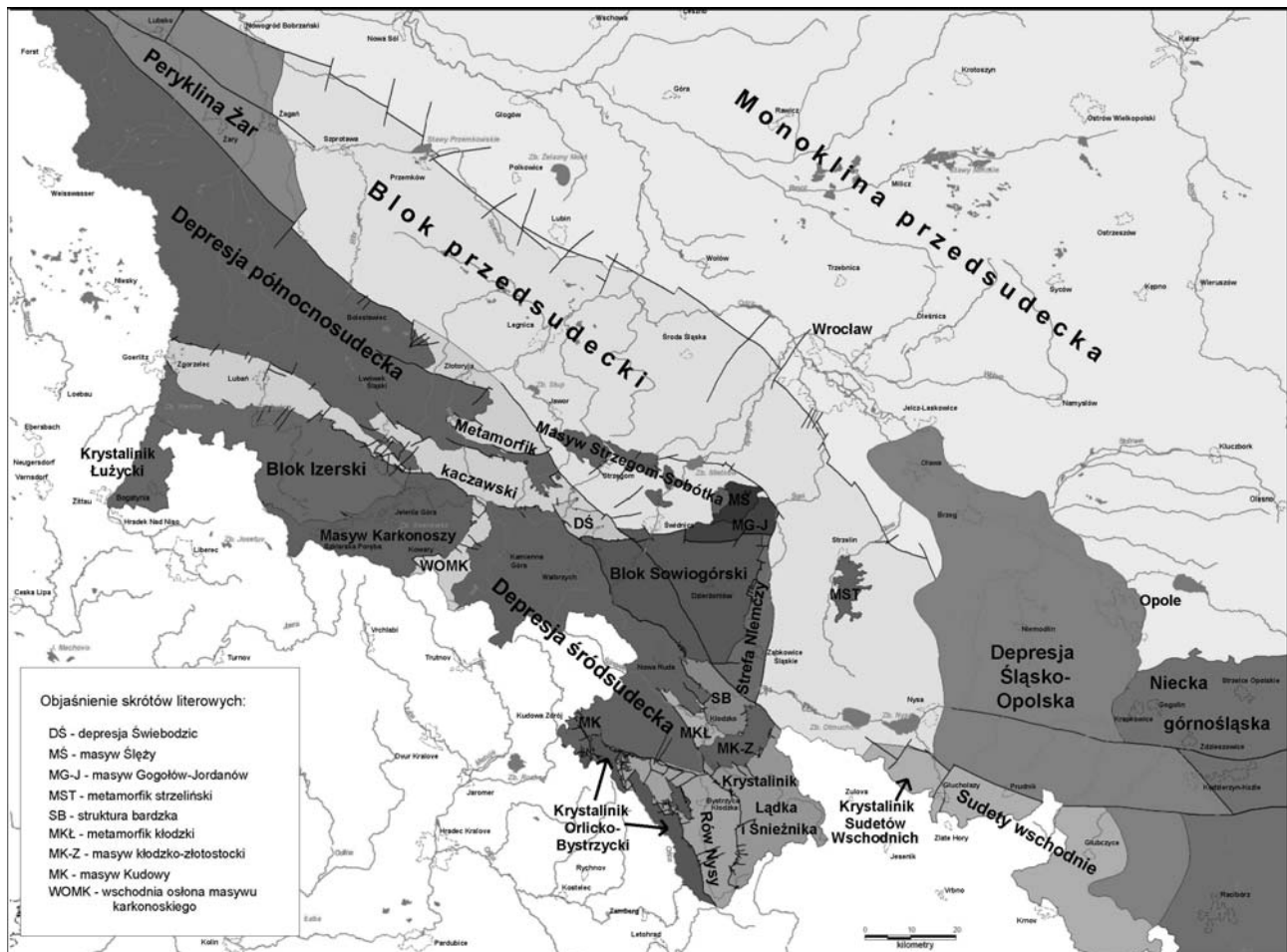
Badania potencjału radonowego objęły obszar Sudetów oraz wybrane formacje magmowe i metamorficzne przedpola Sudetów. Omówienie uzyskanych wyników badań przeprowadzono z uwzględnieniem podziału na główne jednostki geologiczno-strukturalne (fig. 2.1).

Bardzo skomplikowana wewnętrzna budowa geologiczna obszaru Sudetów i bloku przedsudeckiego jest efektem polifazowej ewolucji geologicznej trwającej od górnego proterozoiku po czwartorzęd, co było przedmiotem prac wielu badaczy (m.in. Suess, 1926; Kossmat, 1927; Stille, 1951; Sawicki, 1966; 1995; Oberc, 1972; Mierzejewski, 1993; Cymerman i in., 1997; Franke, Żelaźniewicz, 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Kryza i in., 2004).

W toku tej ewolucji wyróżnić można kilka zasadniczych etapów: (1) neoproterozoiczno-dolnoordowicki (kadomski), (2) dolnopaleozoiczny (ordowik – dewon), (3) górnodewońsko-karbońsko-dolnopermski, (4) cechsztyńsko-mezozoiczno-trzeciorzędowy i (5) czwartorzędowy. Procesy typowe dla poszczególnych etapów ewolucji zajął się zarówno przestrzennie jak i czasowo. Etap 1 i 2 reprezentowane są dziś przez kompleksy skał metamorficznych i magmowych, które podlegały

Fig. 2.1. Uproszczony podział polskiej części Sudetów Zachodnich i bloku przedsudeckiego na jednostki geologiczne wyższego rzędu (wg Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Aleksandrowski, Mazur, 2002).

Simplified division of Polish part of Western Sudetes and Fore-Sudetic Block into main geological units (wg Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Aleksandrowski, Mazur, 2002).



wielokrotnym deformacjom fałdowo-nasunięciowym i ścięciowym. Etap 3 odpowiada waryscyjskim procesom orogenicznym oraz synorogenicznej sedymentacji i działalności magmowej. Jest reprezentowany przez kompleksy skał osadowych o charakterze fliszowym i molasowym, granitoidy oraz zróżnicowane geochemicznie kompleksy skał wulkanogenicznych. Etap 4 to etap sedymentacji platformowej i deformacji blokowych.

Z uwagi na to, że dla określenia potencjału radonowego Sudetów i wybranych jednostek ich przedpola podstawowe znaczenie ma metalogenia uranu, dlatego też opisując historię geologiczną badanego obszaru, w przypadku skał magmowych szczególną uwagę zwracano na ich chemizm i procesy pomagmowe towarzyszące intruzjom, w przypadku formacji metamorficznych istotne jest wykształcenie skał wyjściowych (protolitów). Przy skałach osadowych ważnymi cechami są: wykształcenie litologiczne, środowiska sedymentacji i obecność substancji organicznej, jako czynnika kreującego warunki redukcyjne w zbiorniku.

Poszczególne jednostki tektoniczno-stratygraficzne są przeważnie oddzielone od siebie uskokami, zarówno normalnymi jak inwersyjnymi (Cymerman, 2001). Ułatwia to wyznaczanie granic jednostek, utrudnia natomiast stwierdzenie ich wzajemnych relacji przestrzennych. Główne jednostki Sudetów i ich przedpola to blok karkonosko-izersko-łużycki, metamorfik orlicko-śnieżnicki, intruzja granitoidowa Strzegom-Sobótka z osłoną metamorficzną, blok Gór Sowich ze strefą Niemczy i wokół sowiogórkami masywami ultrazasadowo-zasadowymi, metamorfik środkowej Odry, metamorfik Wzgórz Strzebińskich, struktura kaczawska, struktura bardzka, depresja Świebodzic, depresja śródsudecka wraz z rowem górnej Nysy oraz depresja północnosudecka. Niezależnie jednak od mozaikowatości budowy geologicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego mamy tu do czynienia z kompleksami tektono-stratygraficznymi wspólnymi dla poszczególnych jednostek. Wydzielenie takich kompleksów jest ułatwione przez liczne datowania radiometryczne oparte na zróżnicowanych metodach (U-Pb, Pb-Pb, Ar-Ar, K-Ar itp.).

Neoproterozoik – dolny ordowik (kompleks kadomski). Skały tego kompleksu zostały udokumentowane w bloku karkonosko-izersko-łużyckim, w metamorfiku orlicko-śnieżnickim, w metamorfiku kłodzkim oraz w rejonie Wądroża Wielkiego na bloku przedsudeckim i w krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. Najstarsze utwory są reprezentowane przez fragmenty górnoproterozoicznych serii suprakrystalnych, w które intrudowały kadomskie granitoidy – później zdeformowane i tworzące dziś kompleksy ortognejsów. Do serii suprakrystalnych należą:

- szarogłazy łużyckie (szarogłazy, fyllity) w zachodniej części bloku karkonosko-izersko-łużyckiego (Szałamacha i in., 1995);
- skały izerskich pasm łupkowych: złotnickiego, Starej Kamienicy, Szklarskiej Poręby i łupki z Czarnowa we wschodniej osłonie Karkonoszy (seria z Niedamirowa). Są to łupki łuszczyczkowe, lokalnie sfeldspatyzowane z wkładkami skał wapienno-krzemianowych, kwarcytów fluorytowych i turmalinowych, leptynitów, łupki łuszczyczkowo-chlorytowo-kwarcowe z granatem, chlorytoidem, staurolitem i kasyterytem oraz marmury i amfibolity (Teisseyre, 1973; Szałamacha i in., 1995);
- kompleks skalny formacji strońskiej i Młynowca w metamorfiku orlicko-śnieżnickim reprezentowany przez łupki łuszczyczkowe i paragnejsy z wkładkami amfibolitów, leptytów, marmurów, łupków grafitowych i kwarcytów (Cymerman, 1996);
- starsza seria łupkowa krystaliniku Wzgórz Strzebińskich wykształcona jako łupki łuszczyczkowe, amfibolity, skały wapniowo-krzemianowe, marmury (Badura i in., 1998);
- seria łupkowa Kamieńca Ząbkowickiego (łupki dwułuszczyczkowe ze staurolitem, andaluzytem i dystenem z wkładkami kwarcytów i kwaśnych metawulkanitów oraz eklogitów) (Szałamacha, Szałamacha, 1996; Badura i in., 1998, Cymerman, 1996, Achramowicz i in., 1997).

Skały kadomskiej serii suprakrystalnej reprezentują osady i wulkanity basenów śródkontynentalnych lub szelfów. Środowiska sedymentacji skał osadowych determinowały zawartości pierwiast-

ków promieniotwórczych w tych skałach. Szarogłazy łużyckie przewarstwiane mułowcami interpretowane są jako hemipelagiczne turbidyty (Kryza i in., 2004). Serie łupkowe reprezentują pierwotne skały piaszczysto-mułowcowo-ilaste, szarogłazowe, z przewarstwieniami kwarcytów, skał węglanowych i łupków wzbogaconych w substancję organiczną. Liczne są wtrącenia wulkanitów, przeważnie zasadowych, rzadziej kwaśnych (Lorenc, 1981; Wojciechowska, 1982).

Wiek cyrkonów z materiału wulkanogenicznego wynosi od 640–620 Ma (metatufity pasma złotnickiego) przez 560 Ma (szarogłazy łużyckie) do 520 Ma (leptyty serii strońskiej). W krystalniku Wzgórz Strzelińskich gnejsy syllimanitowe z Nowolesia (paragnejsy?) mają udokumentowany wiek Pb-Pb nawet na 1020 Ma (Oberc-Dziedzic, Szczepański, 1995). Z kolei badania reliktyw skamieniałości ze skał serii strońskiej wskazują na wiek późnoproterozoiczno-wczesnokambryjski (Gunia, 1997). Wymienione skały zostały poddane działaniu progresywnego metamorfizmu regionalnego od niskiego stopnia w wypadku szarogłazów łużyckich przez facje zieleńcowe (łupki pasma złotnickiego, fyllity z Włosienia) przy $T=400 - 450^{\circ}\text{C}$ i $p=4$ kb do facji amfibolitowych przy $T=560 - 630^{\circ}\text{C}$ i różnych ciśnieniach $p=3-4$ do $7-8$ kb. Podłoże suprakrustalnej serii kadomskiej nie jest znane.

W skały serii suprakrustalnej intrudowały ciała granitoidowe, które w następstwie deformacji mylonitycznej zostały przekształcone w zróżnicowane strukturalnie i teksturalnie kompleksy ortognejsowe. Skały te są dziś reprezentowane przez:

- granodiority zawidowskie (540 – 533 Ma), granity rumburskie i izerskie (514 – 480 Ma), leukogranity i leukognejsy oraz gnejsy granodiorytowe, izerskie i kowarskie (500 Ma) w bloku karkonosko-izerskim-łużyckim,
- gnejsy Wądroża Wielkiego (548 Ma) występujące na bloku przedsudeckim wśród skał kompleksu kaczawskiego,
- ortognejsy i gnejsy jednostki Orlej – Gołogłów (500 – 590 Ma) w SW części metamorfiku kłodzkiego,
- ortognejsy śnieżnickie i bystrzyckie oraz migmatyczne gnejsy gierałtowskie (488 – 522 Ma) w metamorfiku orlicko-śnieżnickim,
- gnejsy strzelińskie (568 – 600 Ma) w krystalniku Wzgórz Strzelińskich.

Dolny paleozoik (kompleks sowiogórski i ultramaficzno-maficzny kompleks ofiolitowy).

Trójkątny dziś w zarysie blok sowiogórski występujący w centralnej partii dolnośląskiej mozaiki tektonicznej, stanowi pod względem zarówno litologicznym jak i strukturalnym element obcy wśród skał sąsiadujących jednostek metamorficznych. Blok ten jest natomiast związany przestrzennie z otaczającymi, a częściowo podścielającymi go, wystąpieniami skał ultramaficzno-maficznych tworzącymi tzw. kompleks ofiolitowy.

W skład kompleksu sowiogórskiego, który odsłania się zarówno w Górach Sowich, jak i na ich przedpolu na bloku przedsudeckim, wchodzi: paragnejsy i migmatyty (migmatyty warstewkowe, nebulityczne, szlirowate lub homofaniczne, często z granatami, syllimanitem i pinitem pokordierytowym, gnejsy syllimanitowe, granitognejsy (migmatyty homofaniczne), granitognejsy oczkowe silnie zmylonizowane, gnejsy amfibolowe i amfibolity oraz granulity) (Szałamacha, Szałamacha, 1996; Cymerman, 1996).

Zespołowi gnejsów i migmatytów towarzyszą niewielkie ciała amfibolitów, granulitów i zserpentyzowanych perydotytów. Zarówno wiek, jak i charakter protolitów tych skał jest dyskutowany. Skałami wyjściowymi były najprawdopodobniej drobnoziarniste skały piaszczysto-mułowcowi, lokalnie wzbogacone w składniki ilaste. Partiami skały te były w dominującej części zbudowane z kwarcu. W obrębie sekwencji osadowych występowały serie magmowe złożone głównie z różnych odmian bazaltów, będące protolitami metabazytów występujących w obrębie gnejsów sowiogórskich (Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1987, 1990, 1995; Winchester i in., 1995).

Granulity i perydotyty granatowe **uległy metamorfizmowi** w dolnej skorupie w czasie około 402 Ma, następnie razem z gnejsowym otoczeniem zostały przeobrażone w warunkach facji amfiboli-

towej, a także poddane wielofazowej migmatyzacji w czasie 384 – 370 Ma. Szybkie wypiętrzanie kompleksu sowiogórskiego w górne partie skorupy jest dokumentowane radiometrycznie (Ar-Ar i Rb-Sr) na 370 – 360 Ma (m.in.: van Breemen i in., 1988; Bröcker i in., 1997; A. Żelaźniewicz, 2003). Dane te nie potwierdzają, długo uznawanego za pewnik, prekambryjskiego wieku kompleksu, choć taki wiek jest możliwy dla protolitów niektórych z tych skał (Gunia, 1985).

Wzdłuż wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego rozwinęła się struktura strefy mylonitycznej Niemczy, skomplikowana strefa przesuwczą, w której dominują zmylonityzowane gnejsy kompleksu sowiogórskiego (mylonity i kataklazyty), wśród których występują łupki łuszczycowe z andaluzytem i kordierytem, kwarcyty i metaszarogałazy oraz granitoidy niemczańskie (Szałamacha, Szałamacha, 1996; Cymerman, 1996; Cwojdzński, Żelaźniewicz, 1995). W obrębie tej strefy występują też serpentynity masywu Szklar. Zarówno geneza strefy Niemczy, jak i jej znaczenie w regionalnej geologii Dolnego Śląska są nadal przedmiotem kontrowersji. Niewątpliwie jej geneza jest ściśle związana z późną, waryscyjską, ewolucją bloku Gór Sowich (m.in.: Dziedzicowa, 1979; Gunia, 1985; Cymerman, Piasecki, 1994; Mazur i in., 1995; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Górne partie kompleksu sowiogórskiego były erodowane już w późnym dewonie dostarczając materiału klastycznego do depresji Świebodzic i basenu bardzkiego. Transgresja wizenu wkroczyła na wyrównaną powierzchnię erozyjną bloku sowiogórskiego.

Kompleks ofiolitowy składa się z kilku odrębnych struktur pojawiających się dziś na powierzchni w masywie Ślęży, Szklar, Braszowic-Brzeźnicy i Nowej Rudy. Z litologicznego punktu widzenia składa się on z członu ultramaficznego przekształconego w swej zasadniczej masie w serpentynity (serpentynity antygorytowe i chryzotylowe) z reliktowymi partiami perydotytów, piroksenitów i dunitów, oraz członu maficznego (gabra oliwinowe i diallagowe, metagabra, amfibolity i diabazy) (Szałamacha, Szałamacha, 1996; Cymerman, 1996). Nietypowo wykształcone pełne sekwencje ofiolitowe występują w masywie Ślęży i Nowej Rudy, pozostałe dwa masywy są złożone z serpentynitów (masyw Szklar) lub serpentynitów i gabr strefowo zamfibolityzowanych (masyw Braszowic – Brzeźnicy). Wiek gabr (U-Pb) określony na cyrkonach wynosi 420 Ma, a plagiogranitów tworzących żyły w serpentynitach – 403 Ma (górnny sylur-dolny dewon) (Pin i in., 1988; Majerowicz, Pin, 1989; Oliver i in., 1993; Żelaźniewicz, 2003).

Dolny paleozoik (ordowik – dewon) (syntektoniczny kompleks kaledońsko-waryscyjski).

Skały paleozoiczne (ordowik – dewon) są reprezentowane w Sudetach przez zmetamorfizowane serie osadowo-magmowe (Żelaźniewicz i in., 1995). Należą do nich jednostki Leszczyńca i Przybkowic we wschodniej osłonie granitu Karkonoszy, metamorfik kaczawski, część metamorfiku kłodzkiego i staropaleozoiczne elementy litologiczne struktury bardzkiej. Skały budujące te jednostki tworzyły się w niewielkich basenach suboceanicznych lub umiejscowionych na ścienionej skorupie kontynentalnej – świadczy o tym wysoka aktywność magmowa i obecność bimodalnych serii intruzywnych i wulkanogenicznych. W skład omawianego kompleksu wchodzi:

- metamagmowe skały zasadowe (łupki kwarcowo-albitowo-chlorytowe, łupki chlorytowe, amfibolity, metadiabazy, zieleńce, metagabra) i kwaśne (gnejsy paczyńskie, metadioryty, plagiogranity) jednostki Leszczyńca we wschodniej osłonie masywu Karkonoszy,
- fyllity z wkładkami wapieni i zieleńce jednostki Przybkowic (prawdopodobnie ordowickie) nasunięte na struktury wschodniej osłony Karkonoszy od strony metamorfiku kaczawskiego (m.in.: Szałamacha i in., 1995; Cymerman, 1996; Narębski, 1994; Kryza, Mazur, 1994; Kryza i in., 1994; Floyd i in., 2000; Kozdrój 2003),
- osadowo-wulkanogeniczna sekwencja ordowicko-sylursko-dewońska kompleksu kaczawskiego (Baranowski i in., 1990) reprezentowana przez różne typy skał fyllitowych (łupki serycytowo-albitowe, serycytowo-chlorytowe z wkładkami łupków grafitowych, szare metałupki z wkładkami kwarcytów, wapienie i dolomity krystaliczne, czarne łupki krzemionkowe-graptolitowe i lidyty, łupki krzemionkowe) oraz przez skały wulkanogeniczne, o bimodalnym

chemizmie: zieleńce złupkowane i masywne, keratofiry (paleoryolity, paleotrachity alkaliczne), metapiaskowce wulkanogeniczne. Stratygrafia wydzielen litologicznych oparta jest na badaniach paleontologicznych. Intensywny wulkanizm podmorski, o zmiennym w czasie składzie chemicznym od wewnątrzpłytowych bazaltów i sekwencji bimodalnych, alkalicznych i przejściowych do law bazaltowych typu MORB (sylur – dewon), świadczy o stopniowym rozwoju basenu na skorupie oceanicznej (m.in.: Szałamacha, Szałamacha, 1996; Furnes i in., 1989; Seston i in., 2000; Kryza, Muszyński, 1992, 1994),

- sukcesja osadowo-wulkaniczna metamorfiku kłodzkiego złożonego z zespołu odrębnych sekwencji litologicznych zestawionych w wyniku procesów tektonicznych (amfibolity gabrowe, zieleńce, metaryolity, fyllity i środkowo-dewońskie wapienie krystaliczne (m.in.: Wojciechowska, 1966, Narębski i in., 1986, Kryza i in., 1999),
- głębokowodne serie łupkowo-krzemionkowe ordowiku, syluru i dewonu (także najniższy turnej) wchodzące w skład struktury bardzkiej jako elementy allochtoniczne olistonu bardzkiego (Wajsprych 1978, 1986).

Skały omówionych serii podlegały procesom metamorficznym i deformacjom tektonicznym. W bloku karkonosko-izersko-łużyckim procesy te rozpoczęły się w późnym dewonie i trwały aż po wizen, metamorfik kaczawski przeszedł pierwszą fazę metamorfizmu wysokociśnieniowego w górnym dewonie (łupki z glaukofanem), drugą w warunkach facji zieleńcowej, prawdopodobnie w karbonie dolnym. Ostatni etap deformacji we wschodniej osłonie Karkonoszy był związany z kształtowaniem się reliefu orogenicznego i tworzeniem zapadliska śródsudeckiego, a w metamorfiku kaczawskim – z powstaniem melanży grawitacyjnych na zboczach paleowyopinężeń (rowu oceanicznego ?); są one dziś reprezentowane przez słabo zmetamorfizowane metamułowce dolnego karbonu, w których tkwią chaotycznie rozmieszczone olistolity utworów ordowiku, syluru i dewonu (Haydukiewicz, 1977; Baranowski i in., 1998). Jest to ta sama faza deformacji synorogenicznej, która doprowadziła do powstania olistonu Gór Bardzkich. Faza ta łączy etap ewolucji basenów strefy saksońsko-turyngskiej z kolejnym etapem – górnopaleozoicznego rozwoju orogenu warycyjskiego.

Odmienne przebiegała ewolucja krystaliniku Wzgórz Strzebińskich (Oberc-Dziedzic, Szczepański, 1995). Tzw. młodsza seria łupkowa osłony gnejsów strzebińskich czyli warstwy z Jęglowej (kwarcyty, łupki kwarcytowe, metazlepieńce) o wieku dolny – środkowy dewon, reprezentuje osady ilasto-piaszczyste złożone w płytkim basenie na krawędzi kontynentu (Oberc, 1972). W osłonie występują także skały wapieniowo-krzemianowe i marmury z Przeworna, o nieokreślonym wieku (Badura i in., 1996, 1998). Deformacje fałdowo-nasunięciowe objęły zarówno podłoże kadomskie, jak i pokrywę dewońską i zakończyły się w momencie intruzji granitów strzebińskich o wieku 330 Ma (Oberc-Dziedzic i in., 1996).

Paleozoik górny (górnym dewon – dolnym perm (synorogeniczny kompleks warycyjski).

W okresie między dewonem górnym, a czerwonym spągowcem na obszarze Sudetów miała miejsce synorogeniczna sedymentacja fliszowa (struktura bardzka) lub rozwijały się osadowe kompleksy etapu molasowego, z którym związana była wysoka aktywność wulkaniczna (depresja Świebodzic, depresja śródsudecka i północnosudecka). W głębszych poziomach skorupy mamy natomiast do czynienia z syn-, i posttektonicznym magmatyzmem granitoidowym, który osiągnął swoje maksimum w górnym karbonie.

Do synorogenicznego kompleksu warycyjskiego należą (m.in.: Szałamacha, i in., 1995; Szałamacha, Szałamacha, 1996; Cymerman, 1996):

- w strukturze bardzkiej: utwory autochtoniczne (wapienie najwyższego dewonu, szarogłazy, mułowce, łupki ilaste, podrzędnie zlepieńce wizenu w typowej facji fliszowej), w obrębie których występują olistolity skał starszych,
- na bloku Gór Sowich: skały pokryw kulkowej (szarogłazy i łupki ilaste z wkładkami wapieni oraz zlepieńce),

- w depresji Świebodzic: górnodewońsko-dolnokarboński kompleks osadowy (szarogłazy, mułowce i zlepieńce polimiktyczne dewonu górnego z olistolitami wapieni górnego franu i dolnego famenu, zlepieńce gnejsowe (kulm z Książa) i polimiktyczne (kulm z Chwaliszowa), złożone z otoczków gnejsów i granitów sowiogórskich, zieleńców, kwaśnych wulkanitów i osadowych skał dewońskich,
- w depresji śródsudeckiej: dolnokarboński kompleks osadowy (zlepieńce, fanglomeraty, brekcje osadowe górnego turneju (kulm z Sadów Górnych), zlepieńce, szarogłazy, iłowce i mułowce wizenu (formacje ze Starych Bogaczowic, Lubomina i Szczawna), górnokarboński kompleks osadowo-wulkanogeniczny typu molasowego wykształcony w postaci piaskowców, zlepieńców, mułowców i iłowców z pokładami węgla kamiennego namuru – westfalu (formacje: wałbrzyska, z Białego Kamienia, żaclerska), zlepieńców i piaskowców z wkładkami mułowców (formacja z Glinika – westfal C-D), wulkanitów, takich jak trachybazalty, ryolity, tufy i brekcje lawowe, a także zlepieńców, piaskowców, mułowców i iłowców stefanu), osadowo-wulkanogeniczny kompleks czerwonego spągowca (mułowce i iłowce – łupki antrakozjowe), piaskowce miejscami zlepieńcowate, z przewarstwieniami łupków silnie wzbogaconych w substancje organiczną (łupki walchiowe), wulkanity dwóch cykli wulkanicznych: trachybazalty, ryolity, trachity i latyty, tufy ryolitowe, ignimbryty, fanglomeraty porfirowo-gnejsowe, piaskowce i iłowce czerwone,
- w depresji północno-sudeckiej: stefańsko-dolnopermski kompleks osadowo-wulkaniczny (mułowce, piaskowce, podrzędnie zlepieńce stefanu ze Starej Kraśnicy oraz iłowce niekiedy wzbogacone w substancję organiczną, mułowce z wkładkami piaskowców i zlepieńców (trzy cykle sedymentacyjne), wulkanity bimodalne: ryolity, tufy ryolitowe, ryodacyty, trachity oraz trachybazalty czerwonego spągowca.

Kompleks waryscyjski struktury bardzkiej został osadzony na cokole bloku kontynentalnego (platforma węglanowa) w stopniowo pogłębiającym się basenie, a w ostatniej, fliszowej fazie, na podmorskim skłonie basenu, na którym miały miejsce ześlizgi grawitacyjne na dużą skalę. Depozycja w basenie bardzkim była powiązana przestrzennie z płytkowodną sedymentacją szelfową na bloku sowiogórskim. Pierwotny zasięg całego basenu waryscyjskiego był znacznie szerszy od dzisiejszej struktury bardzkiej (Wajsprych, 1978; 1986).

Wszystkie pozostałe synorogeniczne formacje osadowe i osadowo-wulkanogeniczne związane były z szybkim rozwojem śródgórskich zapadlisk tektonicznych. Pojawiły się one w najwyższym dewonie (depresja Świebodzic), w dolnym karbonie (depresja śródsudecka) lub w górnym karbonie (depresja północnosudecka) i były przejawem tensyjnego rozpadu orogenu waryscyjskiego.

W karbonie miał też miejsce intensywny plutonizm granitoidowy. Procesowi temu zawdzięcza powstanie grupa intruzji występujących w obrębie wszystkich jednostek metamorficznych Sudetów i ich przedpola oraz zespół skał żyłowych reprezentowanych przez mikrogranity, aplity, pegmatyty, żyły kwarcowe i lamprofiry różnych odmian. Do zespołu granitoidów należą:

- masyw granitoidowy Karkonoszy w centrum bloku karkonosko-izerskiego (granity porfirowate – 327 Ma, granity równoziarniste – grzbietowe i granity granofirowe – 310 Ma (Borkowska, 1966; Mierzejewski, Oberc-Dziedzic, 1990; Pin i in., 1987),
- masyw granitoidowy Strzegom – Sobótka w obrębie skał kompleksu kaczawskiego oraz gabr Ślęży na bloku przedsudeckim (tonality, granodiority biotytowe, monzogranity dwułyżczykowe i biotytowe) (Majerowicz, 1972; Maciejewski, Morawski, 1975; Pin i in., 1989),
- ciała granitoidowe Niemczy w obrębie strefy mylonitycznej Niemczy i krawędziowej partii bloku sowiogórskiego (granodiority hornblendowe i monzodiority kwarcowe – 340 Ma) (Dziedzicowa, 1963; Cwojdziniński, Augustyniak, 1989; Oliver i in., 1993; Kröner i in., 1997),
- granitoidy strzelińskie – tworzące większe i mniejsze ciała żyłowe w skałach metamorficznych krystaliniku Wzgórz Strzelińskich (granity dwułyżczykowe i biotytowe – 330 Ma) (Puziewicz, Oberc-Dziedzic, 1995),

- masyw kłodzko-złotostocki – sierpokształtna intruzja położona na granicy między metamorfikiem wschodniej części kopuły orlicko-śnieżnickiej (Góry Złote i Krowiarki), strukturą bardzką i metamorfikiem kłodzkim. Wyróżniono tu granodioryty porfirowate oraz drobno i średnioziarniste, tonality, monzonity i monzodioryty (Wojciechowska, 1975; Cwojdziański, 1977),
- granitoidowe intruzje brzeżne metamorfiku orlicko-śnieżnickiego – masyw Kudowy, Nowego Hradka, granitoidy jawornickie i bialskie (tonality, granodioryty, granity monzonitowe – 289 – 330 Ma).

Granitoidy często wytwarzały w swojej osłonie strefy metamorfizmu kontaktowego (hornfelsy, łupki plamiste), których zasięg w znacznym stopniu jest uzależniony od litologii skał osłony. W otoczeniu niektórych intruzji granitoidowych, przede wszystkim Karkonoszy, w mniejszym stopniu kłodzko-złotostockiej, rozwinęły się procesy hydrotermalne, które doprowadziły po powstaniu wielu złóż i przejawów mineralizacji, zwykle o charakterze polimetalicznym. Liczne są też przejawy okruszczenia uranem. Charakterystyczne jest to, że lokalizują się one przede wszystkim w skałach osłony metamorficznej.

Cechsztyń – mezozoik (kompleks platformowy). Z końcem czerwonego spągowca nastąpiła zmiana warunków geotektonicznych na obszarze Dolnego Śląska. Od cechsztynu rozpoczyna się platformowy etap ewolucji obszaru Sudetów związany z rozwojem platformy postwaryscyjskiej Europy Środkowej. Płytkowodnej sedymentacji morskiej (cechsztyń, ret, wapień muszlowy, kreda górna) i lądowej (piaskowiec pstry dolny i środkowy) towarzyszą deformacje blokowe, o zmiennym natężeniu (Oberc, 1972). Przez cały czas obszar ten znajduje się w południowej, marginalnej strefie sedymentacji platformowej Niżu Polskiego, stąd dominacja brzeżnych facji basenowych i liczne luki stratygraficzne. W okresie triasu górnego, jury i dolnej kredy cały ten obszar wchodzi w skład denudowanego ładu dostarczającego materiału detrytycznego do basenu środkowoeuropejskiego. Kompleks platformowy dzieli się na dwie części: dolną – od cechsztynu po trias środkowy, i górną – obejmującą utwory górnej kredy.

Skały dolnej części kompleksu platformowego Sudetów występują w obrębie:

- depresji północnosudeckiej (piaskowce, iłowce, wapień, dolomity, anhydryty i gipsy cechsztynu, piaskowce pstre, piaskowce kwarcowe oraz iłowce z wkładkami wapieni, margli i dolomitów triasu dolnego, dolomity, wapień, wapień margliste i margle dolnego wapienia muszlowego),
- depresji śródsudeckiej (dolomity, szarogłazy, zlepieńce dolomityczne, piaskowce z soczewkami wapieni cechsztynu oraz piaskowce, miejscami zlepieńcowate, reprezentujące piaskowiec pstry – dolny i środkowy) (m.in.: Szałamacha i in., 1995; Szałamacha, Szałamacha, 1996; Cymerman, 1996).

Transgresja górnokredowa objęła znaczną część Dolnego Śląska z wyjątkiem kilku obszarów wyspowych. Skały tego kompleksu występują na obszarze depresji północno-sudeckiej (piaskowce kwarcowe, zlepieńce, margle i wapień margliste cenomanu i turonu, piaskowce kwarcowe, iłowce i margle koniaku, piaskowce kwarcowe z wkładkami iłów, mułowców i węgla brunatnych santonu), depresji śródsudeckiej (piaskowce kwarcowe i glaukonitowe, mułowce wapniste i krzemionkowe cenomanu, mułowce wapniste i ilaste, piaskowce wapniste i wapień piaszczyste oraz piaskowce kwarcowe i skaleńkowe turonu) oraz rowu górnej Nysy (piaskowce, miejscami glaukonitowe cenomanu, piaskowce, margle, mułowce i iłowce turonu, mułowce i iłowce oraz piaskowce z wkładkami zlepieńców koniaku).

Ukształtowanie się obecnej tektoniki obu depresji oraz rowu górnej Nysy jest wynikiem deformacji blokowych staroalpejskich (kimeryjskich i laramijskich) oraz młodoalpejskich (neogen).

Trzeciorzęd. Od ustąpienia morza górnokredowego w santonie do oligocenu górnego na obszarze Dolnego Śląska nie zachowały się żadne osady. Przez cały paleogen i część neogenu rozwijały się pokrywy wietrzeniowe zachowane przeważnie na podłożu skał krystalicznych (Walczak, 1970;

Stoch, 1974; Stórr, 1975). W procesie głębokiego podpowierzchniowego wietrzenia fizycznego i chemicznego następował rozpad skał krystalicznych na zwietrzliny ziarnowe (kasza granitowa). Dalszy rozpad skaleni i łuszczaków prowadził do powstania minerałów ilastych, w tym kaolinów. Pod bazaltami i osadami neogenu zachowały się miększe pokrywy zwietrzelinowe. W rejonie Ziębic, Świdnicy, Żarowa miąższość regolitów, skał zwietrzałych in situ jak i przemieszczonych, dochodzi do 80 m, a nawet przekracza 150 m.

Zwietrzliny typu kaszy granitowej rozwinęły się głównie na granitach i gnejsach. W profilach często obserwuje się stopniowe przejście od silnie spękanego podłoża poprzez skałę zdeintegrowaną do poszczególnych ziaren mineralnych, aż do skały ilasto-piaszczystej z zachowaną teksturą skały pierwotnej. Zwietrzałe łupki krystaliczne znacznie wyraźniej zachowują swoje pierwotne tekstury. Mogą one mieć barwy od szarych, srebrnych, stalowo-czarnych, fioletowych, ceglastoczerwonych, żółtych, zgniłozielonych do śnieżno białej. Ciepły i wilgotny klimat panujący w trzeciorzędzie powodował intensywne wietrzenie chemiczne i ługowanie uranu ze stref przypowierzchniowych. Część uranu uległa rozproszeniu, część migrowała w głąb górotworów, gdzie w strefach uprzywilejowanego krążenia roztworów mogła ulegać precypitacji prowadząc do powstawania infiltracyjnych nagromadzeń uranu.

W trzeciorzędzie na obszarze Sudetów intensywny jest wulkanizm bazaltowy. Należy on do centralnoeuropejskiej prowincji bazaltowej ciągnącej się od Francji, przez Niemcy i Czechy (Alibert i in., 1987; Blusztajn, Hart, 1989). Na terenie Dolnego Śląska wulkanity występują od Zgorzelca na zachodzie po Górę Św. Anny na wschodzie. Wystąpienia bazaltów grupują się w kilku centrach (Cwojdziniński, Jodłowski, 1982), a najważniejsze z nich występują w rejonie Zgorzelca-Bogatyni, Lubania, Złotoryi, Jawora i Niemczy.

Nazwa bazalt jest tu stosowana jako zbiorcze określenie zasadowych skał magmowych o strukturze afanitowej. Tak określona grupa skał obejmuje: bazalty, trachity, tefryty, bazanity, bazanity fonolitowe, latyty kwarcowe, bazalty foidonośne, nefelinity, doleryty, bazanitoidy, limburgity, ankaryty, trachyandezyty, trachyfonolity (Kozłowska-Koch, 1987; Wierchołowski, 1993). Oprócz skał magmowych w skład dolnośląskiej formacji bazaltowej wchodzi utwory piroklastyczne: brekcje wulkaniczne, tufy, tufity.

W rejonie Łądka Zdroju i Lutyni na przełomie miocenu górnego i pliocenu powstały niewielkie wulkany. Są to najmłodsze w Polsce wystąpienia skał bazaltoidowych (Birkenmajer i in., 2002).

Czwartorzęd. W rozwoju czwartorzędowej pokrywy osadowej Dolnego Śląska można wyróżnić trzy główne etapy, zróżnicowane pod względem dominującego środowiska depozycji.

Pierwszy etap obejmuje procesy aluwialnego kształtowania krajobrazu kontynuowane od trzeciorzędu i trwające w plejstocenie do czasu pojawienia się na tym obszarze pierwszego lądolodu. Okres ten trwał około 1,3 Ma lat. Rzeki wynosiły wówczas materiał z gór daleko na przedpole. Zapisem ówczesnych procesów są dzisiaj szeroko rozprzestrzenione osady żwirowo-piaszczyste wypełniające doliny, które miały w przewadze charakter rozległych nieckowatych zagłębień. Stwierdzono, że charakterystyczną cechą preglacjalnych rzek przedpola Sudetów była częsta zmiana kierunków przepływów wywoływana ruchami tektonicznymi (Przybylski i in. 1998; Badura, Przybylski, 1999). Preglacjalne żwiry i piaski, czasami muły rzeczne tworzą dziś wystąpienia w położeniu wysoczyznowym przy dolinach wszystkich większych rzek wypływających z Sudetów. Miąższość tych serii osadowych zwykle nie przekracza 20 m, dochodząc maksymalnie do 40 m. Ze względu na ciągłość sedimentacji tych osadów zwykle trudno w ich obrębie postawić granicę oddzielającą ściśle osady trzeciorzędowe od czwartorzędowych. Można tu opierać się jedynie na zmianie charakteru osadów, na bardziej grubookruchowy, co związane jest najprawdopodobniej ze zmianami klimatycznymi jakimi zaznaczyły się już w górnym pliocenie. Preglacjalne serie rzeczne zachowały się także fragmentarycznie na obszarze Sudetów. Większe wystąpienia tego rodzaju osadów stwierdzono w rejonie Kłodzka.

Drugi etap rozwoju czwartorzędowej pokrywy osadowej Dolnego Śląska to trwająca około 300 tys. lat epoka, w czasie której na obszar ten docierały plejstoceny lądolody. Najnowsze rekonstrukcje zakładają, że do północnej krawędzi Sudetów dotarły trzy lądolody, dwa w czasie zlodowaceń południowopolskich i jeden w trakcie zlodowaceń środkowopolskich (Czerwonka, Krzyszkowski, 1992; Badura, Przybylski, 1998). Pionowy zasięg lądolodu zlodowaceń południowopolskich w Sudetach pokrywa się mniej więcej z izohipsą 500 m n.p.m., maksymalnie osiągając około 540-550 m n.p.m. Dochodzące do Sudetów lądolody zmieniały bazę erozyjną i powodowały zmiany układu sieci rzecznej. Lodowce przyniosły na ten obszar duże ilości materiału, osadzając go w postaci glin lodowcowych, osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych. W skład osadów lodowcowych włączony został także materiał sudecki wyniesiony wcześniej przez rzeki na dalekie przedpole.

Najbardziej miąższa pokrywa osadów lodowcowych powstała w czasie dwukrotnego awansu lądolodu w zlodowaceniach południowopolskich. Gliny zwałowe z tego okresu osiągają miąższości zwykle do 20 m. W obręb Sudetów lądolód południowopolski sięgnął tylko do Kotliny Kłodzkiej gdzie pozostawił osady o miąższości 40 m.

Trzeci etap rozwoju rzeźby to okres po ustąpieniu z tego obszaru ostatniego lądolodu. Dla przeważającej części Dolnego Śląska był to lądolód zlodowacenia Odry, którego zanik przyjmuje się na około 180–170 tys. lat. W dolinach dolnośląskich rzek można wyróżnić od 2 do 6 tarasów, w dolinie Odry maksymalnie 4 (Badura, Przybylski, 2000). Najwyższe stwierdzone tarasy plejstoceny sięgają 35 m ponad poziom rzek. Wyższy poziom tarasowy, 55 m ponad rzeką, stwierdzono jedynie w przełomie bardzkim.

Najmłodsza faza trzeciego etapu powstawania pokrywy osadowej, trwająca praktycznie do dziś, związana jest z formowaniem dolin rzecznych. Na obszarze przedsudeckim mułki, piaski i żwiry rzeczne stanowiące fundament tarasów zalewowych są włożone zwykle w osady tarasów nadzalewowych.

Lokalnie na obszarze Sudetów i ich przedpola znaczenie w budowie powierzchniowej pokrywy osadowej miał również czynnik eoliczny. Mniej lub bardziej zwarte pokrywy lessowe osadzone były głównie w zimnych okresach plejstocenu. Większość lessów występujących dziś na Dolnym Śląsku związana jest z ostatnim zlodowaceniem – północnopolskim. Starsze lessy znane są z sąsiedniego obszaru Opolszczyzny, z rejonu Płaskowyżu Głubczyckiego. Na Dolnym Śląsku największe powierzchnie pokryte przez pyły eoliczne występują w rejonie Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich i Wzgórz Trzebnickich. Ich miąższość sięga tutaj do 10 m. Mniejsze płyty lessów, o miąższościach rzadko przekraczających 2 m, pokrywają powierzchnie wysoczyzn w wielu miejscach Przedgórze Sudeckiego. W obrębie samych Sudetów większe wystąpienia lessów i glin lessopodobnych znane są z okolic Kłodzka.

3. METODYKA I ZAKRES BADAŃ

Potencjał radonowy Sudetów i wybranych jednostek strukturalnych bloku przesudeckiego został określony na podstawie badań stężenia radonu w powietrzu glebowym. Podjęto również próbę oceny możliwości określenia potencjału radonowego za pomocą badań stężenia w glebie radioizotopu radu ^{226}Ra , który poprzedza w szeregu rozpadu radon ^{222}Rn oraz radioizotopu ołowiu ^{210}Pb , który jest jednym z produktów rozpadu radonu. Te dwa izotopy charakteryzują się tym, że w przeciwieństwie do radonu są ciałami stałymi i nie podlegają fluktuacjom właściwym dla gazów oraz mają długie okresy połowicznego rozpadu.

Pomiary stężenia radonu w powietrzu glebowym na terenie Sudetów wykorzystane w niniejszej pracy zrealizowane były w dwóch etapach. W latach 1997 – 1998 wykonano pomiary w około 2800 punktach zlokalizowanych na około 90 poletkach badawczych. Ich celem było wstępne określenie potencjału radonowego głównych jednostek strukturalnych oraz określenie wpływu tektoniki na wielkość emisji radonu. Następnie, w ramach realizacji niniejszego programu badawczego, w latach 2005–2006 na terenie całych Sudetów i w wybranych jednostkach strukturalnych bloku przedsudeckiego wykonano pomiary w około 5700 punktach zlokalizowanych na ponad 200 poletkach badawczych.

W trakcie wykonywania pomiarów stężenia radonu pobrano również około 300 próbek gruntów, które następnie poddano badaniom laboratoryjnym na zawartość radionuklidów naturalnych i sztucznych.

3.1. Badania potencjału radonowego podłoża geologicznego na podstawie stężenia radonu w powietrzu glebowym

W niniejszej pracy skoncentrowano się na badaniu potencjału radonowego środowiska geologicznego i opracowaniu mapy potencjału radonowego Sudetów i wybranych jednostek strukturalnych bloku przedsudeckiego. Podstawę stanowiły prace polowe polegające przede wszystkim na pomiarach stężenia radonu w powietrzu glebowym. W następnej kolejności uzyskane rezultaty zostały poddane obróbce statystycznej, a uzyskane parametry stanowiły podstawę do opracowania mapy potencjału radonowego. W celu uzyskania wiarygodnej informacji o potencjale radonowym danego wydzielenia litologicznego wykonywano statystycznie istotną liczbę pomiarów zgrupowanych w tzw. poletkach badawczych. Z reguły było to od 15 do 35 pomiarów. Punkty wyznaczano najczęściej w dwóch profilach z krokiem pomiarowym wynoszącym 10 metrów. Lokalizację poletek dobierano tak, aby były to obszary typowe dla danego wydzielenia litologicznego, z pominięciem stref obniżonych (podmokłych) i prawdopodobnego przebiegu uskoku. Płytkie występowanie poziomych wód gruntowych z reguły uniemożliwia pobranie próbki powietrza glebowego, natomiast strefy uskoku są doskonałymi drogami migracji radonu z dużych głębokości i w istotny sposób zniekształcają informację o obszarze, która powinna charakteryzować uśredniony poziom emanacji radonowej, z jaką możemy mieć do czynienia budując dom na danym wydzieleniu litologicznym. Jednostkom litologicznym (litostratigraficznym) budującym powierzchnię terenu na dużych obszarach poświęcono znacznie więcej uwagi niż tym, których udział jest podrzędny. Lokalizacja poletek badawczych została przedstawiona na fig. 3.1.1.

Głębokość poboru próbki powietrza glebowego ustalono na 80 centymetrów. Na dobór takiej właśnie głębokości wpłynęły następujące czynniki:

- minimalna głębokość fundamentowania wynosi w Polsce co najmniej 80 cm,
- na tej głębokości wpływ dobowych wahań warunków atmosferycznych (ciśnienie, wilgotność powietrza, siła wiatru, dobowe zmiany temperatury w obrębie sezonu) są minimalne i można je zaniedbać,

- głębokość ta gwarantuje odcięcie dopływu powietrza atmosferycznego do sondy, którą pobierane jest powietrze glebowe, daje więc pełną gwarancję, że badana jest emanacja gazu pochodzącego z podłoża geologicznego.

Asher-Bolinder i in. (1991) badając wpływ zmian dziennych i sezonowych w zależności od głębokości poboru powietrza glebowego stwierdzili istotną dodatnią korelację pomiędzy wynikami z próbek pobranych z głębokości 75 i 100 centymetrów, brak jest natomiast korelacji pomiędzy wynikami próbek powietrza glebowego pobranego na głębokości 50 i 100 centymetrów. Można więc domniemywać, że czynniki atmosferyczne odgrywają jeszcze istotną rolę przy pobieraniu próbki powietrza z 50 centymetrów w porównaniu z opróbowaniem głębszym. Pobieranie próbki z głębokości 75 – 100 centymetrów wydaje się więc rozwiązaniem optymalnym.

Pobór powietrza odbywał się za pomocą próbnika firmy Scintrex lub specjalnie wykonanych rurek o małej średnicy. W obydwu przypadkach średnica sond nie przekracza 15 mm. Daje to gwarancję nieprzenikania powietrza atmosferycznego do strefy poboru próbki wokół ścianek sondy.

Pomiar stężenia radonu wykonywany był na pomocą dwóch rodzajów emanometru: kanadyjskim aparatem RDA 200 produkowanym przez firmę Scintrex oraz czeskim aparatem LUK-3 i LUK3A produkowanym przez firmę inż. J. Plcha. Wszystkie te aparaty działają w oparciu o komory Lucasa.

Pomiar aparatem RDA 200 prowadzony jest w oparciu o komorę Lucasa o pojemności 145 cm³ w całości wypełnioną powietrzem glebowym. Trzy odczyty z licznika notowane są co jedną minutę. Każdorazowo licznik jest zerowany. Stężenie radonu oblicza się z zastosowaniem wzoru, który został opracowany przez M. Matolina z Uniwersytetu im. Karola w Pradze:

$$^{222}\text{Rn} \text{ (kBq/m}^3\text{)} = -0,1396n_0 - 0,082n_1 + 0,1356n_2 + 0,086n_3,$$

gdzie:

- n_0 – to tło komory przed pobraniem próbki powietrza glebowego liczone przez 1 min,
- n_1, n_2, n_3 – to odczyty z licznika emanometru co jedną minutę; po każdym odczycie licznik jest zerowany.

W trakcie prowadzenia pomiarów terenowych starano się, by wartość n_0 odczytywana z licznika była liczbą jednocyfrową. Jednakże w przypadku uzyskiwania bardzo wysokich rezultatów (rzędu kilku tysięcy zliczeń na minutę) uzyskanie tak niskiego tła komory było niemożliwe, przedmuchiowano więc komory do czasu osiągnięcia wartości jej tła na poziomie do 5% wartości poprzednio zmierzonej.

Pomiary czeskimi aparatami LUK 3 i 3A wykonuje się pobierając 20 ml powietrza glebowego do specjalnej strzykawki i wprowadzając je następnie do komory Lucasa o objętości około 100 ml. Następnie aparat samoczynnie prowadzi pomiar przetwarzając dane za pomocą zainstalowanego programu i wyświetla końcowy rezultat pomiaru.

Prace wykonywane na terenie Czech przy zastosowaniu obydwu typów aparatury wykazały pełną kompatybilność uzyskiwanych wyników.

3.2. Opracowanie mapy potencjału radonowego

W wielu krajach na świecie wykonuje się mapy ryzyka radonowego, przy czym różne są kryteria wyróżniania potencjału emanacyjnego obszarów. W Czechach (Barnet, 1994) wyróżniane są trzy stopnie ryzyka: niski, średni i wysoki i wyznacza się je stosując kombinację wyników polowego oznaczania stężenia radonu w powietrzu glebowym (trzeci kwartyl) i laboratoryjnych analiz sitowych wyznaczając grunty o niskiej, średniej i wysokiej przepuszczalności. Powstałą kombinację parametrów przedstawiono w tabeli 3.2.1. Ponadto wydzielone zostały utwory czwartorzędowe, stanowiące czwartą kategorię, o potencjale przejściowym (intermediate potential).

**Tabela 3.2.1. Klasyfikacja ryzyka radonowego stosowana w Republice Czeskiej (wg Barnet, 1994).
Radon risc classification used in Czech Republic (after Barnet, 1994)**

Kategoria ryzyka radonowego	Koncentracja radonu ^{222}Rn w powietrzu glebowym (kBq/m^3)		
	Niska przepuszczalność	Średnia przepuszczalność	Wysoka przepuszczalność
niskie	<30	<20	<10
średnie	30 – 100	20 – 70	10 – 30
wysokie	>100	>70	>30

Za słabo przepuszczalne przyjęto grunty o zawartości frakcji <0,063 powyżej 65%, średnio przepuszczalne to są grunty o zawartości tej frakcji w granicach 15 – 65%, grunty o wysokiej przepuszczalności zawierają frakcję <0,063 w ilości poniżej 15%.

Klasyfikacja ta ujmuje bardzo istotny czynnik wpływający na wielkość emanacji: przepuszczalność gruntów. Wiadomo bowiem, że skały nawet o bardzo wysokim potencjale radiogenicznym i emanacyjnym, przykryte szczelną pokrywą utworów nieprzepuszczalnych, nie będą oddziaływać na powierzchnię terenu. Badaniami własności gruntów w aspekcie ich wpływu na wielkość emanacji zajmowało się wielu autorów (m. in. Tanner, 1991; Agard, Gundersen, 1991). Trudność w spójnym połączeniu wartości stężenia radonu z przepuszczalnością gruntów przy kreowaniu kategorii ryzyka radonowego polega jednak na tym, że zmienność porowatości gruntów na bardzo ograniczonym obszarze (kilkaset m^2) o tej samej budowie geologicznej bywa bardzo duża. Ponadto, wykonując pomiary stężenia radonu w powietrzu glebowym obserwowano wielokrotnie, że w punktach gdzie z trudem uzyskiwano próbkę powietrza glebowego analiza sitowa wykazywała niski udział frakcji ilastej; obserwowano również sytuacje odwrotne. Może to być spowodowane jeszcze innymi właściwościami gruntów. Po pierwsze znaczący wpływ na przepuszczalność gruntów ma wilgotność naturalna (Asher-Bolinder i in., 1991) oraz anizotropia przepuszczalności. Bowles (1979) podaje, że przepuszczalność pozioma jest znacząco większa od przepuszczalności pionowej, zwłaszcza gruntów drobnoziarnistych o dużej zawartości minerałów ilastych. Według tego autora są to wartości od 10 do 1 000 razy większe dla kierunku poziomego w stosunku do kierunku pionowego. W takiej sytuacji należy z pewną rezerwą podchodzić do ekstrapolacji wyników analizy uziarnienia wykonanej w laboratorium na wielkość przepuszczalności „*in situ*”. Uproszczenie takie, ekonomicznie i logistycznie uzasadnione, jest pospolicie stosowane i rekomendowane (np. Barnet, 1992).

Akerblum (1986) do konstrukcji map ryzyka radonowego Szwecji przyjął kryterium stężenia radonu w powietrzu glebowym. Obszary o stężeniu poniżej 10 kBq/m^3 to obszary o niskim ryzyku („low risk”), od 10 do 50 kBq/m^3 to obszary normalnego ryzyka („normal risk”), a powyżej 50 kBq/m^3 zostały sklasyfikowane jako obszary wysokiego ryzyka („high risk”). Ten prosty model opatrzony jest komentarzem, że niska przepuszczalność gruntów obniża ryzyko o jedną klasę, natomiast wysoka przepuszczalność podnosi ryzyko o jedną klasę.

Identyczny podział na trzy klasy został przyjęty przy opracowaniu mapy emanacji radonowych Izraela (Shirav (Schwartz) i in., 1993).

W Estonii mapę potencjału radonowego oparto o podział na cztery kategorie. Rozbieżność z wyżej przedstawionymi klasyfikacjami polega na wyróżnieniu w obrębie obszarów o wysokim potencjale radonowym kategorii obszarów o bardzo wysokim potencjale (very high, $> 250 \text{ kBq/m}^3$) (Petersel i in. 2004).

W Stanach Zjednoczonych wykonywane są liczne mapy potencjału radonowego obejmujące zarówno całe państwo jak i poszczególne stany. W stosunku do zasad przedstawionych powyżej, w USA głównym kryterium jest stężenie radonu w budynku (ang. indoor radon concentration). Zasadniczo wyróżniane są również trzy stopnie ryzyka: niski – do 2 pCi/l (do 74 Bq/m^3), średni – od 2

do 4 pCi/l (74 – 148 Bq/m³) i wysoki – powyżej 4 pCi/l (powyżej 148 Bq/m³). Możliwe jest to dzięki temu, że w USA wykonanych jest setki tysięcy pomiarów stężenia radonu w budynkach.

Interesujące podejście do konstrukcji mapy ryzyka stanu Connecticut zostało zastosowane przez Thomas i McHone (1997). Autorki te wyodrębniły 5 klas potencjału, a za podstawę klasyfikacji przyjęły procent domów, w których stężenia radonu przekraczało 4 pCi/l (148 Bq/m³).

Peake i Schumann (1991) zaproponowali zastosowanie do opracowywania map geologicznego potencjału radonowego (GRP) prostego diagramu bazującego na dwóch podstawowych parametrach wpływających ich zdaniem na wielkość emanacji radonowej, tj. zawartości uranu w skałach danego obszaru i porowatości przypowierzchniowej warstwy gruntów. Z analizy tego diagramu wynika, że każdy obszar, na którym występują skały zawierające co najmniej 3 ppm uranu, jest obszarem o wysokim potencjale radonowym, a obszary występowania skał o zawartości 2 ppm uranu to obszary co najmniej o średnim potencjale radonowym.

Z uwagi na to, że w Polsce nie były prowadzone dotychczas na szerszą skalę prace o charakterze kartograficznym, których celem byłoby określenie potencjału radonowego, przyjęto koncepcję konstrukcji map według klasyfikacji Akerbluma (1986) z podziałem na trzy kategorie ryzyka i wartościami granicznymi średniej arytmetycznej stężenia radonu w powietrzu glebowym 10 i 50 kBq/m³. Ponadto, podobnie jak w Czechach, wyodrębniono utwory czwartorzędowe jako czwartą klasę o potencjale przejściowym. Spowodowane jest to tym, że utwory czwartorzędowe, zwłaszcza holocenijskie występujące w dolinach rzecznych są litologicznie bardzo zmienne i uzyskiwane wyniki badań emanacyjnych również są bardzo zmienne. Uzależnione są nie tylko od litologii czy frakcji osadów, ale również od wysokości względnej nad poziom doliny rzecznej. W przypadku pokryw czwartorzędowych o niewielkich miąższościach wielkość emisji radonu zależy również od rodzaju skał budujących podłoże, dla których osady czwartorzędu stanowią rodzaj skały zbiornikowej gromadzącej emitowany radon. Wyniki badań potencjału radonowego sudeckich utworów czwartorzędowych będą przedmiotem odrębnego opracowania naukowego (Wołkowicz, praca w przygotowaniu).

3.3. Analiza statystyczna

Wyniki polowych pomiarów stężenia radonu w powietrzu glebowym poddano obróbce statystycznej. Wszystkie wyniki pomiarów jakie wykonano na obszarach, których podłoże było zbudowane ze skał tego samego wydzielenia litologicznego (litostratygraficznego) łączono w jeden zbiór (Zbiór A). Powstały więc zbiory o liczebności od około 30 do ponad 300 próbek. Z uwagi na to, że na wielkość emisji radonu wpływ mają różne czynniki (m.in. obecność stref uskokowych, płytko występujące wody gruntowe, obecność stref mineralizowanych pierwiastkami promieniotwórczymi) parametry statystyczne, zwłaszcza średnia arytmetyczna obliczana dla całego zbioru, nie odzwierciedlają wielkości emisji radonu, związanej z litologią danego wydzielenia. Stąd też, parametry statystyczne (średnia arytmetyczna, mediana, średnia geometryczna) zostały obliczone dla zbiorów zweryfikowanych (A'), z których odrzucone zostały wartości powyżej 95 percentyla. Natomiast histogramy opracowane zostały w oparciu o zbiory pełne (A), bez odrzucania jakichkolwiek wyników.

Ponadto, bazując na analizie zbiorów A dla poszczególnych wydzieleni litologicznych, w tabelach zestawiono procentowe prawdopodobieństwo wystąpienia wartości niskiego, średniego i wysokiego ryzyka.

Przykładowo, gnejsy izerskie charakteryzują się średnią arytmetyczną stężenia radonu (dla $n(A')=259$) wynoszącą 93,29 kBq/m³. W zbiorze A występuje 69,9% pomiarów powyżej 50 kBq/m³, 24,6% pomiarów o wartościach pomiędzy 10 a 50 kBq/m³ oraz 5,5% pomiarów o wartościach do 10 kBq/m³. Wartości 69,9%, 24,6% i 5,5% określają prawdopodobieństwo natrafienia na obszarze występowania gnejsów izerskich obszarów o wysokim, średnim i niskim ryzyku.

Porównując w analogiczny sposób łupki łyszczykowe serii strońskiej ($n(A')=98$) i łupki łyszczykowe Gór Bystrzyckich ($n(A')=79$), dwa wydzielenia litologiczne o średnim potencjale radonowym, o wartościach średniej arytmetycznej wynoszących odpowiednio 27,47 i 22,24 kBq/m³ uzyskujemy następujące dane: prawdopodobieństwo natrafienia na obszar o wysokim potencjale wynosi odpowiednio 15,5% i 2,4%, o średnim potencjale – 67% i 92,8%, a o niskim potencjale 17,5% i 4,8%.

Pomiary były wykonywane w latach 1997 – 1998 przez mgr Wojciecha Wołkowicza i Stefana Zarębę, a w latach 2005 – 2006 przez mgr inż. Bartosza Steca, mgr Joannę Szyborską-Kaszycką i Piotra Kaszyckiego.

Przy opracowaniu materiałów autora niniejszej pracy wspomagali: w zakresie obliczeń statystycznych mgr inż. Anna Bliźniuk, przy sporządzeniu map wynikowych mgr Paweł Lewandowski, mgr Joana Szyborska-Kaszycka i Monika Piotrowska. Budowę geologiczną obszaru badań opracowano na podstawie prac publikowanych oraz materiałów autorskich doc. dr hab. Stefana Cwojdziańskiego, dr Janusza Badury i dr Bogusława Przybylskiego.

3.4. Oznaczenia laboratoryjne stężenia radionuklidów naturalnych i sztucznych

Do określenia zależności pomiędzy radionuklidami radu i ołowiu a stężeniem radonu w powietrzu glebowym pobierano próbkę gruntu z jednego punktu pomiarowego na poletku badawczym, z głębokości 80 centymetrów (tj. z głębokości poboru próbki powietrza glebowego) z wkopu wykonanego dokładnie w punkcie poboru powietrza glebowego. Do badań pobierano próbki o wadze około 1 kg. Oznaczano następujące radionuklidy naturalne: ²²⁶Ra (ekwiwalent uranu – eU), ²²⁸Ac (eTh), ⁴⁰K i ²¹⁰Pb oraz jeden radionuklid sztuczny – ¹³⁷Cs. Dla badania możliwości określenia potencjału radonowego na podstawie stężeń radionuklidów naturalnych w glebach wykorzystane zostały oznaczenia radu ²²⁶Ra i ołowiu ²¹⁰Pb. Oznaczenia wykonał zespół Pracowni Radiochemii i Radioekologii Zakładu P-2 Instytutu Problemów Jądrowych im. A. Sołtana w Świerku pod kierunkiem dr Bogumiły Mysłək-Laurikainen metodą spektrometryczną z zastosowaniem detektora germanowego.

4. ZARYS GEOCHEMII URANU I TORU

Ponieważ radon jest produktem rozpadu rodziny uranu ^{238}U i toru ^{232}Th wielkość jego emisji zależy przede wszystkim od budowy geologicznej terenu, w tym szczególnie od zawartości uranu i toru w skałach, możliwości opuszczenia przez radon sieci krystalicznej minerału (ziarna), w którym się znajduje, zdolności migracji i akumulacji.

Ze względu na odmienność geochemiczną uranu w stosunku do głównych pierwiastków skałotwórczych, ma on tendencję do przechodzenia do resztek pomagmowych i koncentrowania się w najmłodszych członach serii magmowej. W warunkach głębinowych jedynie część uranu jest w trwałym sposób związana z minerałami skałotwórczymi i akcesorycznymi (cyrkonem, apatytem, sfenem).

Uran rzadko tworzy minerały własne, występując np. w postaci wrostków uraninitu w biotycie. Znaczna jego część, sięgająca kilkudziesięciu procent, jest słabo związana ze skałą i łatwo ulega procesowi ługowania. Rozmieszczona jest na powierzchni minerałów, w interstycjach, spękaniach i szczelinach skalnych. Źródłem tej części uranu są pomagmowe roztwory hydrotermalne, występujące w największej masie w peryferyjnych częściach masywów magmowych. Mogą one penetrować skały otaczające powodując w nich znaczny wzrost promieniotwórczości oraz występowanie bogatych koncentracji uranu. W pewnych warunkach geologicznych ich geneza może być również związana z penetracją masywów przez descensyjne roztwory hipergeniczne zawierające produkty wietrzenia skał zasobnych w uran. Z uwagi na to, że strefy uskokowe są dobrymi drogami krążenia roztworów, może dochodzić do powstawania infiltracyjnych uranowych ciał rudnych w formie żył, genetycznie nie mających nic wspólnego z działalnością roztworów pomagmowych czy hydrotermalnych. Obecność uranu słabo związanego ze skałą macierzystą jest ważna dla możliwości powstawania emanacji radonowych. Produkty rozpadu uranu trwale związanego z minerałami skałotwórczymi lub akcesorycznymi, w tym radon, ulegną rozpadowi w obrębie tych minerałów, natomiast produkty rozpadu uranu występującego na powierzchni kryształów i spękań łatwo przedostają się do środowiska i migrują.

Ze względu na chemizm skał magmowych stwierdzono, że najwyższe zawartości uranu mają skały zasobne w potas. Serie magmowe bogate w potas a ubogie w sód odznaczają się od 50–100% wyższą zawartością uranu niż skały wapniowo-alkaliczne.

Najbardziej uranonośne są kwaśne skały magmowe typu granitoidów, przy czym bogatsze w uran są ich alkaliczne odmiany. Granity zawierają średnio około 3–4 g/t U. W świecie znanych jest jednak szereg masywów granitoidowych o średnich zawartościach sięgających kilkudziesięciu g/t uranu. W Europie przykładami takich masywów są granitoidy Limuzynii (Masyw Centralny) i Kornwalii, zawierające do 20 g/t U, granitoidy centralnej Szwecji zawierające do 20 g/t uranu i do 70 g/t toru. W Masywie Centralnym z granitami związanym było wiele złóż uranu, będących przedmiotem eksploatacji. W Polsce za granity o podwyższonej zawartości uranu uznawany jest masyw Karkonoszy (Jeliński, 1965; Lis i in., 1965; Lis, Sylwestrzak, 1977; 1979).

Magmowe skały zasadowe i ultrazasadowe są zdecydowanie uboższe w uran. O ile kwaśne skały magmowe zawierają go średnio w ilości kilku g/t, to średnia jego zawartość w skałach zasadowych wynosi 0, X g/t, a w skałach ultrazasadowych – 0,0 X g/t.

Porównując zawartości uranu w głębinowych skałach magmowych i ich wylewnych odpowiednikach, te ostatnie charakteryzują się wyższymi zawartościami uranu. Wynika to z faktu gwałtownej ucieczki pary wodnej, wobec czego uran nie ma możliwości skoncentrowania się w roztworach reszkowych lecz ulega rozproszeniu w masie skalnej.

W środowisku hipergenicznym uran łatwo przechodzi do roztworu w postaci sześciowartościowego jonu uranylowego i może być transportowany poprzez wody lądowe dziesiątki i setki kilometrów i ulega rozproszeniu w wodach morskich. Dlatego też uran nie występuje w postaci złóż rozsy-

piskowych. Wyjątkiem są złoża uranu i złota Witwatersrandu (RPA), lecz obecność rozsypiskowego uraninitu w tej formacji jest dowodem na bardzo niską zawartość tlenu w atmosferze w czasie jej tworzenia (Grandstaff, 1980).

Uran będąc pierwiastkiem bardzo mobilnym w środowisku utleniającym, łatwo ulega wytraceniu w warunkach redukcyjnych. Występują one w nienatlenionych częściach jezior oraz w starorzeczach i odsypach rzek meandrujących. W środowisku morskim panują one przede wszystkim w głębokich i nienatlenionych częściach zbiorników. Środowisko redukcyjne kreowane jest tam przez substancję organiczną. Uran zazwyczaj występuje w tych osadach w postaci związków metaloorganicznych. Stąd też generalnie w skałach osadowych rejestrowana jest silna dodatnia korelacja pomiędzy uranem a obecnością substancji organicznej. Nie dotyczy to złóż kaustobiolitów (ropa naftowa, węgle brunatne i kamienne), w których uran występuje zwykle w niewielkich ilościach.

Uran może być również wychwytywany na etapie hipergenicznym przez wodorotlenki żelaza, występuje również czasami w polewach pustyniowych (złoża typu calcrite).

Wśród skał osadowych najwyższymi zawartościami uranu cechują się skały ilaste, zawierające średnio około 3,7 g/t uranu. Ich odmiany wzbogacone w materię organiczną, tzw. łupki czarne, zawierają średnio od kilkudziesięciu do kilkuset g/t, średnio do 130 g/t uranu. Z obszaru Polski na uwagę zasługują dolnoordowickie i górnokambryjskie łupki dictyonemowe zapadliska podlaskiego (Bareja, 1974), a z innych obszarów łupki ałunowe Szwecji i Estonii (Armands, 1972), łupki dewońskiej formacji Chattanooga w USA (Leventhal, Hosterman, 1982). W uran wzbogacone są również cechsztyńskie łupki miedzionośne, szczególnie tzw. łupki smoliste (Bareja i in., 1973).

Cechą charakterystyczną formacji łupków czarnych jest to, że mają szerokie rozprzestrzenienie, zwykle przy stosunkowo małej miąższości. Koncentracje metali mają tam charakter polimetaliczny, a uranowi towarzyszą wysokie koncentracje wanadu, molibdenu, miedzi, cynku, ołowiu i innych rzadkich metali.

W sprzyjających okolicznościach, gdy w procesie maturacji substancji organicznej dochodzi do powstania ropy naftowej, uran pozostający w silnym związku z wyjściową substancją organiczną migruje razem z ropą do pułapek charakterystycznych dla złóż bituminów. Z sytuacją taką mamy do czynienia w dolnopermskim basenie sedymentacyjnych Lodève, gdzie obok pokładowych, ubogich ciał rudnych związanych z iłowcami, w strefach przyuskokowych, w pułapkach charakterystycznych dla złóż ropy, występują niewielkie, lecz bogate ciała postdiagenetycznie okruszczone uranem (Laversanne, 1976; Landais, Connan, 1979; Capus, 1979).

Zdecydowanie uboższe w uran są skały węglanowe i piaskowce, chociaż z piaskowcami formacji *red beds* związane są wielkie złoża uranu zachodnich stanów USA, Nigru, Francji i Czech. W Polsce złoża tego typu występują w piaskowcach trasy dolnego syneklizy perybałtyckiej (Bareja i in. 1987). Są to jednak złoża epigenetyczne, które swoje powstanie zawdzięczają wielokrotnie zachodzącym w osadzie procesom utleniania i redukcji (Granger, Warren, 1969; Maynard, 1983).

Tor jest drugim, ważnym, pierwiastkiem w istotny sposób wpływającym na potencjał radio-geniczny obszaru. Geochemicznie cechuje się podobnymi własnościami jak uran. W związku z tym ulega nagromadzeniu w podobnych typach skał. Jego przeciętne wartości są zwykle kilkakrotnie wyższe od uranu. W skałach ultrazasadowych i zasadowych występuje w ilościach rzędu 0,X do kilku g/t. W skałach kwaśnych (granitoidy, sjenity, granodiority) tor występuje w ilościach od 10 do 25 g/t. Stosunek ilościowy Th:U w skałach magmowych waha się najczęściej w granicach 3-7:1, ale zdarza się, że przewaga toru jest o wiele większa. Przykładowo, w prekambryjskich granitoidach platformy wschodnioeuropejskiej występujących na powierzchni w Szwecji, Finlandii i Karelii stosunek ten sięga 50-100:1. W Polsce skały te również występują (w podłożu krystalicznym NE Polski), lecz pogrzebane są na znacznych głębokościach.

Głównymi nośnikami toru w skałach magmowych są minerały akcesoryczne, zwłaszcza monacyt, ksenotym, cyrkon i ortyt. Są to minerały bardzo odporne na wietrzenie, stąd też tworzą niekiedy dość bogate nagromadzenia w piaskach plażowych i rozsypiskach. Szczególnym przykładem są piaski

plażowe w stanie Kerali w Indiach, gdzie notowane są najwyższe na świecie wartości promieniowania gamma, pochodzące od piasków silnie wzbogaconych w monacyt.

Wspólna droga toru i uranu na etapie magmowym kontynuuje się jeszcze w pewnym zakresie na etapie hydrotermalnym wysokotemperaturowym, natomiast w hydrotermach niżjtemperaturowych, gdzie następuje wyraźna koncentracja uranu, tor już praktycznie jest nieobecny.

W procesie wietrzenia skał magmowych uran, jak wspomniano wyżej, jest łatwo utleniany i łągowany z wietrzejących skał, natomiast tor w znacznie większym stopniu jest zatrzymywany przez produkty wietrzenia. Dlatego też jego zawartości w śródlądowych produktach wietrzenia (np. boksytach) znacznie przewyższają zawartości uranu. W środowisku morskim tor ulega strąceniu szybciej niż uran, gromadząc się prawie w całości w skałach ilastych.

5. ZŁOŻA I PRZEJAWY MINERALIZACJI URANOWEJ W SUDETACH

Wokół złóż uranu i wydobycia tego metalu narosło w naszym kraju wiele mitów i półprawd. Dotyczy to zwłaszcza obszaru Sudetów, gdzie prace poszukiwawcze i eksploatacyjne miały największy zasięg. Prace te były dość intensywne jak na polskie warunki, jednakże w porównaniu z byłą NRD (Barthel, 1993) czy Czechami, można określić, że ich skala była bardzo mała. Absurdalna tajność panująca w okresie „zimnej wojny”, gdy uran był uważany za najważniejszy surowiec strategiczny, została w czasach nam współczesnych zastąpiona przez nagminne publikowanie niezwyfikowanych informacji, prowokujących powstawanie w społecznościach lokalnych negatywnych opinii o uranie, radonie, promieniowaniu, a w szerszym kontekście również o energetyce jądrowej. Z uwagi na to, że bez obecności uranu w skałach, i ujmując szerzej, w środowisku naturalnym, nie mogą powstawać większe emisje radonu, warto przedstawić najważniejsze fakty związane z występowaniem złóż rud uranu i ich wydobyciem na terenie Sudetów i bloku przedsudeckiego. Lokalizacja złóż i przejawów mineralizacji uranowej została przedstawiona na fig. 5.1.

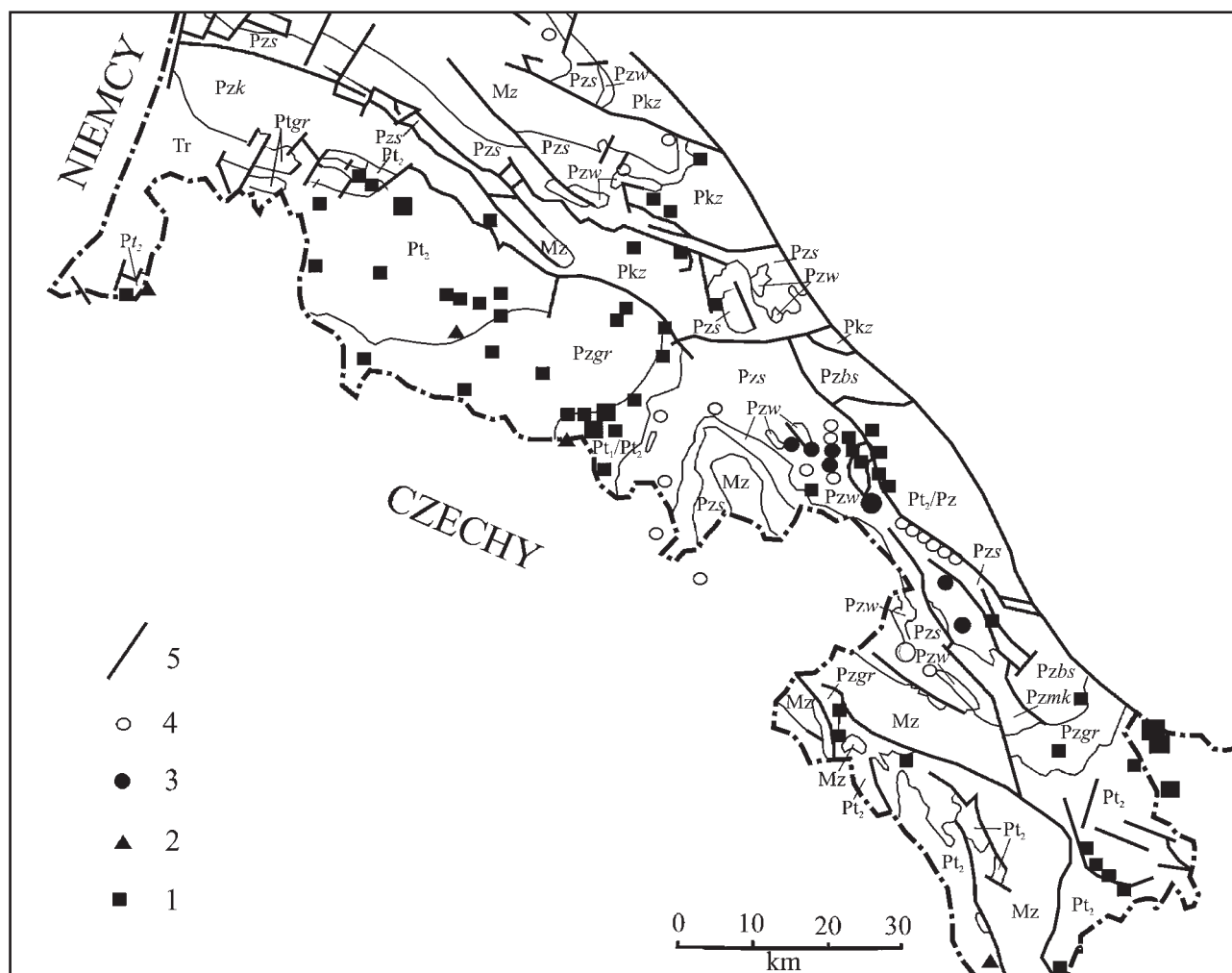
Występowanie minerałów uranowych w Sudetach było znane na długo przed odkryciem zjawiska promieniotwórczości. W 1853 r. M. Websky opisał występujący w żyłach kruszcowych złoża Miedzianka nowy minerał – uranofan, a w trakcie budowy tunelu kolejowego koło Trzczińska napotkano w granicie skupienia autunitu i torbernitu. Te przejawy mineralizacji, podobnie jak stwierdzone w 1912 roku występowanie smółki uranowej w Kowarach, nie wzbudziły jednak szerszego zainteresowania. Większe skupienia smółki uranowej znaleziono dopiero w 1926 roku w obrębie okruszcowania polimetalicznego w polu Wulkan kopalni Wolność w Kowarach. Podczas wojny, w latach 1943 – 1944, wywieziono pewną ilość rudy uranowej w rejon Berlina (najprawdopodobniej w celu odzysku radu), ale dopiero w latach powojennych uran Sudetów nabrał nagle, i na krótko, wielkiego znaczenia. Poszukiwanie pierwiastków promieniotwórczych podjęto w 1948 r. i prowadziło je wyodrębnione radzieckie przedsiębiorstwo „Kuznieckie Rudniki” mające siedzibę w Kowarach. Intensywne prace prospekcyjne prowadzone były przede wszystkim w Sudetach. Doprowadziły one do odkrycia kilku złóż uranu i kilkudziesięciu punktów mineralizacji uranowej, a także kilku punktów mineralizacji torowej. Eksploatacja rud uranu, które były w całości wywożone do ZSRR, prowadzona była do 1967 r. Pod koniec lat 50-tych przedsiębiorstwo radzieckie zostało przekształcone w polskie przedsiębiorstwo Zakłady Przemysłowe R-1, które zostało ostatecznie rozwiązane w 1973 r.

Poszukiwania uranu w Sudetach prowadzone były metodami radiometrycznymi, emanacyjnymi i hydrochemicznymi, szczególną rolę odgrywały tzw. prace rewizyjne – kontrola radiometryczna działających kopalń, starych wyrobisk i hałd.

Można szacować, że w latach 1948–1967 wydobyto w Sudetach łącznie około 100 ton uranu metalicznego, wyłącznie ze złóż żyłowych, których geneza nie jest dostatecznie wyjaśniona (Wołkowicz, Strzelecki, 1993; Muras, 1995). Odkryto i udokumentowano także złoża uranu w formacjach osadowych górnego karbonu i dolnego permu. Złoża te, o zasobach rzędu 2500 ton, nie były dotychczas eksploatowane. Prowadzone w latach 1977–1988 przez PIG prace poszukiwawcze w tych formacjach osadowych nie doprowadziły do odkrycia nowych przejawów mineralizacji uranowej i powiększenia zasobów tego metalu, a w przypadku górnego karbonu depresji śródsudeckiej wykluczyły praktycznie możliwość odkrycia złóż w formacjach piaskowcowych, podobnych genetycznie do złoża w Grzmiącej (Miecznik, 1989, 1990).

Złoża typu żyłowego koncentrują się na obszarze bloku karkonosko-izerskiego, a w mniejszym stopniu w obrębie metamorfiku Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego oraz w Górach Sowich i Kaczawskich. Największe złoża eksploatowane były w osłonie metamorficznej masywu karkonoskiego, w pobliżu Kowar. Odkryto tu 6 złóż uranu (Wolność, Miedzianka, Rubezal, Podgórze, Wiktoria i Mniszków), w których mineralizacja typu żyłowego kontrolowana była przez uskoki o kierunkach NW i NE oraz

Fig. 5.1. Złoża i punkty mineralizacji uranowej i torowej w Sudetach (wg Bareja i in., 1982).
Uranium and thorium deposits and occurrences in Sudetes (after Bareja at all., 1982).



Objaśnienia: Pt2/Pz – proterozoik górny/paleozoik, Ptgr – granitoidy kadomskie, Pt2 – proterozoik górny, Pt-Pz – proterozoik- paleozoik metamorfiku wschodniej osłony Karkonoszy, Pzk – eokambr i paleozoik kaczawski, Pzmk – paleozoik metamorfiku kłodzkiego, Pzbs – paleozoik struktury bardzkiej i depresji Świebodzic, Pzgr – granitoidy warycyjskie, Pzw – wulkanity młodopaleozoiczne, Pzs – młodszy paleozoik depresji śródsudeckiej i północnosudeckiej, Mz – mezozoik; 1 – żyłowa mineralizacja uranowa, 2 – żyłowa mineralizacja torowa, 3 – mineralizacja uranowa w piaskowcach i zlepieńcach, 4 – mineralizacja uranowa w łupkach i węglach (wielkość znaku proporcjonalna do zawartości danego pierwiastka), 5 – uskoki.

Explanation: Pt2/Pz – Upper Proterozoic/Palaeozoic, Ptgr – Kadomian granitoids, Pt2 – Upper Proterozoic, Pt-Pz – Proterozoic and Palaeozoic of the Eastern Karkonosze metamorphic border, Pzk – Eocambrian and Palaeozoic of Kaczawskie Mts., Pzmk – Palaeozoic of the Kłodzko metamorphic complex, Pzbs – Palaeozoic of the Bardo Structure and the Świebodzice Depression, Pzgr – Variscan granitoids, Pzw – Upper-Palaeozoic volcanites, Pzs – Upper Palaeozoic of the Intra-Sudetic Depression and North-Sudetic Depression, Mz – Mezozoic; 1 – uranium vein mineralization, 2 – thorium vein mineralization, 3 – uranium mineralization in sandstones and conglomerates, 4 – uranium mineralization in shales and coals (a symbol size corresponds with the content of the element), 5 – faults.

litologię. Koncentracje uranu, występującego głównie w postaci blendy smolistej, były wysokie i sięgały 4%, a średnia zawartość uranu w eksploatowanych rudach wynosiła 0,2%. Mineralizacja uranowa występuje w asocjacji z polimetaliczną bądź magnetytową. Ich cechą charakterystyczną jest zanik okruszczenia z głębokością, w interwale od kilkudziesięciu do 660 m. Ze złóż tych wyeksploatowano około 310 ton uranu (Wołkowicz, Strzelecki, 1993).

W obrębie masywu granitowego Karkonoszy i jego wschodniej osłony metamorficznej stwierdzono dotychczas kilka przejawów mineralizacji uranowej nie mających znaczenia ekonomicznego.

Są to tzw. punkty mineralizacji: Majewo, Bobrów, Karpacz, Budniki, Wołowa Góra, sztolnia nr 24 (w pobliżu Kowar) i Jagniątków.

W skałach metamorfiku izerskiego eksploatowane były dwa złoża uranu typu żyłowego (Radoniów i Wojcieszycze), z których wydobyto łącznie ponad 220 ton uranu. W zespole mineralnym złoża Radoniów, obok tlenków uranu występują niewielkie ilości siarczków, fluoryt i kalcyt (Jaskólski, 1967). Złoże to było największym eksploatowanym złożem uranu w Polsce. Hałdy skał płonnych jakie pozostały po eksploatacji złoża w Radoniowie zostały w ostatnich latach rozebrane i wykorzystane jako tłuczeń drogowy.

Oprócz złóż Radoniów i Wojcieszycze w skałach metamorfiku izerskiego odkryto kilka punktów mineralizacji uranowej, które przestrzennie związane są ze strefami kontaktowymi pasów łupków łyszczykowych, z gnejsami, granitognejsami i leukogranitami izerskimi. Znajdują się one w Szklarskiej Porębie, Gierczynie, Starej Kamienicy, Kopańcu, Czerniawie Zdroju, Rybnicy k/Siedlęcina, Wojcieszycach (II), Gryfowie, Giebułtowie i Opolnie Zdroju. Występowanie ciał rudnych kontrolowane jest przez lokalną tektonikę uskokową i litologię.

Drugim obszarem, po bloku karkonosko-izersko-łużyckim, w którym stwierdzono znaczniejsze przejawy żyłowej mineralizacji uranowej jest metamorfik Łądka i Śnieżnika. Największym z nich jest złożo „Kopaliny-Kletno”, z którego wydobyto około 20 ton uranu. Okruszcowanie związane jest z kontaktem gnejsów śnieżnickich i oskarnowanych wapieni krystalicznych. W strefie nasunięcia Kletna ciała rudne występują w formie gniazd lub żyłek z blendą smolistą, siarczkami i selenkami, fluorytem i kwarcem. Widoczny jest także przestrzenny związek z mineralizacją magnetytową (Banaś, 1965). W pobliżu Kletna znajduje się punkt mineralizacji uranowej Kopaliny, gdzie okruszcowane są strefy kontaktowe wapieni krystalicznych z gnejsami. W latach 1948 – 1953 wydobyto tam 20 712 kg metalu. W punkcie mineralizacji w Janowej Górze, będącym przedłużeniem wystąpienia w Kopalinach, żyłowa mineralizacja uranowa występuje na kontakcie wapieni i gnejsów. Z tego wystąpienia uran nie był wydobywany z uwagi na niskie zawartości. Kolejny punkt mineralizacji uranowej znajduje się na wzgórzu Młyńsko, nieopodal Kopaliny. Okruszcowane są tutaj strefy spękań w obrębie gnejsów, w których znajdują się drobne soczewy wapieni i amfibolitów. Nie prowadzono tutaj eksploatacji. W punkcie mineralizacji w Marcinkowie występują koncentracje polimetaliczne (głównie ołowiu) z uranem. Skałami goszczącymi żyłową mineralizację są łupki i kwarcyty grafitowe. W przeszłości była tam prowadzona eksploatacja rud polimetalicznych, jednakże uran nie był wydobywany. W Andrzejowej Górze w okolicach Potoczka mineralizacja uranowa związana jest ze strefą tektoniczną pomiędzy gnejsami a wapieniami krystalicznymi oraz łupkami chlorytowymi i łyszczykowymi z grafitem. Wydobyto tam w trakcie prac poszukiwawczych niespełna 41 kg uranu.

W granitach masywu kłodzko-złotostockiego zlokalizowany jest jeden punkt mineralizacji uranowej w Jaszkowej Górnej. Skałą goszczącą okruszcowanie są granodioryty pocięte systemem spękań, w których minerały uranu współwystępują z mineralizacją krzemionkowo-limonitową. Nie można wykluczyć infiltracyjnej genezy tej paragenezy mineralnej. Wystąpienie to nie było przedmiotem eksploatacji.

W Górach Bystrzyckich znajdują się dwa punkty mineralizacji uranowej: „Różanka”, związany z kontaktem skał wapienno-krzemianowych z łupkami chlorytowo-biotytowymi oraz „Bobrowniki” (2,5 km na SE od Dusznik Zdroju) związany ze strefą zluźnioną pomiędzy gnejsami a łupkami chlorytowo-grafitowymi. Z obydwu punktów nie wydobywano rud uranu.

Z granitem kudowskim związany jest jeden punkt mineralizacji uranowej – Żyznów, gdzie okruszcowanie uranowe występuje w strefie strzaskanych granitów. Zarówno w tym punkcie mineralizacji jak i w punktach Gór Bystrzyckich nie było prowadzone wydobywanie uranu ze względu na zbyt niskie zawartości tego pierwiastka w rudach i bardzo ograniczony zasięg okruszcowania.

W skałach kry sowiogórskiej zlokalizowanych jest 7 punktów mineralizacji uranowej: Dziećmorowice, Kozice, Jedlina Zdrój, Jawornik, Kolce, Pieszycze i Srebrna Góra. Wszystkie znajdują się

w strefach brzeżnych kry i są związane z uskokami. Pierwszych pięć wystąpień ma mniej lub bardziej ścisły związek z górnokarbońskim kwaśnym wulkanizmem depresji śródsudeckiej. Największymi wystąpieniami są punkty mineralizacji Dziećmorowice i Kozice, gdzie okruszcowanie związane jest z żyłami kwarcowo-barytowymi i kwarcowo-kalcytowymi z mineralizacją polimetaliczną. W Dziećmorowicach w latach 1949 – 1952 wydobyto 6 211,5 kg uranu, a w Kozicach w latach 1950 – 1951 – 187 kg uranu. W pozostałych lokalizacjach eksploatacja nie była prowadzona, jedynie w Jaworniku w trakcie robót rozpoznawczych wydobyto 1,6 t rudy uranowej, w której znajdowało się 2 kg uranu.

W strukturze kaczawskiej znajduje się szereg wystąpień mineralizacji uranowej, z których jedno miało status „złoża” (Wleń) a pozostałe – „punktu mineralizacji” (Wojcieszów, Stare Rochowice, Lipa, Muchów, Rzeszówek i Wilcza). Mają one szereg cech wspólnych: okruszcowanie zwykle jest związane z różnorodnymi staropaleozoicznymi łupkami metamorficznymi, często z grafitem, a mineralizacja uranowa, generalnie dość uboga, szybko zanika wraz z głębokością. Najczęściej przyjmowana jest syngenetyczno-wczesnodiagenetyczna geneza okruszcowania, nie można jednakże wykluczyć genezy infiltracyjnej. Przejawy mineralizacji uranowej w skałach struktury kaczawskiej, choć interesujące ze względu na bezpośredni związek z potencjalnie perspektywicznymi formacjami skalnymi (mineralizacja typu łupkowego), są bardzo ubogie. Rudy uranu wydobywano jedynie w złożu „Wleń”, skąd w 1951 roku wydobyto 311,4 kg uranu.

W dolnopermskich utworach serii miedzionośnej depresji północnosudeckiej w wyniku prac rewizyjnych funkcjonujących kopalń stwierdzono występowania mineralizacji uranowej w kopalniach Lena, Nowy Kościół i Konrad. Okruszcowanie uznano jednak za nieperspektywiczne.

W formacjach osadowych Sudetów najbardziej uranonośne są utwory górnego karbonu i dolnego permu. Najwięcej wystąpień okruszcowania uranowego stwierdzono w osadach permu i karbonu depresji śródsudeckiej. Występują tam trzy typy mineralizacji:

- mineralizacja uranowa typu piaskowcowego, związana z osadami westfalu C-D i niższej części stefanu, tworzącej tzw. formację z Grzmiącej. W utworach tej formacji odkryto złoże uranu „Grzmiąca”. Okruszcowanie w postaci tlenków uranu związane jest ze spoiwem szarozielonych, nieutlenionych piaskowców i zlepieńców przewarstwianych mułowcami i ilowcami (Depciuch, 1968; Miecznik, 1989, 1990). Mineralizacji uranowej towarzyszą niewielkie ilości pirytu, galeny, chalkopirytu i sfalerytu. Zawartości U wahają się średnio w granicach 0,05 %, a zasoby złoża wynoszą około 792 tony uranu;
- mineralizacja uranowa typu łupkowego występuje w czerwonym spągowcu depresji śródsudeckiej. W rejonie Radkowa i Wambierzyc w łupkach walchiowych występuje regularnie uboga mineralizacja o zawartościach U rzędu 0,01 – 0,03%. W latach pięćdziesiątych Zakłady Przemysłowe R-1 w Kowarach wykonały na niewielkim obszarze ich występowania dokumentację, w której zasoby obliczono na 217,5 t U. Prace przeprowadzone przez PIG potwierdziły wyniki tych badań. Zasoby uranu na całym obszarze ich występowania w depresji można szacować na 2000 ton uranu (Wołkowicz, 1992). Przejawy mineralizacji uranowej notowane są również w łupkach antrakozjowych. Towarzyszą im podwyższone zawartości miedzi.
- mineralizacja uranowa w węglach: okruszcowanie uranowe w węglach występuje w warstwach radwanickich najwyższego karbonu i dolnego permu w okolicach Okrzeszyna (południowo-zachodnie skrzydło depresji śródsudeckiej). Okruszcowanie występuje w kilku pokładach węgla, łupków węglistych lub otaczających piaskowcach i zlepieńcach. zawartości uranu dochodzą do 0,2%. Udokumentowane zasoby wynoszą około 1000 ton uranu. Przejawy nieregularnie rozmieszczonej mineralizacji stwierdzono także w węglach zaclerskich w niecce wałbrzyskiej i w rejonie Nowej Rudy.

Łącznie w formacjach osadowych depresji śródsudeckiej grupy poszukiwawcze Zakładów Przemysłowych R-1 w Kowarach zlokalizowały 37 złóż i punktów mineralizacji uranowej. Związane są

najczęściej z pokładami węgla, łupków przywęglowych, lecz bardzo częstą cechą tych wystąpień jest występowanie dajek i żył wulkanitów, zwykle ryolitów, w sąsiedztwie ciał rudnych. Wulkanity mogły być źródłem uranu lub źródłem ciepła powodującego remobilizację pierwotnych koncentracji uranu. Wiele z punktów mineralizacji to hałdy, szyby i wyrobiska kopalniane. Pomimo ogromnej ilości wykonanych na terenie depresji śródsudeckiej prac poszukiwawczych, z żadnego z wystąpień mineralizacji uranowej nie było prowadzone wydobywanie rud.

Na obszarze bloku przedsudeckiego Zakłady R-1 w Kowarach prowadziły prace poszukiwawcze rud uranu w latach 1948 – 1959, obejmując swym zasięgiem masywy granitowe (Strzegom – Sobótka, Strzelin) i formacje skał metamorficznych, jednakże nigdzie nie stwierdzono wystąpień mineralizacji uranowej.

6. WYNIKI BADAŃ

Uzyskane wyniki stężenia radonu w powietrzu glebowym były podstawą opracowania mapy potencjału radonowego Sudetów i wybranych jednostek bloku przedsudeckiego (fig. 6.1). Do opracowania mapy wykorzystano cyfrową Mapę Geologiczną Polski (red. naukowa Marks, i in. 2006) (fig. 6.2). Wyniki badań emisji radonowych w poszczególnych wydzieleniach litologicznych Sudetów i wybranych jednostek bloku przedsudeckiego zostały szczegółowo opisane w rozdziale 6.1. Analiza możliwości oceny potencjału radonowego obszarów na podstawie oznaczeń radionuklidów radu ^{226}Ra i ołowiu ^{210}Pb w gruntach została przedstawiona w rozdziale 6.2.

6.1. Wyniki badań emanacji radonowych

6.1.1. Blok karkonosko-izersko-łużycki

Stężenia radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **szarogłazów łużyckich i hornfelsów** powstałych na kontakcie z granodiorytami zawidowskimi zbadano na 7 poletkach pomiarowych, na których wykonano łącznie 91 punktów pomiarowych. Poletka te były zlokalizowane w rejonie Zgorzelca, Zalipia i Bogatyni. Skały te cechuje średni i słabo zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna wynosi $20,78 \text{ kBq/m}^3$, a zmierzone wartości wahają się od $0,73$ do $121,79 \text{ kBq/m}^3$ (tab. 6.1.1). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym hornfelsów i szarogłazów łużyckich jest jednomodalny, wyraźnie prawoskośny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale pomiędzy 10 a 20 kBq/m^3 (fig. 6.1.1a) Na uwagę zasługuje pojawienie się relatywnie wysokich wartości (ponad 80 kBq/m^3) i znaczne rozciągnięcie się histogramu w kierunku wyższych wartości, co prawdopodobnie jest spowodowane obecnością stref zbluźnionych i uskoków. Stektonizowanie nie odgrywa jednak większej roli w przypadku tych utworów skalnych.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy (poniżej 10 kBq/m^3) na obszarach występowania hornfelsów i szarogłazów łużyckich wynosi $23,1\%$, na średni potencjał (od 10 do 50 kBq/m^3) wynosi $68,1\%$, a na wysoki potencjał (powyżej 50 kBq/m^3) – $8,8\%$ (tab. 6.1.1).

Stężenie radonu w powietrzu glebowym wychodni **granodiorytów zawidowskich** zmierzono w 90 punktach pomiarowych na 6 poletkach. Poletka te były zlokalizowane na południe od Zgorzelca, Krzewiny, Kostrzyny i Miedzianego. Skały te cechuje średni i mało zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna wynosi $22,66 \text{ kBq/m}^3$. Uzyskane wartości wahają się od $5,5$ do $137,2 \text{ kBq/m}^3$ (tab. 6.1.1). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym jest jednomodalny, wyraźnie dodatnioskośny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 8 do 16 kBq/m^3 (fig. 6.1.1b). Na uwagę zasługuje pojawienie się populacji próbek o relatywnie wysokich wartościach, przekraczających 56 kBq/m^3 (około 5% pomiarów). Mogą być one związane z obecnością spękań i stref uskokowych.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 10% , na średni potencjał radonowy – $84,4\%$, a na wysoki $5,6\%$ (tab. 6.1.1).

Stężenie radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **granitów rumburskich** badano na 8 poletkach, na których wykonano pomiary w 119 punktach. Poletka te były zlokalizowane w rejonie Działoszyna, Posady, Bogatyni, Lutogniewa i Łowina. Pomiarami objęto zarówno wychodnie granitoidów porfirowatych jak i równoziarnistych. Ogólnie skały te cechuje średni i dość zróżnicowany potencjał radonowy. Zmierzone wartości wahają się od 3 do $115,6 \text{ kBq/m}^3$, przy wartości średniej arytmetycznej wynoszącej $29,17 \text{ kBq/m}^3$ (tab. 6.1.1). Analiza wyników pomiarów na poszczególnych profilach wskazuje, że nieznacznie wyższe wartości notowano na wychodniach granitoidów równoziarnistych. Zaobserwowano ponadto pojawianie się dużego zróżnicowania wartości (5–6-krotne) na

punktach oddalonych od siebie o 10 metrów. Wskazuje to na występowanie licznych stref uskokowych tnących granity rumburskie. Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym opisywanych skał jest dwumodalny. Główna wartość modalna znajduje się w przedziale od 10 do 20 kBq/m³, a lokalna wartość modalna znajduje się w przedziale od 60 do 70 kBq/m³ (fig. 6.1.1c). Wskazuje to na obecność dwóch populacji: pierwsza zdecydowanie liczniejsza, obejmująca wyniki stężenia radonu o wartościach do około 50 – 60 kBq/m³ odpowiada wartościom tłowym charakterystycznym dla tych skał. Druga populacja zawierająca wartości wyższe odzwierciedla stężenie radonu w powietrzu glebowym stref uskokowych. W przypadku obszarów zbudowanych z granitoidów rumburskich obecność stref tektonicznych odbywa istotną rolę w kreowaniu potencjału radonowego.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 9,2%, na średni potencjał wynosi 68,1%, a na wysoki – 22,7% (tab. 6.1.1).

Potencjał radonowy w powietrzu glebowym obszarów zbudowanych z **gnejsów izerskich** badano na 12 poletkach badawczych zlokalizowanych na terenie Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego. Pomiarzy zostały wykonane na różnych typach litologicznych: na gnejsach słoju-oczkowych, warstewkowo-oczkowych, leukogranitach, gnejsach cienkolaminowanych wzbogaconych w łyszczyki, gnejsach granodiorytowych. Łącznie zmierzono stężenie radonu w 272 punktach. Uzyskane wartości są silnie zróżnicowane i wahają się od 0,75 do 503,09 kBq/m³. Średnia arytmetyczna dla gnejsów izerskich jest wysoka i wynosi 93,29 kBq/m³ (tab. 6.1.1). Tak więc obszary, których powierzchnia terenu jest zbudowana z tych skał, cechują się wysokim potencjałem radonowym. Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu w powietrzu glebowym gnejsów izerskich jest polimodalny, co niewątpliwie odzwierciedla znaczne zróżnicowanie litologiczne, stektonizowanie obszaru, a niekiedy również obecność stref zmineralizowanych, wzbogaconych w pierwiastki promieniotwórcze. Pierwsza populacja obejmuje wartości do 120 – 150 kBq/m³, z główną wartością modalną znajdującą się w przedziale od 60 do 90 kBq/m³ (fig. 6.1.1d) odzwierciedla emisje radonu charakterystyczne dla różnych odmian gnejsów. Druga populacja, obejmująca wartości stężenia radonu od około 120 do ponad 500 kBq/m³, może obejmować wartości związane ze strefami uskokowymi oraz strefami wzbogaconymi w pierwiastki promieniotwórcze. Świadczy o tym rejestrowanie na profilach pomiarowych zarówno gwałtownych zmian wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym pomiędzy sąsiednimi punktami, jak i obecność rozległych stref o wysokich wartościach stężenia radonu w otoczeniu stref, w których rejestrowano przeciętne wartości stężenia radonu, rzędu kilkudziesięciu kBq/m³.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na obszary o niskim potencjale radonowym (do 10 kBq/m³) jest dość małe i wynosi 5,5%, na obszary o średnim potencjale (od 10 do 50 kBq/m³) wynosi 24,6%, a prawdopodobieństwo natrafienia na wysoki potencjał radonowy (powyżej 50 kBq/m³) jest duże i wynosi 69,9% (tab. 6.1.1).

Odrębnie potraktowano jedno poletko badawcze zlokalizowane na terenie wychodni **granitoidów** występujących pośród gnejsów izerskich w miejscowości Kałużna. Wykonano tam 25 pomiarów, a pomierzone wartości wahają się od 25,2 do 545,48 kBq/m³. Wartość średniej arytmetycznej jest bardzo wysoka i wynosi 291,37 kBq/m³ (tab. 6.1.1) Tylko w 1 punkcie zarejestrowano rezultat odpowiadający średniemu potencjałowi radonowemu, a pozostałe 24 punkty (96%) odpowiadają wysokiemu potencjałowi. Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym tych skał jest normalny z wartością modalną mieszczącą się w szerokim przedziale od 200 do 400 kBq/m³ (fig. 6.1.1e). Wyniki te wskazują na obecność podwyższonych koncentracji uranu w skałach granitowych tego obszaru.

Łupki łyszczykowe trzech pasm łupkowych występujących pośród gnejsów izerskich badano na 6 poletkach, na których zmierzono stężenie radonu w 117 punktach. Poletka te były zlokalizowane w rejonie Starej Kamienicy, Czerniawy Zdroju, Świeradowa Zdroju i Złotnik. Skały te cechuje średni potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna wynosi 47,7 kBq/m³, a pomierzone wartości wahają się od 3,9 do 119,31 kBq/m³ (tab. 6.1.1). Należy zwrócić uwagę, że pomimo tego, że skały te reprezentują średni potencjał radonowy, to wartość średniej arytmetycznej jest ponad dwukrotnie wyższa od analogicznej wartości obliczonej dla granodiorytów zawidowskich czy szarogłazów łuzyckich.

Histogram rozkładu stężeń radonu w powietrzu glebowym łupków łyszczykowych jest rozkładem zbliżonym do rozkładu normalnego, z wartością modalną znajdującą się w przedziale 45 – 60 kBq/m³ (fig. 6.1.1f). Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi zaledwie 1,7%, na średni potencjał wynosi 53,9%, a na wysoki potencjał radonowy – 44,4%.

Czwarty pas łupkowy, reprezentowany przez występujące na kontakcie z granitami karkonoskimi **hornfelsy pasma Szklarskiej Poręby** zbadany został na jednym poletku pomiarowym, na którym zmierzono stężenie radonu w 34 punktach. Skały te cechują się średnim potencjałem radonowym, uzyskane wartości wahają się w przedziale od 10 do 37 kBq/m³, a średnia arytmetyczna wynosi 19,54 kBq/m³ (tab. 6.1.1). Na uwagę zasługuje bardzo małe zróżnicowanie stwierdzonych wyników badań, co świadczy o dużej homogeniczności tych skał i bardzo słabym zaangażowaniu tektonicznym.

Histogram rozkładu zawartości radonu w hornfelsach pasma Szklarskiej Poręby jest jednomodalny, symetryczny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 16 do 24 kBq/m³ (fig. 6.1.1g). Na obszarze zbudowanym z tych skał w 100% natrafimy na średni potencjał radonowy.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **gnejsów kowarskich** badano na 2 poletkach, na których wykonano pomiary w 49 punktach. Poletka były zlokalizowane w rejonie Kowar i Podgórze. Skały te cechuje średni i dość zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna zbioru wynosi 33,86 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od 4,02 do 117,2 kBq/m³ (tab. 6.1.1). Histogram rozkładu stężeń radonu w powietrzu glebowym tych skał jest dwumodalny, główna wartość modalna występuje w przedziale od 20 do 40 kBq/m³, podrzędna wartość modalna znajduje się w przedziale od 100 do 120 kBq/m³ (fig. 6.1.1h). Analiza histogramu i danych pomiarowych na profilach wskazuje na istnienie dwóch populacji, z których jedna reprezentuje stężenia radonu związane z emisją ze skał, druga reprezentuje emisje radonu ze stref uskokowych tnących gnejsy kowarskie.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy na wychodniach gnejsów kowarskich wynosi 6,1%, na średni potencjał – 79,6%, a na wysoki – 14,4% (6.1.1).

Stężenie radonu w powietrzu glebowym **hornfelsów wschodniej osłony granitów masywu karkonoskiego** badano na 2 poletkach zlokalizowanych w rejonie Mniszkowa, na którym wykonano pomiary w 48 punktach. Skały te reprezentują wysoki i silnie zróżnicowany potencjał radonowy. Zmierzone wartości wahają się od 7,8 do 256,5 kBq/m³, a wartość średniej arytmetycznej zbioru wynosi 82,54 kBq/m³. Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym jest jednomodalny, wyraźnie prawoskośny z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 60 do 90 kBq/m³. Na uwagę zasługuje znaczne wyciągnięcie wykresu w kierunku wysokich wartości (fig. 6.1.1i). W obrębie skał metamorficznych wschodniej osłony Karkonoszy stwierdzane były liczne przejawy zmineralizowania uranem w formie żył, wypełniających strefy zuskokowania. Jednocześnie prawdopodobne jest występowanie uskoków listwowych, trudnych do kartowania geologicznego, których bieg jest zgodny z biegiem hornfelsów (i innych skał metamorficznych osłony), które są dobrze rejestrowane na profilach emanacyjnych. Pojawianie się stref intensywnych emisji radonu na tym obszarze może być związane z obecnością mineralizowanych uranem stref uskokowych.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy na wychodniach tych skał wynosi 4,2%, na średni potencjał radonowy wynosi 37,5%, a na wysoki potencjał – 58,3% (tab. 6.1.1).

Stężenie radonu w **fyllitach i łupkach kwarcowo-łyszczykowych wschodniej osłony Karkonoszy** badano w 96 punktach na 5 poletkach pomiarowych. Były one zlokalizowane w rejonie Przybko-wic, Miedzianki, Ogorzelca, Rędzin i Czarnowa. Skały te cechuje wysoki potencjał radonowy o dużym zróżnicowaniu. Zmierzone wartości wahają się od 3,9 do 210,9 kBq/m³. Średnia arytmetyczna analizowanego zbioru wynosi 50,46 kBq/m³ (tab. 6.1.1). Obserwowano bardzo duże skoki wartości (nawet 20-krotne) na przestrzeni 10 metrów. Wskazuje to na obecność licznych uskoków listwowych o przebiegu równoległym do biegu warstw. Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym

opisywanych skał jest jednomodalny, wyraźnie dodatnioskośny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 0 do 30 kBq/m³ (fig. 6.1.1j). Histogram ten jest wyraźnie rozciągnięty w stronę wysokich wartości, co jest związane z dużym zaangażowaniem tektonicznym tych utworów oraz możliwym występowaniem przejawów mineralizacji uranowej w strefach spękań.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy jest niewielkie, wynoszące 5,2%, na średni potencjał wynosi 51%, a na wysoki 43,8%.

Z uwagi na duże zróżnicowanie litologiczne, wzajemne przejścia i mozaikową budowę geologiczną w jeden zbiór połączono **gnejsy hornblendowe, chlorytowe, amfibolity, amfibolity aktynowe, tremolitowe, łupki chlorytowe i migmatyty** wchodzące w skład tzw. serii z Leszczyńca. Na wychodniach tych skał zlokalizowanych zostało 11 poletek badawczych. Stężenie radonu zmierzono w 201 punktach. Poletka te były zlokalizowane w rejonie Ciechanowic, Rędzin, Czarnowa, Paczyna i Klatki. Skały te cechuje niski i mało zróżnicowany potencjał radonowy. Miejscami obserwuje się duże skoki zawartości stężenia radonu charakterystyczne dla obecności stref uskokowych, lecz nawet w tych strefach maksymalne zawartości sięgają kilkudziesięciu kBq/m³. Jest to odbiciem niskiego potencjału radonowego tej całej grupy skał. Średnia arytmetyczna wynosi 9,19 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od ilości śladowych (0,06 kBq/m³) do 55,2 kBq/m³ (fig. 6.1.1k) Histogram rozkładu stężenia radonu na wychodniach opisywanych skał jest zasadniczo jednomodalny, silnie prawoskośny, z wartością modalną znajdującą się w przedziale od 0 do 15 kBq/m³.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że na wychodniach tej grupy skał prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi ponad 62%, na średni potencjał – ponad 37%, a na wysoki potencjał jedynie 0,5%.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **amfibolitów hornblendowo-tremolitowych** badano na jednym poletku badawczym zlokalizowanym w rejonie Janowic Wielkich, na którym wykonano pomiary w 33 punktach. Skały te cechuje średni i dość silnie zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna zbioru wynosi prawie 42 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od 19,9 do 126,8 kBq/m³ (tab. 6.1.1). Histogram rozkładu zawartości radonu amfibolitach jest jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 30 do 40 kBq/m³, w którym znajduje się prawie połowa zmierzonych wartości (fig. 6.1.1l). Pewną rolę odgrywa populacja pomiarów o wartościach powyżej 70 kBq/m³, związana ze strefami uskokowymi.

Z analizy danych pomiarowych tego zbioru wynika, że na obszarze występowania amfibolitów hornblendowo-tremolitowych napotkamy średni potencjał radonowy z prawdopodobieństwem 72,7%, a wysoki potencjał z prawdopodobieństwem 27,3%. W żadnym punkcie nie stwierdzono stężeń radonu poniżej 10 kBq/m³ (tab. 6.1.1).

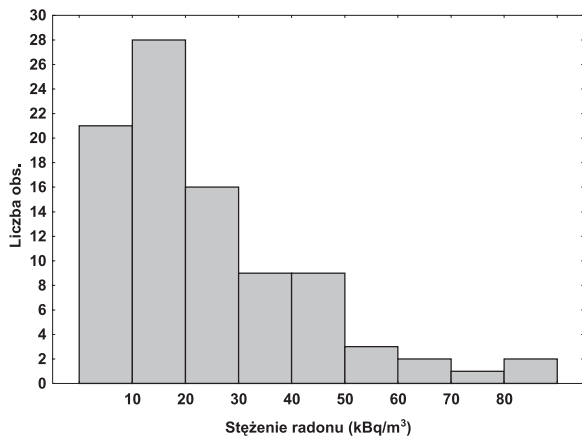
Stężenia radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **granitów karkonoskich** mierzono w 367 punktach na 14 poletkach. Skałom tym poświęcono najwięcej uwagi ze względu na ich duże rozprzestrzenienie, zlokalizowanie na ich podłożu szeregu miast (Jelenia Góra, Szklarska Poręba, Karpacz, Piechowice i Kowary) zamieszkałych przez około 300 tys. osób oraz fakt, że z granitem karkonoskim i skałami jego otoczenia związane jest występowanie licznych przejawów mineralizacji uranowej. Ponadto same granity cechuje podwyższona zawartość uranu, pierwiastka decydującego o wielkości emisji radonu. Badaniom poddano wszystkie główne typy litologiczne granitów, tj. granitach porfirowatych, równoziarnistych, gruboziarnistych i aplogranitach. Poletka były zlokalizowane w rejonie Szklarskiej Poręby, Cieplic, Karpacza, Jeleniej Góry, Janowic Wielkich, Karpnik i Kowar.

Granity karkonoskie cechuje wysoki i bardzo silnie zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna stężenia radonu w powietrzu glebowym obszarów zbudowanych z tych skał wynosi 84,43 kBq/m³, a pomierzone wartości wahają się od 11,4 do 434,6 kBq/m³ (tab. 6.1.1). Analizując uzyskane wyniki badań na poszczególnych poletkach daje się zauważyć pewne regionalne zróżnicowanie emisji radonu: relatywnie niższe wartości związane są z obszarem Kotliny Jeleniogórskiej, w porównaniu z rejonem Szklarskiej Poręby, Karpacza i Kowar. Jest to związane z tym, że granity Kotliny Jeleniogórskiej są silnie zwietrzałe, ze strefami zwietrzenia lokalnie sięgającymi nawet do 200 metrów.

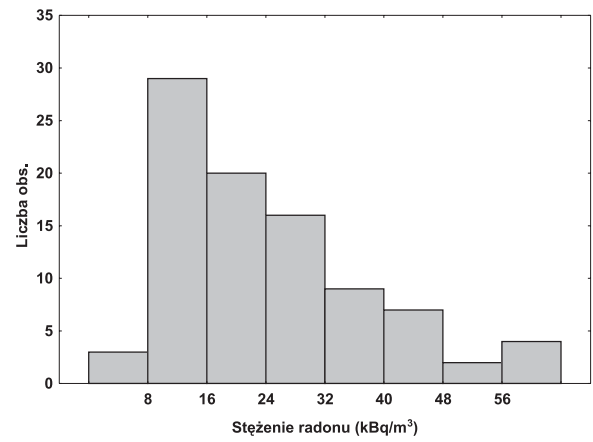
Tabela 6.1.1. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym skał bloku karkonosko-izersko-luzycznego
Statistical parameters of radon concentration in soil gas in rocks of Karkonosze-Izera-Lusatian Block

Litologia	Liczebność Zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	kBq/m ³			Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
				Średnia arytm.	Średnia geom.	Średnia geom.		Niski	Średni	Wysoki
Hornfelsy i szarogłazy luzyczne	91 (87')	0,73	121,79	20,78	14,39	17,00	23,1	68,1	8,8	
Granodioryty zawidowskie	90 (86')	5,50	137,20	22,66	19,90	19,15	10,0	84,4	5,6	
Granity rumburskie	119 (114')	3,00	115,60	29,17	23,54	22,90	9,2	68,1	22,7	
Gnejsy izerskie	272 (259')	0,75	503,09	93,29	62,04	70,10	5,5	24,6	69,9	
Granity prekambru	25 (24')	25,20	545,48	291,37	249,91	301,73	0,0	4,0	96,0	
Łupki łyszczyczkowe Gór Izerskich	117 (112')	3,90	119,31	47,70	42,17	46,82	1,7	53,9	44,4	
Hornfelsy pasma Szklarskiej Poręby	34 (33')	10,00	37,00	19,54	18,78	17,5	0,0	100,0	0,0	
Gnejsy kowarskie	49 (47')	4,02	117,20	33,86	28,92	29,90	6,1	79,6	14,3	
Hornfelsy E osłony granitu Karkonoszy	48 (46')	7,80	256,50	82,54	76,19	86,10	4,2	37,5	58,3	
Fyllity i łupki kwarc.- łyszcz. E osłony Karkonoszy	96 (92')	3,90	210,90	50,46	36,28	37,36	5,2	51,0	43,8	
Gnejsy, amfibolity, łupki chlorytowe, zieleńce E osłony Karkonoszy	201 (192')	0,06	55,20	9,19	5,63	7,20	62,2	37,3	0,5	
Amfibolity hornblendowe E osłony Karkonoszy	33 (32')	19,90	126,80	41,97	38,91	36,75	0,0	72,7	27,3	
Granity karkonoskie	367 (349')	11,40	434,60	84,43	72,25	72,00	0,0	27,5	72,5	
Fonolity	30 (29')	4,30	253,70	49,13	32,11	34,70	16,7	53,3	30,0	
Bazalty	39 (38')	1,44	32,92	11,46	8,25	9,10	53,8	46,2	0,0	

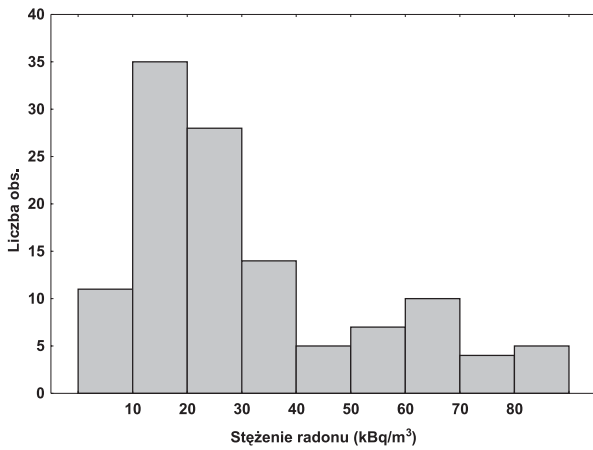
Fig. 6.1.1. Histogramy rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym skał bloku karkonosko-izersko-łużyckiego
Histograms of radon concentrations in soil gas in rocks of Karkonosze-Izera-Lusatian Block



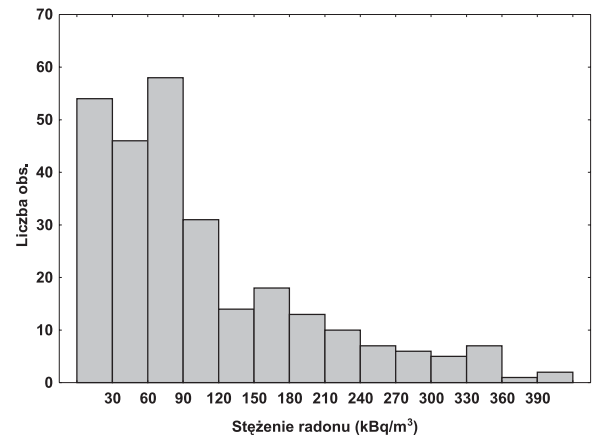
a



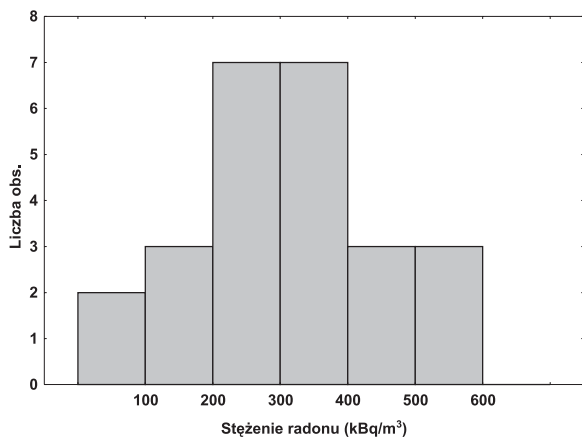
b



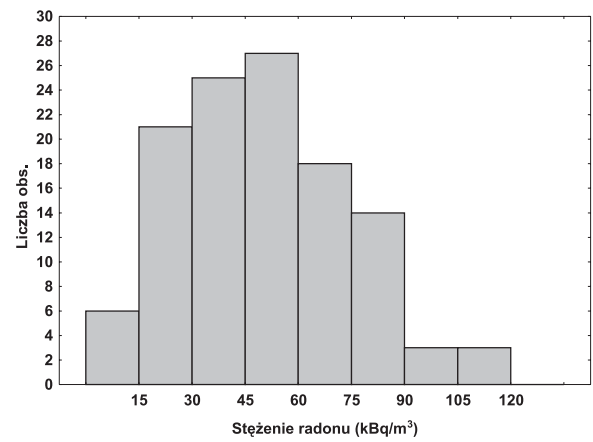
c



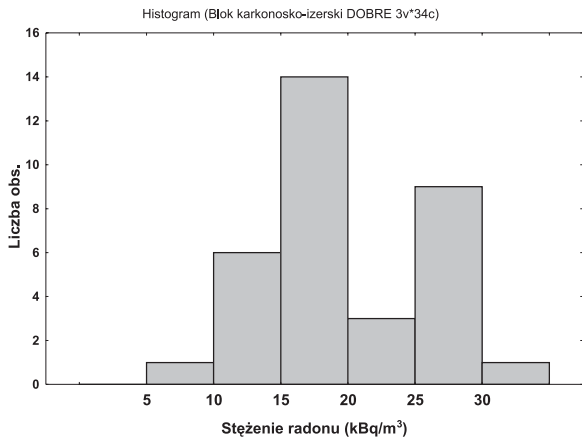
d



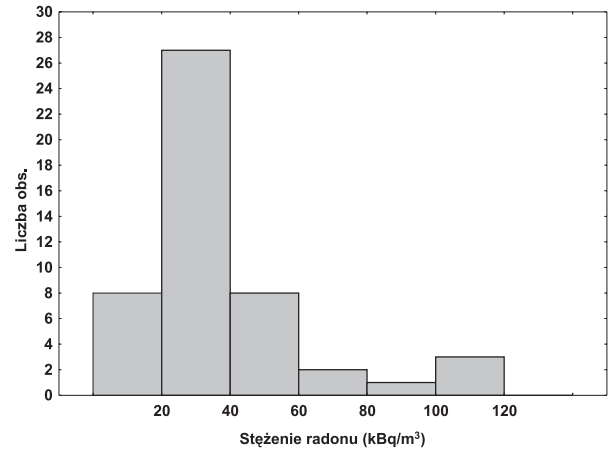
e



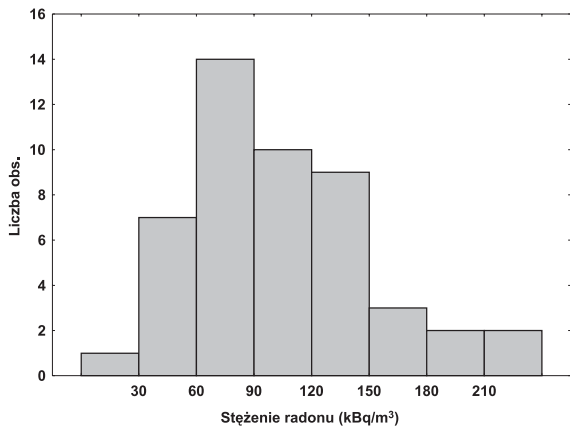
f



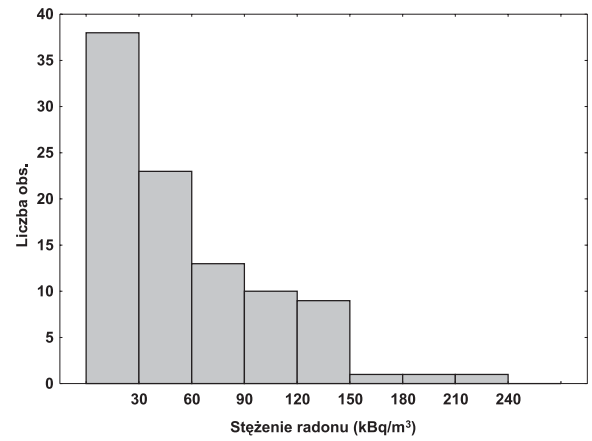
g



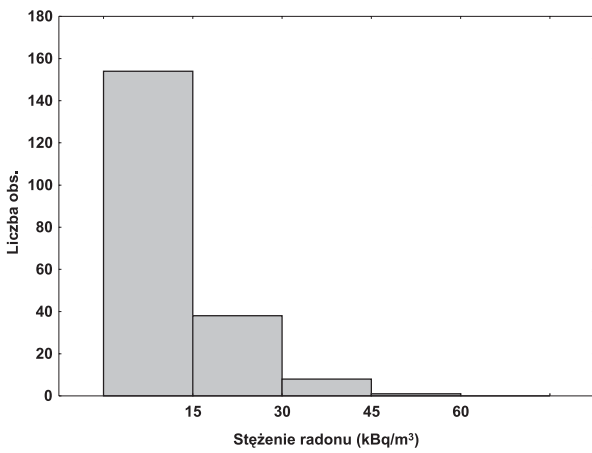
h



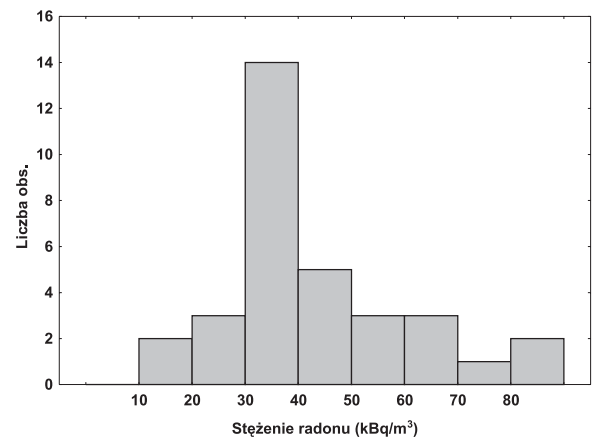
i



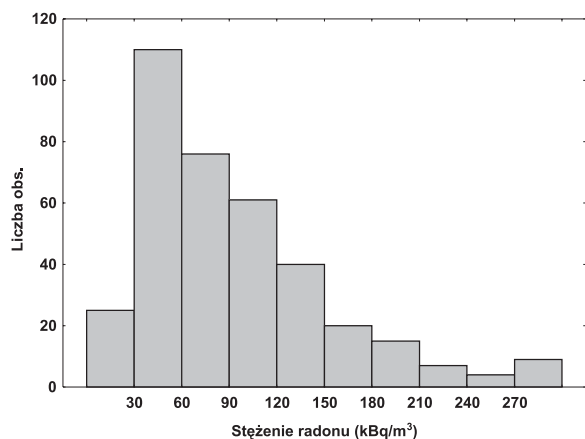
j



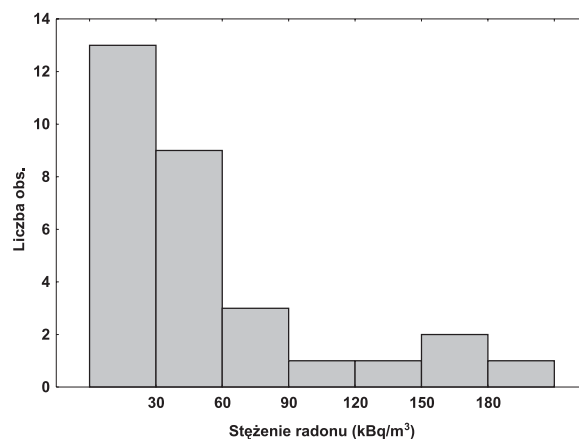
k



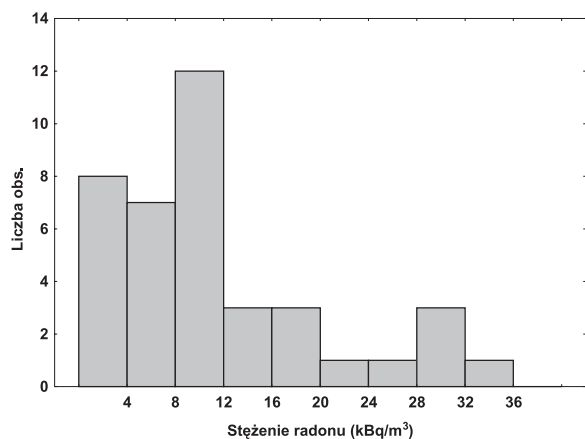
l



m



n



o

Objaśnienia: a – hornfelsy i szarogłazy łużyckie; b – granodioryty zawidowskie; c – granity rumburskie; d – gnejsy izerskie; e – granity prekambry; f – łupki łuszczkowe Gór Izerskich; g – hornfelsy pasma Szklarskiej Poręby; h – gnejsy kowarskie; i – hornfelsy wschodniej osłony Karkonoszy; j – fyllity i łupki kwarcowo-łuszczkowe wschodniej osłony Karkonoszy; k – gnejsy, amfibolity, łupki chlorytowe i zieleńce wschodniej osłony Karkonoszy; l – amfibolity hornblendowe wschodniej osłony Karkonoszy; m – granity karkonoskie; n – fonolity; o – bazalty.

Explanations: a – hornfelses and Lusatian greywackes; b – Zawidów granodiorites; c – Rumburk granites; d – Iżera gneisses; e – Precambrian granites; f – Iżera Mts. mica-schists; g – Szklarska Poręba hornfelses; h – Kowary gneisses; i – hornfelses of East Karkonosze Border; j – phyllites and quartz-mica schists of East Karkonosze Border; k – gneisses, amphibolites, chlorite schists and greenstones of East Karkonosze Border; l – hornblende amphibolites of East Karkonosze Border; m – Karkonosze granites; n – phonolites; o – basalts.

Z uwagi na to, że uran w środowisku utleniającym jest bardzo mobilny, granity te są zubożone w uran w porównaniu do granitów niezwiertzałych. Znajduje to swoje odbicie w wielkości emisji radonu. Analizując poszczególne profile badawcze zauważalne są liczne strefy o wartościach emisji radonu zmieniających się na przestrzeni 10 – 20 metrów nawet 10-krotnie. Jest to dowodem na obecność w tych miejscach stref uskokowych. Należy również zwrócić uwagę na to, że podobny efekt może być obserwowany w strefach występowania żyłowych wystąpień mineralizacji uranowej. W latach 40-tych i 50-tych ubiegłego wieku metoda emanacyjna była podstawową metodą prospekcyjną stosowaną w poszukiwaniach złóż rud uranu. Wykryto nią na terenie masywu granitowego Karkonoszy i jego otoczenia bardzo wiele anomalii, które następnie były rozpoznawane innymi metodami, głównie górniczymi. Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym granitów karkonoskich jest zasadniczo jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną znajdującą się w przedziale od

30 do 60 kBq/m³ (fig. 6.1.1m). Prawa część wykresu jest bardzo rozciągnięta, co jest spowodowane zmiennością litologiczną, obecnością stref uskokowych i mineralizowanych uranem.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na średni potencjał wynosi 27,5%, a na wysoki potencjał radonowy – 72,5%. W żadnym punkcie nie stwierdzono wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym, które odpowiadają niskiemu potencjałowi radonowemu (poniżej 10 kBq/m³) (tab. 6.1.1).

Trzeciorzędowe **fonolity** badane były na dwóch poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Bogatyni i wykonano na nich pomiary w 30 punktach. Skały te budują niewielkie obszary powierzchni terenu. Cechuje je dość wysoki i silnie zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna wynosi 49,13 kBq/m³ i jest nieznacznie niższa od przyjętej wartości granicznej dla obszarów o wysokim potencjale radonowym (50 kBq/m³). Pomierzone wartości wahają się szerokim przedziale od 4,3 do 253,7 kBq/m³ (tab. 6.1.1). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym jest zasadniczo jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną znajdującą się w przedziale od 0 do 30 kBq/m³ (fig. 6.1.1n). Bardzo silne rozciągnięcie w kierunku wysokich wartości świadczy o obecności stref tektonicznych, będących dobrymi drogami migracji radonu.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo występowania niskiego potencjału radonowego wynosi 16,7%, średniego potencjału – 53,3%, a wysokiego – 30% (tab. 6.1.1).

Stężenie radonu w trzeciorzędowych **bazaltach** badano na 2 poletkach badawczych, na których stężenie radonu zmierzono w 39 punktach. Poletka te były zlokalizowane w rejonie na południe od Lubania i Łomnej (na wschód od Zalipia). Skały te cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej wynosząca 10,89 kBq/m³ tylko nieznacznie przekracza graniczną wartość przyjętą dla obszarów o średnim potencjale (10 kBq/m³). Zmierzone wartości wahają się od 1,44 do 32,92 kBq/m³ (tab. 6.1.1). Histogram rozkładu zawartości radonu w bazaltach jest zasadniczo dwumodalny, z główną wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 8 do 12 kBq/m³ oraz lokalną wartością modalną znajdującą się w przedziale od 28 do 32 kBq/m³ (fig. 6.1.1o). Pierwsza z populacji odzwierciedla tło właściwe dla bazaltów, druga wskazuje na obecność emisji radonu w strefach spękań i uskoków.

Z analizy zbioru wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy na wychodniach bazaltów wynosi 53,8%, a na średni – 46,2%. Powyższe badania obejmują wszystkie wystąpienia, bez względu na ich strukturalne umiejscowienie w bloku karkonosko-izersko-łużyckim czy strukturze kaczawskiej.

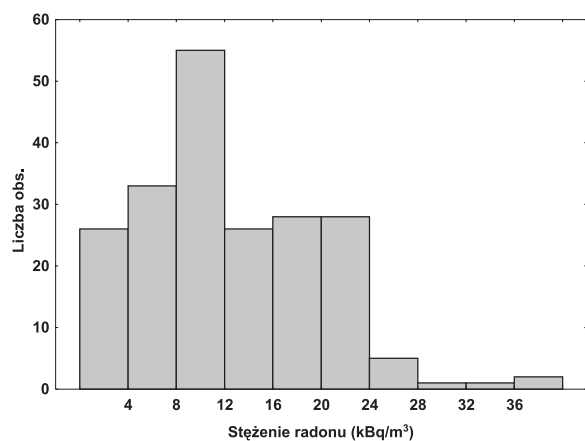
6.1.2. Blok gnejsowy Gór Sowich wraz z fragmentami ofiolitu sudeckiego (masyw Nowej Rudy)

Stężenie radonu w **gnejsach sowiogórskich**, z uwagi na ich duże rozprzestrzenienie, było badane w 205 punktach na 6 poletkach. Poletka te były zlokalizowane w rejonie Poniatowa, Rościszowa, Modliszowa, Lubachowa, Jugowic i Lasocina oraz w okolicy Owiesna w obszarze zrzuconym kry sowiogórskiej. Gnejsy sowiogórskie cechuje dość niski i bardzo mało zróżnicowany potencjał radonowy. Wartość średniej arytmetycznej zbioru – 11,49 kBq/m³ – pozwala zaliczyć obszar zbudowany z tych skał do średniego potencjału radonowego, lecz wartość ta niewiele przekracza przyjętą umownie granicę 10 kBq/m³, dzielącą od niskiego potencjału. Zmierzone wartości wahają się w granicach od 1,62 do 40,6 kBq/m³ (tab. 6.1.2). Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu w powietrzu glebowym gnejsów sowiogórskich jest w zasadzie jednomodalny z wartością modalną znajdującą się w przedziale od 8 do 12 kBq/m³ (fig. 6.1.2a) Jego kształt wskazuje na dużą jednorodność zbioru i małe zróżnicowanie litologiczne gnejsów. Pojawia się mało liczna grupa pomiarów o wartościach przekraczających 32 kBq/m³, związana ze zwiększoną emisją radonu w strefach uskokowych i spękaniach. Należy podkreślić słabą intensywność emisji, co jest wynikiem generalnie niskich zawartości uranu w gnejsach budujących krę sowiogórską i słabym stektonizowaniem górotworu.

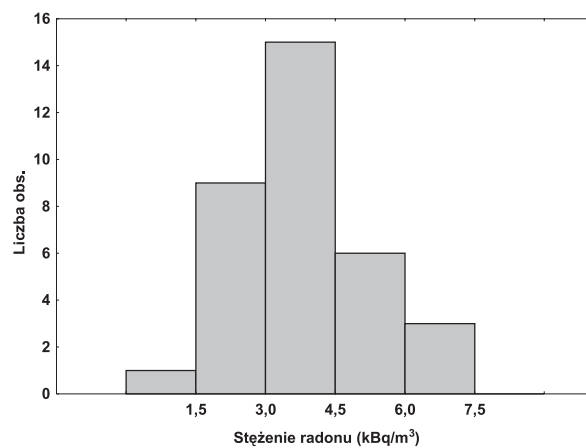
Tabela 6.1.2. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym skał kry gnejsowej Gór Sowich wraz z fragmentami ofiolitu sudeckiego (masyw Nowej Rudy)
 Statistical parameters of radon concentration in soil gas in Sowie Góry gneisses with Sudetic ophiolite (Nowa Ruda Massif)

Litologia	Liczebność Zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	Średnia arytm. kBq/m ³	Średnia geom.	Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
							Niski	Średni	Wysoki
Gnejsy sowiogórskie	205 (195')	1,62	40,60	11,49	9,57	10,90	41,0	59,0	0,0
Gabra noworudzkie	34 (33')	1,10	6,79	3,82	3,57	4,11	100,0	0,0	0,0
Kataklazyty	34 (33')	4,54	20,60	9,65	9,19	9,16	64,7	35,3	0,0
Złepieńce dolnego karbonu Gór Sowich	34 (33')	10,00	23,40	15,58	15,22	16,10	0,0	100,0	0,0
Fyllity	34 (33')	2,48	38,50	9,55	8,31	7,91	61,8	38,2	0,0

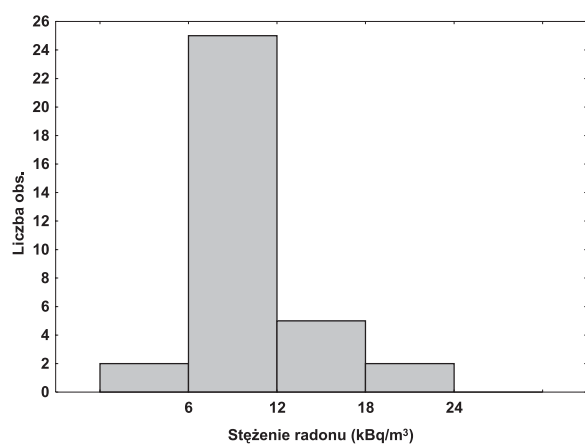
Fig. 6.1.2. Histogramy stężenia radonu w powietrzu glebowym skał kry gnejsowej Gór Sowich wraz z fragmentami ofiolitu sudeckiego (masyw Nowej Rudy)
Histograms of radon concentrations in soil gas of Sowie Góry gneisses with Sudetic ophiolite (Nowa Ruda Massif)



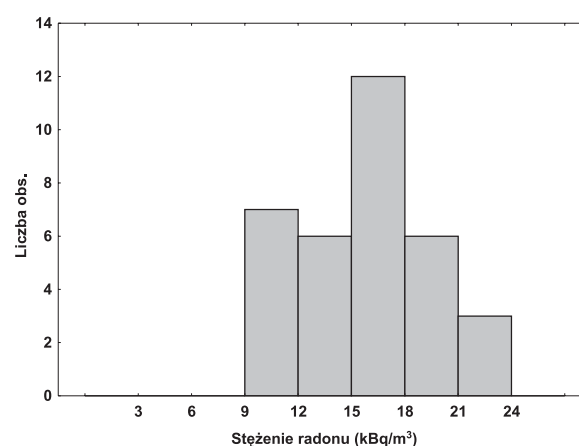
a



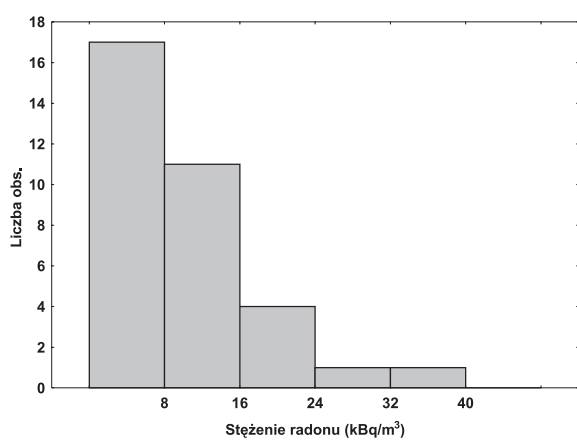
b



c



d



e

Objaśnienia: a – gnejsy sowiogórskie; b – gabra noworudzkie; c – kataklazyty; d – zlepieńce dolnego karbonu Gór Sowich; e – fyllity.

Explanations: a – Sowie Mts. gneisses; b – Nowa Ruda gabbros; c – cataclasites; d – Lower Carboniferous conglomerates of Sowie Mts.; e – phyllites.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo wystąpienia niskiego potencjału radonowego wynosi 41%, a średniego – 59%. W żadnym punkcie nie zmierzono wartości wskazującej na wysoki potencjał radonowy (tab. 6.1.2).

Stężenie radonu na obszarze występowania **gabr noworudzkich** badano na 1 poletku zlokalizowanym w rejonie Nowego Dzikowca, gdzie wykonano 33 pomiary. Skały te cechuje bardzo niski i mało zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna wynosi 3,82 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od 1,1 do 6,79 kBq/m³ (tab. 6.1.2). Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym tych skał jest jednomodalny, symetryczny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 3 do 4,5 kBq/m³ (fig. 6.1.2b). Na obszarze występowania gabr noworudzkich w 100% natrafimy na niski potencjał radonowy.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym **kataklazytów** badano na jednym poletku badawczym, zlokalizowanym w rejonie Srebrnej Góry, na którym wykonano 34 pomiary. Skały te mają niewielkie rozprzestrzenienie. Cechuje je niski potencjał radonowy, średnia arytmetyczna wynosi 9,65 kBq/m³, a pomierzone wartości wahają się od 4,54 do 20,6 kBq/m³ (tab. 6.1.2). Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu jest jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 6 do 12 kBq/m³ (fig. 6.1.2c).

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 64,7%, a na średni – 35,3%.

Stężenie radonu w **dolnokarbońskich zlepieńcach** występujących w rowach tektonicznych na obszarze kry sowiogórskiej badano na 1 poletku badawczym zlokalizowanym w okolicy Glinna, na którym wykonano 34 pomiary. Obszary, których powierzchnię terenu budują te skały cechuje średni i bardzo słabo zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna zbioru wynosi 15,58 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od 10 do 23,4 kBq/m³ (tab. 6.1.2). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym opisywanych skał jest w zasadzie jednomodalny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 15 do 18 kBq/m³ (fig. 6.1.2d).

Z analizy danych pomiarowych wynika, że na obszarach zbudowanych z dolnokarbońskich zlepieńców występujących w obrębie kry sowiogórskiej w 100% napotkamy średni potencjał radonowy.

Stężenia radonu w **fyllitach** rejonu Kłodzka badano na jednym poletku badawczym zlokalizowanym w rejonie północnej części Kłodzka, gdzie wykonano 34 pomiary. Skały te cechuje niski i mało zróżnicowany potencjał radonowy. Zmierzone wartości wahają się od 2,48 do 38,5 kBq/m³, a średnia arytmetyczna zbioru wynosi 9,55 kBq/m³ (tab. 6.1.2). Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym tych skał jest jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 0 do 8 kBq/m³ (fig. 6.1.2.e). Analiza zmienności mierzonych wartości wzdłuż profilu pomiarowego jak i analiza histogramu wskazują za występowanie niewielkich zmienności litologicznych w obrębie opisywanych fyllitów. Na obszarze zbudowanym z fyllitów rejonu Kłodzka prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 61,8%, a na średni potencjał – 38,2%.

6.1.3. Metamorfik orlicko-śnieżnicki

Stężenia radonu w powietrzu glebowym łupków **łyszczkowych serii strońskiej** badano na 3 poletkach, zlokalizowanych w rejonie Lutyni, Nowego Wieliszewa i Młynowa. Łącznie wykonano na tym wydzieleniu litologicznym 103 pomiary. Skały te cechuje średni potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna zbioru wynosi 27,47 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od 1,95 do 73 kBq/m³ (tab. 6.1.3). Na badanych profilach nie zaobserwowano gwałtownych zmian wartości, które wskazywałyby na obecność stref uskokowych. Histogram rozkładu jest stężeń radonu wskazuje na równomierny rozkład wartości w przedziale od 0 do 60 kBq/m³, a wartości wyższe występują jedynie w pojedynczych punktach (fig. 6.1.3a).

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 17,5%, na średni potencjał radonowy wynosi 67%, a na wysoki potencjał – 15,5% (tab. 6.1.3).

Stężenie radonu w powietrzu glebowym **łupków grafitowych serii strońskiej** badano w 36 punktach na jednym poletku badawczym, zlokalizowanym w rejonie Marcinkowa. Skały te mają bardzo ograniczone rozprzestrzenienie, dlatego nie zostały wyróżnione na opracowanej mapie potencjału radonowego. W opisie zostały potraktowane odrębnie, z uwagi na ich drastycznie wyższy potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna zbioru wynosząca 85,41 kBq/m³ pozwala zaliczyć obszary zbudowane z tych skał do obszarów o wysokim potencjale radonowym. Zmierzone wartości wahają się w granicach od 52,6 do 212 kBq/m³ (tab. 6.1.3), a więc wszystkie wyniki wskazują na wysoki potencjał radonowy. Analiza danych pomiarowych wskazuje na obecność rozległych stref o podwyższonych emisjach radonu, co w sytuacji opisywanych skał może wskazywać na obecność lokalnych podwyższonych zawartości uranu. Histogram rozkładu zawartości radonu w łupkach grafitowych serii strońskiej jest jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną zawartą w przedziale pomiędzy 60 a 80 kBq/m³ (fig. 6.1.3b).

Stężenie radonu na wychodniach **gnejsów śnieżnickich** różnych odmian badano w 103 punktach na 3 poletkach, zlokalizowanych w Łądku Zdroju, Potoczku i Starym Gierałtowie. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, ale średnia arytmetyczna całego zbioru wynosząca 47,96 kBq/m³ jest tylko nieznacznie niższa od 50 kBq/m³ – przyjętej wartości granicznej dla obszarów o wysokim potencjale radonowym. Zmierzone wartości wahają się od 10,1 do 185 kBq/m³ (tab. 6.1.3). Nieco niższymi wartościami stężenia radonu w powietrzu glebowym charakteryzują się gnejsy gierałtowskie. Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym jest jednomodalny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 40 do 60 kBq/m³ (fig. 6.1.3c).

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na średni potencjał radonowy wynosi 39,8%, a na wysoki potencjał – 60,2% (tab. 6.1.3).

Stężenie radonu na wychodniach **łupków łyszczykowych Gór Bystrzyckich** badano na trzech poletkach zlokalizowanych w rejonie Poręby, Gołaczowa i Zieleńca. Pomiary wykonano w 83 punktach. Skały te cechuje średni i słabo zróżnicowany potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna zbioru wynosi 22,24 kBq/m³ i jest o około 20% niższa od analogicznych utworów serii strońskiej w obszarze łądecko-śnieżnickim (tab. 6.1.3). Zmierzone wartości wahają się od 2,7 do 66,7 kBq/m³. Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym tych skał jest jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną zawartą w przedziale od 10 do 20 kBq/m³ (fig. 6.1.3d). Zarówno analiza wyników pomiarów na badanych profilach jak i histogram rozkładu wskazują na słabe ich stektonizowanie. Prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach łupków łyszczykowych Gór Bystrzyckich na niski potencjał radonowy wynosi 4,8%, na średni potencjał – 92,8%, a na wysoki – 2,4% (tab. 6.1.3).

Stężenia radonu w powietrzu glebowym obszarów zbudowanych z **gnejsów Gór Bystrzyckich** badano w 34 punktach na 1 poletku zlokalizowanym w rejonie Lasówki. Skały te charakteryzuje średni i mało zróżnicowany potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna zbioru wynosi 27,71 Bq/m³. Zmierzone wartości wahają się od 5,55 do 44,2 kBq/m³ (tab. 6.1.3). Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu w powietrzu glebowym tych skał jest jednomodalny, lewoskośny, z wartością modalną zawartą w przedziale od 30 do 35 kBq/m³ (fig. 6.1.3e). Świadczy to o słabym zaangażowaniu tektonicznym tych skał.

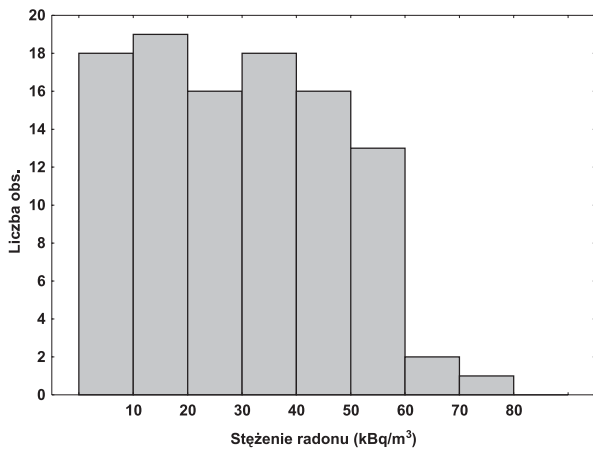
Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 5,9%, a na średni potencjał – 94,1 kBq/m³. W żadnym punkcie nie zmierzono wartości wskazujących na wysoki potencjał radonowy.

Na obszarach zbudowanych z **tonalitów bialskich** pomiary stężenia radonu wykonano tylko na jednym poletku badawczym w 34 punktach. Skały te mają bardzo niewielkie rozprzestrzenienie na terenie Polski. Cechuje je średni potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna zbioru wynosząca

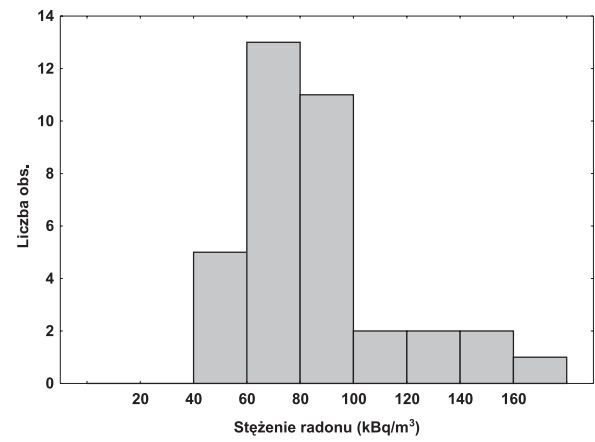
Tabela 6.1.3. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym skał metamorfiku orlicko-śnieżnickiego
 Statistical parameters of radon concentration in soil gas in rocks of Orlica-Śnieżnik Metamorphic Complex

Litologia	Liczebność zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	Średnia rytm. kBq/m ³	Średnia geom.	Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
							Niski	Średni	Wysoki
Łupki łyszczykowe serii strońskiej	103 (98')	1,95	73,00	27,47	21,19	26,50	17,5	67,00	15,5
Łupki grafitowe serii strońskiej	36 (35')	52,60	212,00	85,41	82,32	79,90	0,0	0,0	100,0
Gnejsy śnieżnickie	103 (98')	10,10	185,0	47,96	41,82	52,25	0,0	39,8	60,2
Łupki łyszczykowe Gór Bystrzyckich	83 (79')	2,70	66,70	22,24	20,10	19,40	4,8	92,8	2,4
Gnejsy Gór Bystrzyckich	34 (33')	5,55	44,20	27,71	25,68	30,10	5,9	94,1	0,0
Tonality białskie	34 (33')	4,54	24,10	13,70	12,44	13,80	26,5	73,5	0,0
Iły zwietrzelinowe (trzciorzęd)	34 (33')	1,11	69,80	29,11	21,31	29,30	14,7	70,6	14,7

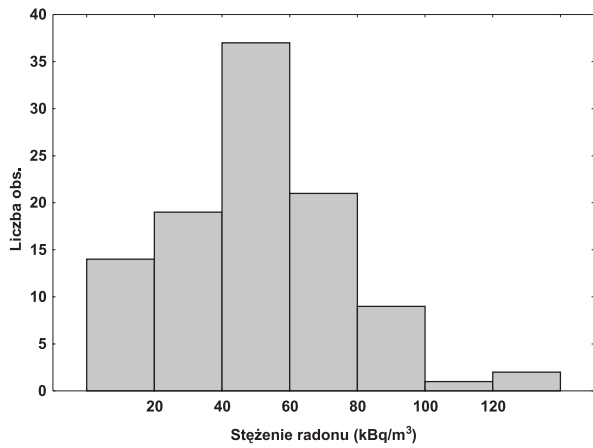
Fig. 6.1.3. Histogramm stężenia radonu w powietrzu glebowym skal metamorfiku orlicko-śnieżnickiego
 Histograms of radon concentrations in soil gas of Orlica-Śnieżnik Metamorphic Complex



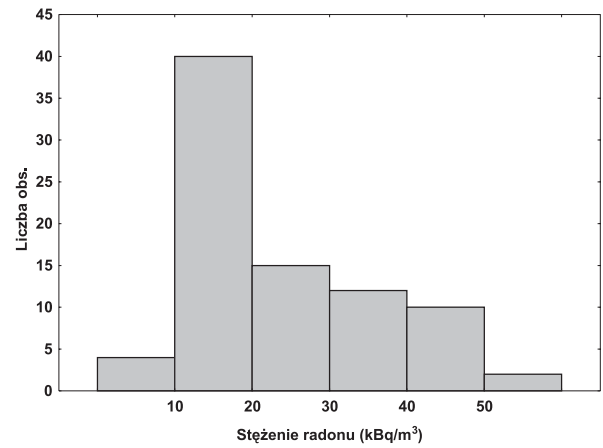
a



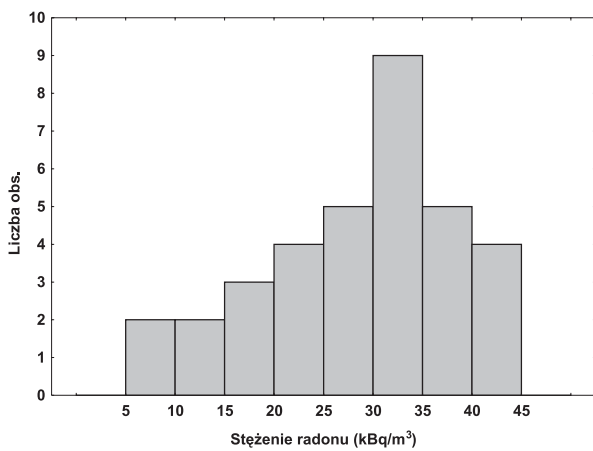
b



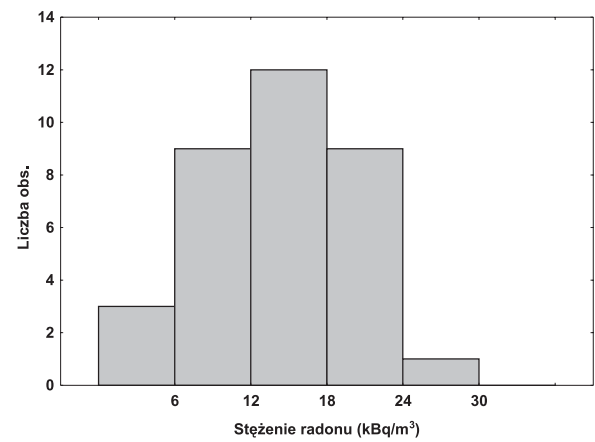
c



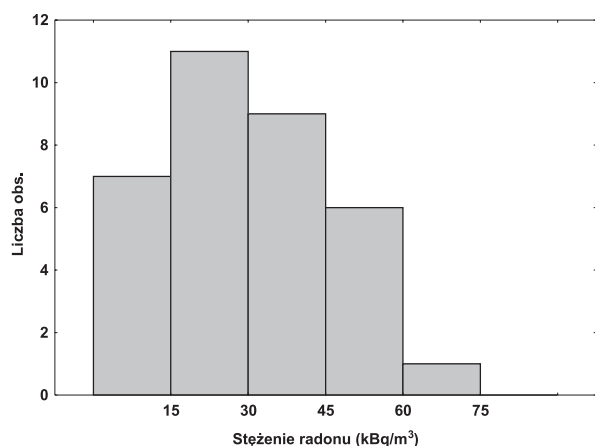
d



e



f



g

Objaśnienia: a – łupki łuszczykowe serii strońskiej; b – łupki grafitowe serii strońskiej; c – gnejsy śnieżnickie; d – łupki łuszczykowe Gór Bystrzyckich; e – gnejsy Gór Bystrzyckich; f – tonality białskie; g – ily zwietrzelinowe (Trzeciorzęd).

Explanations: a – mica schists of Stronie series; b – graphite schists of Stronie series; c – Śnieżnik gneisses; d – mica schists of Bystrzyca Mts., f – Biała tonalites; g – wathered clays (Tertiary).

13,7 kBq/m³ tylko nieznacznie przekracza dolną granicę przyjętą dla obszarów o średnim potencjale radonowym. Zmierzone wartości są mało zróżnicowane i wahają się od 4,54 do 24,1 kBq/m³ (tab. 6.1.3). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym tonalitów jest jednomodalny, symetryczny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 12 do 18 kBq/m³ (fig. 6.1.3f).

Na obszarach zbudowanych z tych skał prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 26,5%, a na średni potencjał – 73,5%. Nie natrafiono w żadnym punkcie na wysoki potencjał radonowy.

Stężenia radonu w trzeciorzędowych **iłach zwietrzelinowych** występujących na płytko zalegających łupkach łuszczykowych serii strońskiej i gnejsach plagioklazowych zmierzono w 34 punktach na jednym poletku badawczym zlokalizowanym w rejonie na południe od Łądka Zdroju. Utwory te cechuje średni potencjał radonowy, średnia arytmetyczna zbioru wynosi 29,11 kBq/m³, a pomierzone wartości wahają się od 1,11 do 69,8 kBq/m³ (tab. 6.1.3). Histogram rozkładu stężeń radonu jest jednomodalny, prawoskośny, a wartość modalna znajduje się w przedziale od 15 do 30 kBq/m³ (fig. 6.1.3g). Analiza danych pomiarowych na profilu wykazuje istnienie miejscami dużych wahań mierzonych wartości. Jest to zapewne odbiciem zróżnicowane reliefu podłoża krystalicznego, co implikuje zmienne miąższości iłów zwietrzelinowych. Występowanie większych miąższości utworów ilastych z reguły wpływa na znaczące obniżenie zmierzonych wartości emisji radonu. Powodowane jest to niską przepuszczalnością iłów. Na wychodniach opisywanych skał prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 14,7%, na średni potencjał – 70,6%, a na wysoki – 14,7%.

6.1.4. Kłodzko-złotostocki masyw granitowy

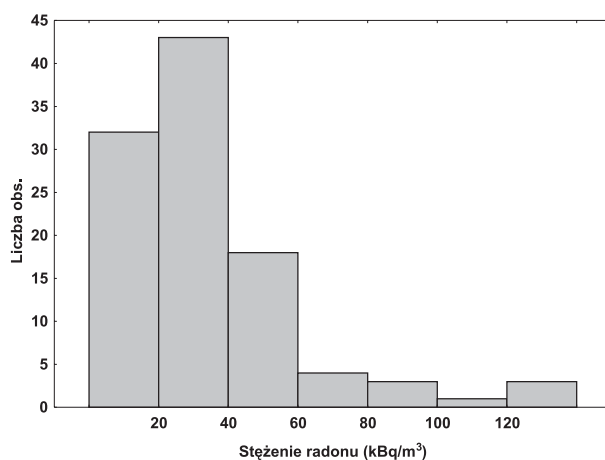
Stężenia radonu w powietrzu glebowym kłodzko-złotostockiego **masywu granitowego** zmierzono na trzech poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Mąkolna, Ołdrzychowic Kłodzkich i Droszkowa. Łącznie wykonano 104 pomiary. Obszary zbudowane z tych skał cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej wynosi 28,93 kBq/m³ (tab. 6.1.4). Zmierzone wartości wahają się od 0,32 do 312 kBq/m³. Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu w powietrzu glebowym tych skał jest jednomodalny, z wartością modalną zawartą w przedziale 20 – 40 kBq/m³ (fig. 6.1.4). Silnie rozciągnięcie prawej strony histogramu i obserwowanie dużej zmienności wartości stężenia radonu na niewielkich odległościach wskazuje na dość istotne zaangażowanie tektoniczne tych skał.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 8,7%, na średni potencjał radonowy – 74%, a na wysoki – 17,3%. (tab. 6.1.4).

Tabela 6.1.4. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym granitów masywu kłodzko-żłotostockiego
Statistical parameters of radon concentration in soil gas in granites of Kłodzko-Żłoty Stok Massif

Litologia	Liczebność zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	Średnia arytm.	Średnia geom.	Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
							Niski	Średni	Wysoki
Granitoidy kłodzko-żłotostockie	104 (99')	0,32	312,00	28,93	22,53	25,40	8,7	74,0	17,3

Fig. 6.1.4 Histogram stężenia radonu w powietrzu glebowym granitów masywu kłodzko-złotostockiego
Histogram of radon concentrations in soil gas in granites of Kłodzko-Złoty Stok Massif



6.1.5. Granitoidy kudowskie

Stężenia radonu w **granitoidach kudowskich** badano na dwóch poletkach badawczych, które były zlokalizowane w rejonie Jakobowic oraz na wschód od Kudowy Zdroju, przy drodze do Karłowa. Łącznie wykonano 49 pomiarów. Obszary zbudowane z tych skał cechuje średni potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna zbioru wynosi 31,34 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się od 12,9 do 71,9 kBq/m³ (tab. 6.1.5). Histogram rozkładu zawartości jest zasadniczo jednomodalny z wartością modalną mieszczącą się w szerokim przedziale o wartościach od 24 do 40 kBq/m³. W prawej części wykresu pojawia się populacja kilku próbek wskazująca na stektonizowanie granitoidów kudowskich (fig. 6.1.5). Potwierdza to analiza profili pomiarowych, na których stwierdzono duże zmienności stężenia radonu w powietrzu glebowym na niewielkich przestrzeniach.

Na wychodniach granitoidów kudowskich prawdopodobieństwo natrafienia na średni potencjał radonowy wynosi 91,8%, a na wysoki – 8,2%. W żadnym punkcie nie zmierzono wartości wskazującej na niski potencjał radonowy.

Fig. 6.1.5. Histogram stężenia radonu w powietrzu glebowym granitoidów kudowskich
Histogram of radon concentrations in soil gas in Kudowa granites

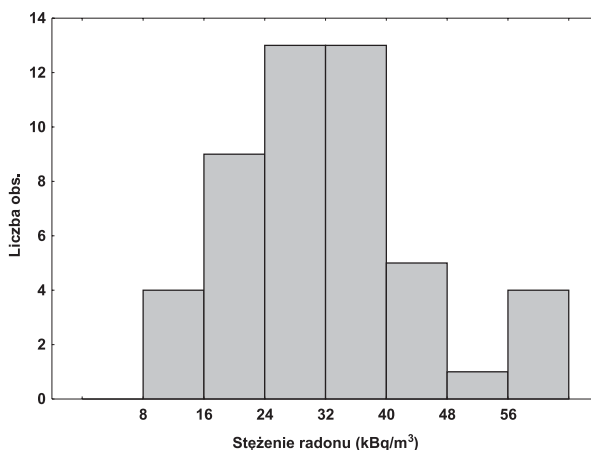


Tabela 6.1.5. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym granitoidów kudowskich
Statistical parameters of radon concentration in soil gas in Kudowa granites

Litologia	Liczebność zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	Średnia arytm.	Średnia geom.	Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
							Niski	Średni	Wysoki
Granitoidy kudowskie	49 (47')	12,90	71,90	31,34	29,32	30,60	0,0	91,8	8,2

6.1.6. Struktura kaczawska

Na wychodniach eokambryjsko-ordowickich **fyllitów z szarogłazami** zmierzono stężenia radonu w 47 punktach na dwóch poletkach badawczych zlokalizowanych w okolicach Lubania Śląskiego. Skały te cechuje wysoki potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej zbioru wynosi 60,12 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się w przedziale od 8 do 219,43 kBq/m³ (tab. 6.1.6). Histogram rozkładu stężeń radonu w powietrzu glebowym tych skał wskazuje wyraźnie na obecność dwóch populacji pomiarów. Pierwsza, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 40 do 60 kBq/m³, reprezentuje emisje radonu charakterystyczne dla opisywanych fyllitów z szarogłazami. Druga populacja obejmująca wartości powyżej 100 – 120 kBq/m³ (fig. 6.1.6a) reprezentuje emisje radonu związane ze strefami uskoku. Nie można również wykluczyć możliwości obecności przewarstwień skał zawierających podwyższone koncentracje uranu.

Z analizy zbioru wynika, że na wychodniach fyllitów i szarogłazów eokambryjsko-ordowickich prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 2,1%, na średni potencjał – 42,6%, a na wysoki – 55,3% (tab. 6.1.6).

Na wychodniach **gnejsów** rejonu **Wądroża Wielkiego** wykonano pomiary stężenia radonu w 34 punktach na jednym poletku badawczym, zlokalizowanym w Wądrożu Wielkim. Skały te cechuje średni i słabo zróżnicowany potencjał radonowy. Zmierzone wartości wahają się od 7,65 do 37,5 kBq/m³, a wartość średniej arytmetycznej wynosi 17,88 kBq/m³ (tab. 6.1.6). Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym opisywanych skał jest jednomodalny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 15 do 20 kBq/m³ (fig. 6.1.6b).

Z analizy zbioru wynika, że na obszarze występowania gnejsów z Wądroża Wielkiego, z prawdopodobieństwem 8,8% natrafimy na obszar o niskim potencjale radonowym, a prawdopodobieństwo natrafienia na obszar o średnim potencjale wynosi 91,2% (tab. 6.1.6). Ani jeden punkt pomiarowy nie wskazał na wysoki potencjał radonowy.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym staropaleozoicznych **łupków metamorficznych** struktury kaczawskiej badano na 7 poletkach, zlokalizowanych w rejonie Tarczyna (na wschód od Wlenia), Pławnej, na wschód od Wojcieszowa, Radzimowicach, na zachód od Bolkowa, na wschód od Mysłowa i w Sadach Dolnych. Skały te są litologicznie dość silnie zróżnicowane. Reprezentują je łupki kwarcowo-serycytowe (w tym tzw. łupki radzimowickie), łupki szare i czarne, łupki serycytowo-albitowe z grafitem i fyllity. Na wychodniach tych skał zmierzono stężenie radonu w 202 punkty, a uzyskane wartości wahają się od 6,53 do 209 kBq/m³ (tab. 6.1.6).

Obszary zbudowane z tych skał cechuje wysoki potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna badanego zbioru wynosi 56,37 kBq/m³. Z analizy zmierzonych stężeń na poszczególnych profilach wynika, że najwyższe stężenia rejestrowano w obrębie łupków wzbogaconych w materię organiczną występujących w rejonie Bolkowa i Radzimowic (łupki szare i czarne oraz łupki albitowo-serycytowe z grafitem). Związane jest to z występowaniem podwyższonych koncentracji uranu, który zwykle występuje w ścisłym związku z substancją organiczną. Histogram rozkładu zawartości jest zasadniczo jednomodalny silnie prawoskośny, wyraźnie rozciągnięty w kierunku wysokich wartości (fig. 6.1.6c). Jest to związane z obecnością pewnej populacji pomiarów odpowiadających strefom uskoku i zmineralizowanych uranem. Potwierdza to analiza wartości na profilach pomiarowych, gdzie obserwowano na kolejnych punktach pomiarowych, że stężenie radonu ulegało 10-krotnemu zmniejszeniu lub zwiększeniu.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że na wychodniach opisanych wyżej łupków metamorficznych struktury kaczawskiej na niski potencjał radonowy natrafimy z prawdopodobieństwem 1,5%, na średni z prawdopodobieństwem 50,5%, a na wysoki – 48%.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **zieleńców, zieleńców masywnych, łupków zieleńcowatych i spilitów** badano na 12 poletkach badawczych zlokalizowanych w okolicy Siołkowic, Chwaliszowa, Sadów Górnych, Kaczorowa, Częstocina, Komarna, Nowej Wsi i na połu-

dnie od Starej Kraśnicy. Łącznie wykonano pomiary w 327 punktach. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, ale wartość średniej arytmetycznej, wynosząca $10,56 \text{ kBq/m}^3$ tylko nieznacznie przekracza dolną granicę przyjętą dla obszarów o tym potencjale. Zmierzone wartości wahają się w przedziale od $0,2$ do $63,3 \text{ kBq/m}^3$ (tab. 6.1.6), zmienności są niewielkie i tylko w nielicznych przypadkach natrafiono kilkukrotne, skokowe zróżnicowanie wartości, co może odzwierciedlać obecność stref uskokowych. Z uwagi na słaby potencjał emanacyjny całej formacji, w strefach uskokowych zmierzone wartości również nie są zbyt wysokie. Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym opisywanych skał ma charakter rozkładu polimodalnego, odzwierciedlającego ich zmienność litologiczną. Główna wartość modalna znajduje się w przedziale od 4 do 8 kBq/m^3 , lokalna wartość modalna występuje w przedziale $20 - 24 \text{ kBq/m}^3$ (fig. 6.1.6d). Znaczne wydłużenie w kierunku wyższych wartości może ponadto wskazywać na pewne znaczenie tektoniki uskokowej.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że na wychodniach opisywanych skał prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi $56,3\%$, na średni potencjał – $42,5$, a na wysoki jedynie $1,2\%$.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym **łupków kwarcowo-grafitowych** badano w 30 punktach na 1 poletku badawczym, zlokalizowanym w pobliżu miejscowości Nowy Uniegoszcz i Krotośzów. Zmierzone wartości są ekstremalnie zróżnicowane i wahają się od $8,27$ do $1462,42 \text{ kBq/m}^3$ (tab. 6.1.6) Na tym poletku zmierzono najwyższe punktowe stężenia radonu w całych Sudetach. Średnia arytmetyczna zbioru wynosi $250,63 \text{ kBq/m}^3$, więc obszar, którego powierzchnię terenu budują te skały cechuje wysoki potencjał radonowy.

Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym opisywanych łupków kwarcowo-grafitowych wskazuje na wyraźną obecność dwóch populacji (fig. 6.1.6e). Pierwsza obejmuje wartości do $300 - 400 \text{ kBq/m}^3$ i odzwierciedla tło emisji radonu ze skał. Druga populacja obejmuje wartości powyżej 400 kBq/m^3 i reprezentuje emisje radonu związane z obecnością stref uskokowych lub stref mineralizowanych uranem. Nie można wykluczyć również, że mamy tutaj do czynienia ze strefami uskokowymi, w których występuje okruszcowanie uranem. Strefy o bardzo wysokich stężeniach radonu mają szerokość $20 - 30$ metrów.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy na wychodniach opisywanych skał wynosi $3,3\%$ (jeden punkt pomiarowy), na średni potencjał wynosi $6,7\%$ (dwa punkty pomiarowe), a na wysoki – 90% . Na uwagę zasługuje to, że łupki kwarcowo-grafitowe występują na stosunkowo niewielkim obszarze, lecz jest on dość silnie zabudowany. Należy oczekiwać, że w budynkach mieszkalnych zlokalizowanych na tych skałach stężenie radonu jest bardzo wysokie.

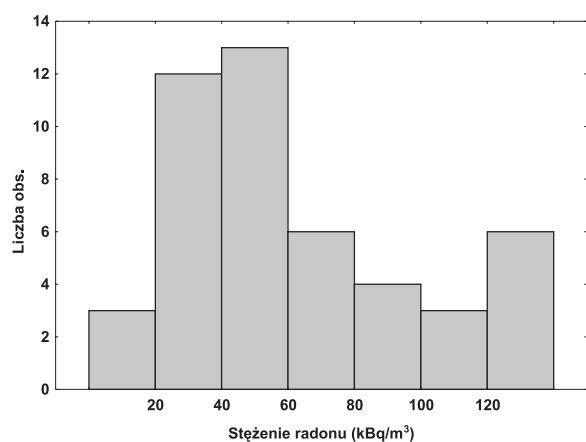
Stężenie radonu na wychodniach **wapieni wojcieszowskich** badano w 48 punktach na dwóch poletkach w rejonie Wojcieszowa i Rochowic. Skały te cechuje średni i dość słabo zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna zbioru wynosi $14,4 \text{ kBq/m}^3$, a zmierzone wartości wahają się w przedziale od $4,9$ do $52,1 \text{ kBq/m}^3$ (tab. 6.1.6). Histogram rozkładu stężenia radonu w wapieniach wojcieszowskich jest dwumodalny. Główna wartość modalna znajduje się w przedziale od 10 do 15 kBq/m^3 , a lokalna wartość modalna znajduje się w przedziale od 30 do 35 kBq/m^3 (fig. 6.1.6f). Obecność dwóch populacji jest odzwierciedleniem zmienności litologicznej formacji wapieni wojcieszowskich. Według Kozdroja (1995) w wapieniach wojcieszowskich znajdują się przewarstwienia fyllitów, łupków serycytowo-chlorytowych i serycytowo-kwarcowych. Skały te mogą stanowić stosunkowo nieliczną populację o podwyższonych stężeniach radonu w relacji do liczniejszej populacji odpowiadającej litologicznie wapieniom i dolomitom, których potencjał radonowy jest znacząco niższy.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy na terenie zbudowanym z wapieni wojcieszowskich wynosi $29,2\%$, na średni potencjał – $68,8\%$, a na wysoki – 2% .

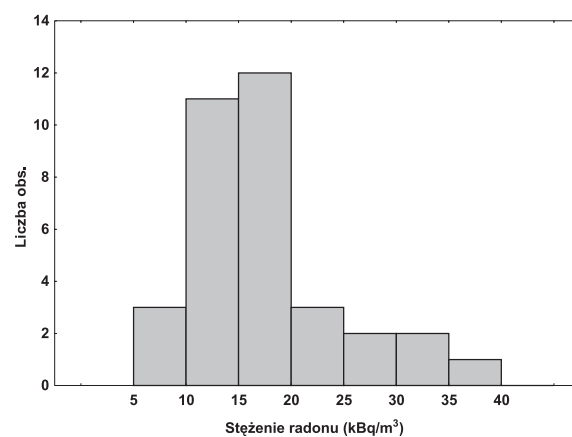
Tabela 6.1.6. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym skał struktury kaczawskiej
 Statistical parameters of radon concentration in soil gas in the rocks of Kaczawa Structure

Litologia	Liczebność zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	Średnia arytm. kBq/m ³	Średnia geom.	Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
							Niski	Średni	Wysoki
Fyllity z szarogłazami (eokambr – ordowik)	47 (45')	8	219,43	60,12	49,64	53,9	2,1	42,6	55,3
Gnejsy Wądroża Wielkiego	34 (33')	7,65	37,50	17,29	16,26	18,50	8,8	91,2	0,0
Łupki metamorficzne starszego paleozoiku	202 (192')	6,53	209,00	56,37	47,11	46,95	1,5	50,5	48,0
Łupki kwarcowo-graftowe	30 (29')	8,27	1462,42	250,63	148,90	158,41	3,3	6,7	90,0
Zieleńce	327 (311')	0,20	63,30	10,56	7,84	8,10	56,3	42,5	1,2
Wapień wojcieszowskie	48 (46')	4,90	52,10	14,40	12,78	12,30	29,2	68,8	2,0

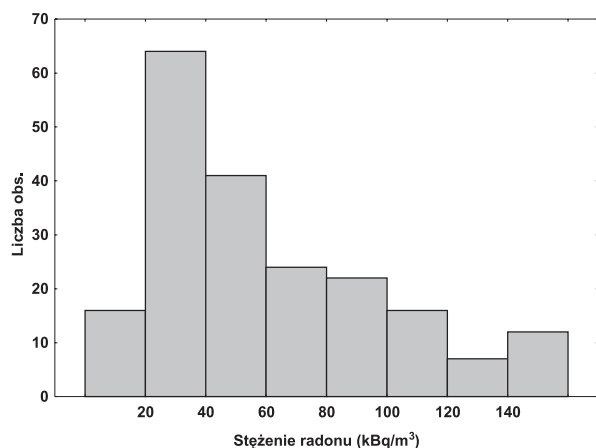
Fig. 6.1.6 Histogramy stężenia radonu w powietrzu glebowym skał struktury kaczańskiej
Histograms of radon concentrations in soil gas in the rocks of Kaczawa Structure



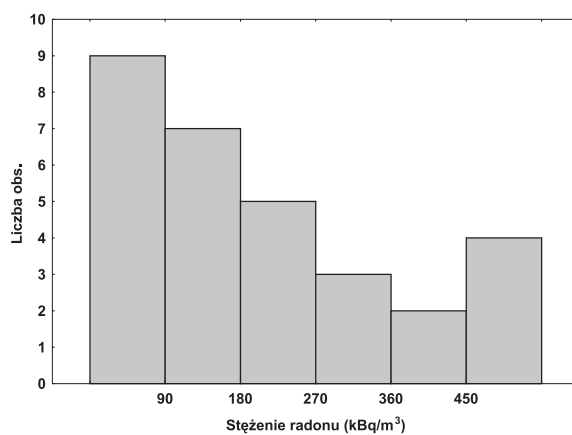
a



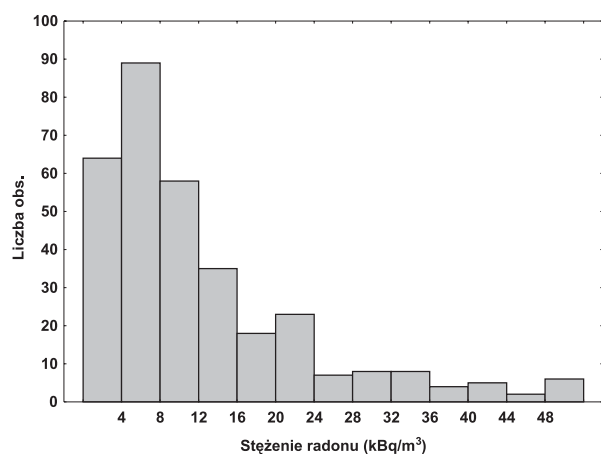
b



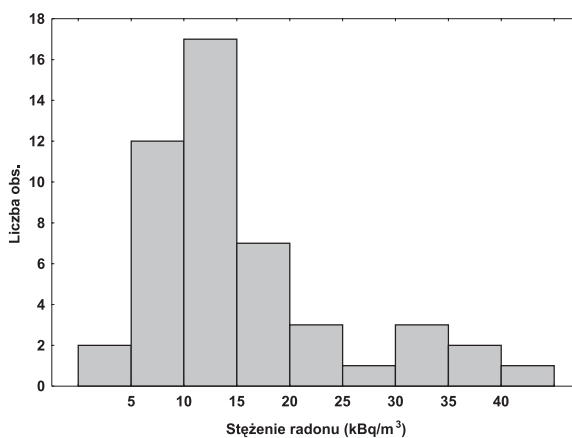
c



d



e



f

Objaśnienia: a – fyllity z szarogłazami; b – gnejsy Wądroża Wielkiego; c – łupki metamorficzne starszego paleozoiku; d – łupki kwarcowo – grafitowe; e – zieleńce; f – wapienie wojcieszowskie.

Explanations: a – phyllites with greywackes; b – Wądroże Wielkie gneisses; c – Lower Palaeozoic metamorphic schists; d – quartz-graphite schists; e – greenstones; f – Wojcieszów limestones.

6.1.7. Struktura bardzka

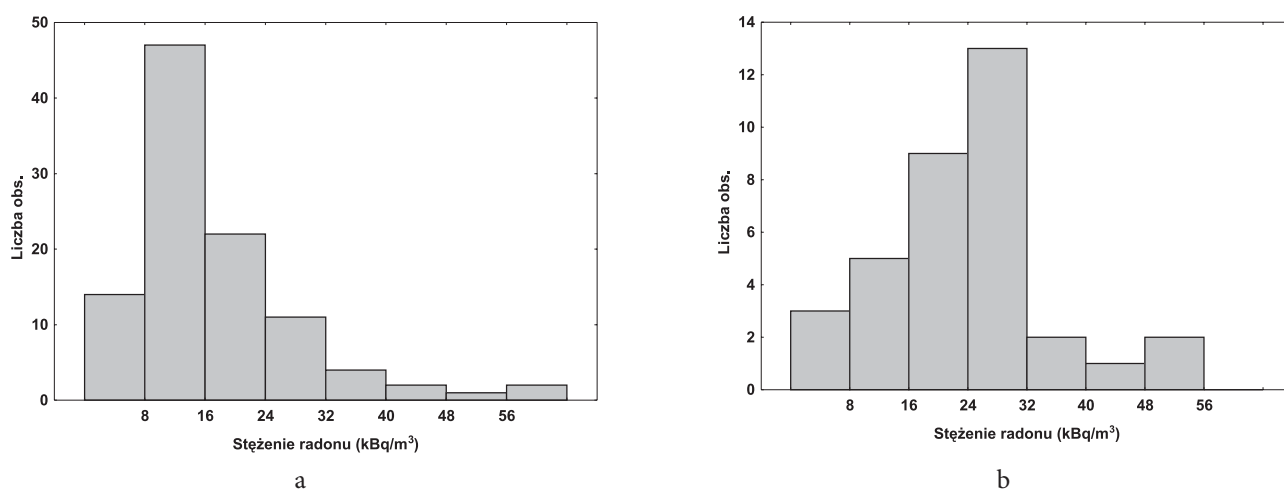
Stężenie radonu w powietrzu glebowym dolnokarbońskich **łupków szarogłazowych i ilastych** z wkładkami szarogłazów, mułowców, iłowców, łupków krzemionkowych zmierzono na trzech poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Pańskiej Góry k/ Barda Śląskiego, Nowej Wsi Kłodzkiej i Dębownicy Dolnej. Łącznie wykonano pomiary w 103 punktach. Skały te reprezentują średni i mało zróżnicowany potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna zbioru, wynosząca 15,64 kBq/m³ lokuje te skały w dolnym zakresie tej klasy. Zmierzone wartości wahają się od 1,98 do 71,6 kBq/m³ (tab. 6.1.7). Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu w tych skałach jest jednomodalny, lekko prawoskośny, z bardzo wyraźną wartością modalną lokującą się w przedziale od 8 do 16 kBq/m³ (fig. 6.1.7a). Wydłużenie wykresu w kierunku wysokich stężeń radonu oraz analiza danych z profili pomiarowych wskazuje na pewne, niewielkie stektonizowanie tych skał.

Prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy na wychodniach opisywanych skał wynosi 25,3%, na średni potencjał 71,8%, a na wysoki 2,9%.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym dolnokarbońskich **szarogłazów i łupków szarogłazowych** w pobliżu kontaktu z granitami masywu kłodzko-złotostockiego badano w 35 punktach na 1 poletku badawczym zlokalizowanym w rejonie Laskówki. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej zbioru wynosi 23,44 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się od 5,14 do 54,1 kBq/m³ (tab. 6.1.7). Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu jest w zasadzie jednomodalny, lewoskośny, z wyraźną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 24 do 32 kBq/m³ (fig. 6.1.7b). Analiza danych z profili pomiarowych nie wskazuje jednoznacznie na obecność stref uskokowych.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach opisywanych szarogłazów na niski potencjał radonowy wynosi 8,6%, na średni potencjał wynosi 85,7%, a na wysoki – 5,7%.

Fig. 6.1.7. Histogram stężenia radonu w powietrzu glebowym skał struktury bardzkiej
Histograms of radon concentrations in soil gas in the rocks of Bardo Structure



Objaśnienia: a – łupki szarogłazowe, (karbon dolny); b – szarogłazy i łupki szarogłazowe (karbon dolny).
Explanations: greywacke's slates (Lower Carboniferous); b – greywackes and slates (Lower Carboniferous).

Tabela 6.1.7. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym skał struktury bardzkiej
Statistical parameters of radon concentration in soil gas in the rocks of Bardo Structure

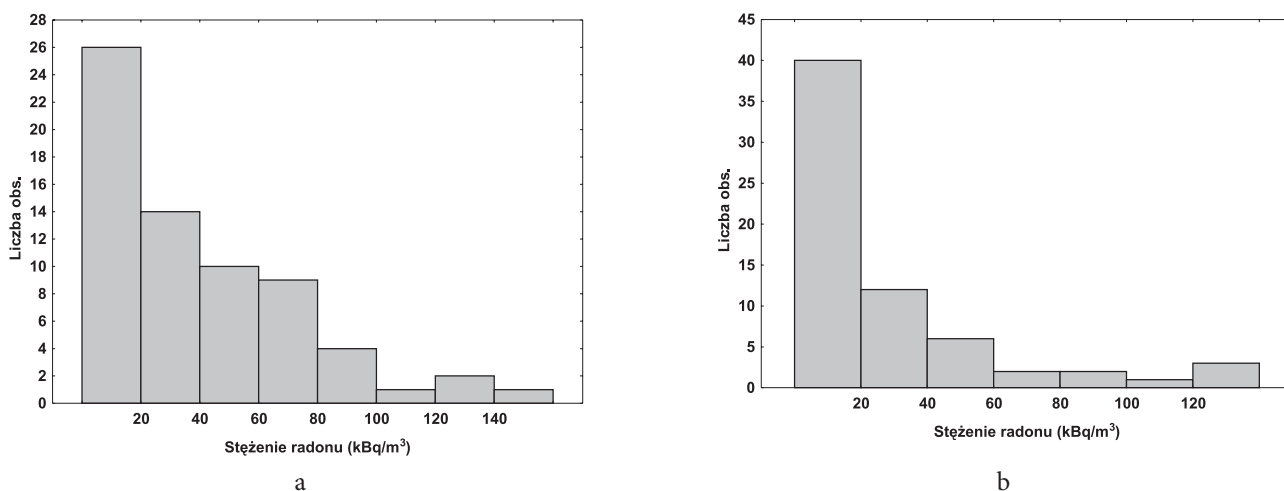
Litologia	Liczebność zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	kBq/m ³			Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
				Średnia arytm.	Średnia geom.	Mediana	Niski	Średni	Wysoki
Łupki szarogłazowe (karbon dolny)	103 (98')	1,98	71,60	15,64	13,57	14,10	25,3	71,8	2,9
Szarogłazy i łupki szarogłazowe (karbon dolny)	35 (34')	5,14	54,10	23,44	21,18	23,55	8,6	85,7	5,7

6.1.8. Depresja Świebodzic

Stężenia radonu w powietrzu glebowym wychodni **górnodewońskich łupków i szarogłazów** depresji Świebodzic badano na dwóch poletkach badawczych zlokalizowanych w okolicach Witoszowa Górnego. Łącznie wykonanych tam zostało 67 punktów pomiarowych. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej zbioru wynosi $37,46 \text{ kBq/m}^3$. Zmierzone wartości są bardzo zmienne i wahają się od 8 do $197,2 \text{ kBq/m}^3$ (tab. 6.1.8). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym tych skał jest dwumodalny. Główna wartość modalna zlokalizowana jest w przedziale od 0 do 20 kBq/m^3 , a lokalna wartość modalna znajduje się w przedziale od 120 do 140 kBq/m^3 (fig. 6.1.8a). Wskazuje to na obecność dwóch populacji w tym zbiorze. Pierwsza z nich związana jest z emisjami radonu ze skał, natomiast druga reprezentuje populację pomiarów związanych z emisjami ze stref tektonicznych. Potwierdza to analiza pomiarów na profilach, gdzie obserwuje się zmiany wartości stężenia radonu z punktu na punkt wynoszące 300 – 400%. Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach górnodewońskich łupków i szarogłazów depresji Świebodzic na niski potencjał radonowy wynosi 3%, na średni potencjał wynosi – 64,2%, a na wysoki – 32,8%.

Stężenia radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **dolnokarbońskich zlepieńców polimiktycznych** (kulm z Chwaliszowa) i zlepieńców gnejsowych (kulm z Książa) badano na dwóch poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Cieszowa. Wykonano tam łącznie 66 pomiarów. Skały te cechuje średni potencjał radonowy. Zmierzone wartości wahają się od 3,1 do $183,3 \text{ kBq/m}^3$. Średnia arytmetyczna zbioru wynosząca $24,1 \text{ kBq/m}^3$ (tab. 6.1.8) jest istotnie niższa od średniej arytmetycznej zbioru opisanego powyżej. Histogram rozkładu wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym opisywanych skał jest w zasadzie jednomodalny, silnie prawoskośny i bardzo wydłużony w kierunku wysokich wartości stężenia radonu (fig. 6.1.8b). Spowodowane jest to obecnością dość licznych stref tektonicznych, co jest dobrze rejestrowane na profilach pomiarowych. Z analizy danych pomiarowych wynika, że na wychodniach opisywanych skał prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 19,7%, na średni potencjał – 66,7%, a na wysoki potencjał – 13,6%.

Fig. 6.1.8. Histogramy stężenia radonu w powietrzu glebowym skał depresji Świebodzic
Histograms of radon concentrations in soil gas in the rocks of Świebodzice Depression



Objaśnienia: a – łupki i szarogłazy, (górnny dewon); b – zlepienie polimiktyczne i gnejsowe, (karbon dolny).
Explanations: a - slates and greywackes (Upper Devonian); b - polymictic conglomerates, Lower Carboniferous.

Tabela 6.1.8. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym skał depresji Świebodzic
 Statistical parameters of radon concentration in soil gas in the rocks of Świebodzice Depression

Litologia	Liczebność zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	Średnia arytm. kBq/m ³	Średnia geom.	Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
							Niski	Średni	Wysoki
Łupki i szarogłazy (górny dewon)	67 (64')	8,00	197,20	37,46	29,34	24,80	3,0	64,2	32,8
Złepieńce polimiktyczne i gnejsowe (dolny karbon)	66 (63')	3,10	183,30	24,10	17,65	15,10	19,7	66,7	13,6

6.1.9. Depresja śródsudecka

Stężenia radonu w powietrzu glebowym **dolnokarbońskich utworów gruboklastycznych** depresji śródsudeckiej badano w 156 punktach na 8 poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Ciechanowic, Janiszowa, Piszowic, Jarkowic, Opawy, Mniszkowic i Błażkowej. Skały te wykształcone są w postaci zlepieńców najczęściej grubookruchowych i średniookruchowych, polimiktycznych, niekiedy z porfirami, fyllitami i zieleńcami. Są one szeroko rozprzestrzenione w północno-zachodniej części depresji śródsudeckiej. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, średnia arytmetyczna zbioru wynosi $25,64 \text{ kBq/m}^3$, a zmierzone wartości są dość silnie zróżnicowane i wahają się od 0,7 do $87,8 \text{ kBq/m}^3$ (tab. 6.1.9). Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym opisywanych skał jest w zasadzie jednomodalny, z wartością modalną znajdującą się w przedziale od 24 do 30 kBq/m^3 (fig. 6.1.9.1a). Z jego analizy oraz rozkładu wartości na profilach pomiarowych wynika, że znacząca ilość pomiarów (około 10–15%) jest najprawdopodobniej związana ze strefami uskokowymi i strefami spękań.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy na obszarze występowania opisywanych skał zlepieńcowych dolnego karbonu wynosi 10,3%, na średni potencjał – 80,1%, a na wysoki – 9,6% (tab. 6.1.9).

Stężenia radonu w **górnokarbońskich osadach klastycznych** depresji śródsudeckiej badano łącznie na 13 poletkach badawczych, na których pomiary wykonano w 386 punktach. Poletka były zlokalizowane na wychodniach tych skał na terenie całej depresji śródsudeckiej. Znajdowały się one w Kozicach, Białym Kamieniu, Przygórzu, Wałbrzychu (2 poletka), Szczepanowie, Koszeniu, Bukówce, Jedlinie Zdroju, Grzmiącej, Kuźnicach Świdnickich, Unisławiu Śląskim oraz Pstrążnej (rejon Kudowy).

Z uwagi na to, że z jednej strony formacje skalne karbonu górnego depresji śródsudeckiej są litologicznie dość monotonne i mają rozbudowaną litostratygrafię, zdecydowano, że do obliczenia parametrów statystycznych wykorzystano cały zbiór grupujący wszystkie punkty pomiarowe obejmujące skały osadowe, natomiast w celu zilustrowania zmienności w obrębie tego zbioru, na wykresie ramkowym przedstawiono wszystkie poletka badawcze oddzielnie. Opisywane skały cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej wynosząca $13,49 \text{ kBq/m}^3$ wskazuje, że granica pomiędzy niskim a średnim potencjałem radonowym (10 kBq/m^3) jest nieznacznie przekroczona. Zmierzone wartości wahają się od 0,11 do 152 kBq/m^3 (tab. 6.1.9).

Histogram rozkładu stężenia radonu w górnokarbońskich skałach osadowych depresji śródsudeckiej jest dwumodalny, z główną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 8 do 12 kBq/m^3 oraz lokalną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale 24 – 30 kBq/m^3 (fig. 6.1.9.1b). Wykres ramkowy ilustruje, że na tle dość monotonicznych i słabo zróżnicowanych zbiorów, nie zawierających zwykle wartości maksymalnych przekraczających 30 kBq/m^3 , jest kilka zbiorów reprezentujących wyraźnie wyższy potencjał radonowy (fig. 6.1.9.2). Dotyczy to zwłaszcza poletka badawczego zlokalizowanego w Szczepanowie (warstwy z Białego Kamienia) (profil 9, fig. 6.1.9.2), na którym wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym większości pomiarów przekraczają 50 kBq/m^3 . Tak wysoki potencjał radonowy tych skał jest dość trudny do wyjaśnienia. Z pozostałych zbiorów na uwagę zasługują jeszcze poletka badawcze zlokalizowane w Bukówce (profil 7, fig. 6.1.9.2) (warstwy żaclerskie) oraz w Kuźnicach Świdnickich (profil 3, fig. 6.1.9.2) (warstwy z Glinika). W przypadku pierwszego ze zbiorów średni potencjał radonowy waha się w granicach 30 kBq/m^3 , jest więc relatywnie wysoki przy jednoczesnym dość małym zróżnicowaniu. W drugim przypadku średni potencjał jest istotnie niższy (około 20 kBq/m^3), lecz istotna jest obecność wysokich wartości, przekraczających 150 kBq/m^3 . Wykres ten bardzo dobrze ilustruje emisje radonu związane ze strefami uskokowymi. Pewnego zaangażowania tektonicznego można dopatrywać się również w skałach formacji wałbrzyjskiej w Przygórzu (profil 11, fig. 6.1.9.2). W pozostałych przypadkach zbiory są dość jednorodne i mało zróżnicowane.

Z analizy danych pomiarowych całego rozpatrywanego zbioru wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 39,6%, na średni potencjał wynosi 55,4%, a na wysoki – 5%. W większości reprezentują to punkty pomiarowe z poletka badawczego nr 9 z rejonu Szczepanowa.

Stężenia radonu na wychodniach **osadowych formacji skalnych dolnego permu** badano na 11 poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Nowej Rudy (dwa poletka), Drogosławia, Rybnicy Leśnej, Okrzeszyna, Włodowic, Suszyny, Gajewa, Wambierzyc, Danczowa i Radkowa. Łącznie na tych poletkach wykonano pomiary w 336 punktach. Podobnie jak w przypadku jednostek litostratygraficznych karbonu górnego depresji śródsudeckiej wszystkie pomiary połączono w jeden zbiór, a w celu zilustrowania zmienności stężenia radonu na poszczególnych poletkach badawczych, przeprowadzono analizę w oparciu o wykres ramkowy.

Skały osadowe dolnego permu depresji śródsudeckiej cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej wynosząca $13,54 \text{ kBq/m}^3$ nieznacznie przekracza przyjętą wartość graniczną dla tej kategorii, wynoszącą 10 kBq/m^3 . Zmierzone wartości wahają się od śladowych stężeń radonu do 103 kBq/m^3 (tab. 6.1.9). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym tych skał jest jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 6 do 12 kBq/m^3 (fig. 6.1.9.1c).

Znakomita większość pomiarów nie przekracza wartości 30 kBq/m^3 , co świadczy o tym, że duża zmienność litologiczna, od zlepieńców do iłowców i mułowców, nie generuje większej zmienności stężenia radonu w powietrzu glebowym. Dość znaczne rozciągnięcie wykresu w kierunku wyższych wartości spowodowane jest raczej obecnością, miejscami dość licznych, horyzontów wzbogaconych w uran niż oddziaływaniem tektoniki, której znaczenie jest podrzędne.

W osadach pogranicza górnego karbonu i dolnego permu, zawierających dwa poziomy tzw. łupków antrakozjowych oraz w osadach dolnego permu zawierających tzw. formację łupków walchiovych z Ratna Dolnego znana jest obecność syngenetycznej lub wczesnodiagenetycznej mineralizacji uranowej, o średnich zawartościach sięgających kilkudziesięciu g/t, punktowo w pojedynczych próbkach osiągając kilkaset g/t (Miecznik i Strzelecki, 1978; Wołkowicz, 1992). Cechą charakterystyczną tych koncentracji uranu jest duża liczba poziomów mineralizowanych, przy jednoczesnej ich małej miąższości, wahającej się od kilkudziesięciu centymetrów do 1,2 m (Wołkowicz, 1990). Poziomy te niekiedy są rejestrowane w zdjęciu emanacyjnym w postaci stref o szerokości 20 – 30 metrów o podwyższonym stężeniu radonu w powietrzu glebowym, przy czym poziom emisji radonu rzadko przekracza wartość kilkudziesięciu kBq/m^3 .

Wykres ramkowy dobrze ilustruje małe zróżnicowanie stężenia radonu w powietrzu glebowym skał dolnego permu depresji śródsudeckiej (fig. 6.1.9.3). Dla większości zbiorów wykresy są bardzo zwarte i mieszczą się przedziale od 0 do około 25 kBq/m^3 (profile 11, 10, 9, 6, 4, 3; fig. 6.1.9.3). Nieco większe zróżnicowanie obserwuje się w przypadku profilu nr 7 (piaskowce budowlane rejonu Okrzeszyna), profilu nr 8 (piaskowce i zlepieńce ogniwa z Krajanowa z rejonu Rybnicy Leśnej) i profilu nr 5 (łupki walchiove w okolicach Suszyny). W tych przypadkach mamy do czynienia z formacjami zawierającymi mineralizację uranową (profile 8 i 5) lub obecnością uskoków (profil 7).

W tym ostatnim przypadku należy dodatkowo stwierdzić, że w rejonie Okrzeszyna w podłożu osadów dolnego permu występują górnokarbońskie węgle radwanickie, zawierające mineralizację miedziową i uranową. Może to prowadzić do powstawania intensywniejszych emisji radonu w strefach tektonicznych.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że na obszarach zbudowanych z dolnopermskich skał osadowych prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 39%, na średni potencjał – 57,5%, a na wysoki – 3,3% (tab. 6.1.9).

Oprócz opisanych powyżej skał osadowych karbonu górnego i permu dolnego na obszarze depresji śródsudeckiej szeroko rozprzestrzenione są skały wulkaniczne, których wiek jest określany na górny karbon i dolny perm. Są to ryolity i ich tufy, opisywane na szczegółowych mapach geologicz-

nych Sudetów jako ryolity, ryodacyty, porfiry i tufy porfirowe oraz melafiry i tufy melafirowe oraz trachity. Z uwagi na znaczne zróżnicowanie geochemiczne pierwiastków promieniotwórczych w tych grupach skalnych wulkanity te podzielono na dwie grupy: ryolity i ich tufy (skały kwaśne) oraz trachity i ich tufy (skały zasadowe).

Stężenia radonu w powietrzu glebowym **ryolitów i ich tufów** badano w 117 punktach na 4 poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Bartnicy, Grzęd, Boguszowa (wzgórze Chełmiec) i w Wałbrzychu. Zmierzone wartości wahają się od 3 do 127,77 kBq/m³ (tab. 6.1.9). Skały te cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej wynosi 23,18 kBq/m³. Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym ryolitów i ich tufów jest dwumodalny, z główną wartością modalną zlokalizowaną przedziale od 16 do 24 kBq/m³ oraz podrzędną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 32 do 40 kBq/m³ (fig. 6.1.9.1d). Spowodowane jest to zapewne zróżnicowaniem geochemicznym tych skał. Według Sylwestrzaka (1972) górnokarbońskie ryolity cechują się istotnie wyższą średnią zawartością uranu w porównaniu do ryolitów dolnego permu. Dalsze badania wykonane przez Miecznika (1989) wykazały ponadto, że wśród ryolitów górnokarbońskich również jest zróżnicowanie zawartości uranu, przy czym najwyższymi zawartościami cechują się wulkanity pasma Rusinowa-Grzmiąca.

Efektom zróżnicowanych zawartości uranu w opisywanych skałach jest zróżnicowanie wielkości emisji radonu w powietrzu glebowym obszarów, których powierzchnię terenu skały te budują. Analiza danych z profili pomiarowych wskazuje na obecność nielicznych stref uskokowych. Dotyczy to przede wszystkim poletek badawczych zlokalizowanych na masywie Chełmca i w Grzędach. Efektem tego jest pojawienie się populacji o relatywnie wysokich wartościach stężenia radonu (powyżej 56 kBq/m³).

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach opisywanych skał na niski potencjał radonowy wynosi 8,5%, na średni potencjał – 83,8%, a na wysoki potencjał – 7,7% (tab. 6.1.9).

Stężenie radonu w powietrzu glebowym **trachitów i ich tufów** badano w 79 punktach na 4 poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Nowej Białki, Lubawki, Świerków i Tłumaczowa. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, Wartość średniej arytmetycznej wynosi 12,68 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się w przedziale od 0,9 do 62,3 kBq/m³.

W porównaniu do ryolitów są to wartości istotnie niższe (tab. 6.1.9). Histogram rozkładu zawartości stężeń radonu w powietrzu glebowym trachitów i ich tufów jest jednomodalny, prawoskośny, z wyraźną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 6 do 9 kBq/m³ (fig. 6.1.9.1e). Znaczne rozciągnięcie wykresu w kierunku wysokich wartości oraz analiza danych z profili badawczych wskazuje na pewien, niewielki udział wartości związanych ze strefami uskokowymi. Należy jednak zaznaczyć, że nawet w strefach uskokowych stężenia radonu w powietrzu glebowym nie są zbyt wysokie.

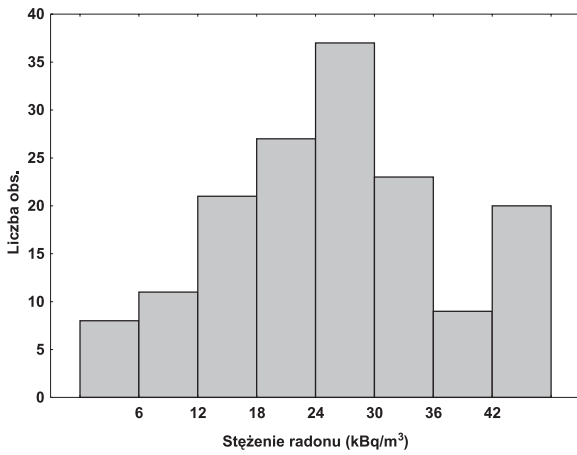
Z analizy danych pomiarowych wynika, że na wychodniach wyżej opisywanych skał prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 57%, na średni potencjał – 41,8%, a na wysoki zaledwie 1,2%.

Stężenia radonu w dolnotriasowych **piaskowcach szarogłazowych**, z uwagi na niewielkie rozprzestrzenienie tych utworów skalnych na terenie depresji śródsudeckiej, badano na 1 poletku zlokalizowanym w rejonie Łącznej. Wykonano tam 33 pomiary. Skały te cechuje niski potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej zbioru wynosi 8,91 kBq/m³. Zmierzone wartości mają małą zmienność i wahają się w przedziale od 0,27 do 21,3 kBq/m³ (tab. 6.1.9). Histogram rozkładu zawartości jest dwumodalny, z główną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 8 do 12 kBq/m³ i podrzędną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 0 do 4 kBq/m³ (fig. 6.1.9.1f). Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach tych skał na niski potencjał radonowy wynosi 48,5%, na średni potencjał – 51,5%. W żadnym punkcie nie natrafiono na wysoki potencjał radonowy (tab. 6.1.9).

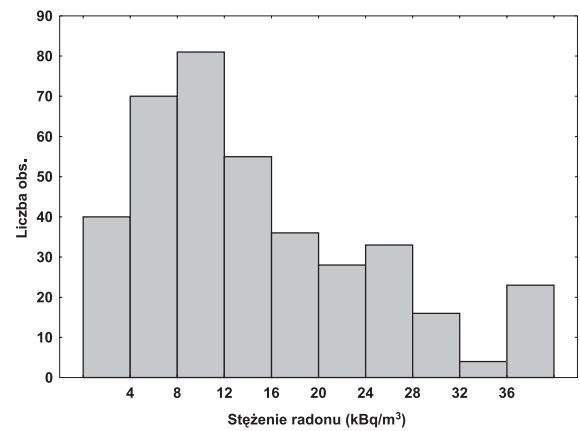
Tabela 6.1.9. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym skał depresji śródsudeckiej
Statistical parameters of radon concentration in soil gas in the rocks of Intra-Sudetic Depression

Litologia	Liczebność Zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	Średnia arytm. kBq/m ³	Średnia geom.	Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
							Niski	Średni	Wysoki
Formacje gruboklastyczne (dolny karbon, nierozdzielony)	156 (149')	0,70	87,80	25,64	21,72	25,00	10,3	80,1	9,6
Formacje osadowe (górnny karbon, nierozdzielony)	386 (367')	0,11	152,00	13,49	10,20	11,60	39,6	55,4	5,0
Formacje osadowe (dolny perm, nierozdzielony)	336 (320')	0,014	103,00	13,54	9,55	11,80	39,0%	57,5%	3,3%
Ryolity i ich tufy (górnny karbon/dolny perm)	117 (112')	3,00	127,77	23,18	20,28	19,70	8,5	83,8	7,7
Trachity i ich tufy (górnny karbon/dolny perm)	79 (76')	0,90	62,30	12,68	10,02	8,53	57,0	41,8	1,2
Piaskowce szarogłazowe (dolny trias)	33 (32')	0,27	21,30	8,91	6,99	9,96	48,5	51,5	0,0
Margle (górnna kreda)	34 (33')	2,15	25,60	16,74	13,10	16,80	8,8	91,2	0,0
Piaskowce ciosowe (górnna kreda)	139 (133')	0,85	22,30	9,03	7,78	9,16	58,3	41,7	0,0

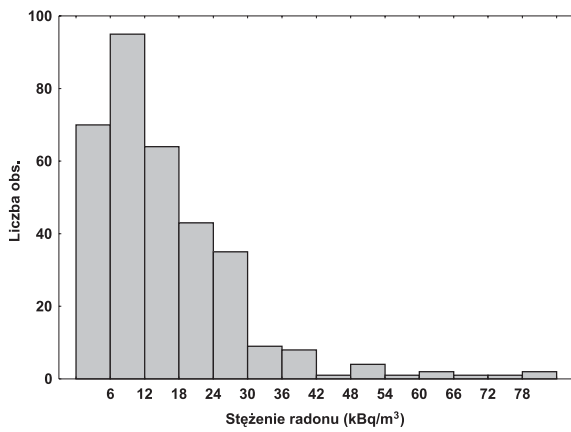
Fig. 6.1.9.1. Histogramy stężenia radonu w powietrzu glebowym skał depresji śródsudeckiej
Histograms of radon concentrations in soil gas in the rocks of Intra-Sudetic Depression



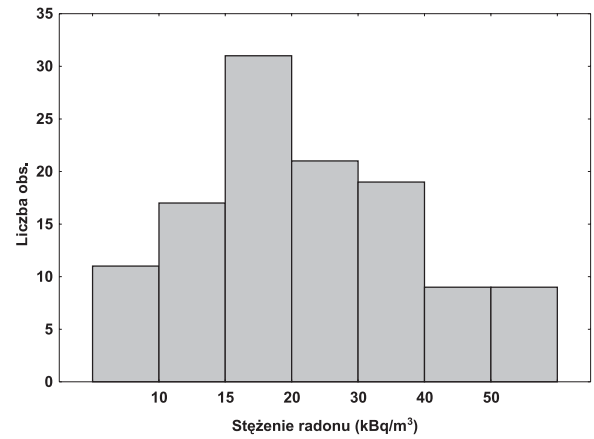
a



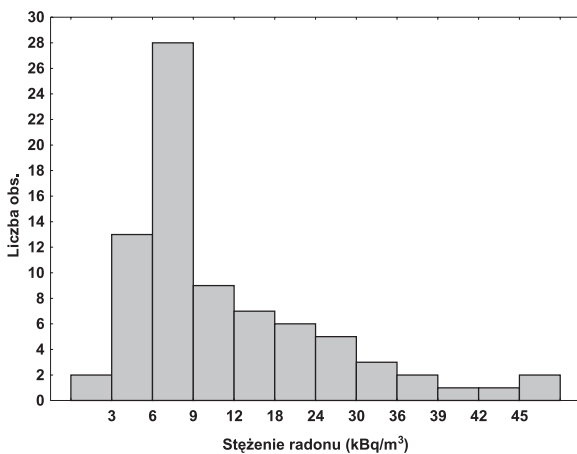
b



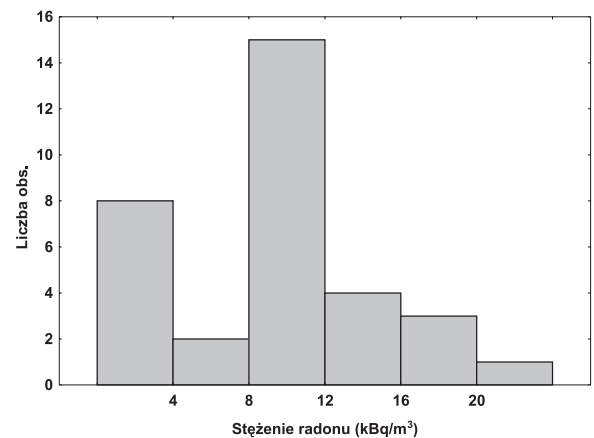
c



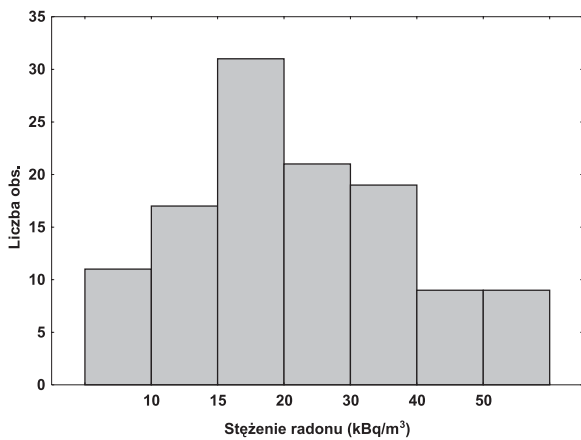
d



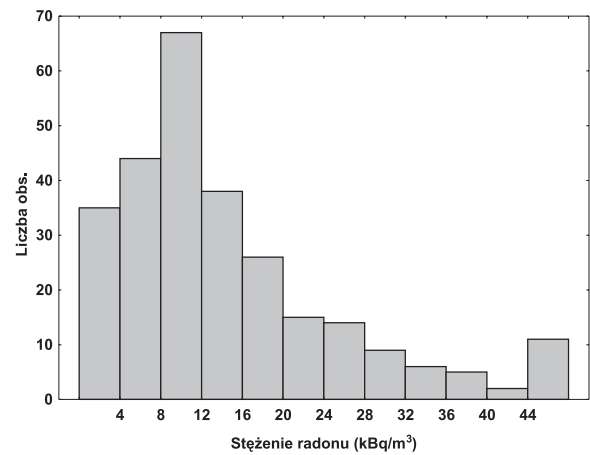
e



f



g



h

Objaśnienia: a – formacje gruboklastyczne (dolny karbon, nierozdzielony); b – formacje osadowe; górny karbon, nierozdzielony); c – formacje osadowe (dolny perm, nierozdzielony); d – ryolity i ich tuffy (górny karbon/dolny perm); e – trachity i ich tuffy (górny karbon/dolny perm); f – piaskowce szarogłazowe (dolny trias); g – margle (górna kreda); h – piaskowce ciosowe (górna kreda).

Explanations: a – coarse-grained formations (Lower Carboniferous, undivided); b – sedimentary formations (Upper Carboniferous, undivided); c – sedimentary formations (Lower Permian, undivided); d – rhyolites and their tuffs (Upper Carboniferous/Lower Permian); e – trachites and their tuffs (Upper Carboniferous/Lower Permian); f – greywatic sandstones (Lower Triassic); g – marls (Upper Cretaceous); h – “ciosowe” sandstones (Upper Cretaceous).

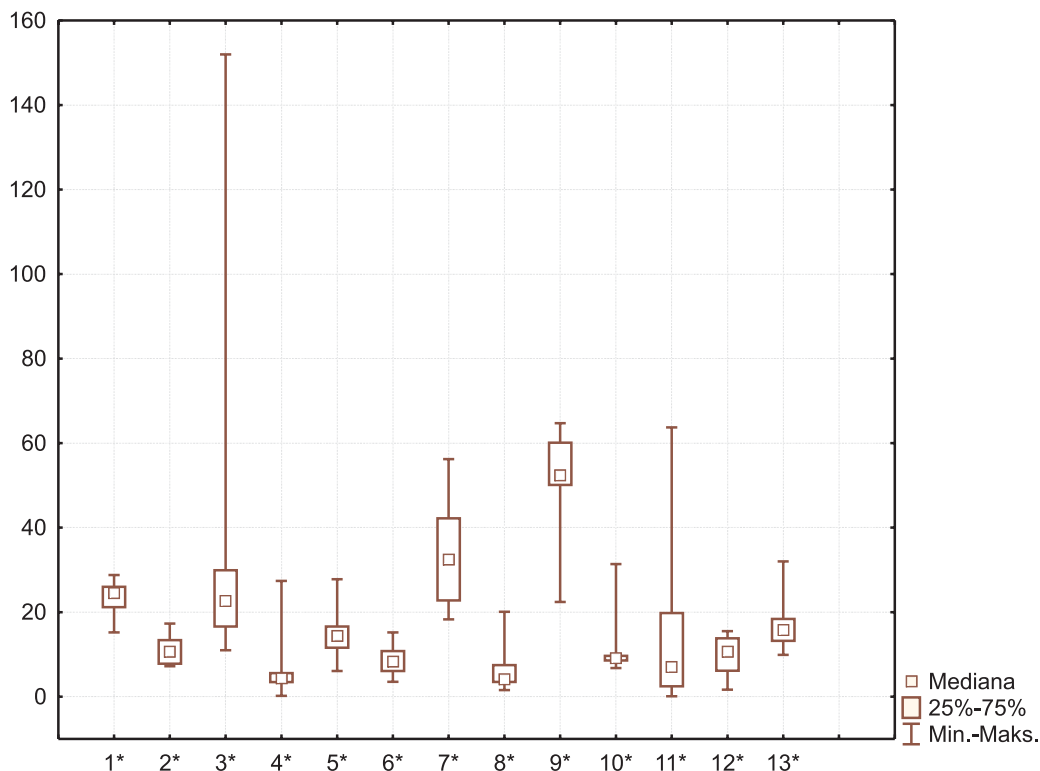
Stężenia radonu w powietrzu glebowym górnokredowych (koniak) **margli** badano w 34 punktach na 1 poletku badawczym zlokalizowanym w Międzyzlesiu. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej zbioru wynosi 16,74 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się od 2,15 do 25,6 kBq/m³ (tab. 6.1.9). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym tych skał jest jednomodalny, symetryczny z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 16 do 20 kBq/m³ (fig. 6.1.9.1g). Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach opisywanych skał na niski potencjał radonowy wynosi 8,8%, a na średni potencjał – 91,2% (tab. 6.1.9).

Stężenia radonu w powietrzu glebowym górnokredowych (turon) **piaskowców ciosowych** przewarstwianych marglami i mułowcami badano na 5 poletkach badawczych, na których pomierzono 139 punktów. Poletka te były zlokalizowane w okolicach Dobromyśla, Karłowa, Łużyc, Żłotna i Dusznik Zdroju. Skały te cechuje niski potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej wynosi 9,03 kBq/m³. Zmierzone wartości są monotonne i wahają się w granicach od 0,85 do 22,3 kBq/m³ (tab. 6.1.9).

Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym piaskowców ciosowych z przewarstwieniami margli i mułowców jest jednomodalny słabo lewoskośny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 8 do 12 kBq/m³ (fig. 6.1.9.1h). Wykres ten w pełni odzwierciedla monotonię opisywanego kompleksu skalnego.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach opisywanych skał na niski potencjał radonowy wynosi 58,3%, a na średni potencjał – 41,7% (tab. 6.1.9).

Fig. 6.1.9.2. Ramkowy wykres rozrzutu stężenia radonu w powietrzu glebowym skał depresji śródsudeckiej- formacje górnego karbonu
Distribution of radon concentration in soil gas in the rocks of Intra-Sudetic Depression – Upper Carboniferous Formations



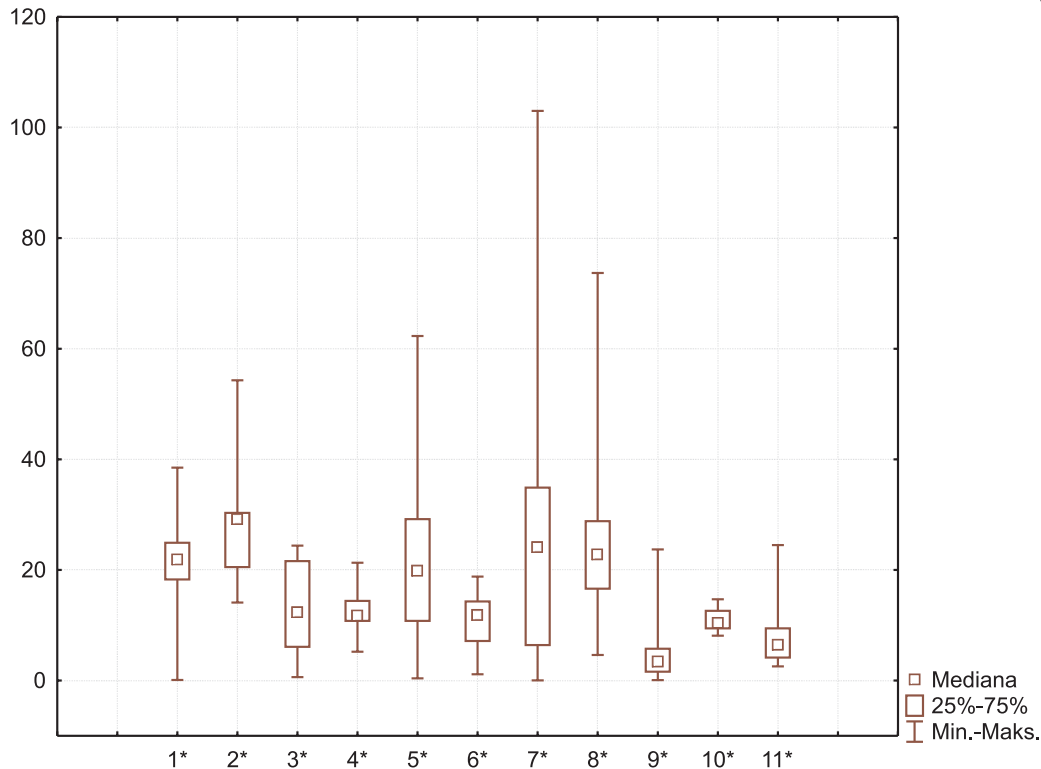
Objaśnienia:

- 1* – Unisław Śl., zlepienie i piaskowce warstw ludwikowickich;
- 2* – Pstrążna, zlepienie różnoziarniste, czerwone (otweiler);
- 3* – Kuźnice Świdnickie, piaskowce i zlepienie pstre, warstwy z Glinika;
- 4* – Grzmiąca, piaskowce i zlepienie ogniwa węglonośnego z Boguszowa i Gorców;
- 5* – Jedlina Zdr., piaskowce i zlepienie, ogniwo węglonośne z Boguszowa;
- 6* – Wałbrzych, piaskowce i zlepienie, warstwy żaclerskie, nierozdzielone;
- 7* – Bukówka, piaskowce, zlepienie i łupki, warstwy żaclerskie, nierozdzielone;
- 8* – Koszyn, zlepienie i piaskowce z wkładkami węgla, warstwy żaclerskie, nierozdzielone;
- 9* – Szczepanów, zlepienie, piaskowce i łupki, warstwy z Białego Kamienia;
- 10* – Wałbrzych, piaskowce i zlepienie, warstwy z Białego Kamienia, dolne;
- 11* – Przygórze, łupki, piaskowce, zlepienie, warstwy wałbrzyskie;
- 12* – Biały Kamień, zlepienie, piaskowce, iłowce z pokładami węgla, warstwy wałbrzyskie górne;
- 13* – Kozice, zlepienie, piaskowce, iłowce z pokładami węgla (warstwy wałbrzyskie dolne);

Explanatins:

- 1* – Unisław Śl., conglomerates and sandstones, Ludwikowice Member;
- 2* – Pstrążna, varigrained conglomerates, red, Otweiler;
- 3* – Kuźnice Świdnickie, sandstones and conglomerates, mottled, Glinik Member;
- 4* – Grzmiąca, sandstones and conglomerates, Boguszów-Gorce coal-bearing Member;
- 5* – Jedlina Zdr., sandstones and conglomerates, Boguszów coal-bearing Member;
- 6* – Wałbrzych, sandstones and conglomerates, Żacler Member, undivided;
- 7* – Bukówka, sandstones, conglomerates, shales, Żacler Member, undivided;
- 8* – Koszyn, conglomerates and sandstones with coal intercalations, Żacler Member, undivided;
- 9* – Szczepanów, conglomerates, sandstones and shales, Biały Kamień Member;
- 10* – Wałbrzych, sandstones and conglomerates, Biały Kamień Lower Member;
- 11* – Przygórze, shales, sandstones, conglomerates, Wałbrzych Member;
- 12* – Biały Kamień, conglomerates, sandstones, claystones with coal sets, Wałbrzych Upper Member;
- 13* – Kozice, conglomerates, sandstones, claystones with coal sets, Wałbrzych Lower Member;

Fig. 6.1.9.3. Ramkowy wykres rozrzutu stężenia radonu w powietrzu glebowym skał depresji śródsudeckiej – formacje dolnego permu
Distribution of radon concentration in soil gas in the rocks of Intra-Sudetic Depression – Lower Permian Formations



Objaśnienia:

- 1* – Radków, piaskowce zlepieńcowate
- 2* – Danczów, zlepieńce i arkozy z wkładkami piaskowców
- 3* – Wambierzyce, zlepieńce wapniste
- 4* – Gajów, łupki walchiowe
- 5* – Suszyna, łupki walchiowe
- 6* – Włodowice, piaskowce budowlane
- 7* – Okrzeszyn, piaskowce budowlane
- 8* – Rybnica Leśna, piaskowce i zlepieńce, ogniwo z Krajanowa
- 9* – Drogosław, zlepieńce kwarcytowe z litydami
- 10* – Nowa Ruda, piaskowce płytowe
- 11* – Nowa Ruda Zacisze, zlepieńce i piaskowce spągowe

Explanations:

- 1* – Radków, conglomeratic sandstones
- 2* – Dańców, conglomerates and arkoses with sandstone intercalations
- 3* – Wambierzyce, calcareous conglomerates
- 4* – Gajów, Walchia shales
- 5* – Suszyna, Walchia shales
- 6* – Włodowice, building sandstones
- 7* – Okrzeszyn, building sandstones
- 8* – Rybnica Leśna, sandstones and conglomerates, Krajanów Member
- 9* – Drogosław, quartzitic conglomerates with lydites
- 10* – Nowa Ruda, plate sandstones
- 11* – Nowa Ruda Zacisze, base conglomerates and sandstones

6.1.10. Depresja północnosudecka

Stężenia radonu w powietrzu glebowym na wychodniach górnokarbońskich **zlepieńców z wkładkami iłowców i mułowców** badano w 31 punktach na 1 poletku badawczym zlokalizowanym w rejonie Marczoła. Skały te cechuje średni potencjał radonowy o pewnym zróżnicowaniu. Wartość średniej arytmetycznej wynosi 25,91 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od 1,57 do 61,89 kBq/m³ (tab. 6.1.10). Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym jest dwumodalny, z główną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 10 do 20 kBq/m³ i lokalną wartością modalną znajdującą się w przedziale od 50 do 60 kBq/m³ (fig. 6.1.10a). Wskazuje to na istnienie dwóch populacji, związanych najprawdopodobniej ze zróżnicowaniem litologicznym tej serii skalnej. Pierwsza populacja, o niższych wartościach stężenia radonu odpowiada skałom grubiej klastycznym, dominującym w profilu tych skał, druga populacja odpowiada skałom iłowcowo-mułowcowym, występującym podrzędnie, zwykle jednak zasobniejszym w uran.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 9,7%, na średni potencjał – 74,2%, a na wysoki – 16,1% (tab. 6.1.10).

Stężenia radonu w powietrzu glebowym na wychodniach górnokarbońskich i dolnopermskich **ryolitów** struktury kaczawskiej badano w 48 punktach na 2 poletkach zlokalizowanych w rejonie wzgórza Żeleźniak koło Radzimowic oraz Świn, na północ od Bolkowa. Skały te cechuje średni potencjał radonowy. Wartość średniej arytmetycznej wynosi 23,57 kBq/m³, a wartości wahają się od 0,2 do 128,8 kBq/m³ (tab. 6.10). Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu w tych skałach jest w zasadzie jednomodalny, prawoskośny z wyraźną wartością modalną znajdującą się w przedziale od 10 do 20 kBq/m³ (fig. 6.1.10b). Znaczne wydłużenie histogramu w kierunku wysokich wartości oraz analiza pomiarów na profilach badawczych wskazuje na obecność nielicznych stref uskokowych. W ujęciu przestrzennym ogólnie wyższe stężenia radonu notowano w rejonie Radzimowic w porównaniu do okolic Świn. Prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy na terenie wychodni opisywanych wulkanitów wynosi 8,3%, na średni potencjał – 81,3%, a na wysoki – 10,4%.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym **szarogłazów, zlepieńców kwarcowych** z wkładkami i przewarstwieniami piaskowców i mułowców pstrych pogranicza karbonu i permu badano w 99 punktach na trzech poletkach zlokalizowanych w okolicy Dobkowa i Pogwizdowa. Skały te reprezentują wysoki potencjał radonowy, średnia arytmetyczna zbioru wynosi 55,98 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się w szerokim przedziale od 4,5 do 241,4 kBq/m³ (tab. 6.1.10). Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym tej formacji skalnej jest dwumodalny, wskazujący na obecność dwóch populacji. Pierwsza, liczniejsza, z główną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 20 do 40 kBq/m³ związana jest z osadami gruboklastycznymi, w składzie których znajdują się liczne otoczaki skał magmowych i metamorficznych. Druga populacja, mniej liczna, z lokalną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 120 do 140 kBq/m³ (fig. 6.1.10c) może być związana z przewarstwieniami ilasto-mułowcowymi, zwykle słabo odsłoniętymi, odpowiadającymi być może górnym łupkom antrakozjowym, które zawierają syngenetyczne koncentracje uranu osiągające wartości kilkudziesięciu, sporadycznie kilkuset g/t uranu, stowarzyszone z substancją organiczną. Analiza profili pomiarowych raczej nie wskazuje na obecność stref uskokowych, gdyż zmiany wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym nie są gwałtowne, a strefy o podwyższonych wartościach są dość rozległe (20 – 40 metrów).

Z danych pomiarowych wynika, że na opisywanych skałach prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 6,1%, na średni potencjał – 43,4%, a na wysoki – 50,5%.

Na dolnopermskich **mułowcach pstrych** z wkładkami szarogłazów oraz **fanglomeratach i piaskowcach** z wkładkami mułowców wykonano pomiary stężenia radonu w powietrzu glebowym na dwóch poletkach badawczych. Zlokalizowane były na zachód od Dobromierza oraz na wschód od Pogwizdowa. Łącznie wykonano 66 pomiarów. Skały te cechuje średni potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna zbioru wynosi 33,75 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od 0,2 do

107,4 kBq/m³ (tab. 6.1.10). Histogram rozkładu stężenia radonu w tych skałach jest dwumodalny, odzwierciedlający ich zmienność litologiczną. Zazwyczaj przewarstwienia piaszczyste cechuje niższy potencjał radonowy w porównaniu z przewarstwieniami mułowcowymi. Główna wartość modalna jest zlokalizowana w przedziale od 10 do 20 kBq/m³, lokalna wartość modalna występuje w przedziale od 30 do 40 kBq/m³ (fig. 6.1.10.d). Z analizy wyników z poletek badawczych w niektórych przypadkach można dopatrywać się obecności stref uskokowych lub spękań, lecz lokalne podwyższenia emisji radonu mogą być również spowodowane lokalnym wzbogaceniem w materię organiczną w obrębie przewarstwień mułowcowych, czego efektem może być nieznacznie podwyższona zawartość uranu, a skutkiem – wyższa emisja radonu. W utworach dolnego permu Sudetów znane jest występowanie licznych poziomów z syngenetycznie podwyższoną zawartością uranu.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że na wychodniach opisywanych skał prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 1,5%, na średni potencjał – 74,3%, a na wysoki – 24,2% (tab. 6.1.10).

Stężenie radonu w dolnopermskich **tufach pizolitowych** badano w 33 punktach na 1 poletku w rejonie Sadów Dolnych. Skały te cechuje niski i bardzo mało zróżnicowany potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna zbioru wynosi 9,63 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się w przedziale od 4,5 do 21,4 kBq/m³ (tab. 6.1.10). Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu w powietrzu glebowym tych skał jest jednomodalny, z wartością modalną mieszczącą się w przedziale od 8 do 12 kBq/m³ (fig. 6.1.10e). Prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach tych skał na niski potencjał radonowy wynosi 60,6%, a na średni – 39,4%.

Stężenia radonu w powietrzu glebowym dolnopermskich **łupków ilastych i ilasto-piaszczystych** badano na 4 poletkach, na których wykonano pomiary w 71 punktach. Poletka te były zlokalizowane w okolicy Mściszowa, Radostowa i Rogatki. Skały te reprezentują średni potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna zbioru wynosi 30,13 kBq/m³. Zmierzone wartości są dość zmienne i wahają się w przedziale od 0,26 do 161 kBq/m³ (tab. 6.1.10).

Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu w tych skałach jest właściwie jednomodalny. Wartość modalna znajduje się w przedziale od 16 do 32 kBq/m³ (fig. 6.1.10f). Znaczne rozciągnięcie w stronę wyników relatywnie wysokich jest zapewne spowodowane zróżnicowaniem litologicznym tej formacji skalnej. Analiza wyników pomiarów na profilach badawczych skazuje na dość silne zróżnicowanie emisji radonu. Nie należy jednak wiązać tego z tektoniką obszaru, lecz raczej z obecnością horyzontów wzbogaconych w uran, związanych z przeławiczeniami ciemnych łupków ilastych z dużą zawartością substancji organicznej. Dotyczy to przede wszystkim formacji tzw. łupków antrakozjowych, znanych również z obszaru depresji śródsudeckiej. Skały te mogą dawać relatywnie intensywne emisje radonowe.

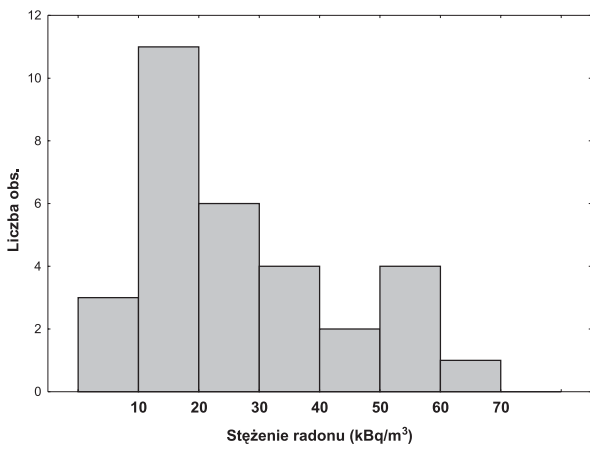
Z analizy danych pomiarowych wynika, że na wychodniach opisywanych skał prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 22,5%, na średni potencjał – 57,8%, a na wysoki – 19,7% (tab. 6.1.10).

Stężenia radonu na terenie trzeciorzędowych **iłów** badano w 15 punktach na 1 poletku badawczym zlokalizowanym w okolicy Kościelnika. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej zbioru wynosi 23,18 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się od 6 do 132,9 kBq/m³ (tab. 6.1.10). Histogram rozkładu stężeń radonu w powietrzu glebowym trzeciorzędowych iłów jest jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 15 do 30 kBq/m³ (fig. 6.1.10g). Na uwagę zasługuje obecność pojedynczych wyników o wysokich wartościach. Może to być związane z obecnością stref tektonicznych lub z przewarstwieniami piaszczystymi w obrębie iłów. Przewarstwienia takie mogą być uprzywilejowanymi drogami emisji radonu, uwalnianego z zasobniejszych w uran iłów i manifestować się na powierzchni jako warstwy o relatywnie wysokim potencjale radonowym. Na wychodniach opisywanych skał prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 20%, na średni potencjał – 66,7%, a na wysoki – 13,3% (tab. 6.1.10).

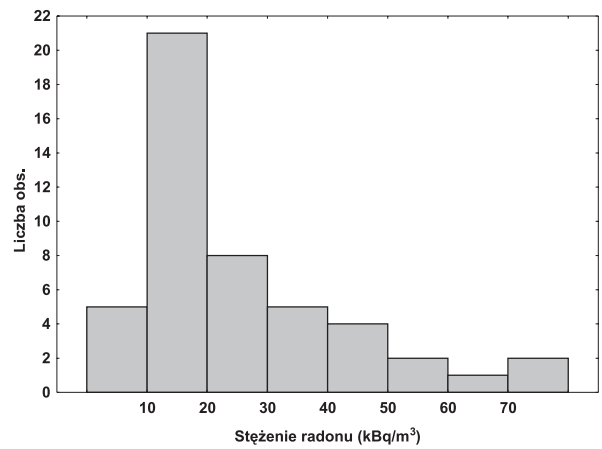
Tabela 6.1.10. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym skał depresji północnosudeckiej
Statistical parameters of radon concentration in soil gas in the rocks of North Sudetic Depression

Litologia	Liczebność zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	Średnia arytm.	Średnia geom.	Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
							Niski	Średni	Wysoki
Zlepiénce (górný karbon)	31 (30')	1,57	61,89	25,91	20,1	21,08	9,7	74,2	16,1
Ryolity (górný karbon-dolný perm)	48 (46')	0,2	128,8	23,57	18,68	18,95	8,3	81,3	10,4
Szarogłazy i zlepiénce kwarcowe (Górný karbon-dolný perm)	99 (95')	4,5	241,4	55,98	44,88	48,5	6,1	43,4	50,5
Mułowce psdre z szarogłazami (dolný perm)	66 (63')	0,2	107,4	33,75	28,02	32,2	1,5	74,3	24,2
Tufy pizolitowe (dolný perm)	33 (32')	4,5	21,4	9,63	9,16	9,1	60,6	39,4	0
Łupki ilaste i ilasto-piaszczyste (dolný perm)	71 (68')	0,26	161,00	30,13	19,06	25,21	22,5	57,8	19,7
Iły (trzeciorzęd)	15 (14')	6,00	132,90	23,18	19,80	22,90	20,0	66,7	13,3

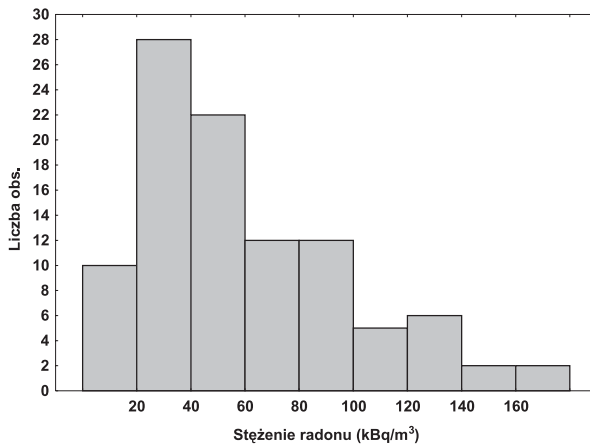
Fig. 6.1.10 Histogramy stężenia radonu w powietrzu glebowym skał depresji północnosudeckiej
Histograms of radon concentrations in soil gas in the rocks of North Sudetic Depression



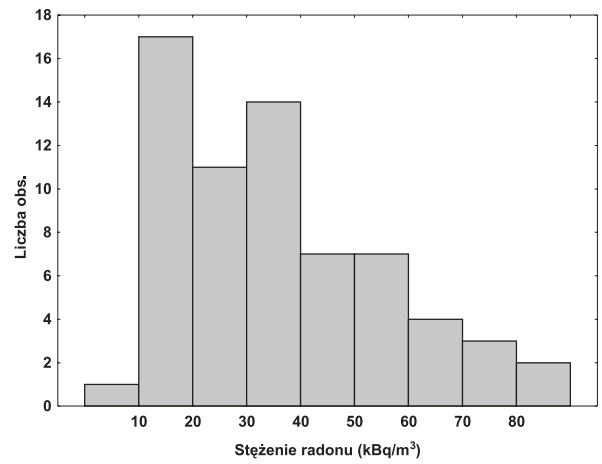
a



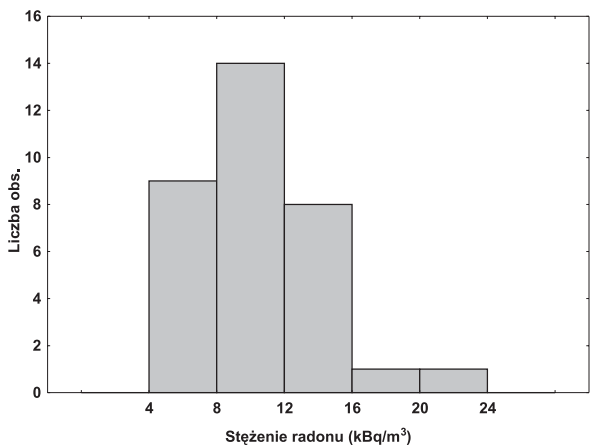
b



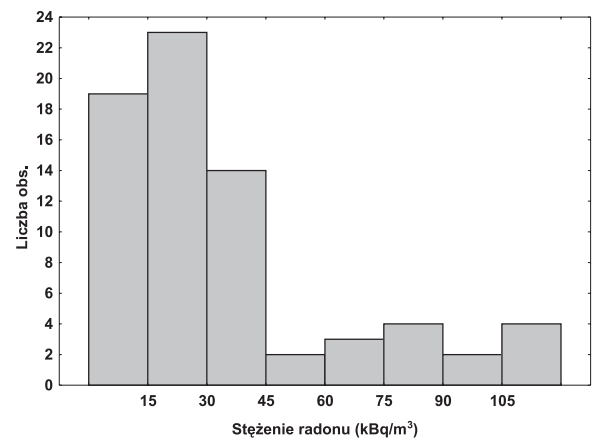
c



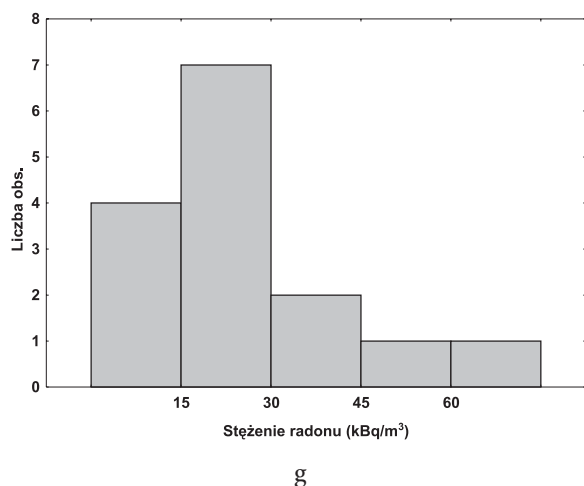
d



e



f



Objaśnienia: a – zlepieńce, górny karbon; b – ryolity, górny karbon-dolny perm; c – szarogłazy i zlepieńce kwarcowe, górny karbon-dolny perm; d – mułowce pstre z szarogłazami, dolny perm; e – tufy pizolitowi, dolny perm; f – łupki ilaste i ilasto-piaszczyste; g – iły, trzeciorzęd.

Explanations: conglomerates, Upper Carboniferous; b – rhyolites, Upper Carboniferous-Lower Permian; c – greywackes and quartz conglomerates, Upper Carboniferous-Lower Permian; d – mottled mudstones with greywackes, Lower Permian; e – pisolithic tuffs, Lower Permian; f – clayey and sandy-clayey shales, Lower Permian; g – clays, Tertiary.

6.1.11. Wybrane jednostki bloku przedsudeckiego

Na obszarze bloku przedsudeckiego badaniami potencjału radonowego objęto te struktury, które mają stosunkowo duże rozprzestrzenienie i mogą cechować się relatywnie wysokimi stężeniami radonu w powietrzu glebowym. Badaniom poddano górnoproterozoiczne łupki krystaliczne, mylonity strefy Niemczy, gnejsy i migmatyty zrzuczonej części kry sowiogórskiej, gnejsy osłony metamorficznej strzelińskiego masywu granitowego, dewońskie łupki i fyllity, serpentynity masywów Gogołów – Jordanów i Grochowa – Braszowice, granitów strzegomskich i ich trzeciorzędowych regolitów oraz granitów strzelińskich.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym wychodni **łupków proterozoiku** badano na trzech poletkach badawczych zlokalizowanych w okolicach Kamieńca Żąbkowickiego, Baldwinowic i Weselina. Wykonano tam 103 pomiary. Skały te cechuje średni potencjał radonowy. Wartość średniej arytmetycznej wynosząca 14,56 kBq/m³ plasuje te skały w dolnym przedziale tej kategorii. Zmierzone wartości wahają się od śladowych stężeń radonu (0,01 kBq/m³) do 53,8 kBq/m³ (tab. 6.1.11). Histogram rozkładu stężeń radonu w powietrzu glebowym tych jest jednomodalny, prawoskośny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 0 do 12 kBq/m³ (fig. 6.1.11a). Z danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy wynosi 41,7%, na średni potencjał – 56,4%, a na wysoki jedynie 1,9%.

Stężenie radonu w **mylonitach strefy Niemczy** badano w 34 punktach na 1 poletku badawczym zlokalizowanym na zachód od Oleszna. Skały te cechuje bardzo niski potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna zbioru wynosi 7,67 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się od 0,06 do 52,3 kBq/m³ (tab. 6.1.11). Histogram rozkładu zawartości stężenia radonu w powietrzu glebowym tych skał jest w zasadzie jednomodalny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 5 do 10 kBq/m³ (fig. 6.1.11b). Z analizy danych pomiarowych wzdłuż profili wyraźnie wynika, że podwyższone wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym związane są ze strefami uskokuowymi. Obserwuje się zmiany wartości stężenia radonu w odległości 10 metrów z kilku do kilkudziesięciu kBq/m³. Z analizy zbioru wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na niski potencjał radonowy

na obszarach występowania mylonitów strefy Niemczy wynosi 79,4%, na średni potencjał wynosi 17,7%, a na wysoki – 2,9%.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **gnejsów i migmatytów** zrzuconej części kry sowiogórskiej zmierzone zostały na 1 poletku pomiarowym zlokalizowanym w Myśliszowie. Wykonano tam pomiary w 35 punktach. Skały te reprezentują niski potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej zbioru wynosi 8,66 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się od 0,33 do 23,2 kBq/m³ (tab. 6.1.11). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym jest jednomodalny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 0 do 6 kBq/m³ (fig. 6.1.11c). Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach tych gnejsów na niski potencjał radonowy wynosi 48,6%, a na średni potencjał – 51,4%.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym **gnejsów** osłony metamorficznej strzelińskiego masywu granitowego badano w 34 punktach na jednym poletku badawczym zlokalizowanym w Stachowie. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej wynosząca 10,47 kBq/m³ jedynie nieznacznie przekracza przyjętą granicę dla obszarów średniego ryzyka radonowego. Zmierzone wartości wahają się od 1,07 do 26,3 kBq/m³ (tab. 6.1.11). Histogram rozkładu stężeń radonu w powietrzu glebowym tych skał jest dwumodalny, z główną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 12 do 15 kBq/m³. Lokalna wartość modalna zlokalizowana jest w przedziale od 3 do 6 kBq/m³ (fig. 6.1.11d). Obecność dwóch populacji może być związane z niejednorodnością tych gnejsów i przeławianiem się skał o zróżnicowanym składzie mineralnym lub z niejednakową miąższością zwierzliny, co powoduje występowanie niezwiertzałych gnejsów na różnej głębokości pod powierzchnią terenu.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach gnejsów osłony metamorficznej strzelińskiego masywu granitowego na niski potencjał radonowy wynosi 41,2%, a na średni potencjał radonowy – 58,8% (tab. 6.1.11).

Stężenia radonu w powietrzu glebowym na wychodniach dewońskich **łupków i fyllitów** badano na dwóch poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Goczałkowa Górnego i Jaroszowa. Wykonano 69 pomiarów. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej zbioru wynosi 23,7 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się od 1,21 do 68 kBq/m³ (tab. 6.11). Histogram rozkładu zawartości stężeń radonu w tych skałach jest jednomodalny, silnie prawoskośny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 8 do 16 kBq/m³ (fig. 6.1.11e). Analiza wyników profili pomiarowych wskazuje na pewien, nieznaczny wpływ tektoniki uskokowej, co uwidacznia się w postaci dość gwałtownych skoków stężenia radonu w powietrzu glebowym na niewielkich odległościach.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach opisywanych skał na niski potencjał radonowy wynosi 7,2%, na średni potencjał – 82,6%, a na wysoki – 10,2% (tab. 6.1.11).

Stężenie radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **serpentynitów** badano na dwóch poletkach: pierwsze, zlokalizowane w Winnej Górze k/ Sulistrowic, gdzie analizowano masyw serpentynitowy Jordanowa oraz drugie, zlokalizowane w rejonie Grochowej, na którym badano serpentynity masywu Grochowej. W obydwu przypadkach serpentynity cechuje niski potencjał radonowy. Średnia arytmetyczna zbioru serpentynitów masywu Jordanowa wynosi 9,27 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od 0,11 do 16,8 kBq/m³ (tab. 6.1.11). Histogram rozkładu stężenia radonu w powietrzu glebowym tych skał jest dwumodalny, z główną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 8 do 12 kBq/m³ i lokalną wartością modalną w przedziale od 0 do 4 kBq/m³ (fig. 6.1.11f). Z analizy zbioru wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach serpentynitów masywu Jordanowa na niski potencjał radonowy wynosi 44,1%, a na średni potencjał – 55,9%.

Serpentynity masywu Grochowej mają jeszcze niższą średnią arytmetyczną zbioru wynoszącą 7,62 kBq/m³, a zmierzone wartości wahają się od 2,15 do 14,8 kBq/m³ (tab. 6.1.11). Histogram rozkładu zawartości radonu w powietrzu glebowym tych skał jest jednomodalny, prawoskośny, z wartością

modalną zawartą w przedziale od 4 do 8 kBq/m³ (fig. 6.1.11g). Prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach tych skał na niski potencjał radonowy wynosi 79,4%, a na średni potencjał – 20,6% (tab. 6.1.11). W przypadku obydwu masywów nie obserwowano wpływu tektoniki nieciągłej na wielkość emisji radonu.

Stężenie radonu w powietrzu glebowym na wychodniach **granitów strzegomskich** badano na 4 poletkach zlokalizowanych w rejonie Goczalkowa, Mrowin, Kostrzy i Pastuchowej. Łącznie wykonano 136 pomiarów. Skały te cechuje wysoki potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna zbioru wynosi 66,95 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się w granicach od 11,2 do 356 kBq/m³ (tab. 6.1.11). Histogram rozkładu stężeń radonu w powietrzu glebowym tych skał jest dwumodalny, z główną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 0 do 40 kBq/m³ oraz lokalną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 200 do 240 kBq/m³.

Histogram wykazuje wyraźnie obecność dwóch populacji. Pierwsza, grupująca zdecydowaną większość pomiarów odpowiada tłowym wartościom charakterystycznym dla granitów, natomiast druga populacja, związana jest z emisjami radonu w strefach uskokowych (fig. 6.1.11h). Potwierdza to również analiza wyników pomiarów na poszczególnych profilach, gdzie obserwuje się bardzo duże wahania rezultatów na małych odległościach. Występują również szerokie strefy o wysokich stężeniach radonu, co może być związane z obecnością różnych odmian granitoidów. Na podkreślenie jednak zasługuje to, że pomimo prowadzenia prac poszukiwawczych rud uranu w latach 50-tych ubiegłego wieku, nie natrafiono w granitach strzegomskich na obecność przejawów mineralizacji tego pierwiastka.

Z analizy danych pomiarowych wynika że na wychodniach granitów strzegomskich prawdopodobieństwo natrafienia na średni potencjał wynosi 60,3%, a na wysoki potencjał – 39,7%. W żadnym punkcie nie stwierdzono wartości odpowiadających niskiemu potencjałowi (poniżej 10 kBq/m³) (tab. 6.1.11).

Na jednym poletku badawczym pomierzono stężenie radonu w 34 punktach na trzeciorzędowych **regolitach** granitów strzegomskich. Było ono zlokalizowane w Mrowinach. Skały te cechuje średni potencjał radonowy, a wartość średniej arytmetycznej wynosi 26,15 kBq/m³, zmierzone wartości wahają się w przedziale od 2,03 do 57,7 kBq/m³ (tab. 6.1.11). Histogram rozkładu stężeń radonu w powietrzu glebowym tych regolitów jest jednomodalny, z wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 15 do 30 kBq/m³ (fig. 6.1.11i). Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach tych skał na niski potencjał radonowy wynosi 20,6%, na średni potencjał – 67,6%, a na wysoki – 11,8% (tab. 6.1.11). Znacznie niższy potencjał radonowy regolitów w porównaniu do granitów, z których powstały wynika z faktu wylugowania znacznej części uranu z granitów w trakcie ich wietrzenia.

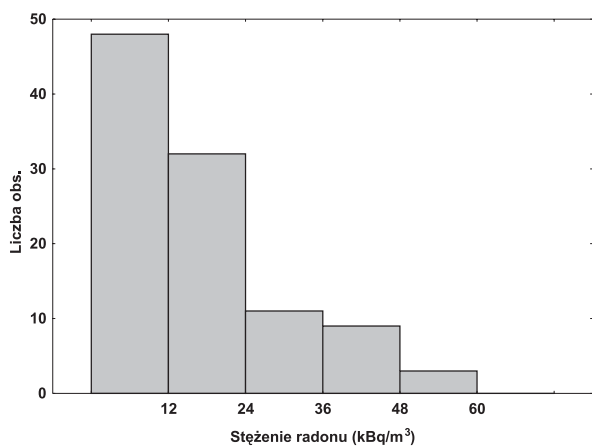
Stężenia radonu w powietrzu glebowym **granitów masywu strzelińskiego** badano na dwóch poletkach badawczych zlokalizowanych w rejonie Kuropatnika i Gęsińca. Łącznie wykonano 68 pomiarów. Granity strzelińskie cechuje niski potencjał radonowy, a średnia arytmetyczna zbioru wynosi 7,04 kBq/m³. Zmierzone wartości wahają się od 0,22 do 29,3 kBq/m³ (tab. 6.1.11). Histogram rozkładu stężeń radonu w powietrzu glebowym tych skał jest dwumodalny, z główną wartością modalną zlokalizowaną w przedziale od 0 do 4 kBq/m³ oraz lokalną wartością modalną znajdującą się w przedziale od 20 do 28 kBq/m³ (fig. 6.1.11j). Pierwsza populacja związana jest z emisją radonu z granitów, druga odzwierciedla emisję radonu w strefach uskokowych tnących granity. Potwierdza to analiza wyników z profili pomiarowych.

Z analizy danych pomiarowych wynika, że prawdopodobieństwo natrafienia na wychodniach granitów strzelińskich na niski potencjał radonowy wynosi 77,9%, a na średni potencjał – 22,1% (tab. 6.1.11).

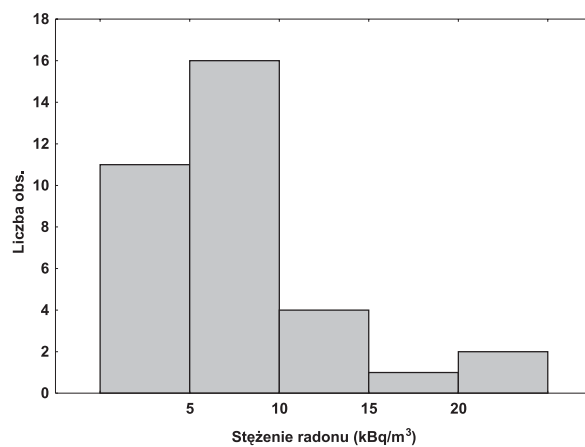
Tabela 6.1.11. Parametry statystyczne stężenia radonu w powietrzu glebowym skał wybranych jednostek bloku przedsudeckiego
Statistical parameters of radon concentration in soil gas in the rocks of selected units of Fore-Sudetic Block

Litologia	Liczebność zbioru A (A')	Minimum	Maksimum	Średnia arytm. kBq/m ³	Średnia geom.	Mediana	Prawdopodobieństwo natrafienia na potencjał radonowy (%)		
							Niski	Średni	Wysoki
Łupki (proterozoik)	103 (99')	0,01	53,8	14,56	5,24	13,9	41,7	56,4	1,9
Mylonity strefy Niemczy	34 (33')	0,06	52,30	7,67	4,70	6,78	79,4	17,7	2,9
Gnejsy i migmatyty sowiogórskie	35 (34')	0,33	23,2	8,66	6,05	9,47	48,6	51,4	0
Gnejsy osłony metamorficznej masywu strzełńskiego	34 (33')	1,07	25,3	10,47	8,94	12,3	41,2	58,8	0
Łupki i fyllity (dewon)	69 (66')	1,21	68,00	23,70	20,03	18,15	7,2	82,6	10,2
Serpentynity masywu Gogołów – Jordanów	34 (33')	0,11	18,3	9,27	5,83	10,5	44,1	55,9	0
Serpentynity masywu Grochowa – Braszowice	34 (33')	2,15	18,4	7,62	6,82	6,82	79,4	20,6	0
Granity masywu strzegomskiego	136 (130')	11,2	356	66,95	47,21	37,6	0	60,3	39,7
Regolity granitów masywu strzegomskiego	34 (33')	2,03	60,2	26,15	19,27	24,6	20,6	67,6	11,8
Granity masywu strzełńskiego	68 (65')	0,22	29,3	7,04	4,26	4,66	77,9	22,1	0

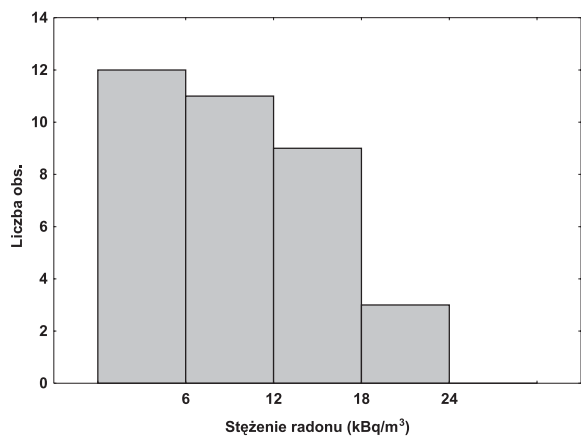
Fig. 6.1.11. Histogramy stężenia radonu w powietrzu glebowym skał wybranych jednostek bloku przedsudeckiego
Histograms of radon concentrations in soil gas in the rocks of selected units of Fore-Sudetic Block



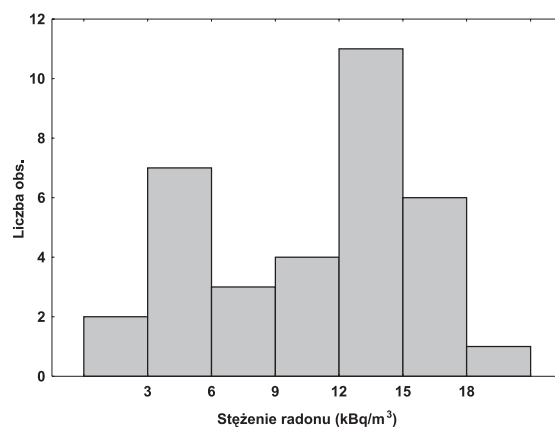
a



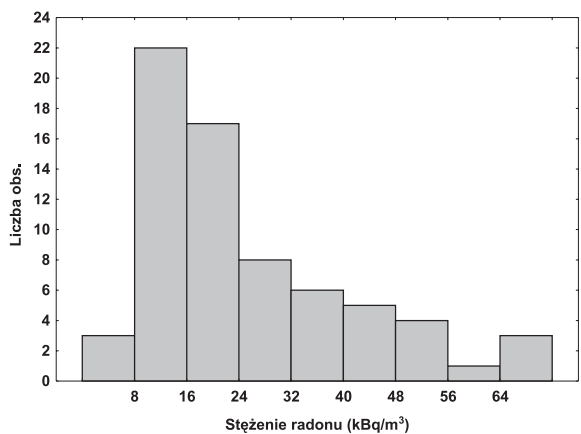
b



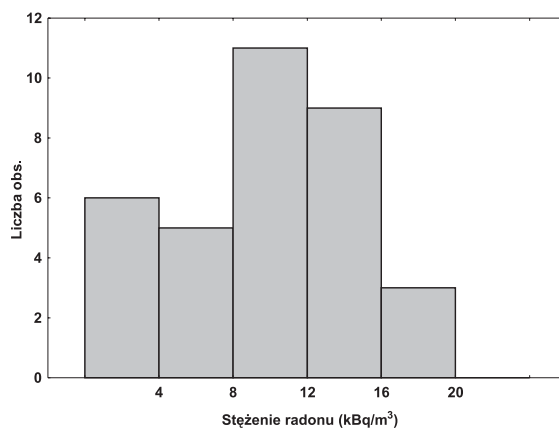
c



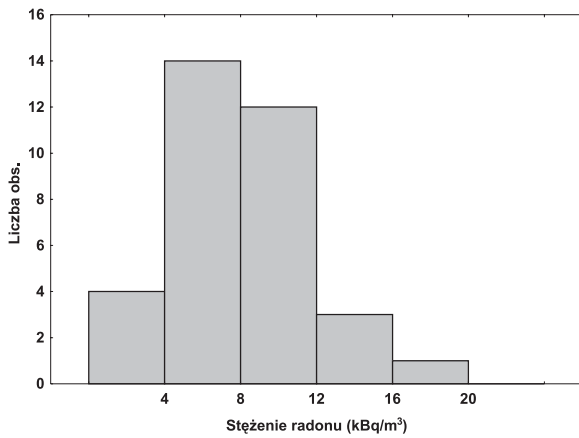
d



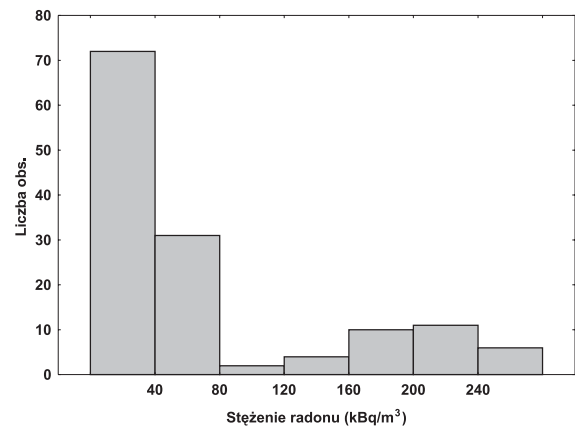
e



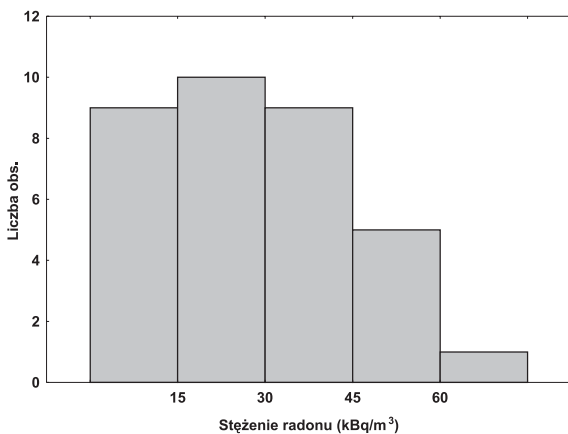
f



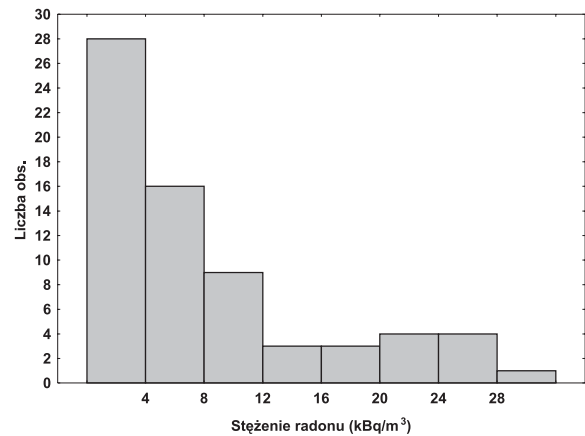
g



h



i



j

Objaśnienia: a – łupki, proterozoik; b – mylonity strefy Niemczy; c – gnejsy i migmatyty sowiogórskie; d – gnejsy osłony metamorficznej masywu strzelińskiego; e – łupki i fylity, dewon; f – serpentynity masywu Gogolów-Jordanów; g – serpentynity masywu Grochowa-Braszowice; h – granity masywu strzegomskiego; i – regolity granitów masywu strzegomskiego; j – granity masywu strzelińskiego.

Explanations: a – slates, Proterozoic; b – mylonites, Niemcza Structure; c – Sowie Mts. gneisses and migmatites; d – gneisses of metamorphic cover of Strzelin Massif; e – slates and phyllites, Devonian; f – serpentynites of Gogolów-Jordanów Massif; g – serpentynites of Grochowa-Braszowice Massif; h – granites of Strzegom Massif; i – granite regoliths, Strzegom Massif; j – granites, Strzelin Massif.

6.2. Analiza zależności pomiędzy stężeniem radonu i wybranymi radionuklidami naturalnymi (^{226}Ra i ^{210}Pb)

Analizę możliwości oceny potencjału radonowego w oparciu o oznaczenia radionuklidów naturalnych radu ^{226}Ra i ołowiu ^{210}Pb przeprowadzono w oparciu o wyniki stężenia radonu w powietrzu glebowym i stężenia radionuklidów w próbkach gruntów (patrz rozdz. 3.4). Uzyskane rezultaty wykorzystano do wyznaczenia współczynników korelacji pomiędzy średnimi arytmetycznymi stężeń radonu w powietrzu glebowym dla danego poletka pomiarowego a zmierzonymi w laboratorium stężeniami radu i ołowiu w pobranej próbce gruntu. Analizie poddano dwa zbiory próbek: gruntów

(gleb) zwietrzelinowych, rozwiniętych na skałach *in situ* oraz gruntów (gleb) rozwiniętych na utworach czwartorzędowych.

Tabela 6.2.1. Współczynniki korelacji radonu ^{222}Rn , radu ^{226}Ra i ołowiu ^{210}Pb w glebach zwietrzelinowych *in situ* Sudetów i bloku przedsudeckiego (n = 118)
Correlation coefficients of radon ^{222}Rn , radium ^{226}Ra and lead ^{210}Pb in altered soils *in situ* in Sudetes and Fore-Sudetic Block (n=118)

	^{222}Rn	^{226}Ra	^{210}Pb
^{222}Rn	1	0,48	0,27
^{226}Ra	0,48	1	0,57
^{210}Pb	0,27	0,57	1

Tabela 6.2.2. Współczynniki korelacji radonu ^{222}Rn , radu ^{226}Ra i ołowiu ^{210}Pb w glebach rozwiniętych na utworach czwartorzędowych Sudetów i bloku przedsudeckiego (n = 54)
Correlation coefficients of radon ^{222}Rn , radium ^{226}Ra and lead ^{210}Pb in soils developing on Quaternary sediments in Sudetes and Fore-Sudetic Block (n=54)

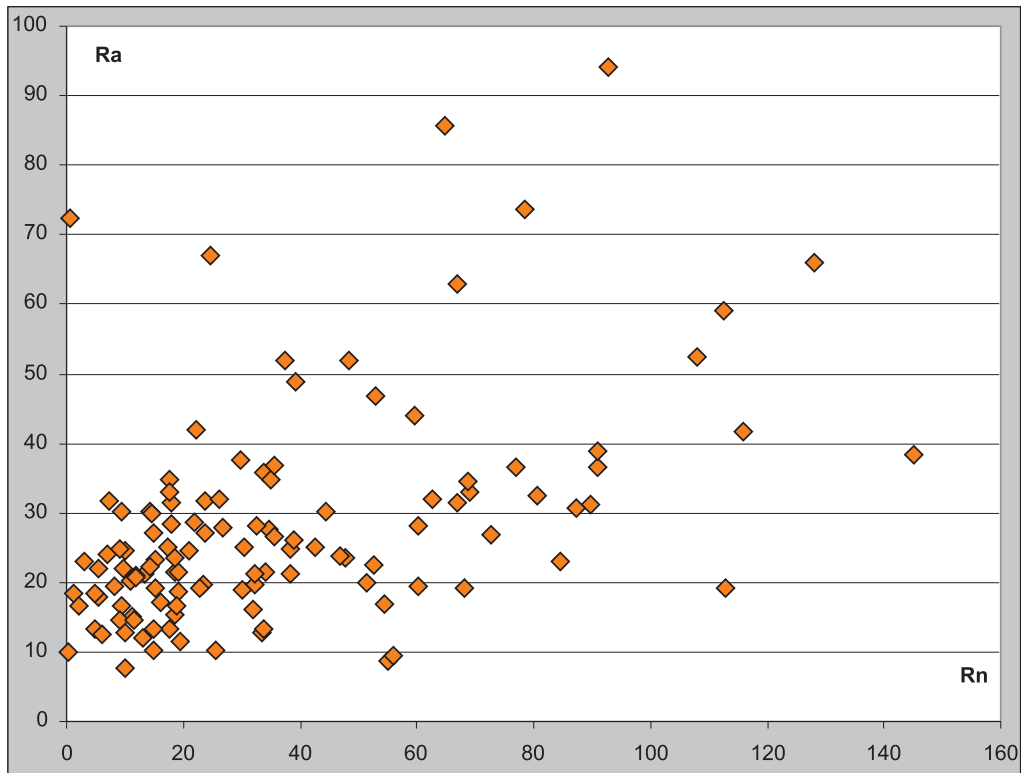
	^{222}Rn	^{226}Ra	^{210}Pb
^{222}Rn	1	0,17	0,08
^{226}Ra	0,17	1	0,52
^{210}Pb	0,08	0,52	1

Korelacja rad ^{226}Ra – radon ^{222}Rn

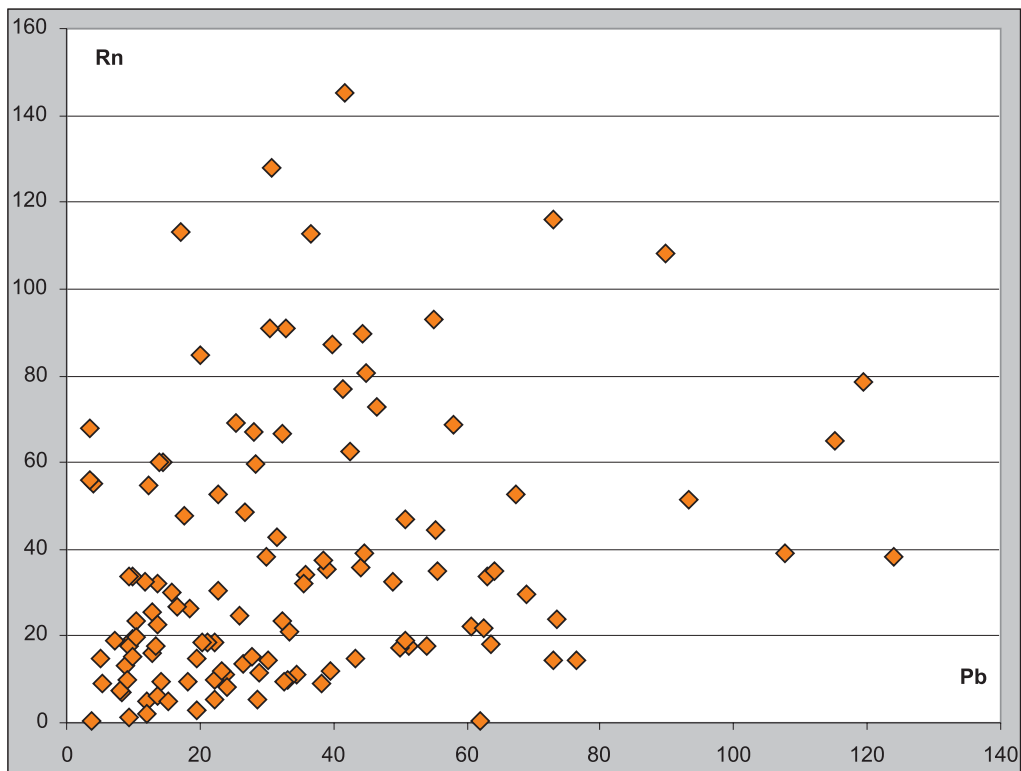
Dla wielu badaczy, zwłaszcza fizyków jądrowych, wyznacznikiem potencjału radonowego jest zawartość radu w przypowierzchniowych utworach. Powodowane jest to tym, że radon ^{222}Rn powstaje bezpośrednio w wyniku rozpadu radioizotopu radu ^{226}Ra . Jednakże badania zależności pomiędzy stężeniem radonu w powietrzu glebowym a zawartością radu nie wskazują na istnienie prostej zależności pomiędzy tymi parametrami. Przede wszystkim rejestrowana wielkość stężenia radonu w powietrzu glebowym jest znacznie niższa od teoretycznej, co powodowane jest tym, że tylko część radonu jest w stanie opuścić kryształ (ziarno), w którym następuje rozpad promieniotwórczy i wniknąć w przestrzeń porową. Autor badając relacje pomiędzy stężeniem radonu w powietrzu glebowym a stężeniem radu stwierdził, że w przypadku gruntów powstałych wskutek wietrzenia skał podłoża istnieje dodatnia korelacja, istotna na poziomie 99% (tab. 6.2.1; fig. 6.2.1a). Świadczy to o istnieniu stanu pewnej równowagi pomiędzy stężeniem radonu i radu. Brak jest natomiast jakiegokolwiek korelacji pomiędzy tymi dwoma parametrami w populacji próbek gruntów rozwiniętych na utworach czwartorzędowych (tab. 6.2.2; fig. 6.2.2a). Z jednej strony w utworach czwartorzędowych częste są przypadki, że próbkom o relatywnie wysokim stężeniu radu odpowiadają niskie wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym w danym punkcie, z drugiej strony wysokie wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym uzyskano w punktach, gdzie w próbkach gruntów stężenie radu jest niskie. Brak jest więc równowagi promieniotwórczej pomiędzy radem i radonem. Spowodowane jest to najprawdopodobniej tym, że stężenie radu w większym stopniu odzwierciedla wykształcenie litologiczne mierzonego gruntu (grunty gliniaste mają więcej radu niż grunty piaszczyste), a stężenia radonu w powietrzu glebowym w większym stopniu odzwierciedla porowatość badanego ośrodka. Radon migrując gromadzi się

Fig. 6.2.1. Wykres zależności pomiędzy badanymi radionuklidami w glebach zwietrzelinowych *in situ* Sudetów i bloku przedsudeckiego
Comparison of studied radionuclides content in altered soils *in situ* in Sudetes and Fore-Sudetic Block

a. ^{222}Rn – ^{226}Ra



b. ^{210}Pb – ^{222}Rn



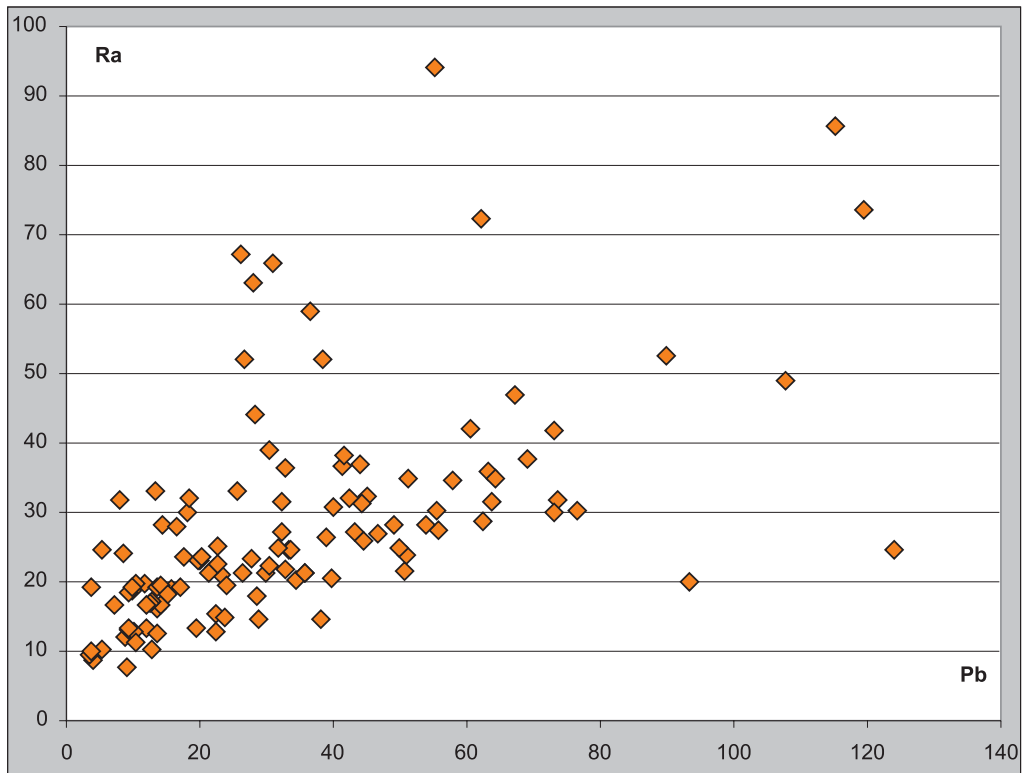
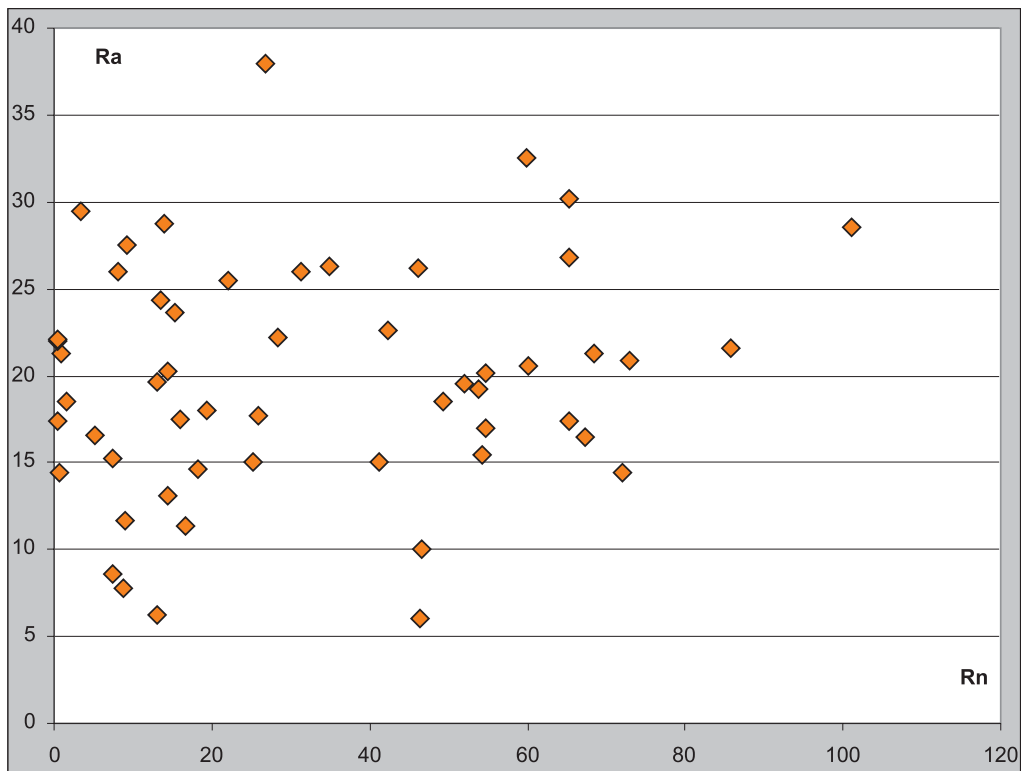
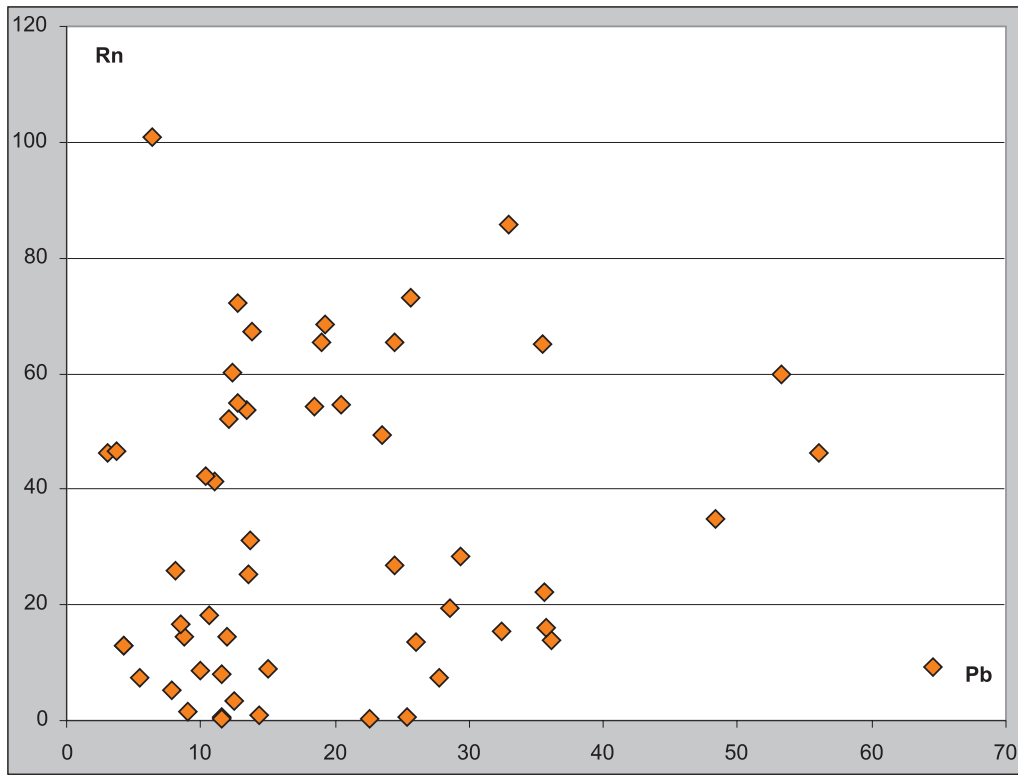
c. ^{210}Pb – ^{226}Ra 

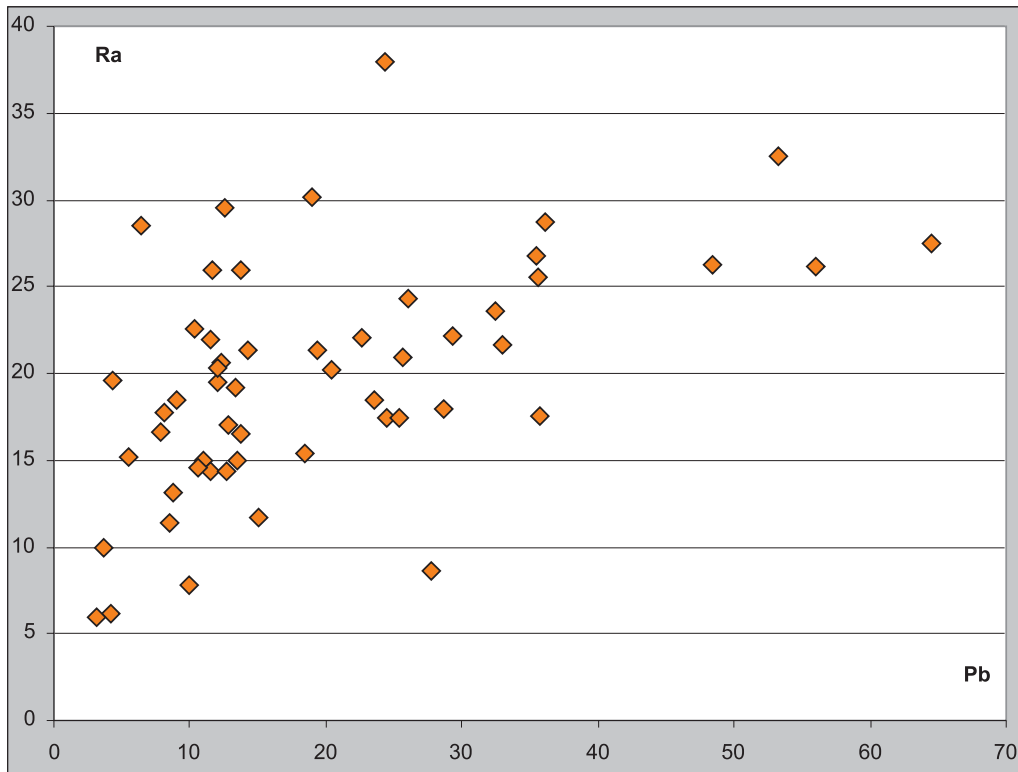
Fig. 6.2.2. Wykres zależności pomiędzy badanymi radionuklidami w glebach rozwiniętych na utworach czwartorzędowych Sudetów i bloku przedsudeckiego
Comparison of studied radionuclides content in soils developed on Quaternary sediments in Sudetes and Fore-Sudetic Block

a. ^{222}Rn – ^{226}Ra 

b. $^{210}\text{Pb} - ^{222}\text{Rn}$



c. $^{210}\text{Pb} - ^{226}\text{Ra}$



w gruntach porowatych i jest tam „przybyszem”, którego źródło może znajdować się na głębokości kilku-kilkunastu metrów. Jego źródłem mogą być np. zalegające głębiej gliny zwałowe czy ility, które same, ze względu na niską porowatość, cechują się niskim potencjałem radonowym.

Z uwagi na to, że zwykle istnieje prosta zależność pomiędzy stężeniami uranu i radu, a dla utworów czwartorzędowych nie stwierdzono jakiegokolwiek zależności pomiędzy stężeniem radu a stężeniem radonu w powietrzu glebowym, informacje o zawartościach radu czy uranu w gruntach nie stanowią wystarczających przesłanek do określenia potencjału radonowego danego obszaru. W przypadku całej Polski jest to wniosek bardzo istotny, gdyż większość obszaru pokryta jest grubą warstwą glacialnych utworów czwartorzędowych.

Korelacja radon ^{222}Rn – ołów ^{210}Pb

Radon jest jedynym gazowym radionuklidem w szeregu uranowym. Z uwagi na swobodę migracji w przestrzeniach porowych, nie we wszystkich środowiskach geologicznych występuje w równowadze z radionuklidami, z których powstaje. Dodatkowo podlega bardzo znacznym fluktuacjom dobowym i sezonowym, sięgającym kilkuset procent (Asher-Bolinder i in., 1991). Podjęto więc próbę określenia potencjału radonowego w oparciu o stężenie radioizotopu ołowiu ^{210}Pb , który jest jednym z końcowych elementów szeregu uranowego. Radioizotop ten powstaje po radonie. Z uwagi na to, że występuje w postaci stałej nie podlega wahaniom dobowym i sezonowym charakterystycznym dla mediów gazowych. Dodatkowo relatywnie długi czas połowicznego rozpadu (22 lata) w porównaniu do radonu (3,8 doby) powoduje, że jego stężenie teoretycznie powinno odzwierciedlać ilość radonu, który uległ rozpadowi na przestrzeni wielu dziesięcioleci. W przypadku badania rozkładu radioizotopu ołowiu ^{210}Pb bardzo istotna jest głębokość poboru próbki gruntu. Zauważono bowiem, że najwyższe jego stężenia koncentrują się na powierzchni terenu oraz w kilkucentymetrowej przypowierzchniowej warstewce. Wraz z głębokością jego stężenie szybko spada i względnie stabilną wartość osiąga na głębokości około 20-30 centymetrów. Jego pionowy rozkład do pewnego stopnia jest zbliżony z rozkładem poczarnobylskiego cezu ^{137}Cs – radioizotopu migrującego wyłącznie od powierzchni terenu w głąb profilu glebowego, z tą różnicą, że cez z głębokością praktycznie zanika, podczas gdy ^{210}Pb stabilizuje się na pewnym ustalonym poziomie stężenia (Walling, 2004). Jego stężenie jest zależne ilościowo od ilości radonu, który przemieścił się przez daną część profilu i uległ w niej rozpadowi oraz od ilości ^{210}Pb tkwiącego w strukturze krystalicznej ziaren, powstałego w wyniku rozpadu radonu, który nie uległ wyemitowaniu. W utworach biogenicznych, zawadnionych, nie zawierających praktycznie pierwiastków promieniotwórczych i radonu następuje zanik ^{210}Pb w osadzie na głębokości 15 – 20 centymetrów, którego wiek szacowany jest na około 200 lat (Mitchell i in., 1992).

Obecność radioizotopu ołowiu ^{210}Pb na powierzchni terenu spowodowana jest jego opadem z atmosfery i pochodzi on z rozpadu radonu znajdującego się w powietrzu atmosferycznym. Na powierzchni terenu zauważono ponadto obecność aureoli rozsiania tego radioizotopu wokół elektrociepłowni i dużych ośrodków miejskich. Spowodowane jest to obecnością pewnych ilości uranu w węglach, który w procesie spalania ulega skoncentrowaniu w popiołach, które częściowo są emitowane do atmosfery. Badania emisji pyłów wskazują, że wyraźny wzrost koncentracji radioizotopu ^{210}Pb następuje w okresie jesienno-zimowym (Droste i in., 1992).

Badanie relacji pomiędzy radioizotopami radonu ^{222}Rn i ołowiu ^{210}Pb przeprowadzono na tym samym zbiorze próbek, który posłużył do badania zależności pomiędzy radonem i radem.

Również w tym przypadku stwierdzono, że w przypadku gruntów powstałych wskutek wietrzenia skał podłoża istnieje dodatnia korelacja, istotna na poziomie 99% (tab. 6.2.1; fig. 6.2.1b). Świadczy to o istnieniu stanu pewnej równowagi pomiędzy stężeniem radonu i ołowiu ^{210}Pb . Brak jest natomiast jakiegokolwiek korelacji pomiędzy tymi dwoma parametrami w populacji próbek gruntów rozwiniętych na utworach czwartorzędowych (tab. 6.2.2; fig. 6.2.2.b).

W przypadku obydwu zbiorów najsilniejsze korelacje występują pomiędzy radem ^{226}Ra i ołowiem ^{210}Pb (tab. 6.2.1 i 6.2.2; fig. 6.2.1c i 6.2.2c). Odzwierciedla to fakt, że duża część radonu nie jest w stanie opuścić ziarna, w obrębie którego następuje rozpad promieniotwórczy. Słabsza korelacja dla gleb rozwiniętych na utworach czwartorzędowych świadczy o tym, że część radioizotopu ołowiu pochodzi z rozpadu radonu, migrującego swobodnie w przestrzeni porowej lub z migracji od powierzchni terenu.

7. OCENA POTENCJAŁU RADONOWEGO PODŁOŻA GEOLOGICZNEGO SUDETÓW I WYBRANYCH JEDNOSTEK BLOKU PRZEDSUDECKIEGO

Wykonane badania atmogeochemiczne stężenia radonu w powietrzu glebowym na powierzchni terenu licznych wydzieleni litologicznych wszystkich jednostek strukturalnych Sudetów i wybranych jednostek ich przedpola Sudetów pozwalają na dokonanie oceny potencjału radonowego badanego obszaru oraz wskazanie czynników decydujących o jego zróżnicowaniu.

Na terenie Sudetów i ich przedpola występuje szereg jednostek litologicznych cechujących się wysokim potencjałem radonowym. Opracowana mapa wskazuje (fig. 6.1), że najwyższe wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym reprezentują skały bloku karkonosko-izerskiego-łużyckiego, a także struktury kaczawskiej i masywu śnieżnicko-orlickiego.

Podstawowe znaczenie w ocenie potencjału radonowego tego regionu mają gnejsy izerskie i granity karkonoskie. Wschodnie tych skał zajmują znaczące powierzchnie stanowiąc podłoże wielu miast (m.in. Jelenia Góra, Szklarska Poręba, Karpacz, Piechowice i Kowary), zamieszkałych przez kilkaset tysięcy osób. Skały te cechują się wysokim potencjałem radonowym, o wartościach średnich arytmetycznych wynoszących odpowiednio 93,29 i 84,43 kBq/m³.

Przyczyną wysokiego potencjału radonowego gnejsów izerskich jest ich geneza. Powstały one w większości w następstwie mylonitycznej deformacji ciał granitowych intrudujących w serie suprakrustalne bloku karkonosko-izersko-łużyckiego. Na tle gnejsów izerskich relatywnie niskim potencjałem radonowym charakteryzują się występujące na SE od granitów karkonoskich, genetycznie podobne, gnejsy kowarskie (średnie stężenie radonu – 33,86 kBq/m³).

Z kolei granitoidy karkonoskie, zróżnicowane petrologicznie (porfirowate, równoziarniste, granofirowe, aplogranyty) cechują się podwyższoną zawartością uranu w porównaniu z innymi granitoidami badanego obszaru (Jeliński, 1965). Intruzji granitoidów karkonoskich towarzyszyła długotrwała działalność pomagmowa, której efektem są występujące w skałach osłony masywu liczne złoża i przejawy mineralizacji polimetalicznej i uranowej. Testy ługowania uranu z granitów karkonoskich wykonane przez Jelińskiego (op.cit.) wykazały, że z próbek zmielonych do frakcji 0,06 mm ługuje się średnio około 50% uranu, a w niektórych próbkach wartość ta sięga nawet 80%. Świadczy to o tym, że większość uranu związana z działaniem roztworów pomagmowych występuje poza strukturą minerałów w formie zabsorbowanej. Uran ten ulegając rozpadowi promieniotwórczemu warunkuje powstawanie intensywnych emisji radonowych.

Znacznie niższym potencjałem radonowym, o średnich wartościach wahających się od 20 do 30 kBq/m³, charakteryzują się granodioryty zawidowskie i granity rumburskie. Spowodowane jest to najprawdopodobniej dwoma czynnikami: po pierwsze w kwaśnych członach serii magmowych zawartości uranu są wyższe niż w członach bardziej alkalicznych i zasadowych, po drugie skały te nie podlegały w dalszej swej ewolucji procesom metamorficznym i deformacjom, które mogłyby doprowadzić do redystrybucji uranu.

Relatywnie niskim potencjałem radonowym, wynoszącym średnio 20,78 kBq/m³, charakteryzują się również hornfelsy i szarogłazy łużyckie. Jest to wynikiem ich składu petrograficznego i warunków sedymentacji. Hemipelagiczne sekwencje turbidytowe będące skałami wyjściowymi dla szarogłazów łużyckich były ubogie w uran i nie stanowią formacji sprzyjającej jego koncentracji. Ich shornfelsowanie na kontakcie głównie ze słabo promieniotwórczymi granodiorytami zawidowskimi nie doprowadziło do wzrostu zawartości uranu.

Najwyższym potencjałem (średnia arytmetyczna – 291,37 kBq/m³) cechują się niewielkie ciała granitów występujących pośród gnejsów izerskich. Jest to fakt godny odnotowania, lecz z uwagi na małe rozprzestrzenienie tych skał, nie odgrywają one większej roli w całościowej ocenie potencjału radonowego Sudetów. Tak wysoki potencjał radonowy wymienionych skał spowodowany jest najpraw-

dopodobniej tym, że są one utworami poligenicznymi powstałymi w procesie upłynniania ortognejsów izerskich. W procesach tych uran przechodząc do coraz młodszych faz uległ skoncentrowaniu w anatektycznych ciałach granitoidowych tkwiących pośród różnych odmian gnejsów izerskich.

Wysokim i dość wyrównanym potencjałem radonowym cechują się serie suprakrystalne Gór Izerskich i wschodniej osłony metamorficznej Karkonoszy. Średni potencjał radonowy pasów łupkowych występujących pośród gnejsów izerskich jest niewiele niższy od przyjętej granicy dla obszarów o wysokim potencjale i wynosi $47,7 \text{ kBq/m}^3$, a fyllitów i łupków kwarcowo-łyszczkowych wschodniej osłony Karkonoszy (seria z Niedamirowa) – $50,46 \text{ kBq/m}^3$. Serie te reprezentują pierwotne skały drobnoklastyczne, z przewarstwieniami kwarcytów, skał węglanowych i łupków wzbogaconych w substancję organiczną. Skały te pierwotnie mogły być wzbogacone w uran, dodatkowo mogły wychwytywać uran przechodzący do roztworów bądź w trakcie procesów metamorficznych prowadzących do powstania granitów i gnejsów izerskich bądź z roztworów pomagmowych towarzyszących intruzji granitoidów karkonoskich. Ten ostatni czynnik niewątpliwie wpłynął na to, że wysokim potencjałem radonowym (średnie stężenie wynoszące $82,54 \text{ kBq/m}^3$) cechują się hornfelsy wschodniej osłony metamorficznej. Dodatkowym elementem wpływającym na wzrost potencjału radonowego tych skał jest obecność bardzo licznych stref uskokowych prostopadłych do kontaktu z granitem karkonoskim, przecinających hornfelsy i inne skały wschodniej osłony. Znacznie niższym potencjałem radonowym (średnio $19,54 \text{ kBq/m}^3$) cechują się hornfelsy Szklarskiej Poręby. Należy jednak zwrócić uwagę na ich dużą masywność i brak oznak tektoniki dysjunktywnej. Może to w znacznym stopniu ograniczać emisję radonu do środowiska.

Ze wszystkich skał bloku karkonosko-izersko-łużyckiego najniższym potencjałem radonowym, wynoszącym średnio $9,19 \text{ kBq/m}^3$, charakteryzuje się występująca we wschodniej osłonie Karkonoszy, zróżnicowana litologicznie seria Leszczyńca (gnejsy, amfibolity, różne odmiany łupków krystalicznych z chlorytem, zieleńce). Protolitami tej serii były skały magmowe i wulkaniczne, głównie zasadowe, reprezentowane przez gabra, dioryty, bazalty, diabazy oraz kwaśne (granodiority i granity). Chemizm skał wyjściowych w pełni uzasadnia niski potencjał radonowy tych skał. Niektórzy badacze (Szałamacha, Szałamacha, 1991) uznają tę serię za fragment sekwencji ofiolitowej. Porównując potencjał radonowy serii Leszczyńca z seriami ofiolitowymi Sudetów zauważalna jest duża zbieżność uzyskanych danych.

Z pozostałych kompleksów skalnych bloku karkonosko-izersko-łużyckiego relatywnie wysokim potencjałem radonowym, wynoszącym średnio $49,13 \text{ kBq/m}^3$, charakteryzują się trzeciorzędowe fonolity, mające jednak dość ograniczone rozprzestrzenienie. Związane jest to zapewne z tym, że w skałach wylewnych nie dochodzi do przejścia uranu do roztworów hydrotermalnych, lecz zostaje on zatrzymany w strukturze skały.

Drugą ważną jednostką strukturalną Sudetów charakteryzującą się wysokim potencjałem radonowym jest struktura kaczawska. Osadowo-wulkaniczna sekwencja starszego paleozoiku jest wyraźnie dwudzielna. Na osadową część tej sekwencji składają się zróżnicowane litologicznie skały fyllitowe reprezentowane przez łupki serycytowo-albitowe, chlorytowe, z wkładkami łupków grafitowych, szare łupki z wkładkami kwarcytów, czarne łupki krzemionkowe z graptolitami i lidyty oraz wapienie i dolomity krystaliczne. Ich protolitami były morskie iłowce i mułowce ilasto-krzemionkowe, często silnie wzbogacone w substancję organiczną, lidyty i wapienie (Szałamacha i in. 1995; Kozdrój, 2001; Kryza i in., 2004). Domieszka, choćby niewielka, substancji organicznej w tych skałach była elementem sprzyjającym powstawaniu koncentracji uranu. Jego wystąpienia w postaci punktów mineralizacji nie mających nigdy złożowego znaczenia, w obrębie łupków kaczawskich są pospolite (Miecznik, Strzelecki, 1979). Stanowią one wysoce produktywne źródło radonu, gdyż uran nie jest tam związany w postaci minerałów odpornych na wietrzenie, lecz występuje w powiązaniu z łatwo wietrzejącym grafitem. Stąd też dolnopaleozoiczne łupki metamorficzne i fyllity struktury kaczawskiej w całej swej masie charakteryzują się wysokim potencjałem radonowym wahającym się w granicach od 55 do 60 kBq/m^3 . Na szczególną uwagę zasługują ich odmiany zawierające szczególnie dużo substancji

organicznej, tj. łupki kwarcowo-grafitowe. Cechuje je bardzo wysoki potencjał radonowy o wartości średniej arytmetycznej wynoszącej ponad 250 kBq/m³. Na wychodni tych skał zmierzono najwyższą wartość punktową, sięgającą prawie 1 500 kBq/m³.

Występujące w obrębie formacji łupkowej wapienie wojcieszowskie mają relatywnie niski potencjał radonowy, wynoszący średnio 14,4 kBq/m³, co warunkowane jest generalnie niskimi zawartościami uranu w wapieniach.

Drugą część osadowo-wulkanicznej struktury kaczawskiej stanowią szeroko rozprzestrzenione skały wulkanogeniczne zmetamorfizowane w facji zieleńcowej. Skałami wyjściowymi dla nich były lawy bazaltowe, ryodacyty, toleity, trachity i trachybazalty oraz ich tufy. Cechują się one bardzo niskim i mało zróżnicowanym potencjałem radonowym, o wartości średniej wynoszącej 10,56 kBq/m³. Zasadowy charakter protolitów większości skał zieleńcowych determinuje niską zawartość w nich uranu, co skutkuje ich niskim potencjałem radonowym.

Występujące na przedpolu Sudetów, będące elementem struktury kaczawskiej, granity masywu strzegomskiego charakteryzują się wysokim potencjałem radonowym (66,95 kBq/m³), gdyż jest to intruzja polifazowa (Puziewicz, 1990), z dobrze rozwiniętym pomagmowym etapem hydrotermalnym. W efekcie duża część uranu występuje w formach łatwo ługowanych, na powierzchniach kryształów, spękań i przestrzeniach intergranularnych. Testy ługowania wykonane przez Jelińskiego (1965) na próbkach granitów strzegomskich zmielonych do frakcji poniżej 0,06 mm wykazały, że ługuje się około 32% uranu zawartego w skale. Uran nie zamknięty w strukturze minerałów może dawać dość intensywne emisje radonu. Natomiast trzeciorzędowe regolity rozwinięte na granitoidach strzegomskich cechuje kilkukrotnie niższy potencjał radonowy, wynoszący średnio 26,15 kBq/m³, co jest wynikiem wylugowania uranu ze skał granitoidowych w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego.

Na przedpolu Sudetów w rejonie Wądroża Wielkiego występują gnejsy włączane strukturalnie do kaczawidów. Cechują się one dość niskim potencjałem radonowym, wynoszącym średnio 17,29 kBq/m³. Skały te są uznawane za ortognejsy, powstałe podobnie jak i gnejsy izerskie, wskutek deformacji mylonitycznej intruzji granitowych (Cymerman, 2002). Należy jednak zauważyć, że potencjał radonowy gnejsów izerskich jest zdecydowanie wyższy, średnio wynosi 93,29 kBq/m³. Tę różnicę można tłumaczyć znacznie większym stopniem zerodowania gnejsów Wądroża Wielkiego w porównaniu z gnejsami izerskimi, a głębokie partie gnejsowe zawierają niższe zawartości uranu od ich górnych partii. Można też przyjąć za Kozłowską-Koch (1959), że gnejsy Wądroża Wielkiego są paragnejsami powstałymi wskutek długotrwałych procesów metasomatycznych, dzięki którym dokonała się granityzacja parałupków łyszczykowych, nie zawierających większych ilości uranu.

Trzecią jednostką strukturalną pod względem wielkości potencjału radonowego w Sudetach jest masyw orlicko-śnieżnicki. Geneza serii suprakrystalnych, reprezentowanych w tej jednostce przez łupki krystaliczne serii strońskiej, jak i ortognejsów, jest podobna do analogicznych utworów występujących w bloku karkonosko-izersko-łużyckim. Jednakże skały metamorfiku śnieżnicko-orlickiego cechuje generalnie niższy potencjał radonowy. Dodatkowo zauważalna jest istotna różnica potencjału radonowego pomiędzy częścią wschodnią (masyw Śnieżnika) a zachodnią (Góry Bystrzyckie), które rozdziela wypełniony osadami kredy górnej rów górnej Nysy. Wyższym potencjałem radonowym charakteryzują się skały masywu Śnieżnika. Główną formacją łupkową są łupki łyszczykowe serii strońskiej, cechujące się średnim potencjałem radonowym (27,47 kBq/m³). Dla porównania, średnie stężenie radonu w łupkach krystalicznych Gór Izerskich wynosi 47,7 kBq/m³. Różnicę tą można tłumaczyć zróżnicowaniem litofacjalnym skał wyjściowych. W skałach serii strońskiej występują dość liczne soczewy wapieni krystalicznych i marmurów dolomitycznych (Cymerman, 1996), podczas gdy w pasach łupkowych Gór Izerskich rejestrowane są jedynie nieliczne wkładki skał wapienno-krzemianowych. Może to świadczyć o tym, że skały wyjściowe łupków serii strońskiej sedymentowały w płytszej i lepiej natlenionej części zbiornika, co nie sprzyjało przechodzeniu uranu z wody morskiej do osadu. Występujące w obrębie serii strońskiej łupki grafitowe charakteryzują się znacznie wysokim potencjałem, wynoszącym średnio 85,41 kBq/m³. Substancja organiczna kreująca warunki redukcyj-

ne w osadzie sprzyjała wychwytywaniu uranu, co jest obecnie przyczyną ich wysokiego potencjału radonowego.

Mające duże rozprzestrzenienie i zróżnicowane litologicznie gnejsy śnieżnickie cechuje formalnie średni potencjał radonowy, lecz wartość średniej arytmetycznej wynosząca niespełna 48 kBq/m³ jest tylko nieznacznie niższa od dolnej granicy przyjętej dla obszarów o wysokim potencjale radonowym. Wśród tych gnejsów niższy potencjał mają gnejsy gieraltowskie. Może to być spowodowane różną strukturą tych dwóch typów skał. Gnejsy śnieżnickie, charakteryzujące się strukturą oczkową nie stanowią tak szczelnej bariery dla emisji radonu jak bardziej masywne magmatyczne gnejsy Gieraltowskie.

W porównaniu do podanych wyżej wartości stężenia radonu w gnejsach masywu Śnieżnika, genetycznie tożsame gnejsy Gór Bystrzyckich cechuje znacznie niższy potencjał radonowy, wynoszący średnio 27,71 kBq/m³. Również łupki łuszczkowe Gór Bystrzyckich mają niższy średni potencjał radonowy (22,24 kBq/m³) w porównaniu z łupkami serii strońskiej. Różnic pomiędzy tymi dwoma obszarami wydaje się być więcej. Z punktu widzenia możliwości generowania emisji radonu należy podkreślić, że w rejonie Łądka-Śnieżnika występują liczne przejawy mineralizacji polimetalicznej i uranowej, przy praktycznej ich absencji w Górach Bystrzyckich. Ponadto strefa Łądka-Śnieżnika jest znacznie silniej stektonizowana. Przyczyny można szukać w silniejszym poziomie przedgórnokredowej erozji metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich. Kilkusetmetrowa różnica w stopniu zerodowania (300–500 m) w zupełności tłumaczy istniejące różnice. Analizując wystąpienia mineralizacji uranowej w bloku karkonosko-izersko-łużyckim należy stwierdzić, że większość z nich zanika do głębokości około 300 metrów.

Masywy granitoidowe: granitoidy kudowskie i kłodzko-złotostockie, występujące w otoczeniu metamorfiku orlicko-śnieżnickiego, cechują się średnim potencjałem radonowym o bardzo zbliżonych średnich wartościach emisji radonu wynoszących odpowiednio 31,34 i 28,9 kBq/m³.

Granitoidy kudowskie petrologicznie są wykształcone w postaci granitów monzonitowych, granodiorytów, tonalitów i lokalnie granitów alkalicznych. Kontakty granitoidów ze skałami osłony nie noszą znamion kontaktów termicznych ani tektonicznych. Zdaniem Borkowskiej (1959) granitoidy kudowskie są granitami reomorficznymi, bez większej ilości fazy ciekłej. Relatywnie niskie wartości emisji radonu z tych skał potwierdzają tę koncepcję.

Granitoidy masywu kłodzko-złotostockiego reprezentowane są głównie przez granity i granodioryty poprzecinane monzonitami i monzodiorytami. O ich intruzyjnych charakterze świadczą m.in. dobrze rozwinięte kontakty termiczne ze skałami otaczającymi. Skały te są dość intensywnie zaangażowane tektonicznie. Dlatego też obserwowano obecność stref o wysokim stężeniu radonu w powietrzu glebowym, przekraczającym 300 kBq/m³.

Dużą jednostką strukturalną zbudowaną głównie ze skał krystalicznych jest kra gnejsowa Gór Sowich. Wykonane badania emisji radonu wykazały, że gnejsy mające największy udział w budowie powierzchni terenu tej jednostki cechują się średnim potencjałem radonowym (11,49 kBq/m³), lecz wartość ta niewiele przekracza przyjętą granicę 10 kBq/m³. Spowodowane jest to charakterem skał wyjściowych, z których powstały gnejsy sowiogórskie. W odróżnieniu od gnejsów izerskich czy śnieżnickich ich protolitami były najprawdopodobniej skały piaskowcowo-mułowcowe, lokalnie przewarstwiane iłowcami. W obrębie serii osadowych występowały skały magmowe, głównie bazalty, z których powstały metabazyty występujące pośród gnejsów sowiogórskich. (Kryza, 1981; Żalaźniewicz, 1987, 1990, 1995; Winchester i in., 1995). Skały wyjściowe dla gnejsów były więc pierwotnie ubogie w uran. Obecność kilku przejawów i punktów mineralizacji uranowej w obrębie gnejsów Gór Sowich związana jest z wulkanitami pogranicza karbonu i permu przecinającymi gnejsy.

Niskie zawartości uranu w gnejsach sowiogórskich spowodowały, że dość liczne osadowe formacje skalne zbudowane z materiału powstałego z kry Gór Sowich, cechuje potencjał radonowy podobnego rzędu. Dotyczy to dolnokarbońskich zlepieńców występujących w niewielkich strukturach rowowych w obrębie kry, których średni potencjał radonowy wynosi 15,58 kBq/m³ i dolnokarbońskich

skał struktury bardzkiej o średnim potencjale radonowym wahającym się od 15,64 do 23,44 kBq/m³. Skały depresji Świebodzic, które są zbudowane zarówno z materiału znoszonego z Gór Sowich jak i struktury kaczawskiej cechuje średni potencjał radonowy, ale wahający się od 37,46 kBq/m³ dla górnodońskich łupków i szarogłazów do 24,1 kBq/m³ dla dolnokarbońskich zlepieńców polimiktycznych i gnejsowych. Na zróżnicowanie potencjału radonowego skał Depresji Świebodzic, oprócz ich wykształcenia litologicznego, ma wpływ obecność dość dyslokacji będących dobrymi drogami migracji radonu do powierzchni terenu. Z kolei pewna zmienność potencjału radonowego skał struktury bardzkiej, zwłaszcza występujących w strefie kontaktowej z kłodzko-złotostockim masywem granitowym wynika z ich shornfelsowania oraz obecności apofiz granitoidów wśród tych skał. Działalność magm kwaśnych mogła spowodować pewne wzbogacenie bardzkich serii osadowych w uran.

Badania poszukiwawcze rud uranu wykazały obecność licznych wystąpień i złóż tego metalu na obszarze depresji śródsudeckiej. Przeprowadzone prace emanometryczne nie wykazały, by mnogość punktów mineralizacyjnych na tym terenie wpłynęła na obecność uprzywilejowanych wydzieleni litostratygraficznych, na których dochodzi do generowania wysokich stężeń radonu. Zarówno utwory gruboklastyczne górnego karbonu goszczące złoża uranu typu piaskowcowego (złoża Grzmiąca) jako i dolnopermskie osady jeziorne (łupki walchiowe i antrakozjowe) zawierające liczne ubogie poziomy uranonośne nie dają na powierzchni terenu istotniejszych emanacji radonowych. W przypadku złóż piaskowcowych strefy okruszczone są bardzo niewielkie, przeważnie pogrzebane, a ich wychodnie są utlenione i pozbawione uranu (Depciuch, 1968; Miecznik, 1989, 1990). Skały łupkowe wietrzejąc dają silnie gliniaste residua, nie pozwalające przedostać się emanacjom gazowym do powierzchni terenu. W efekcie najwyższym potencjałem radonowym na obszarze depresji śródsudeckiej charakteryzują się dolnokarbońskie utwory gruboklastyczne o charakterze molasowym, szeroko rozprzestrzenione w północno-zachodnim skrzydle depresji (25,64 kBq/m³) oraz ryolity i ich tufy (karbon górny perm dolny) (23,18 kBq/m³). W przypadku utworów gruboklastycznych karbonu dolnego należy zwrócić uwagę na to, że skały te nie zawierają żadnych wystąpień uranu, a więc ich potencjał radonowy jest uwarunkowany składem petrologicznym zlepieńców. Dominuje w nich materiał znoszony z masywów metamorficznych bloku karkonosko-izersko-łużyckiego i struktury kaczawskiej. Pozostałe wydzielenia litologiczne karbonu górnego i permu dolnego cechuje średni potencjał radonowy, o wartościach wahających się od 12 do 14 kBq/m³. Niskim potencjałem radonowym charakteryzują się dolnotriasowe piaskowce szarogłazowe oraz górnokredowe piaskowce ciosowe Gór Stołowych. Średnie wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym tych skał wahają się w granicach 9 kBq/m³. Nieco wyższy potencjał radonowy cechuje górnokredowe margle Gór Stołowych i rowu górnej Nysy. Ma to związek z występowaniem większej ilości minerałów ilastych w tych skałach, zwykle zasobniejszych w pierwiastki promieniotwórcze. Generalnie niski potencjał radonowy utworów kredy warunkowany jest ich wykształceniem litologicznym i warunkami sedymentacji. Podsumowując potencjał radonowy skał depresji śródsudeckiej należy podkreślić niewielki udział pomiarów o wartościach przekraczających 50 kBq/m³, pomimo mnogości wystąpień przejawów mineralizacji uranowej na terenie tej jednostki strukturalnej. Wiele z tych wystąpień ma charakter żyłowy i jest związanych z kontaktami żył i dajek riolitowych intrudujących w formacje węglonośne. Również występujące na terenie kry so-wiogórskiej złoża i przejawy mineralizacji uranowej (Dziećmorowice i Kozice) związane są w wulkanizmem ryolitowym depresji śródsudeckiej. Wykonane badania nie rozwiązują problemu związanego z emisjami radonu z wyrobisk górniczych kopalni węgla.

Depresja północnosudecka w późnym karbonie i wczesnym permie w dużej mierze podlegała podobnemu procesowi rozwojowemu jak i depresja śródsudecka. Jednakże porównanie średnich stężeń radonu w powietrzu glebowym tych dwóch jednostek wskazuje na istotnie wyższy potencjał skał depresji północnosudeckiej, pomimo, że nie notowano tam tak licznych wystąpień i przejawów mineralizacji uranowej jak w depresji śródsudeckiej. Najwyższym potencjałem radonowym cechują się szarogłazy i zlepieńce kwarcowe pogranicza karbonu i permu. Trudno znaleźć jednoznaczne wyjaśnienie tak wysokiego potencjału radonowego tych skał. Pewnym wytłumaczeniem może być skład

petrograficzny, w którym zaznacza się obecność niezwiertzałego materiału skalnego pochodzącego z erozji struktury kaczańskiej (Kozdrój, 1995). Na uwagę zasługuje bardzo duża zbieżność średniego potencjału radonowego ryolitów z terenu depresji północnosudeckiej i śródsudeckiej, wynosząca odpowiednio 23,57 i 23,18 kBq/m³.

Pomiarami stężenia radonu w powietrzu glebowym objęto szereg wystąpień skał magmowych i metamorficznych występujących na obszarze bloku przedsudeckiego. Ze względu na stosunkowo niewielki zakres tych prac należy je traktować jako wskaźnikowe. Generalnie, wszystkie zbadane formacje skalne cechuje relatywnie niski potencjał radonowy.

Granity masywu strzelińskiego mają średni potencjał radonowy wynoszący 7,04 kBq/m³. Może to być skutkiem tego, że granitoidy budujące masyw Strzelin-Żulowa nie stanowią jednego dużego ciała magmowego lecz są szeregiem małych, płytkich intruzji (Oberc-Dziedzic, 1999), które nie są wzbogacone w pierwiastki śladowe charakterystyczne dla kwaśnych intruzji o głęboko położonym źródle magmy. Również formacje gnejsowe otaczające wystąpienia granitoidów strzelińskich cechuje niski potencjał radonowy o wartości średniej wynoszącej 10,47 kBq/m³). Za skały wyjściowe dla nich uważa się skały granitowe, które z kolei powstały wskutek granityzacji serii szarogłazowych (Kryza, 2004). To w istotny sposób odróżnia je od gnejsów izerskich i śnieżnicko-orlickich. Dodatkowo masyw strzeliński w okresie od górnego karbonu do trzeciorzędu był erodowany, a poziom erozji jest głębszy o około 2,5 km w porównaniu z obszarem Sudetów (Oberc, 1972). Ten poziom erozji może również tłumaczyć niski potencjał radonowy granitoidów strzelińskich, gdyż uran przechodzący w trakcie krystalizacji magmy do faz reszkowych w większym stopniu koncentruje się w apikalnych częściach masywu niż jego głębokich partiach.

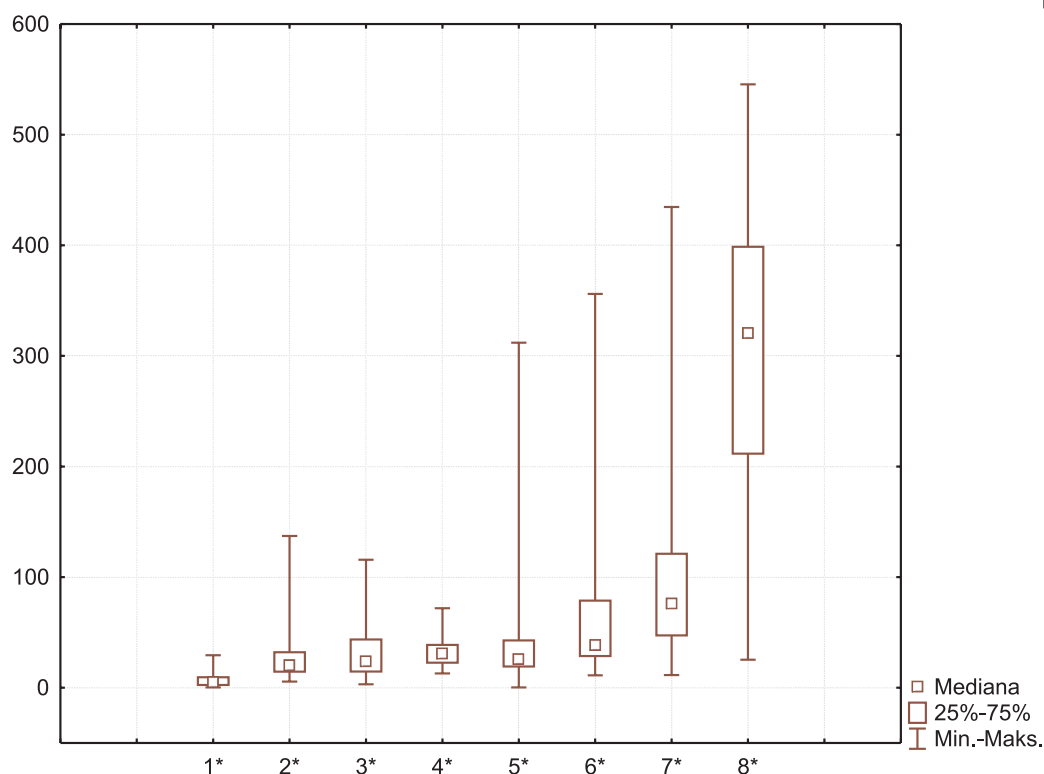
Potencjał radonowy badanych kompleksów ofiolitowych, bez względu na ich lokalizację (masywy Nowej Rudy, Szklar i Braszowic) jest niski, o wartościach średnich nie przekraczających 10 kBq/m³, co więcej, maksymalne stężenia radonu zmierzone na poletkach badawczych nie przekraczają wartości 20 kBq/m³. Spowodowane jest to składem chemicznym skał budujących kompleksy ofiolitowe. Petrologicznie są to serpentynity z relikdami perydotytów, piroksenitów i dunitów, gabra, amfibolity i diabazy (Szlamacha, Szlamacha, 1996; Cymerman, 1996). Skały te zawierają jedynie śladowe ilości uranu, na poziomie 0,X g/t i niższym, co powoduje, że możliwość generowania emisji radonu do środowiska jest znikoma.

Wykonane badania stężenia radonu w powietrzu glebowym pozwalają na przeprowadzenie porównań pomiędzy podobnymi typami litologicznymi skał z różnych jednostek strukturalnych Sudetów i bloku przedsudeckiego. Przykładowe analizy przeprowadzono dla granitoidów i gnejsów. Uzyskane wyniki zilustrowano za pomocą wykresów ramkowych, szeregując rosnąco względem wartości mediany (fig. 7.1).

Wśród granitów można wyróżnić trzy grupy. Pierwsza to granity strzelińskie. Cechuje je bardzo niski i bardzo słabo zróżnicowany potencjał radonowy. Dodatkowo, również skały występujące w ich osłonie cechuje niski potencjał radonowy. Drugą grupę stanowią granodioryty zawidowskie, granity rumburskie, kudowskie i kłodzko-złotostockie. Cechują się one średnim potencjałem radonowym, niekiedy dość zróżnicowanym, co jest spowodowane obecnością stref uskokowych. W otoczeniu tych granitoidów występują skały metamorficzne zwykle o średnim potencjale radonowym. Trzecią grupę stanowią granity masywu karkonoskiego i strzegomskiego. Ta grupa granitoidów cechuje się bardzo zróżnicowanym, lecz generalnie wysokim potencjałem radonowym. Występują one w jednostkach strukturalnych, w których, występują liczne złoża i przejawy mineralizacji uranowej (blok karkonosko-izersko-łużycki, struktura kaczańska).

Na zróżnicowanie potencjału radonowego sudeckich masywów granitoidowych wpływa ich pochodzenie, występowanie oraz intensywność procesów pomagmowych i hydrotermalnych towarzyszącym intruzjom. Pierwszą grupę stanowi szereg małych, płytkich intruzji granitów strzelińskich, nie powiązanych najprawdopodobniej z jakimś głębokim ogniskiem magmy, które mogłoby być źródłem uranu. Otaczające je skały gnejsowe mają bardzo podobny potencjał radonowy, a należy podkreślić, że

Fig. 7.1. Porównanie potencjału radonowego granitoidów Sudetów i bloku przedsudecki
Comparison of radon potential of different granitoids in Sudetes and in Fore-Sudetic Block

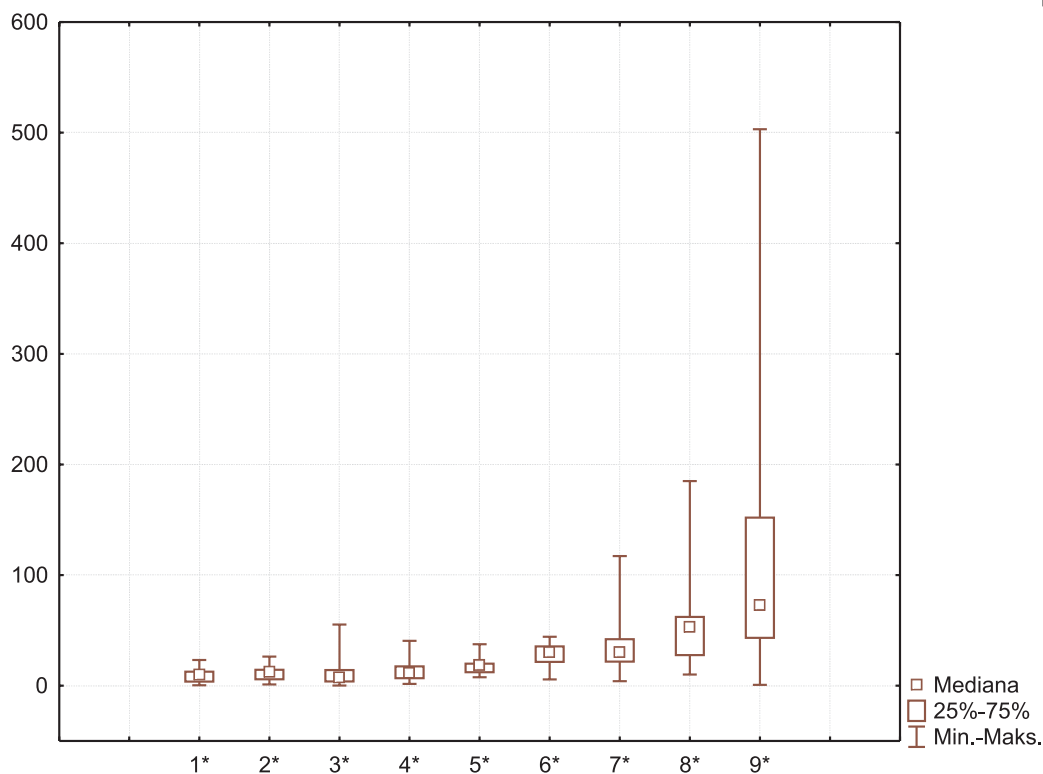


Objaśnienia: 1* – granit strzeleński; 2* – granodioryty zawidowskie; 3* – granity rumburskie; 4* – granit kudowski; 5* – granity kłodzko-złotostockie; 6* – granit strzegomski; 7* – granit karkonoski; 8* – granity prekambry Górnicy Izerskich.
 Explanations: 1* – granites of Strzelin Massif; 2* – Zawidów granodiorites; 3* – Rumburk granites; 4* – Kudowa granites; 5* – Kłodzko-Złoty Stok granites; 6* – Strzegom granites; 7* – Karkonosze granites; 8* – Iżera Mts. Precambrian granites.

powstały one ze skał granitoidowych dla których protolitami były utwory szarogłazowe. Drugą grupę stanowią masywy petrograficznie reprezentowane nie tylko przez typowe granity, ale również przez tonality i dioryty kwarcowe (Kryza i in., 2004). Ich intruzjom nie towarzyszyła dobrze rozwinięta aktywność pomagmowa i hydrotermalna. Poza granitoidami kłodzko-złotostockimi, nie występuje w ich obrębie tektonika uskokowa prowadząca do powstawania uprzywilejowanych dróg migracji radonu. Trzecią grupę stanowią wielkie, wielofazowe plutony, petrograficznie zbudowane głównie z granitów i granodiorytów, z większą lub mniejszą domieszką tonality. Wielofazowy rozwój powodował długotrwałą działalność pomagmową i hydrotermalną, która zaowocowała redystrybucją uranu. W efekcie znaczna jego część nie występuje w minerałach skałotwórczych i akcesorycznych, lecz znajduje się na powierzchniach kryształów, w spękaniach i interstycjach, generując intensywne emisje radonu do środowiska. Małe ciała granitoidów występujących podrzędnie pośród gnejsów izerskich są dobrym przykładem na to, jak wielokrotny proces upłynnienia może doprowadzić do redystrybucji i wzbogacenia skał w uran.

Analiza skał określanych petrograficznie jako gnejsy (fig. 7.2) pozwala na wydzielenie w obrębie gnejsów również trzech grup. Pierwsza obejmuje wszystkie skały gnejsowe bloku przedsudeckiego, gnejsy Gór Sowich i formację gnejsowo-łupkowo-amfibolitową wschodniej osłony Karkonoszy (seria z Leszczyńca). Skały te cechują się z reguły niskim i słabo zróżnicowanym potencjałem radonowym. Nie znajdują się w nich żadne przejawy mineralizacji uranowej lub, jak to ma miejsce w przypadku kilku wystąpień na terenie kry Górnicy Sowich, okruszcowanie jest genetycznie związane z permo-kar-

Fig. 7.2. Porównanie potencjału radonowego gnejsów Sudetów i bloku przedsudeckiego
Comparison of radon potential of different gneisses in Sudetes and in Fore-Sudetic Block



Objaśnienia: 1* – migmatyty i gnejsy zrzuconej części kry sowiogórskiej; 2* – gnejsy osłony granitu strzeleńskiego; 3* – gnejsy, amfibolity, łupki chlorytowe wschodniej osłony granitu karkonoskiego; 4* – gnejsy Gór Sowich; 5* – gnejsy Wądroża Wielkiego; 6* – gnejsy Gór Bystrzyckich; 7* – gnejsy kowarskie; 8* – gnejsy śnieżnickie; 9* – gnejsy izerskie.
 Explanations: 1* – migmatites and gneisses of down thrown part of Sowie Mts. Block; 2* – gneisses of Strzelin Massif Border; 3* – gneisses, amphibolites, chloritic schists of East Karkonosze granite Border; 4* – Sowie Mts. gneisses; 5* – Wądroże Wielkie gneisses; 6* – Bystrzyca Mts. gneisses; 7* – Kowary gneisses; 8* – Śnieżnik gneisses; 9* – Izera gneisses.

bońskimi żyłami riolitowymi tnącymi gnejsy. Wszystkie te gnejsy są paragnejsami, powstałymi z formacji osadowych z podrzędnym udziałem skał magmowych, zazwyczaj o zasadowym składzie. Drugą grupę stanowią gnejsy Gór Bystrzyckich, gnejsy kowarskie i śnieżnickie cechujące się dość wysokim i zróżnicowanym (poza gnejsami bystrzyckimi) potencjałem radonowym. Ze skałami tymi związane są przejawy żyłowej mineralizacji uranowej. Są to ortognejsy powstałe wskutek procesów migmatyzacji intruzji granitoidowych. Odrębną grupę stanowią gnejsy izerskie charakteryzujące się wysokim i zróżnicowanym potencjałem radonowym, będące również ortognejsami, powstałymi wskutek mylonitycznej deformacji starych intruzji granitoidowych. Znane są liczne przejawy żyłowej mineralizacji uranowej związane z tymi gnejsami. Od drugiej grupy gnejsów wyróżnia je silniejsze zaangażowanie tektoniczne oraz obecność bardziej zaawansowanych procesów metamorficznych, które lokalnie doprowadziły do ponownego upłynnia i powstania ciał granitoidowych.

8. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Na mapie potencjału radonowego Sudetów oraz wybranych jednostek geologicznych ich przedpola, opracowanej na podstawie przeprowadzonych badań stężenia radonu w powietrzu glebowym przedstawiony został potencjał radonowy wszystkich jednostek litologicznych.

Najwięcej miejsca poświęcono badaniom stężenia radonu w powietrzu glebowym granitów karkonoskich, gnejsów izerskich czy gnejsów sowiogórskich z uwagi na ich rozprzestrzenienie. Ponieważ celem prac było określenie średniego potencjału dla danej jednostki litologicznej, poletka badawcze lokalizowane były w oparciu o arkusze szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 w miejscach ich typowego wykształcenia. Pomiarami nie objęto obszarów zmienionych antropogenicznie.

Potencjał radonowy określany na podstawie badania stężenia radonu w powietrzu glebowym uzależniony jest od zawartości uranu w skałach, ale najważniejszą rolę odgrywa uran łatwo ługowalny, występujący na powierzchniach kryształów (ziaren), spękań i w przestrzeniach intergranularnych. Dlatego najwyższym potencjałem cechują się skały magmowe i metamorficzne podlegające w swym rozwoju wielofazowym przemianom, które spowodowały wielokrotne uruchamianie uranu. Do skał tych należą:

- ortognejsy, powstałe wskutek migmatyzacji starych intruzji granitowych (gnejsy izerskie, kowarskie, śnieżnickie, Gór Bystrzyckich, prawdopodobnie również gnejsy Wądroża Wielkiego). Szczególnie wysokim potencjałem radonowym, o wartości średniej wynoszącej $291,37 \text{ kBq/m}^3$ charakteryzują się ciała granitoidów tkwiące pośród ortognejsów, powstałe wskutek ich granityzacji (granitoidy izerskie). Zmienność potencjału radonowego w obrębie ortognejsów może być spowodowane różnicą w stopniu ich zerodowania. Dotyczy to zwłaszcza gnejsów Gór Bystrzyckich, które cechuje istotnie niższy potencjał radonowy, wynoszący średnio $27,71 \text{ kBq/m}^3$ w porównaniu z gnejsami śnieżnickimi (wartość średnia stężenia radonu – $47,96 \text{ kBq/m}^3$) oraz gnejsów Wądroża Wielkiego (wartość średnia stężenia radonu – $17,29 \text{ kBq/m}^3$), które obecnie genetycznie odnoszone są do gnejsów izerskich, cechujących się średnim stężeniem radonu wynoszącym $93,29 \text{ kBq/m}^3$. W przypadku gnejsów Wądroża Wielkiego należy zauważyć, że przez niektórych badaczy były uznawane za paragnejsy, dla których protolitami były łupki łyszczkowe;
- granitoidy karkonoskie i strzegomskie, reprezentujące polifazowe masywy, poddane intensywnym procesom pomagmowym i hydrotermalnym. Skały te charakteryzują się wysokim potencjałem radonowym, o średnich wartościach stężenia radonu wynoszących odpowiednio $84,43$ i $66,95 \text{ kBq/m}^3$;
- serie łupków metamorficznych występujące pośród ortognejsów (pasy łupkowe Pogórza Izerskiego (średnie stężenie radonu – $47,7 \text{ kBq/m}^3$) oraz hornfelsy ($82,54 \text{ kBq/m}^3$) i łupki metamorficzne wschodniej osłony masywu Karkonoszy ($50,46 \text{ kBq/m}^3$);
- łupki krystaliczne powstałe wskutek metamorfizmu droboklastycznych serii osadowych, wzbogaconych w substancje organiczną. Najszerzej rozprzestrzenioną formacją litologiczną tego typu są staropaleozoiczne łupki metamorficzne Gór Kaczawskich, cechujące się wysokim potencjałem radonowym (średnie stężenie radonu – $56,37 \text{ kBq/m}^3$) oraz łupki krystaliczne serii strońskiej, charakteryzujące się średnim potencjałem radonowym (średnie stężenie radonu – $27,47 \text{ kBq/m}^3$). Ich odmiany bardzo bogate w substancję organiczną (łupki grafitowe) cechują się szczególnie wysokimi stężeniami radonu w powietrzu glebowym, wynoszącymi średnio $250,63 \text{ kBq/m}^3$ dla łupków grafitowych Gór Kaczawskich i $85,41 \text{ kBq/m}^3$ dla łupków grafitowych serii strońskiej (rejon Łądko-Śnieżnika).

Niskim potencjałem radonowym charakteryzują się paragnejsy, zmetamorfizowane skały wulkanogeniczne o składzie bazytów i ultrabazytów oraz formacje skał zasadowych i ultrazasadowych.

Należą do nich:

- gnejsy sowiogórskie (średnie stężenie radonu w powietrzu glebowym – 11,49 kBq/m³), powstałe wskutek metamorfizmu osadowych formacji mułowcowo-piaszczystych, wśród których występowały głównie zasadowe skały magmowe;
- formacja zieleńcowa struktury kaczawskiej powstała głównie wskutek zmetamorfowania bazaltów, ryodacytów, toleitów, trachitów, trachybazaltów i ich tufów,
- kompleksy ofiolitowe (masywy Nowej Rudy, Szklar i Braszowic) oraz występująca we wschodniej osłonie masywu Karkonoszy seria z Leszczyńca, uznawana przez niektórych badaczy również na fragment sekwencji ofiolitowej. Średnie stężenia radonu dla tych formacji skalnych wahają się w granicach od 3,82 do 9,27 kBq/m³.

Bardzo niskim potencjałem radonowym, o wartości średniej wynoszącej 7,04 kBq/m³, charakteryzują się granitoidy strzebińskie. Spowodowane jest to najprawdopodobniej ich bardzo głębokim zerodowaniem w porównaniu z innymi masywami granitoidowymi oraz tym, że składa się na nie szeregi małych, płytkich intruzji, nie powiązanych z głębokim odniskiem magmowym, które mogło być źródłem uranu.

Potencjał radonowy formacji osadowych, występujących głównie w depresji śródsudeckiej i północnosudeckiej, odzwierciedla przede wszystkim ich wykształcenie litologiczne. Najwyższym potencjałem wśród tej grupy skał, wynoszącym średnio 55,98 kBq/m³, charakteryzują się zlepieńce i szarogłazy pogranicza karbonu i permu depresji północnosudeckiej, w składzie których duży udział stanowi materiał pochodzący z erodowanej struktury kaczawskiej. Istotne jest to, że obecność złóż i punktów mineralizacji uranowej na obszarze depresji śródsudeckiej nie wpływa zasadniczo na podwyższenie potencjału radonowego. Spowodowane jest to w przypadku złóż zlokalizowanych w piaskowcach ich głębokim pogrzebaniem i utlenieniem warstwy przypowierzchniowej, a w przypadku wzbogaconych w uran formacji łupkowych wytworzeniem się gliniastych zwietrzelin silnie tłumiących emisję radonu do powierzchni terenu. W efekcie większość górnokarbońskich i dolnopermskich formacji osadowych depresji śródsudeckiej charakteryzuje się średnimi stężeniami radonu w powietrzu glebowym wahającymi się w przedziale od 12 do 25 kBq/m³. Utwory kredowe Gór Stołowych i rowu górnej Nysy cechuje potencjał radonowy wahający się od 9,03 kBq/m³ (piaskowce ciosowe) do 16,74 kBq/m³ (margle).

Na obszarach zbudowanych ze skał o wysokim potencjale radonowym istnieje duże prawdopodobieństwo, że w budynkach mieszkalnych tam zlokalizowanych będzie dochodziło do gromadzenia się radonu w ilościach, mogących niekorzystnie oddziaływać na ludzi. Dotyczy to zwłaszcza okresu jesienno-zimowego, kiedy domy są słabo przewietrzane, a zamrażnięta powierzchnia terenu sprzyja migracji radonu (i innych gazów znajdujących się w gruncie), wskutek tzw. „efektu kominowego”, do wnętrza budynków mieszkalnych.

Z uwagi na to, że brak jest w chwili obecnej w Polsce jakichkolwiek unormowań prawnych regulujących dopuszczalne stężenia radonu w budynkach mieszkalnych, wskazane jest prowadzenie przez administrację państwową i samorządową akcji informacyjnej o obszarach zagrożonych podwyższonymi emisjami radonu oraz o sposobach usuwania radonu z budynków. Jednocześnie, dla inwestorów planujących budowę nowych domów mieszkalnych czy budynków użyteczności publicznej (szkoły, przedszkola, szpitale, budynki administracyjne) na obszarach o średnim i wysokim potencjale radonowym, powinny zostać opracowane zalecenia, wskazujące na konieczność wykonania badań stężenia radonu w powietrzu glebowym bezpośrednio na terenie planowanej inwestycji. W przypadku potwierdzenia występowania podwyższonych stężeń radonu (punktowe wyniki przekraczające 50 kBq/m³), projektowane budynki winny być wyposażone w systemy wentylacji podpiwniczenia lub przestrzeni podstropowej, które będą skutecznie usuwały radon migrujący z podłoża geologicznego do wnętrza budynku.

9. BIBIOGRAFIA

- Achramowicz S., Muszyński A., Schliestedt M. – 1997 – Analiza ewolucji metamorficznej i strukturalnej w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Profil W-E Braszowice-Lipniki. *Prace Spec.Pol.Tow.Miner.* 9: 55-58.
- Agard S. S., Gundersen L. C. S. – 1991 – The geology and geochemistry of soils in Boyertown and Easton, Pennsylvania. In: Gundersen L.C.S., Wanty R.B. Editors: Field studies of radon in rocks, soils and water. USGS Bull. no1971. p. 51-64.
- Akerblom G. – 1986 – Investigation and mapping of radon risk areas: Lulea, Sweden, Swedish Geol. Comp. Report IRAP 86036. 15 pp.
- Alibert C., Leterrier J., Panasiuk M., Zimmermann J. L. – 1987 – Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. *Lithos*, 20, 4: 311-321.
- Asher-Bolinder S., Owen D.E., Schumann R. – 1991 – A preliminary evaluation of environmental factors influencing day-to-day and seasonal soil-gas radon concentrations. In: Gundersen L.C.S., Wanty R.B. Editors: Field studies of radon in rocks, soils and water. USGS Bull. no1971. p. 23-32.
- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J. A. – 2000 – The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, Vol. 90, pp. 127-146.
- Aleksandrowski P., Mazur S. – 2002 – Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan belt: the Sudetes, Bohemian Massif. W: (Red. Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J.) Paleozoic Amalgamation of Central Europe. *Geol. Soc. London, Sp.Publ.*, 201: 237-277.
- Armands G. – 1972 – Geochemical studiem of uranium, molybdenum and vanadium in the swedish Alum Shale. *Stockholm Contr. Geol.*, vol 22, p1-148.
- Badura J., Bobiński W., Przybylski B. – 1996 – Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Nysa (red. J.E.Mojski), PIG Warszawa.
- Badura J., Cymerman Z., Przybylski B. – 1998 – Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Wrocław (red. J.E.Mojski), PIG Warszawa.
- Badura J., Przybylski B. – 1999 – Pliocene to middle Pleistocene fluvial series in the East Sudetic Foreland, *Quaternary Studies in Poland*, Social Issue, 1999, s. 227-233, Warszawa.
- Badura J., Przybylski B. – 1999b – Pliocene to Middle Pleistocene fluvial series in the east Sudetic Foreland. *Quaternary Studies in Poland*, Special Issue 1999: 227-233.
- Badura J., Przybylski B. – 2000 – Atlas: Korelacja morfologiczna i wiekowa tarasów głównych rzek regionu dolnośląskiego [Morphologic and age correlation of terraces of main rivers in The Lower Silesia], Państwowy Instytut Geologiczny Warszawa, s. 1-61.
- Banaś M. – 1965 – Przejawy mineralizacji w metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Kraków* nr 27.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z. – 1990 – Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 179. Stuttgart: 223-257.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z. -1998 – Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chelmska (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudetica*, 31: 33-59.
- Bareja E., Morawski W., Sałdan M. – 1973 – Mineralizacja uranowa w utworach cechsztyńskich na monoklinie przedsudeckiej. *Kwart. Geol. T.* 17, z. 4, str. 910-911.
- Bareja E. – 1974 – Wstępne wyniki badań geochemicznych dolnego ordowiku obniżenia podlaskiego. *Kwart. geol. T.* 18, nr 2, str. 246-256.
- Bareja E., Jęczynek M., Kanasiwicz J., Lis J., Miecznik J.B., Sałdan M. – 1982 – Pierwiastki promieniotwórcze w Sudetach. *Biul. IG* nr 341, str. 259-272. Warszawa.

- Bareja E., Sałdan M., Strzelecki R. – 1987 – Rudy uranu i toru. W: Budowa Geologiczna Polski, tom VI: Złóża surowców mineralnych. Str. 212-228. WG Warszawa.
- Barnet I. – 1992 – Permeability and Rn-222 concentrations in soil gas – case studies. Radon investigations in Czechoslovakia III. CGS. Prague. p. 20-23.
- Barnet I. – 1994 – Radon risk classification for Building purposes in the Czech Republic. In: Radon investigations in the Czech Republic V. Prague.
- Bartel F.H. – 1993 – Die Urangewinnung auf dem Gebiet der Ehemaligen DDR von 1945 bis 1990. Geol. Jb. A. 142, Hannover. Str 335-346.
- Biernacka M., Henschke J., Jagielak J., Koczyński A., Mamont-Cieśla K – 1991 -Preliminary measurements of the natural ionization radiation in three types of buildings in Poland, Post. Fiz. Med. 26,1-2.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P. – 2002a – Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore-Sudetic Block. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 241-253.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P. – 2002b – Radiometric dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 119-129.
- Blusztajn J., Hart S. R. – 1989 – Sr, Nd, and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. Geoch. et Cosmochimica Acta, V. 53:2689-2696.
- Borkowska M. – 1959 – Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów I ich przedpola. Arch. Miner. T. XXI, z. 2, str. 229-382.
- Borkowska M. – 1966 – Petrografia granitów Karkonoszy. Geol. Sudetica 2.
- Bröcker M., Żelaźniewicz A., Enders M. – 1997 – Rb-Sr und U-Pb Untersuchungen an Migmatiten der Góry Sowie (Sudeten, Polen) W: SPP Kolloquim “Orogene Prozesse” Bayeruth, Terra Nova: 27-28.
- Bowles J. E. – 1979 – Physical and geotechnical properties of soils. New York. pp. 478, p. 212-213.
- Capus G. – 1979 – Materie organique et mineralisations uraniferes: exemples des bassins permo-carboniferous de l'Aumance (Algier) et de Lodeve(Herault). Instytut National Polytechnique de Lorraine.
- Cwojdzński S. – 1977 – Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, arkusz Złoty Stok. Wyd. Geol. PIG Warszawa.
- Cwojdzński S., Jodłowski S. – 1982 – „Plamowe” koncentracje bazaltowe Masywu Czeskiego i Dolnego Śląska. Biul. Inst. Geol. Nr 341.
- Cwojdzński S., Augustyniak M. – 1989 – Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Jordanów Śląski. Wyd. Geol. PIG Warszawa
- Cwojdzński S., Żelaźniewicz A., – 1995 – Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego. Przew. LXVI Zjazdu PTG Roczn. Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.: 11-28.
- Cymerman Z., Piasecki M.A.J. – 1994 – The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. Geol. Quarterly, 38(2): 191-210.
- Cymerman Z. – 1996 – Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Kłodzko (red. J.E.Mojski, L.Sawicki). PIG Warszawa.
- Cymerman Z., Piasecki M.A.J., Seston R. – 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geol.mag., 134, p. 717-725.
- Cymerman Z. – 2001 – Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego w skali 1:200 000. Państw. Inst.Geol. CAG Warszawa, Wrocław.
- Cymerman Z. – 2002 – Analiza strukturalno – kinetyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego Pr. PIG, t. 175, pp. 147.

- Czerwinka J. A., Krzyszkowski D. – 1992 – Pleistocene stratigraphy of the central part of Silesian Lowland, Southern Poland, *Bulletin of the Polish Academy of Science, Earth Sciences*, 40, s. 203-233.
- Depciuch T. – 1968 – Geochemia i geneza koncentracji uranu w górnokarbońskich osadach klastycznych niecki śródsudeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, nr 214, str 75-180.
- Dziedzicowa H. – 1963 – „Syenity” strefy Niemczy. „Syenites” of the Niemcza Zone. *Arch. Miner.*, 24 (2): 5-126.
- Dziedzicowa H. – 1979 – Zarys budowy geologicznej wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich. W: Gunia T. (ed.), *Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego*. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław, pp. 43-51.
- Floyd P.A., Winchester J., Seston R., Kryza R., Crowley Q.G. – 2000 – Review of geochemical variation in Lower Paleozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. *Geol. Soc. London, Sp. Papers* 179: 155-174.
- Franke W., Żelaźniewicz A. – 2000 – The eastern termination of the Variscides: terran correlation and kinetic evolution. (in:) Franke W. Haak V., Oncken O., Tanner D. (eds) – *Quantifications and modelling in the Variscan belt*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., vol 179, str. 63-86.
- Furnes H., Kryza R., Muszyński A. – 1989 – Geology and geochemistry of Early Paleozoic volcanics of the Świerzawa Unit, Kaczawa Mts., W. Sudetes, Poland. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.3. Stuttgart*
- Grandstaff D.E. – 1981 – Uranium oxidation and the Precambrian atmosphere. In: Armstrong F.C. ed. *Genesis of uranium and gold bearing Precambrian quartz-pebble conglomerates*. USGS, Prof. paper 1161, p. C1-C16.
- Granger H.C. Warren G.C. – 1969 – Unstable sulphur compounds and the origin of roll-type uranium deposits. *Econ. Geol.*, vol. 73, p. 160-171.
- Gunia, T., 1985. Pozycja geologiczna bloku sowiogórskiego i jego wpływ na paleogeografię Sudetów Środkowych. *Geol. Sudetica*, 20: 83-119.
- Gunia, T. – 1997 – Problem wieku marmurów okolic Stronia Śląskiego na podstawie mikroskamieniałości. *Acta Univ. Wratislaviensis. Pr. Geol.-Miner.* T.62.
- Haydukiewicz A. – 1977 – Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednostki Jakuszowej i w jednostce Rzeszówka. *Geol. Sudetica* 12: 7-68.
- Jagiela J., Biernacka M., Henschke J., Sosińska A. – 1988 – *Radioekologiczny Atlas Polski 1997 r.* PIOŚ-CLOR-PAA. Warszawa.
- Jaskólski S. – 1967 – Polimetaliczna mineralizacja tlenkowo – siarczkowa w granitognejsach Gór Izerkich (Dolny Śląsk) i jej pochodzenie. *Pr. Geol. Komisji Nauk Geol. PAN, oddz. W Krakowie*, nr 43, pp 73.
- Jeliński A. – 1965 – Geochemia uranu w granitowym masywie Karkonoszy z uwzględnieniem innych masywów granitoidowych Dolnego Śląska. *Biul. IG nr 193*, str. 6-110. Warszawa.
- Karpińska M., Wołkowicz S., Mnich Z., Zalewski M., Mamont-Cieśla K., Kapała J. – 2002 – Comparative studies of health hazard from radon (Rn-222) in two selected lithologic formations in the Suwałki region (in Poland). *Journ. Of Environ. Radioactivity*. Vol. 61, p. 149-158.
- Kossmat F. – 1927 – Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh. sachs. geol. Landesamt*. 1: 1-39.
- Kozdrój W. – 1995 – Objasnienia do Szczeg. Mapy geol. Sudetów 1:25 000, ark. Wojcieszów, pp. 61.
- Kozdrój W., Krenz O., Opletal M. – 2001 – Geological map Lausitz-Jizera-Karkonosze (without Cenozoic sediments) with Comments. Scale 1:100 000. *Sachsischen Landesamt fur Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie, Rfeiberg, Państw. Inst. Geol., Warszawa, Cesky Geologicky Ustav, Praha*.
- Kozłowska-Koch M. – 1987 – Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego i Opolskiego Śląska. *Arch. Miner.*, 42, 1: 43-91.
- Kröner A., Hegner E., Jäckel P. – 1997 – Cambrian to Ordovician granitoid orthogneisses in the Polish and Czech West Sudetes Mts. and their geodynamic significance. *Terra Nostra* 97,11: 67-68.

- Kozłowska-Koch M. – 1959 – Granitognejsy Wądroża Wielkiego. Arch. Miner. T. XXI, z 2. Str. 383-408.
- Kryza R. – 1981 – Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. Geol. Sud. Vol. XVI, nr 1, str. 7-100.
- Kryza R., Mazur S. – 1994 – Contrasting metamorphic paths in the eastern part of the Karkonosze-Izera Block, W Sudetes. Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. Mat. Konf.
- Kryza R., Mazur S., Pin C. – 1994 – Leszczyniec meta-igneous complex in the eastern part of the Karkonosze -Izera Block: trace element and Nd isotope variation. Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. Mat. Konf.
- Kryza R., Muszyński, A. – 1992. Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. *Ann.Soc.Geol.Pol.*, 62: 117-140.
- Kryza R., Muszyński A. – 1994 – Evidence for an early high-pressure low-temperature metamorphic event in the Kaczawa complex, W Sudetes. Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. Mat. Konf.
- Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P. – 1999 – Pre-Late Devonian unconformity in the Kłodzko area excavated: a record of Eo-Variscan metamorphism and exhumation in the Sudetes. *Geol.Sudetica* 32: 127-137.
- Kryza R., Mazur S., Oberc-Dziedzic T. – 2004 – The Sudetic geological moisaic: Insights into the root of the Variscan orogen. *Prz. Geol.*, vol. 52, nr 8/2.
- Kucha H., Lis J., Sylwestrzak H. – 1978 – Thorium-bearing uraninite (broggerite) from the Karkonosze granite. *Mineralogia Polonica*, vol. 9, nr 1, str. 105-110. Warszawa.
- Lahermo P., Juntunen R. – 1991 – Radiogenic properties of Finnish soils and grounwaters. [In:] Pulkinen E. (sd): *Environmental geochemistry in Northern Europe*. Spec. Paper 9, 9, p. 257-269.
- Landais P., Conan J. – 1980 – Relation uranium – matierie organique dans deux basins permienens francais: Lodeve (Herault) et Cerilly-Bourbon-l'Archambault (Allier). *Bull. Des Centres de Rech. SNEA*. Vol. 4, nr 2.
- Laversanne J. – 1976 – Sedimentation et mineralisation du Permien de Lodeve (Herault). *Universite de Paris-Sud, Centre d'Orsay*. Str. 299.
- Leventhal J.S., Hosterman J.W. – 1982 – Chemical and mineralogical analysis of Devonian Black-shales samples from Martin County, Kentucky; Carrol and Washington Counties, Ohio; Wise County, Virginia; and Overton County, Tennessee, USA. *Chemical Geology*, 37, pp. 239-264. Elsevier.
- Lis J., Stepniewski M., Sylwestrzak H. – 1965 – Branneryt i minerały współwystępujące w żyłie kwarcowej z Wołowej Góry k/Kowar (Sudety). *Biul. IG*. nr 193, str.207-228. Warszawa.
- Lis. J., Sylwestrzak H. – 1977 – O występowaniu rozproszonego uraninitu w granitach Karkonoszy. *Prz. geol.* nr 6, str. 297-300.
- Lis. J., Sylwestrzak H. – 1979 – Episyenity a perspektywy występowania śródgranitowych złóż uranu w masywie Karkonoszy. *Prz. geol.* nr 4. Warszawa.
- Lorenc M. – 1981 – Petrografia łupków metamorficznych okolic Dusznik I Zieleńca. *Acta Univ. Wratysl.*, nr 521, *Prace Geol.Miner.*, nr 8.
- Maciejewski S., Morawski T. – 1975 – Zmienność petrograficzna granitów masywu strzegomskiego. *Kwart. Geol.* 19: 47 – 63.
- Majerowicz A., 1972 – Masyw granitowy Strzegom – Sobótka. *Geol. Sudetica* 6: 7-88.
- Majerowicz A., Pin, C. – 1989 – Recent progress in petrologic study of the Ślęza ophiolite complex. In: Narębski W. & Majerowicz A. (eds.), *Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes. Guidebook of excursions in Poland, May 1989*, Pol.Acad.Sci., Wrocław, pp. 34-72.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. – 2006 – Mapa geologiczna Polski. 1:500 000.

- Maynard J.B. – 1983 – Geochemistry of sedimentary ore deposits. Uranium. p. 147-180. Springer-Verlag.
- Mazajka J., Strzelecki R., Wołkowicz S. – 1997 – Radioecology. [in:] Atlas for environmental protection and territorial planning in the Polish-Lithuanian cross-border area. PGI, Warsaw. p. 11-19.
- Mazur S., Puziewicz J., Józefiak D. – 1995 – Strefa Niemczy – regionalna strefa ścinania pomiędzy obszarami o odmiennej ewolucji strukturalno-metamorficznej. *Przewod. LXVI Zjazdu PTG, Roczn. Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.*: 221-240.
- Miecznik J.B. – 1989 – O mineralizacji uranowej w permio-karbonie depresji śródsudeckiej. *Prz. geol.* nr 10. Warszawa.
- Miecznik J.B. – 1990 – Koncentracje uranu w utworach karbonu górnego i permu dolnego depresji śródsudeckiej. *Biul. PIG*, nr 364, str. 61-95.
- Miecznik J.B., Strzelecki R. – 1979 – Możliwości występowania mineralizacji uranowej w niektórych formacjach osadowych Sudetów. *Prz. geol.* nr 6. str. 314-318. Warszawa.
- Mierzejewski P. – 1993 – Przemieszczenia fragmentów litosfery a powstawanie i ruch magm – wybrane przykłady z regionu sudeckiego i przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, vol. 27, str. 97-180.
- Mierzejewski M., Oberc-Dziedzic T. – 1990 – The Izera-Karkonosze Block and its tectonic development (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 179. Stuttgart.
- Mitchell P.I., Schell W.R., McGarry A., Ryan T.P., Sanchez-Cabaza J.A., Vidal-Quadras A. – 1992 – Studies of the vertical distributions of 134-Cs, 137-Cs, 238-Pu, 240-Pu, 241-Pu, 241Am, and 210-Pb in ombrogenous mires at midlatitudes. *Journ. Of Radiation and Nuclear Articles*, 156; p. 361-387.
- Muras K. – 1995 – Górnictwo uranowe w Polsce w latach 1948-1963. Problemy zagrożeń dla ludzi i środowiska naturalnego. *Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna*, nr 23, str. 41-52.
- Narębski W., 1994 – Lower to Upper Paleozoic tectonomagmatic evolution of the NE part of the Bohemian Massif. *Zentralblatt f. Geol. u. Palaont.*, 9/10: 961-972.
- Narębski W., Dostal J., Dupuy C., 1986 – Geochemical characteristics of Lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the Western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.* 155/3 Stuttgart.
- Oberc, J. – 1972 – Budowa geologiczna Polski, Tektonika, część 2, Sudety i obszary przyległe. *Wyd. Geol.* Warszawa, 307 str.
- Oberc-Dziedzic T. – 1999 – The geology of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic Block, SW Poland. *Min. Soc. Of Poland – Sp. Pap.* Vol 14, str. 22-32.
- Oberc-Dziedzic T., Szczepański J. – 1995 – Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. *Przewod. LXVI Zjazdu PTG, Roczn. Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.*
- Oberc-Dziedzic T., Pin C., Duthou J.L., Couturie J.P. – 1996 – Age and origin of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic Block, Poland) Rb/Sr data. *N.Jb.Mineral. Abh.*, 171: 187-198.
- Oberc-Dziedzic T. – 2003 – Granity izerskie: próba odtworzenia przedformacyjnej historii. [in:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (eds) – Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzęd. Str. 41-52. *Wind.* Wrocław.
- Oliver G.J.H., Corfu F., Krough T.E. – 1993 – U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc. London.*, 150: 355-369.
- Peake R.t., Schumann R.R. – 1991 – Regional radon characterization. [in:] Gundersen L.C.S., Wanty R.B. (eds): *Field studies of radon in rocks, soil, and water.* USGS Bull. 1971. p. 163-176.
- Petersell V., Akerblom G., Ek B-M., Enel M., Mottus V., That K. – 2004 – The radon risk map of Estonia. Tallin-Stockholm.
- Pin C., Mierzejewski M.P. & Duthou J.L. – 1987 – Age of Karkonosze Mts. Granite dated by the isochrone Rb/Sr and its initial 87Sr/86Sr value. *Przegl.Geol.* 10.
- Pin C., Majerowicz A. & Wojciechowska I. – 1988 – Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sm isotope and trace elements evidence. *Lithos*, 21: 195-205.

- Przybylski B., Badura J., Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., Krajewska K., Kuszell T. – 1998 – The preglacial Nysa Kłodzka fluvial system in the Sudetic Foreland, southwestern Poland, *Geologia Sudetica*, 31, s. 171-196.
- Puziewicz J. – 1990 – Masyw granitowy Strzegom-Sobótka Aktualny stan badań. *Arch. Miner*, t. XLV, z. 1-2, str. 135-154.
- Puziewicz J., Oberc-Dziedzic T. – 1995 – Wiek i geneza granitoidów bloku przedsudeckiego. *Przewod. LXVI Zjazdu PTG. Roczn. Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.*
- Sawicki, L. – 1966 – Mapa geologiczna Dolnego Śląska 1:200 000. Wyd. Geol. Warszawa.
- Sawicki L. (red.) – 1995 – Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych). 1:100 000.
- Seston R., Winchester J.A., Piasecki M., Crowley Q.G., Floyd P.A. – 2000 – A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J.Geol.Soc.London* 157: 1155-1167.
- Shirav (Schwartz) M., Vulkan U., Rosensaft M. – 1993 – Map of Radon Emanation from Rock Units in Israel. Soreq-Nuclear Research Center, Geological Survey of Israel.
- Skowronek J. – 2006 – Zagrożenia radonowe w kopalniach. W.: Radon w środowisku życia, pracy i nauki mieszkańców Dolnego Śląska. PKE, Wrocław.
- Stoch L. – 1974 – *Minerały ilaste*. pp. 503. WG Warszawa.
- Stórr M. – 1975 – Distribution, age and genesis of the formations of the weathering crust in the GDR. In: Stórr M., (ed.), *Kaolin deposits of the GDR in the northern region of the Bohemian Massif*. Sektion Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald: 29-91.
- Strzelecki R., Wołkowicz S., Lewandowski P. – 1993 – Wyniki badań gamma – spektrometrycznych na obszarze województwa suwalskiego. *Prz. geol.* nr 8. str. 585-591.
- Strzelecki R., Wołkowicz S., Szewczyk J., Lewandowski P. – 1993 – *Mapy radioekologiczne Polski Część I: Mapa mocy dawki promieniowania gamma w Polsce; Mapa stężeń cezu w Polsce*. Skala 1:750000.
- Strzelecki R., Wołkowicz S., Szewczyk J., Lewandowski P. – 1994 – *Mapy radioekologiczne Polski Część II: Mapy koncentracji uranu, toru i potasu w Polsce*.
- Strzelecki R., Wołkowicz S., Szewczyk J., Lewandowski P. – 1995 – Use of gamma-ray spectrometric survey for radioecological mapping in Poland. In: *Application of uranium exploranium data and techniques in environmental studies*. Proc. of Tech. Comm. IAEA. Vienna.
- Stupnicka E. – 1989 – *Geologia regionalna Polski*. WG. Warszawa.
- Suess F.E. – 1926 – *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Gebirge*. Borntraeger Berlin.
- Stille H. – 1951 – Das mitteleuropäische varistische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Beiheft zum Geol Jh.*, 2, p. 1-138.
- Sylwestrzak H. – 1972 – Geochemia uranu w młodopaleozoicznych wulkanitach Dolnego Śląska na tle ogólnego zróżnicowania geochemicznego tych skał. *Biul. Inst. Geol.* nr 259. Warszawa.
- Szałamacha J., Szałamacha M. – 1991 – Ofiolit Leszczyńca w Rudawach Janowickich . *Biul. PIG*, 367. Warszawa.
- Szałamacha M., Szałamacha J., Milewicz J. – 1995 – *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000*. Arkusz Jelenia Góra.
- Szałamacha M., Szałamacha J. – 1996 – *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000*. Arkusz Wałbrzych.
- Tanner A.B. – 1991 – Methods of characterization of ground for assessment of indoor radon potential at a site. In: Gundersen L.C.S., Wanty R.B. Editors: *Field studies of radon in rocks, soils and water*. USGS Bull. no1971. p. 1-18.
- Teisseyre J. H. – 1973 – Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. *Geol. Sud.* 8.

- Thomas M. A., McHone N. W. – 1997 – Indoor radon potential map of Connecticut 1:250 000. *Conn. Geol. and Nat. Hist.*
- Van Breemen O., Bowes D.R., Aftalion M. & Żelaźniewicz A. – 1988 – Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, southwestern Poland: evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies. *Ann.Soc.Geol.Polon.*, 58: 3-19.
- Wajsprych B. – 1978 – Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich. *Roczn.Pol.Tow.Geol.* 38.1.
- Wajsprych B. – 1986 – Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian – Carboniferous continental margin (Sudetes). IAS 7th European Meeting. Kraków. Excursion Guide Book: 141 –164. Ossolineum, Wrocław.
- Walczak W. – 1970 – Obszar przedsudecki. PWN Warszawa.
- Walling D.E. – 2004 – Using environmental radionuclides to trace sediment mobilisation and delivery in river basins as an aid to catchment management. Proc. of the 9th Int. Symp. on river sedimentation. Yichang, China.
- Wierzchołowski B. – 1993 – Stanowisko systematyczne i geneza sudeckich skał wulkanicznych. *Arch. Miner.*, 49, 2: 199-235.
- Winchester J.A., Floyd P.A., Gunia P., Awdankiewicz M., Awdankiewicz H., Gliwicz T. – 1995 – Wyniki Nowych badań geochemicznych metabazytów bloku sowiogórskiego. PTMin. – Prace Specjalne, z. 6, str. 94-96.
- Wojciechowska I. – 1966 – Budowa geologiczna dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. *Geol. Sudetica* 2.
- Wojciechowska I. – 1975 – Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. *Geol. Sudetica*, vol.10, nr 2.
- Wojciechowska I. – 1982 – Rozwój budowy geologicznej rejonu kłodzkiego w świetle badań mezotektonicznych. *Biul. Inst. Geol.*, nr 341, str. 75-96.
- Wołkowicz S. – 1990 – Uranium enrichment in the Permian organic-rich Walchia shale, Intra-Sudetic Depression, southwestern Poland. Spec. publ. IAS nr 11. Ed. by Parnell J: Sediment-hosted mineral deposits. Blackwell.
- Wołkowicz S. – 1992 – Geneza mineralizacji uranowej w dolnopermskich łupkach walchiowych (depresja śródsudecka) na tle wykształcenia litologicznego. *Prz. geol* nr 4. Warszawa.
- Wołkowicz S., Strzelecki R. – 1993 – Prawda i mity o złożach uranu w Polsce. III Konf. CPPGSMiE PAN, Kraków. Aktualia i perspektywy gospodarki surowcami mineralnymi. Zakopane.
- Wołkowicz S. – *praca w przygotowaniu* – Potencjał radonowy utworów czwartorzędowych w Sudetach.
- Zalewski M., Karpińska M., Mnich Z., Kapała – 1996 – Emanacje radonu do budynków mieszkalnych województwa białostockiego. *Prz. geol.* nr 6. Warszawa
- Zalewski M., Karpińska M., Mnich Z., Kapała – 1998 – Radon concentrations in buildings in the northeastern region of Poland. *Journal Environmental Radioactivity*, vol. 40 no 2, p. 147-154.
- Żelaźniewicz A. – 1987 – Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. Tectonic and metamorphic evolution of the Góry Sowie, Sudetes Mts, SW Poland. *Ann.Soc.Geol.Polon.*, 57: 203-348.
- Żelaźniewicz A. – 1990 – Deformation and metamorphism in the Góry Sowie gneiss complex, Sudetes, SW Poland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 179: 129-157.
- Żelaźniewicz A. – 1995 – Część przedsudecka bloku sowiogórskiego. Fore-Sudetic part of the Góry Sowie Block, SW Poland. *Przewod. LXVI Zjazdu PTG, Roczn.Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.*
- Żelaźniewicz A. – 2003 – Postęp wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990-2003. W: (Red. W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A.Żelaźniewicz) *Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu*. Wind. Wrocław: 7-16.
- Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N. – 1995 – West Sudetes. Structure. W: Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (red.) – *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*. Springer Verlag. Berlin: 328-340.

10. SUMMARY

Radon Potential of Sudetes and selected units of Fore-Sudetic Block

The presence of radioactive elements in all types of rocks is the reason why we are influenced by ionizing radiation in every place around the globe. From among many components of this radiation the biggest part is connected with the radioactive noble gas – radon (^{222}Rn), and it is the only component which can be effectively minimized. The relatively long half-life of radon, which equals to 3.8 days, enables migration and accumulation. Radon is the alpha-radioactive element (to lesser degree beta-radioactive), characterized by a small penetration, but large ionizing ability caused by high energy and large particle mass. The short-living products of ^{222}Rn disintegration tend to join with dust particles and form so-called radioactive aerosols. They are especially dangerous in high-dust rooms and mines. The air present in soils and rocks enriched by radon, which penetrates through the leaks in the foundations, is the main source of this radionuclide in buildings.

Close relationship between the geological structure of an area and the volume of concentration of radon in buildings brings about in the first place the necessity to conduct the geological analysis from the point of view of radiogenic potential of individual lithologic and structural units. The exploration works for uranium ores that were conducted in Poland between 1948 through 1988 and gamma-spectrometric measurements taken all over the country between 1992 through 1993 in order to cartographically present post-Chernobyl contamination indicated that the Sudetes are characterized by the highest radiogenic potential. The objective of emanometric studies is the determination of the radon potential of individual lithostratigraphic (lithologic) units through the measurement of the radon concentration in the soil gas. Furthermore, the second aim is to create a radon potential map basing on these measurements. Such a map is the source of information about the possibility of the increased concentration of radon in buildings. In case of planned investments such information is the hint for the investor whether a building should be equipped with a ventilation system or whether such an installation is unnecessary. The geological interpretation of emanometric measurements enables to significantly reduce the number of houses in which radon concentration examination should be conducted. This reduction is done through the elimination of structures having the low radon potential, in which the probability of radon concentration, higher than normal, is inconsiderable.

The very complicated geological structure of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block is the result of the polyphase geological evolution which lasted from Upper Proterozoic up to Quaternary.

Several main stages can be distinguished in course of this evolution, as: (1) Neoproterozoic – Lower Ordovician (Cadomian), (2) Lower Palaeozoic (Ordovician – Devonian), (3) Upper Devonian – Carboniferous – Lower Permian, (4) Zechstein – Mesozoic – Tertiary and (5) Quaternary. Processes typical for the individual stages overlapped each other spatially as well as in time. Today, the stages 1 and 2 are represented by the complexes of metamorphic and magmatic rocks, which underwent many tectonic deformations. These rocks occur in the Karkonosze-Izera-Lusatian Block, Kaczawa Structure, Sowie Mountains Block, Orlica-Śnieżnik Metamorphic Structure. The stage 3 corresponds to the Variscan orogenic processes as well as synorogenic sedimentation and magmatic activity. It is represented by sedimentary rocks complexes of the flysch and molasse character, granitoids and geochemically differentiated volcanogenic complexes. They occur in the Świebodzice Depression, Bardo Structure, Intra-Sudetic Depression, North-Sudetic Depression and in all afore-mentioned units. The stage 4 is the platform sedimentation (mainly in the Intra-Sudetic Depression and the North-Sudetic Depression) and block deformations stage in whole Sudetes.

Because of the fact that the uranium metalogeny has had the key significance for the determination of the radon potential of the Sudetes and selected units of the Fore-Sudetic Block, the chemistry and post-magmatic processes accompanying intrusions were especially taken into consideration, as far

as magmatic rocks were concerned in the description of the geological history of the examined area. In case of metamorphic formations the lithological structure of protoliths is important. As far as sedimentary rocks are concerned, the important features are: lithologic formation, the environments of sedimentation and the presence of the organic matter, which is the factor that creates reduction conditions in a reservoir.

Material and analytical methods

The radon potential of Sudetes and selected structures of the Fore-Sudetic Block has been determined on the basis of radon concentration survey in the soil gas. An attempt to evaluation of the radon potential determination possibilities has been undertaken using the survey of soil concentration of radon ^{226}Ra isotope, which precedes ^{222}Rn radon in the decay series, and lead ^{210}Pb radioisotope which is one of the products of radon decay. These two isotopes are characterized by the fact, that contrary to the radon, both are solid and not liable to fluctuations typical for gases. They both have long half-lives.

Radon measurements, used in the present paper, were executed in two periods. The measurements of about 2800 points localized on about 90 sites were carried out in 1997–1998. Next, other measurements of about 5700 points localized on over 200 sites at the area of whole Sudetes and selected structures of Fore-Sudetic Block have been made in 2005 and 2006.

About 300 soil samples were collected during conducting radon concentration measurements, and then submitted to laboratory measurements for the content of natural and artificial radionuclides.

In order to obtain reliable information about the radon potential of a given lithological unit, a statistically significant number of measurements grouped in so called “research sites”, was conducted. That corresponded usually to 15 up to 35 measurements. The points were usually allotted in two profiles with the measure step of 10 meters. The localizations of the sites were chosen so that they were typical for a given lithological unit, except for wetland areas or these with probable faulting zones. The depth of soil gas samples collection was fixed to 80 centimeters.

The soil gas collection was carried out using Scintrex sampler or using special, low-diameter tubes. The diameter of the probe did not exceed 15 millimeters in both cases. This requirement assures that the atmospheric air does not penetrate into the sampling zone through the probe's surface.

A measurement of the radon concentration was made using two types of emanometers: Canadian RDA 200 device produced by Scintrex Company and Czech LUK-3 and LUK-3A devices produced by eng. J.Plch. All the devices operate on the basis of Lucas cells.

Because of the fact, that there were no such widespread cartographic works in Poland, aiming at determination of the radon potential, the idea of map construction according to the Akerblum classification (1986) with the division into three risk categories and mean values of soil gas radon concentration between 10 and 50 kBq/m³ was undertaken. Furthermore, the Quaternary sediments were separated as the fourth class with an intermediate potential.

The results of the field measurements of radon concentration in soil gas were statistically analyzed. All the measurement results, which were carried out in the areas where the bed-rock consists of the rocks of the same lithological (lithostratigraphic) unit, were joined into one set (‘A’ set). Then, sets with the cardinality from about 30 to over 300 have arisen. Having in mind, that the amount of radon emission depends from many factors (e.g., the presence of faulting zones, shallow groundwaters horizons or zones mineralized by radioactive elements), static parameters, especially the arithmetic mean calculated for the whole set, do not describe the radon emission well, which is connected with the lithology of whole unit. Thus, statistical parameters (arithmetic mean, median, geometric mean) were calculated for the verified sets (A’), where the values above 95th percentile were rejected. However, histograms were prepared using full sets (A), without rejection of any results.

Moreover, relying on the A sets' analysis for particular lithological units, the probabilities of low, medium and high risks appearance were tabulated.

Results

The map of the radon potential in the soil gas of the Sudetes and selected structures of the Fore-Sudetic Block is the result of the study. The radon potential of all lithological units was described. The range of performed works includes its distribution. According to the fact, that the aim of the work was to determine mean potential for the given lithological unit, measurement fields have been localized on the basis of the sheets of the detailed geological map of the Sudetes (scale 1 : 25 000) in the areas of its typical formation. The number of measurements is sufficient for a detailed estimation of the radon potential of the Sudetes and examined selected structures of the Fore-Sudetic Block.

The highest values of radon concentration in the soil gas can be found in the following structures:

- small granite (granite-gneiss) bodies that appear among Izera gneisses, where the mean radon concentration amounts to 291,37 kBq/m³,
- quartz-graphite schists that create intercalations in the Lower Palaeozoic crystalline schists of the Kaczawa Structure – 250.63 kBq/m³.

However, they are not widely spread out and, therefore, are not dangerous for the majority of human population.

The surfaces of the areas with the high radon potential are built of the following types of rocks:

- Karkonosze granites – 84,43 kBq/m³,
- Izera gneisses – 93,29 kBq/m³,
- hornfelses – 82,54 kBq/m³, phyllites and quartz-micas schists – 50,46 kBq/m³ of Eastern Border of the Karkonosze massif,
- Lower Palaeozoic crystalline schists of the Kaczawa Structure – 56,37 kBq/m³,
- granites of the Strzegom Massif – 66,95 kBq/m³,
- graphite schists of the Stronie series – 85,41 kBq/m³.

A special attention should be paid to the Karkonosze granites because many cities (Jelenia Góra, Szklarska Poręba, Karpacz, Piechowice and Kowary), inhabited by several hundreds thousand people, are placed in the area of their occurrences.

From amongst all lithological units characterized by the medium radon potential with respect to its widespread and relatively high values of mean concentration, the following units are significant:

- bands of crystalline schists which occur among the Izera gneisses – 47,7 kBq/m³,
- gneisses of the Śnieżnik Massif – 47.96 kBq/m³,
- mica schists of the Stronie series – 27,47 kBq/m³,
- granitoids of the Kłodzko-Złoty Stok Massif – 28,9 kBq/m³,
- gneisses of Bystrzyckie Mts. – 27,71 kBq/m³,

To summarize, one has also to pay an attention to the geological structures and rock series with the low radon potential. They are:

- gneisses of the Sowie Mts., the average radon potential of which reaches only 11,49 kBq/m³ and measured values vary from 1,62 to 40,6 kBq/m³,
- the Strzelin granitoids, the average radon potential of which equals to 7,04 kBq/m³ with the values varying from 0,22 to 29,3 kBq/m³,
- sedimentary rocks of the Intra-Sudetic Depression, mostly upper Carboniferous and lower Permian formations that make up the surface of this unit, characterized by average values of radon concentration in the soil gas varying from 12 up to 25 kBq/m³,
- the Cretaceous formations of the Stołowe Mts. and the upper Nysa graben, where the average radon concentration varies from 9 to nearly 17 kBq/m³.

The presence of faulting zones is the factor that affects the increase of radon concentration in the soil gas. In their direct vicinity, the radon concentration may be few times higher. The width of these zones usually does not exceed 20 or 30 meters. The significance of the disjunctive tectonics is crucial, especially in the areas built of magmatic and metamorphic rocks (granitoids, gneisses, mica schists). This factor is not important in the outcrops of sedimentary rocks.

In the areas built of rocks with the high radon potential, there exists a possibility of radon accumulation in residential buildings, that may impact human health. This is especially severe in fall-winter season. Houses are not ventilated enough and the frozen soil enables migration of radon (and other gases accumulated in the soil) into the buildings due to the so called "chimney effect".

According to the results, one can also draw conclusions that lead to the general knowledge of the Sudetes structure. The value of radon emission depends on the uranium concentration in the rocks, but the most important role is played by easily leached uranium, that can be found on the surface of crystals (grains), fractures and in the intergranular space. Therefore, the magmatic and metamorphic rocks are characterized by the highest radon potential. They were liable to multi-phased transformations that had caused multiple uranium activations in their history. The members of this group are:

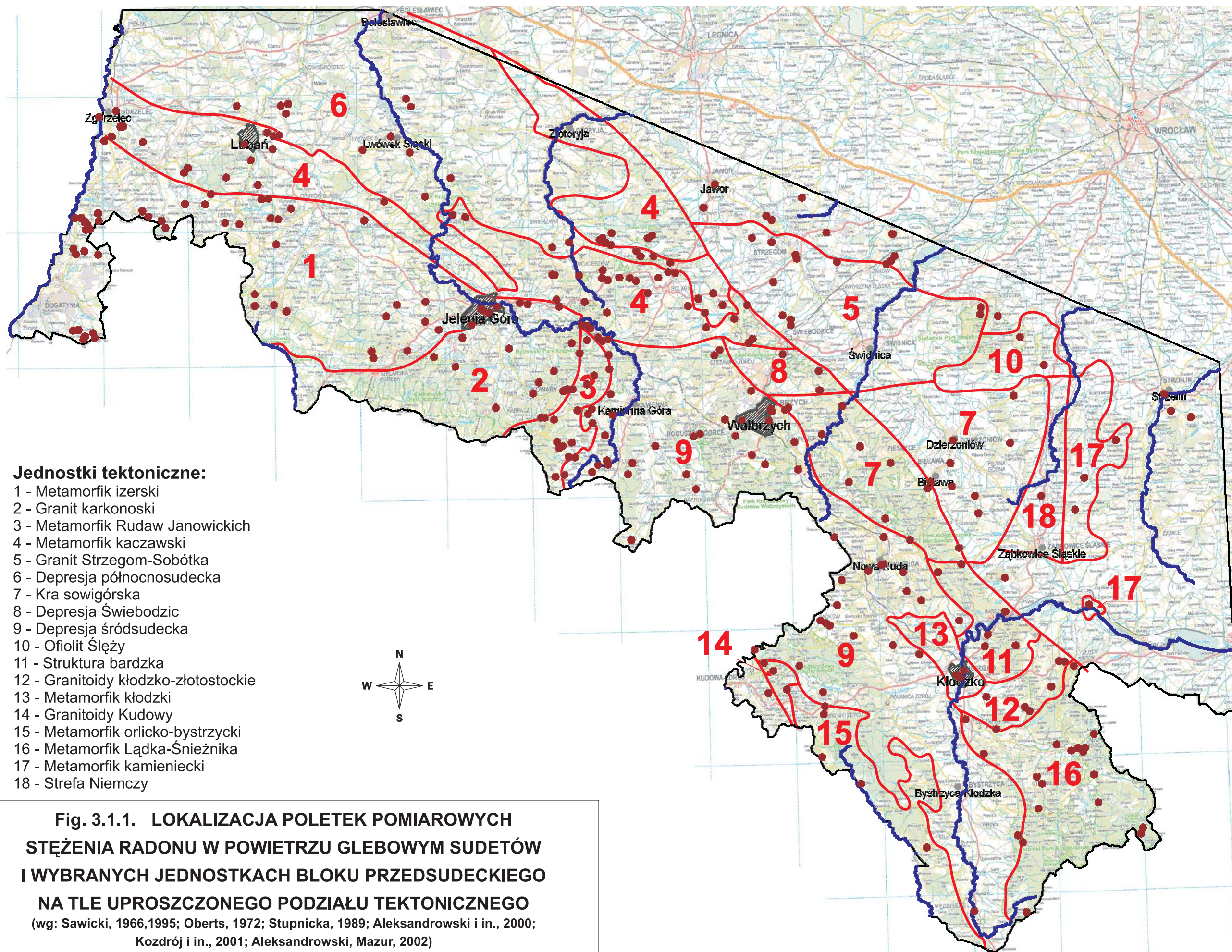
- Orthogneisses, formed due to migmatization of the old granite intrusions (Izera, Kowary, Śnieżnik, Bystrzyca Mts., probably Wądroże Wlk. gneisses). The granitoid bodies between orthogneisses, which were created as a result of their granitization, are characterized by the unusually high radon potential (the Izera granitoids). The variety of radon potentials in orthogneisses can be caused by the differences in their erosion degree. It is especially related to the gneisses of Bystrzyca Mts., which have much lower radon potential as compared to the Śnieżnik gneisses or the Wądroże Wielkie gneisses, which are now treated as Izera gneisses. In this last case, one has to point out, that some researchers treat Wądroże Wlk. gneisses as paragneisses, the protoliths for which were mica schists;
- The Strzegom and Karkonosze granitoids which represent polyphase massifs, exposed to intensive post-magmatic and hydrothermal processes;
- The series of metamorphic schists that can be found amongst the orthogneisses (bands of crystalline schists in the Izera Mts., mica schists of the Stronie series, metamorphic schists and hornfelses of Eastern Border of the Karkonosze Massif);
- metamorphic schists with graphite, developing from fine-grained sedimentary series enriched in organic matter (Lower Palaeozoic metamorphic schists of the Kaczawa Structure).

The low radon potential is common for paragneisses, the metamorphosed volcanic rocks of composition of basites and ultrabasites, and for formations of alkaline and ultra-alkaline rocks. The following formations belong to this group:

- gneisses of the Sowie Mts., created as a result of metamorphism of sandstone-mudstone sediments, amongst which mainly alkaline magmatic rocks occurred,
- greenstone formation of the Kaczawa structure created mainly as a result of alteration of the basalts, rhyodacites, tholeiites, trachites, trachybasalts as well as their tuffs,
- ophiolitic complexes (the Nowa Ruda, Szklary and Braszowice massifs).

The Strzelin granitoids are characterized by a very low radon potential, which probably results from their very deep erosion comparing to other granitoid massifs.

The radon potential of sedimentary formations mainly reflects lithological features. The presence of uranium deposits and mineralization occurrences does not result in the radon potential increase. Regarding the deposits localized in the sandstones, it is caused by their deep burial and by the oxidation of their outcrops. Regarding schists formations enriched in uranium, this is the matter of clayey weathered layers, which strongly extinguish radon emissions to the surface.



Jednostki tektoniczne:

- 1 - Metamorfit izerski
- 2 - Granit karkonoski
- 3 - Metamorfit Rudaw Janowickich
- 4 - Metamorfit kaczawski
- 5 - Granit Strzegom-Sobótka
- 6 - Depresja północnosudecka
- 7 - Kra sówigórska
- 8 - Depresja Świebodzic
- 9 - Depresja śródsudecka
- 10 - Ofiolit Ślęży
- 11 - Struktura bardzka
- 12 - Granitoidy kłodzko-złotostockie
- 13 - Metamorfit kłodzki
- 14 - Granitoidy Kudowy
- 15 - Metamorfit orlicko-bystrzycki
- 16 - Metamorfit Łądko-Śnieżnika
- 17 - Metamorfit kamieniecki
- 18 - Strefa Niemczy

**Fig. 3.1.1. LOKALIZACJA POLETEK POMIAROWYCH
STĘŻENIA RADONU W POWIETRZU GLEBOWYM SUDETÓW
I WYBRANYCH JEDNOSTKACH BLOKU PRZEDSUDECKIEGO
NA TLE UPROSZCZONEGO PODZIAŁU TEKTONICZNEGO**
(wg: Sawicki, 1966,1995; Oberts, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000;
Kozdrój i in., 2001; Aleksandrowski, Mazur, 2002)
Skala 1:500 000

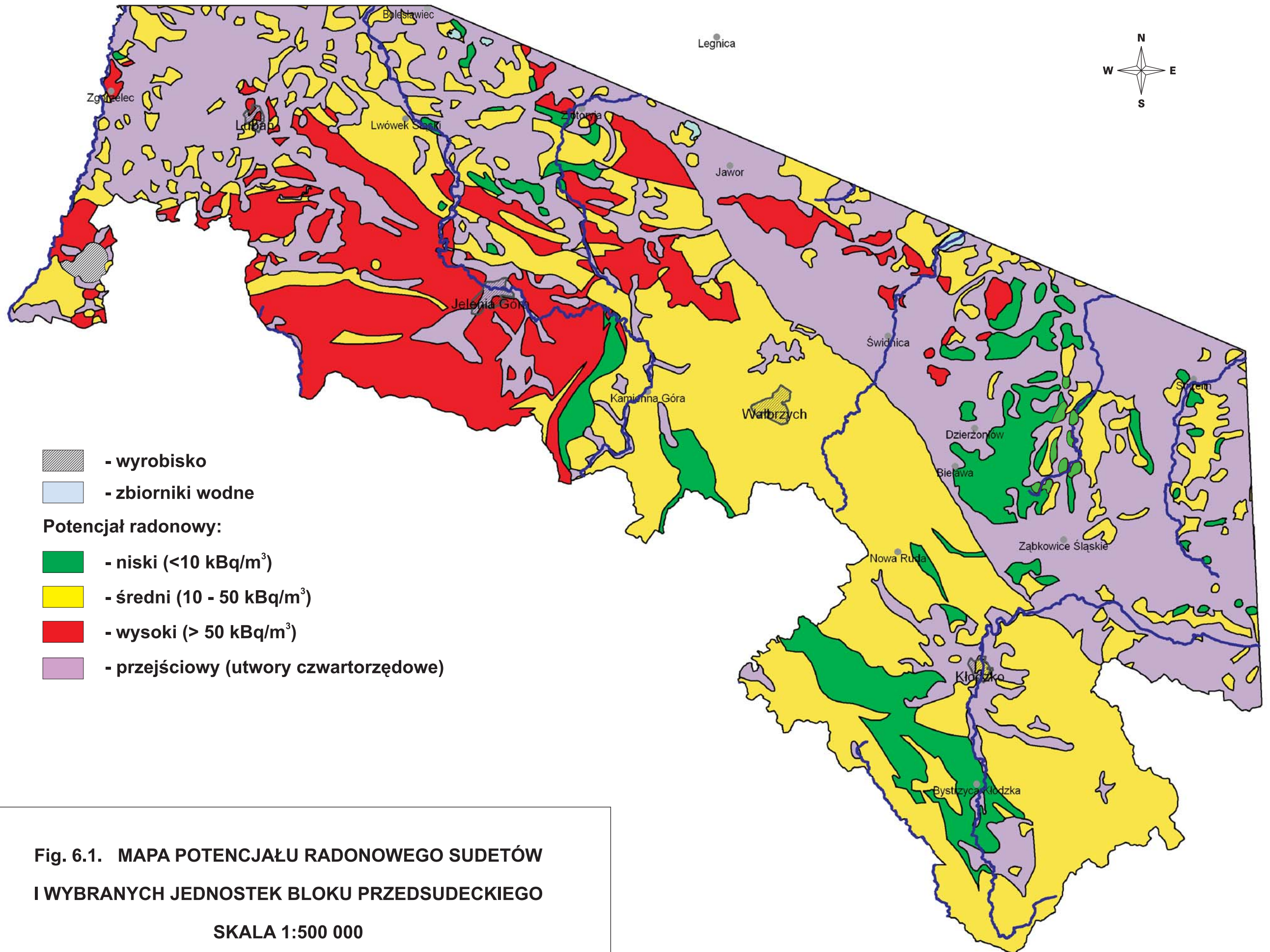


Fig. 6.1. MAPA POTENCJAŁU RADONOWEGO SUDETÓW
I WYBRANYCH JEDNOSTEK BLOKU PRZEDSUDECKIEGO

SKALA 1:500 000

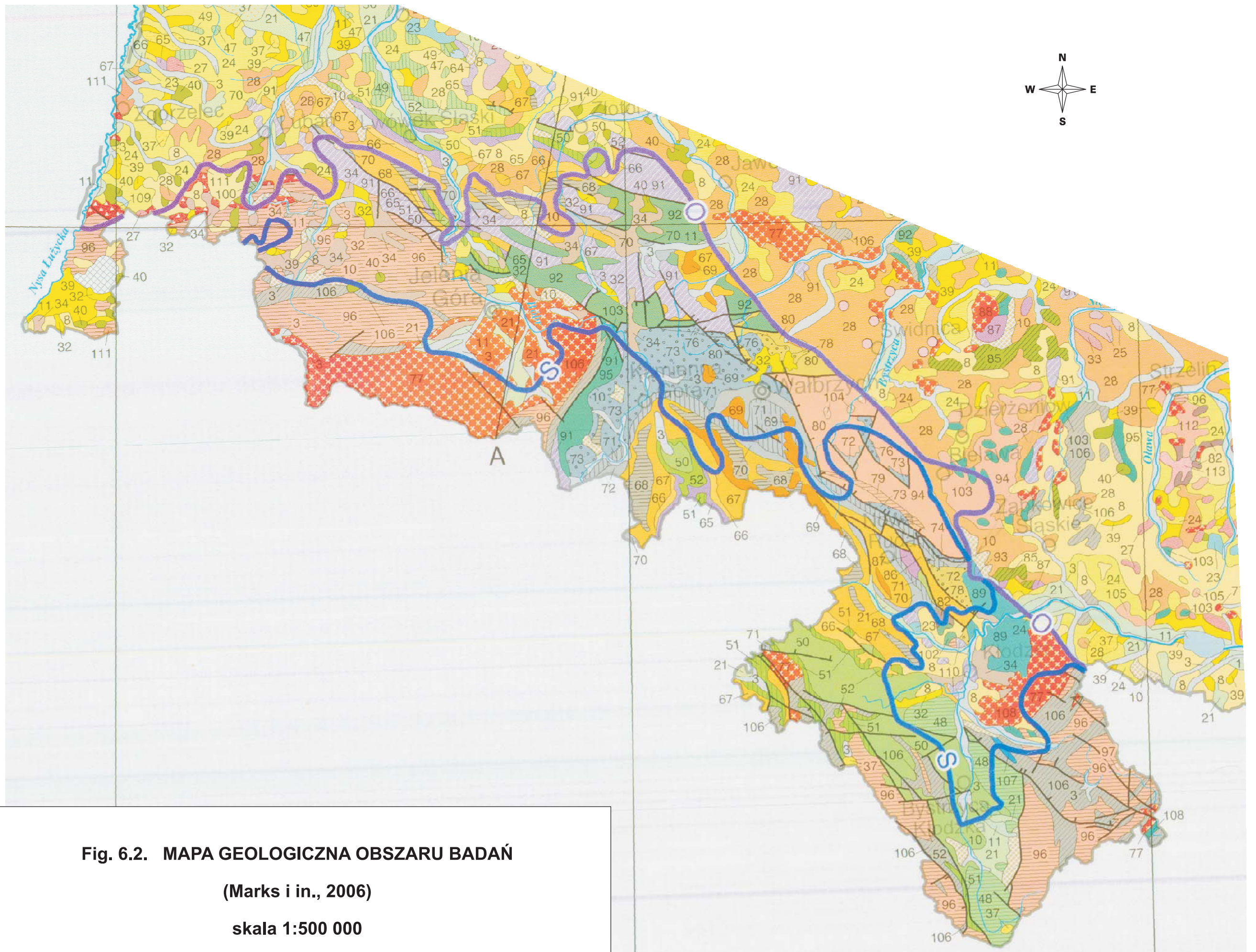


Fig. 6.2. MAPA GEOLOGICZNA OBSZARU BADAŃ

(Marks i in., 2006)

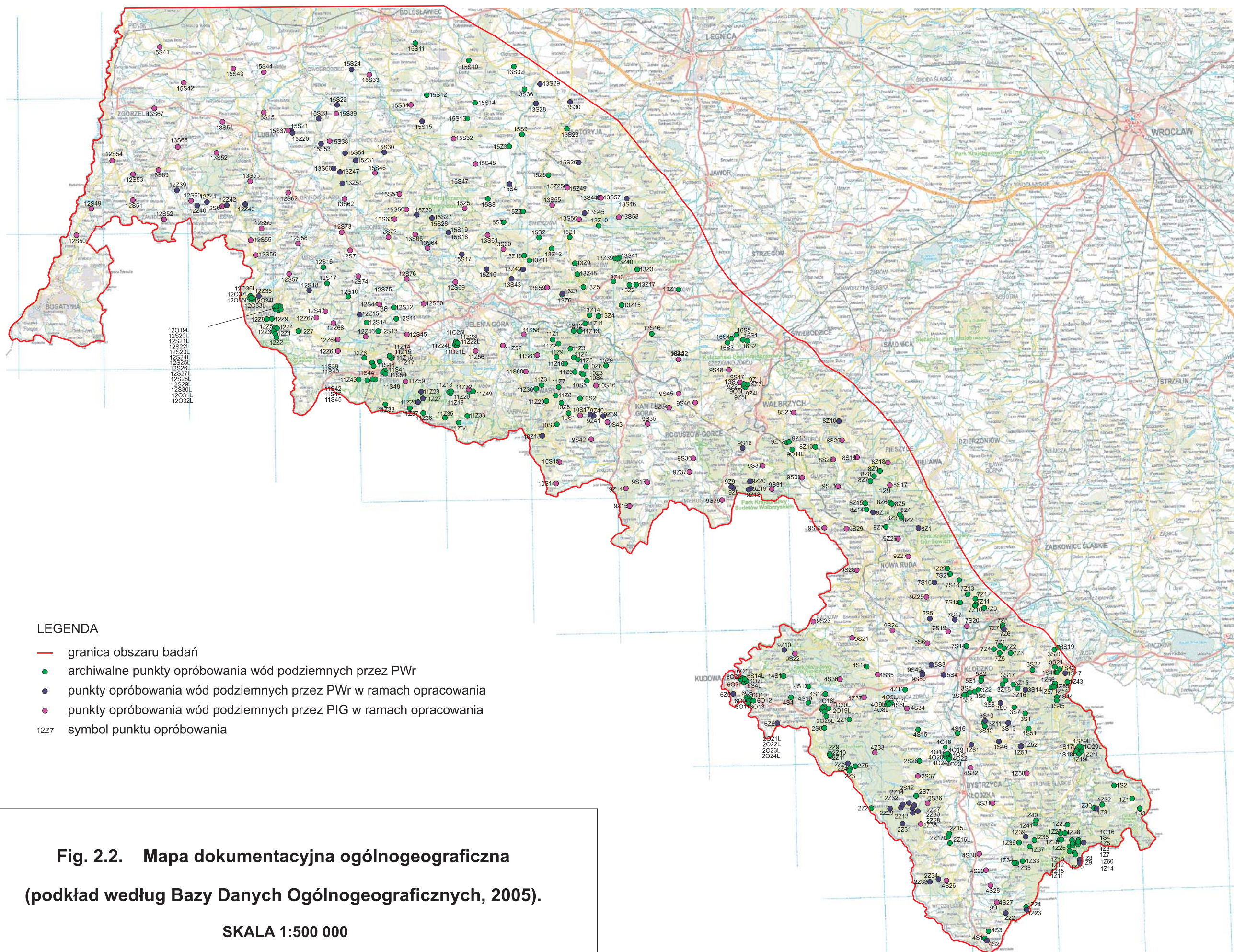
skala 1:500 000

Objaśnienia

Czwartorzęd: holocen: 3 – piaski, żwiry, mady rzeczne oraz torfy i namuły; 5 – piaski eoliczne, lokalnie w wydmach; 8 – lessy; **plejstocen (złodowacenia północnopolskie):** 10 – gliny, piaski, gliny z rumoszami, soliflukcyjno-deluwialne; 11 – piaski żwiry i mułki rzeczne; (złodowacenia środkowopolskie): 21 – piaski, żwiry i mułki rzeczne; 23 – ility, mułki i piaski zastoiskowe; 24 – piaski i żwiry sandrowe; 25 – piaski i mułki kemów; 27 – żwiry, piaski, głazy i gliny moren czołowych; 28 – gliny zwałowe, ich zwietrzliny oraz piaski i żwiry lodowcowe; (złodowacenia południowopolskie): 32 – piaski i żwiry sandrowe; 33 – żwiry, piaski, głazy i gliny moren czołowych; 34 – gliny zwałowe, ich zwietrzliny oraz piaski i żwiry lodowcowe; **neogen: miocen-pliocen:** 37 – piaski, żwiry i mułki; 39 – ility, mułki, piaski, żwiry z węglem brunatnym; **paleogen + neogen:** 40 – bazaltoidy; **kreda górna:** 47 – piaskowce, iłowce i mułowce; 48 – opoki, margle, mułowce, iłowce i piaskowce; 49 – piaskowce, iłowce i mułowce; 50 – wapienie, margle, piaskowce, opoki z czertami, fosforyty; 51 – margle i piaskowce; 52 – piaskowce, margle i zlepieńce; **trias środkowy:** 64 – wapienie, dolomity, margle, wapienie oolitowe, iłowce, lokalnie mułowcowe, anhydryty i gipsy; **trias dolny:** 65 – piaskowce, margle, zlepieńce, iłowce i rudy żelaza; **perm:** 66 – zlepieńce, piaskowce, mułowce, wapienie, dolomity, gipsy, sole kamienne; 67 – zlepieńce, piaskowce arkozowe, mułowce i iłowce; **karbon-perm:** 68 – trachyandezyty, trachybazalty, trachity i tufy; 69 – ryolity, ryodacyty i tufy; **karbon:** 70 – zlepieńce, piaskowce, mułowce i iłowce; 71 – piaskowce, zlepieńce, mułowce, iłowce, tufy i węgiel kamienny; 72 – piaskowce, zlepieńce, mułowce, iłowce i węgle kamienne; 73 – zlepieńce, szarogłazy, mułowce, podrzędnie iłowce i ryolity; 74 – brekcje tektoniczne i kataklazyty gnejsowe; 76 – zlepieńce, fanglomeraty i brekcje osadowe; 77 – monzogranity, granodiority i granity; **dewon-karbon:** 78 – zlepieńce, szarogłazy, iłowce, mułowce, wapienie i zieleńce; **dewon górny:** 80 – wapienie, dolomity, margle, iłowce, łupki ilaste, piaskowce, mułowce i zlepieńce; **dewon dolny i środkowy:** 82 – kwarcyty, łupki kwarcytowe, wapienie i fyllity; **sylur-dewon dolny:** 85 – perydotyty, serpentynity, gabra i diabazy; 86 – diabazy; 87 – gabra; 88 – amfibolity; **sylur:** 89 – mułowce, łupki ilaste, piaskowce, szarogłazy, kwarcyty i zlepieńce; **ordowik-karbon dolny:** 91 – fyllity, łupki ilaste i krzemionkowe, wapienie, kwarcyty, diabazy, keratofiry i zieleńce; **ordowik-dewon dolny:** 92 – zieleńce, łupki zieleńcowe i amfibolity; **ordowik:** 93 – piaskowce, mułowce, iłowce graptolitowe z hematytem i tufitami; 94 – gnejsy i migmatyty nierozdzielne, granulity; **kambr-ordowik:** 95 – amfibolity, diabazy, gnejsy hornblendowe; 96 – ortognejsy, amfibolity, granitognejsy, granity, eklogity, i granulity; 97 – granulity; **kambr dolny i środkowy:** 100 – dolomity, wapienie i łupki ilaste; **neoproterozoik-paleozoik:** 102 – zieleńce i łupki zieleńcowe; 103 – amfibolity, gnejsy i łupki amfibolowe, diabazy; 104 – granulity; 105 – gnejsy, amfibolity, migmatyty; 106 – łupki krystaliczne, kwarcyty, amfibolity, marmury i leptynity; 107 – wapienie krystaliczne; 108 – amfibolity; 109 – granodiority biotytowe; **neoproterozoik:** 110 – fyllity, łupki sercytowe i metaryolity; 111 – szarogłazy, mułowce, łupki ilaste; 113 – migmatyty i gnejsy.

Explanations

Quaternary: Holocene: 3 – fluvial sands, gravels, muds, peats and organic soils; 5 – eolian sands, locally in dunes; 8 – loess; **Pleistocene (North Polish Glaciations):** 10 – deluvial loams, sands and loams with rock rubbles; 11 – fluvial sands gravels and silts; (*Middle Polish Glaciations*): 21 – fluvial sands, gravels and silts; 23 – ice-dam clays, silts and sands; 24 – outwash sands and gravels; 25 – kame sands and silts; 27 – end moraine gravels, sands, boulders and tills; 28 – tills, weathered tills, glacial sands and gravels; outwash sands and gravels; (*South Polish Glaciations*): 32 – outwash sands and gravels; 33 – end moraine gravels, sands, boulders and tills; 34 – tills, weathered tills, glacial sands and gravels; **Neogene: Miocene-Pliocene:** 37 – sands, gravels and silts; 39 – clays, silts, sands, gravels with lignite; **Paleogene + Neogene:** 40 – basaltic rocks; **Upper Cretaceous:** 47 – sandstones, claystones and siltstones; 48 – calcareous gaizes, marls, mudstones, claystones and sandstones; 49 – sandstones, claystones and mudstones; 50 – limestones, marls, sandstones, calcareous gaizes with cherts, phosphorites; 51 – marls and sandstones; 52 – sandstones, marls and conglomerates; **Middle Triassic:** 64 – limestones, dolomites, marls, oolitic limestones, claystones, locally mudstones, anhydrite and gypsum; **Lower Triassic:** 65 – sandstones, marls, conglomerates, claystones and iron-ore; **Permian:** 66 – conglomerates, sandstones, mudstones, limestones, dolomites, gypsum and halite; 67 – conglomerates, arkose sandstones, mudstones and claystones; **Carboniferous-Permian:** 68 – trachyandesites, trachybasalts, trachites and tuffs; 69 – rhyolites, rhyodacites and tuffs; **Carboniferous:** 70 – conglomerates, sandstones, mudstones and claystones; 71 – sandstones, conglomerates, mudstones, claystones, tuffs and coal; 72 – sandstones, conglomerates, mudstones, claystones and coal; 73 – conglomerates, graywackes, mudstones and subordinately claystones and rhyolites; 74 – tectonic breccias and gneiss cataclasites; 76 – conglomerates, fanglomerates and sedimentary breccias; 77 – monzogranites, granodiorites and granites; **Devonian-Carboniferous:** 78 – conglomerates, graywackes, claystones, mudstones, limestones and greenstones; **Upper Devonian:** 80 – limestones, dolomites, marls, claystones, shales, sandstones, mudstones and conglomerates; **Lower and Middle Devonian:** 82 – quartzites, quartzite slates, limestones, and phyllites; **Silurian-Lower Devonian:** 85 – peridotites, serpentinites, gabbros and diabases; 86 – diabases; 87 – gabbros; 88 – amphibolites; **Silurian:** 89 – mudstones, shales, sandstones, graywackes, quartzites and conglomerates; **Ordovician-Lower Carboniferous:** 91 – phyllites, shales and siliceous shales, limestones, quartzites, diabases, keratophyres and greenstones; **Ordovician-Lower Devonian:** 92 – greenstones, greenstone schists and amphibolites; 93 – sandstones, mudstones, claystones with hematite and tuffites; 94 – undivided gneisses and migmatites, granulites; **Cambrian-Ordovician:** 95 – amphibolites, diabases and hornblende gneisses; 96 – orthogneisses, amphibolites, granite gneisses, granites, eclogites and granulites; 97 – granulites; **Lower and Middle Cambrian:** 100 – dolomites, limestones and shales; **Neoproterozoic-Palaeozoic:** 102 – greenstones and greenstone schists; 103 – amphibolites, gneisses, amphibole schists and diabases; 104 – granulites; 105 – gneisses, amphibolites and migmatites; 106 – schists, quartzites, amphibolites, marbles and leptinites; 107 – marbles; 108 – amphibolites; 109 – biotite granodiorites; **Neoproterozoic:** 110 – phyllites, sericite schists and metarhyolites; 111 – graywackes, mudstones and shales; 113 – migmatites and gneisses.



LEGENDA

- granica obszaru badań
- archiwalne punkty opróbowania wód podziemnych przez PWR
- punkty opróbowania wód podziemnych przez PWR w ramach opracowania
- punkty opróbowania wód podziemnych przez IGW w ramach opracowania
- 1227 symbol punktu opróbowania

**Fig. 2.2. Mapa dokumentacyjna ogólnogeograficzna
(podkład według Bazy Danych Ogólnogeograficznych, 2005).**

SKALA 1:500 000

Część II

OBSZARY WYSTĘPOWANIA POTENCJALNIE LECZNICZYCH WÓD RADONOWYCH W SUDETACH

pod redakcją
Tadeusza Andrzeja Przylibskiego

AUTORZY

Tadeusz Andrzej PRZYLIBSKI
Anna ADAMCZYK-LORENC
Stanisław ŻAK

Część II

1.	WSTĘP	111
2.	SUDETY – OBSZAR BADAŃ	113
2.1.	Radon prone areas	113
2.2.	Określenie granic i podział obszaru badań	113
2.3.	Przegląd i podsumowanie wyników dotychczasowych badań	115
3.	PODZIEMNE WODY RADONOWE, POTENCJALNIE LECZNICZE WODY RADONOWE I RADONOWE WODY LECZNICZE	122
3.1.	Podziemne wody radonowe	122
3.2.	Potencjalnie lecznicze wody radonowe	123
3.3.	Radonowe wody lecznicze	125
4.	ROZPOZNANE DOTYCHCZAS WYSTĄPIENIA RADONOWYCH WÓD LECZNICZYCH I POTENCJALNIE LECZNICZYCH WÓD RADONOWYCH W SUDETACH	130
4.1.	Radonowe wody lecznicze	130
4.1.1.	Wody mineralne i równocześnie swoiste	130
4.1.2.	Wody swoiste	130
4.1.2.1.	Radonowe wody termalne	131
4.1.2.2.	Szczawy radonowe	131
4.1.2.3.	Wody radonowe	131
4.2.	Potencjalnie lecznicze wody radonowe	133
5.	OCENA KOMPLETNOŚCI ISTNIEJĄCYCH MATERIAŁÓW	134
6.	METODYKA BADAŃ	136
6.1.	Prace wstępne	136
6.2.	Prace terenowe	138
6.2.1.	Pobór prób wód podziemnych dla laboratorium Zakładu Biofizyki Akademii Medycznej w Białymstoku	138
6.2.2.	Pobór prób wód podziemnych dla laboratorium hydrogeologicznego Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej	139
6.3.	Analizy laboratoryjne	139
6.3.1.	Pomiary w laboratorium Zakładu Biofizyki Akademii Medycznej w Białymstoku	140
6.3.2.	Pomiary w laboratorium hydrogeologicznym Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej	140
6.3.3.	Pomiary porównawcze	142
6.4.	Opracowanie wyników	142

7.	OBSZARY WYSTĘPOWANIA POTENCJALNIE LECZNICZYCH WÓD RADONOWYCH W SUDETACH	146
7.1.	Jednostki geologiczne wyższego rzędu	146
7.2.	Skały	149
7.2.1.	Krystaliczne	149
7.2.1.1.	Magmowe	149
7.2.1.2.	Metamorficzne	149
7.2.2.	Osadowe	150
7.3.	Subregiony hydrogeologiczne	150
7.4.	Wybrane zagadnienia szczegółowe	150
8.	OBSZARY WYSTĘPOWANIA POTENCJALNIE LECZNICZYCH WÓD RADONOWYCH W SUDETACH NA TLE MAPY POTENCJAŁU RADONOWEGO SUDETÓW	154
9.	DALSZE PRACE	156
10.	PODSUMOWANIE I WNIOSKI	158
11.	LITERATURA I WYKORZYSTANE MATERIAŁY	160
11.1.	Publikacje	160
11.2.	Materiały niepublikowane	166
11.3.	Akty prawne	167
12.	ABSTRACT	168

1. WSTĘP

Autorzy podjęli się wyznaczenia obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach. Zagadnienie to jest niezwykle istotne zarówno z punktu widzenia balneologii, a w związku z tym także rozwoju lecznictwa uzdrowiskowego i turystyki, jak również ochrony radiologicznej osób pracujących i mieszkających w Sudetach, stanowiących południową część Dolnego Śląska. Przedstawiona treść stanowi także istotne dopełnienie zagadnień opisanych w części pierwszej, dotyczącej określenia potencjału radonowego Sudetów. Zagadnienia te związane są z wyznaczeniem obszarów występowania zwiększonych wartości stężenia radonu w środowisku naturalnym Polski i są one podejmowane w sposób kompleksowy po raz pierwszy w historii badań geochemicznych i geofizycznych w naszym kraju. Obszar Dolnego Śląska, a zwłaszcza Sudetów, został objęty badaniami nad występowaniem radonu na zlecenie Ministra Środowiska ze względu na swoją budowę geologiczną, powodującą że jest to obszar potencjalnego występowania znacznie zwiększonych koncentracji tego radioaktywnego gazu.

Opracowanie prezentowanych poniżej zagadnień wykonano w Instytucie Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, a jego autorami są pracownicy Zakładu Geologii i Wód Mineralnych: Tadeusz Andrzej Przylibski (kierownik zespołu autorskiego i redaktor opracowania), Anna Adamczyk-Lorenc i Stanisław Żak. W terenowych pracach dokumentacyjnych oraz w kartograficznym opracowaniu wyników udział brali także pracownicy Państwowego Instytutu Geologicznego z Zakładu Geologii Środowiskowej: Bartosz Stec, Joanna Szyborska-Kaszycka i Piotr Kaszycki. Oznaczenia laboratoryjne stężenia radonu (^{222}Rn) w próbkach wód podziemnych przeprowadzono w Laboratorium Hydrogeologicznym Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, gdzie wykonywała je Anna Adamczyk-Lorenc i Tadeusz Andrzej Przylibski, a także w laboratorium Zakładu Biofizyki Akademii Medycznej w Białymstoku, gdzie analizy wykonywała Maria Karpińska. Wykorzystano również materiały archiwalne, w tym także wyniki oznaczeń stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych Sudetów, znajdujące się w archiwum Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej oraz Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Opracowanie dotyczy występowania w środowisku wód podziemnych radonu – promieniotwórczego gazu szlachetnego, który wraz z produktami swojego rozpadu – również promieniotwórczymi izotopami polonu, bizmutu, talu i ołowiu, jest odpowiedzialny za niemal połowę dawki, jaką od promieniowania jonizującego każdego roku otrzymuje statystyczny mieszkaniec Polski. Jednakże na gruncie teorii hormezy radiacyjnej radon jest również wykorzystywany w zabiegach balneoterapeutycznych i subterranoterapeutycznych. W balneoterapii wykorzystywane są wody wzbogacone w radon, nazywane leczniczymi wodami radonowymi. Ze względu na genezę radonu, który tworzy się w skałach litosfery, a następnie rozpuszcza w przepływającej przez nie wodzie, są to wody podziemne. W Polsce ich występowanie stwierdzono dotychczas jedynie w kilku rejonach na obszarze Sudetów i w jednym rejonie bloku przedsudeckiego (Przedgórze Sudetów) (Przylibski, 2005a).

Podziemne wody radonowe w świetle obowiązujących w Polsce przepisów prawa mogą być uznane za wody lecznicze, co powoduje, że stają się one wówczas kopaliną. Według aktualnych przepisów wody radonowe są kopaliną podstawową. W związku z tym podlegają one ochronie prawnej, obejmującej zarówno ich jakość, jak i zasoby. Kryteria powodujące zaliczenie wód radonowych do wód potencjalnie leczniczych, a następnie do uznania ich za lecznicze zostaną szerzej przedstawione w rozdziale 3.

Ponieważ obecnie przyjęte zasoby eksploatacyjne leczniczych wód radonowych Sudetów nie są w pełni wykorzystywane, zatem nie ma pilnej potrzeby poszukiwania i rozpoznawania nowych ich złóż. Powinny być natomiast prowadzone prace zmierzające do wyznaczenia obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych (Przylibski, 2005a). Wyznaczenie takich obszarów przyczyni się do lepszego rozpoznania bazy surowcowej Dolnego Śląska i Polski, pozwoli także na zapew-

nienie optymalnej ochrony zasobów i jakości potencjalnie leczniczych i leczniczych wód radonowych, a także spowoduje możliwość rozwoju ich wykorzystania w balneoterapii. W związku z powyższym zasadniczym celem niniejszego opracowania jest wyznaczenie obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach. Obszary te powinny zostać uwzględnione w miejscowych planach zagospodarowania przestrzennego.

Należy zaznaczyć także, że na wyznaczonych obszarach występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, w ujęciach wód podziemnych przeznaczonych do spożycia przez ludzi lub do wykorzystania w gospodarstwach domowych niezbędne jest wprowadzenie odpowiednich rozwiązań technicznych zapewniających usuwanie radonu z wody. Jest to konieczność wynikająca z zaleceń organizacji międzynarodowych zajmujących się ochroną radiologiczną (ICRP, UNSCEAR) oraz ochroną zdrowia (WHO), w tym także wytycznych Unii Europejskiej, sankcjonujących szkodliwy wpływ codziennego korzystania z wód radonowych na zdrowie ludzi.

2. SUDETY – OBSZAR BADAŃ

Znajomość geochemicznej charakterystyki radonu pozwala na wytypowanie obszarów, w których ten radioaktywny gaz może występować w dużych stężeniach. W takich środowiskach należy również oczekiwać obecności podziemnych wód radonowych. Obszary takie nazywane są obszarami podatnymi na występowanie dużych wartości stężenia radonu lub obszarami charakteryzującymi się dużym (wysokim) potencjałem radonowym, z ang.: *radon prone areas*.

2.1. Radon prone areas

Budowa geologiczna obszaru, a w szczególności rodzaj skał, ich skład mineralny i chemiczny, układ warstw skalnych w przestrzeni litosfery, stopień przeobrażenia skał przez czynniki atmosferyczne, metamorficzne i tektoniczne, a także wody podziemne, jak również aktywność magmowa i sejsmiczna obszaru oraz działalność górnicza decydują o jego potencjale radonowym. Obszary podatne na występowanie dużych wartości stężenia radonu charakteryzują się następującymi cechami:

- występowaniem na niewielkich głębokościach (do 200 metrów poniżej powierzchni terenu) skał i/lub gleb zawierających zwiększone koncentracje uranu, a zwłaszcza macierzystego dla radonu radu ($^{226}\text{Ra} > 30 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$),
- występowaniem na niewielkich głębokościach (do 200 metrów poniżej powierzchni terenu) złożowych koncentracji uranu, zwłaszcza jeżeli były one lub są eksploatowane,
- występowaniem warunków sprzyjających uwalnianiu radonu ze struktur mineralnych (współczynnik emanacji $K_{em} > 0,10$) i następnie transportowaniu go na duże odległości (powyżej 100 – 200 m), tj.:
 - znacznej liczby spękań i innych kruchych deformacji tektonicznych,
 - dużej liczby spękań oraz znacznego stopnia przeobrażenia skał związanych z działaniem procesów wietrzenia chemicznego i fizycznego,
 - geofluidów, w tym szczególnie mobilnych – wód podziemnych i dwutlenku węgla,
 - aktywnych stref sejsmicznych, wulkanicznych i pól geotermalnych,
 - gęstej sieci wyrobisk górniczych, a także obecności licznych form krasu podziemnego, w tym zwłaszcza rozległych systemów jaskiniowych.

W Polsce obszarem charakteryzującym się jednoczesnym występowaniem największej liczby spośród wymienionych powyżej cech są Sudety. Dlatego też obszar Sudetów można w całości sklasyfikować jako obszar podatny na występowanie dużych wartości stężenia radonu. W obrębie Sudetów największych wartości stężenia tego radioaktywnego gazu w środowisku, w tym i w wodach podziemnych, należy się spodziewać w rejonach występowania złóż i mineralizacji uranowych (Fig. 2.1), a także na terenach jednostek geologicznych wyższego rzędu, w których budowie dominują skały krystaliczne, przede wszystkim granity i gnejsy, zwłaszcza ortognejsy. Na szczególną uwagę zasługują także strefy kruchych deformacji tektonicznych oraz rejony, w których wypływają na powierzchnię wody termalne, a także szczyły i wody kwasowęglowe lub występują suche ekshalacje CO_2 .

2.2. Określenie granic i podział obszaru badań

Sudety stanowią południowo-zachodnią część Polski i jednocześnie województwa dolnośląskiego. Naturalną granicą obszaru badań jest więc granica państwa z Republiką Czeską i Niemcami – stanowi ona południową, południowo-wschodnią i południowo-zachodnią oraz zachodnią granicę obszaru badań. Natomiast granicę północną i północno-wschodnią wyznacza sudecki uskoki brzeżny,

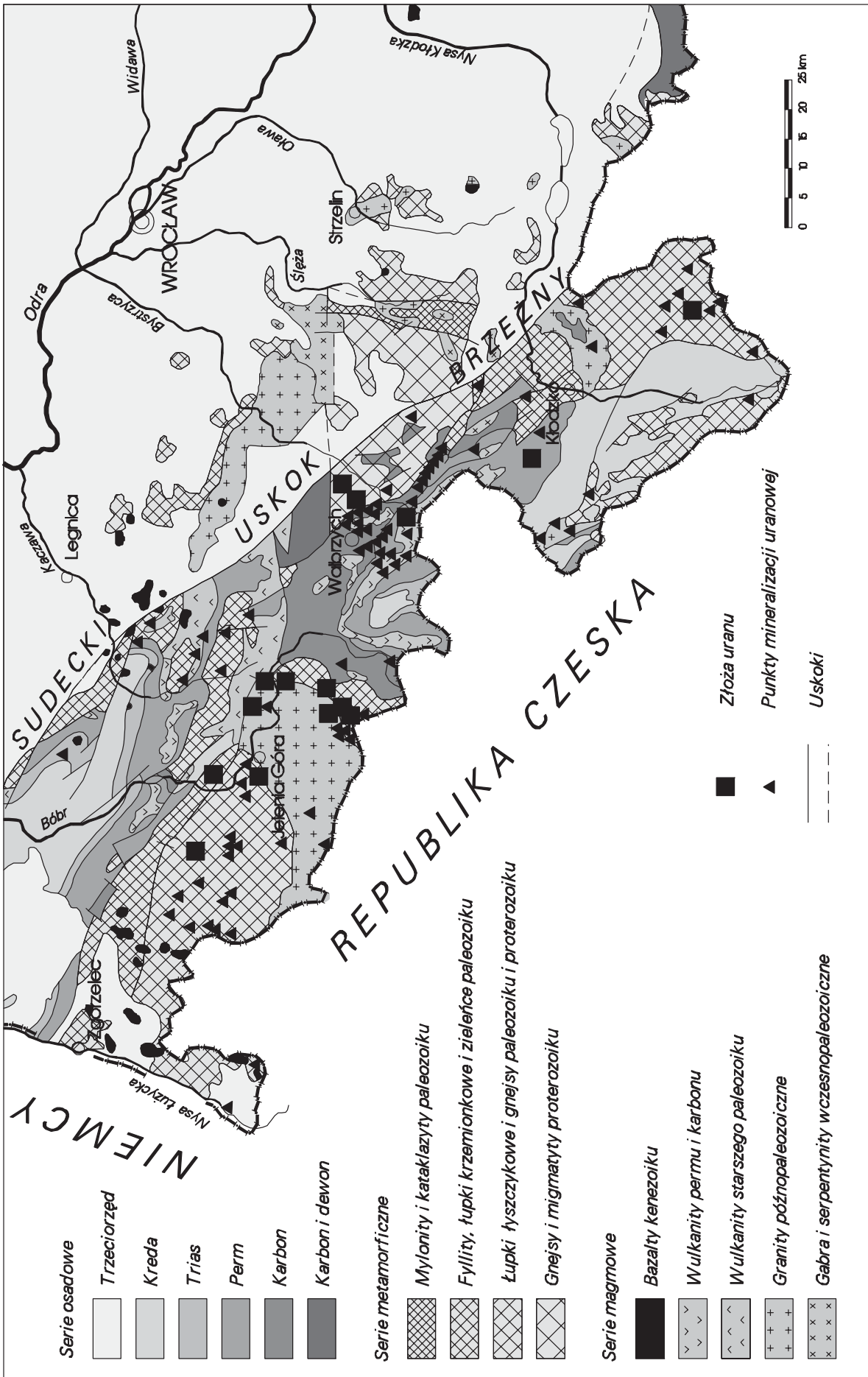


Fig. 2.1. Złóża oraz wybrane ważniejsze punkty mineralizacji uranowej (według Ocena..., 1959; Borucki i in., 1967; Muras, 1995; Adamski i in., 1998) na tle uproszczonej mapy geologicznej Dolnego Śląska (według Sawicki, 1966, 1995; Kozdroj i in., 2001).

oddzielający względnie wyniesione w czasie ruchów alpejskich Sudety od obniżonego bloku przedsudeckiego, na obszarze którego podobne do sudeckich skały krystaliczne przykryte są młodszymi utworami osadowymi kenozoiku. Jedynie w części północno-zachodniej obszaru, w której uskoki sudecki brzeżny zanika, a w morfologii staje się zupełnie niewidoczny, granicę obszaru badań poprowadzono równoleżnikowo przez obszar depresji północnosudeckiej i metamorfiku kaczawskiego, pozostawiając północne części tych jednostek geologicznych poza obszarem badań. Wynika to z faktu ich przykrycia w części północnej przez osady kenozoiczne. Nie powoduje to jednak żadnych problemów merytorycznych, gdyż większa część obu tych jednostek geologicznych leży w obszarze badań, co pozwala na uzyskanie reprezentatywnych prób wód podziemnych z ich terenu. Granice obszaru badań przedstawiono na mapach (Fig. 2.2 i 2.3).

Radon jest składnikiem chemicznym wód podziemnych, o którego stężeniu w wodzie decyduje przede wszystkim mineralna, chemiczna i fizyczna charakterystyka skały zbiornikowej, natomiast typ chemiczny wody podziemnej, jej właściwości fizyczne, a także charakterystyka przepływu odgrywają podrzędną rolę (por. rozdz. 2.3). Dlatego też ważniejsze będzie odniesienie wartości stężenia ^{222}Rn notowanych w wodach podziemnych Sudetów do ich skał zbiornikowych, a więc do jednostek geologicznych, niż do charakterystyki wód podziemnych, a więc do jednostek hydrogeologicznych. Niemniej jednak w analizie rozkładu wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych Sudetów uwzględnione zostaną zarówno jednostki geologiczne, jak i hydrogeologiczne wyższego rzędu. Przedstawiono je na mapach (Fig. 2.4 i 2.5).

2.3. Przegląd i podsumowanie wyników dotychczasowych badań

Do chwili obecnej większość prac związanych z badaniami występowania radonu i wód radonowych, w tym leczniczych, w środowisku Polski prowadzono na obszarze Sudetów (m.in. Szmytówna, 1950, 1955, 1957, 1958a, b, 1959; Fistek i in., 1956, 1975; Teisseyre, 1954, 1966; Fistek i Teisseyre, 1967; Fistek i Głowacki, 1967; Fistek, 1967; Głowiak i Ziółkowski, 1965; Głowiak i in., 1967; Ciężkowski, 1967; Rymaszewska, 1969; Rymaszewska i Żejmo, 1969, 1970; Ciężkowski i Ciężkowski, 1981a, b, 1983; Ciężkowski, 1980, 1983, 1990; Ciężkowski i Przylibski, 1997; Ciężkowski i in., 1993, 1995; Przylibski, 1996, 1997, 1999a, b, 2000a, b, c, 2005a; Przylibski i Żebrowski, 1996, 1999; Przylibski i Liber-Madziarz, 2000; Przylibski i in., 2001, 2002a, b, c, 2004; Marszałek, 1996; Kozłowska i in., 1999a, b; Solecki, 2001; Adamczyk-Lorenc, 2005, 2006; Adamczyk-Lorenc i Goldsztejn, 2005 i in.), a sporadycznie także na bloku przedsudeckim (np. Fistek i in., 1995; Przylibski, 2005b) i rzadko w innych rejonach Polski (np. Wardaszko i Grzybowska, 1993; Krawiec i Turło, 1997; Pachocki i in., 1996, 1997, 1998, 1999, 2000; Zalewski i in., 1997, 2001; Kochowska i in., 2004). Prace badawcze związane z zastosowaniem radonu i wód radonowych w balneoterapii prowadzono w Polsce wyłącznie w Sudetach (np. Kochański, 1978, 2002; Rudnicki i Wysocki, 1987; Halawa, 1987; Zdrojewicz i Belowska-Bień, 2004).

W kilku opublikowanych pracach o charakterze kompleksowym, na podstawie własnych badań autorów, a także dzięki uwzględnieniu znacznej liczby prac przyczynkowych i specjalistycznych podsumowano stan wiedzy o występowaniu radonu i wód radonowych w środowisku Sudetów (Ciężkowski, 1990; Przylibski, 1997, 2005a; Przylibski i in., 2004). Na podstawie tych prac można stwierdzić, że:

- najważniejszymi czynnikami decydującymi o genezie radonu i wpływającymi na zmiany stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych są:
 - współczynnik emanacji skał zbiornikowych (K_{em}); im większa jest jego wartość, tym większe jest stężenie ^{222}Rn w wodzie podziemnej; wartość tego współczynnika najczęściej mieści się w przedziale od 0,01 do 0,10, a w strefach kruchych deformacji skał (strefy uskoko-we) osiąga wartość do 0,30, sporadycznie dochodząc do wartości 0,70,

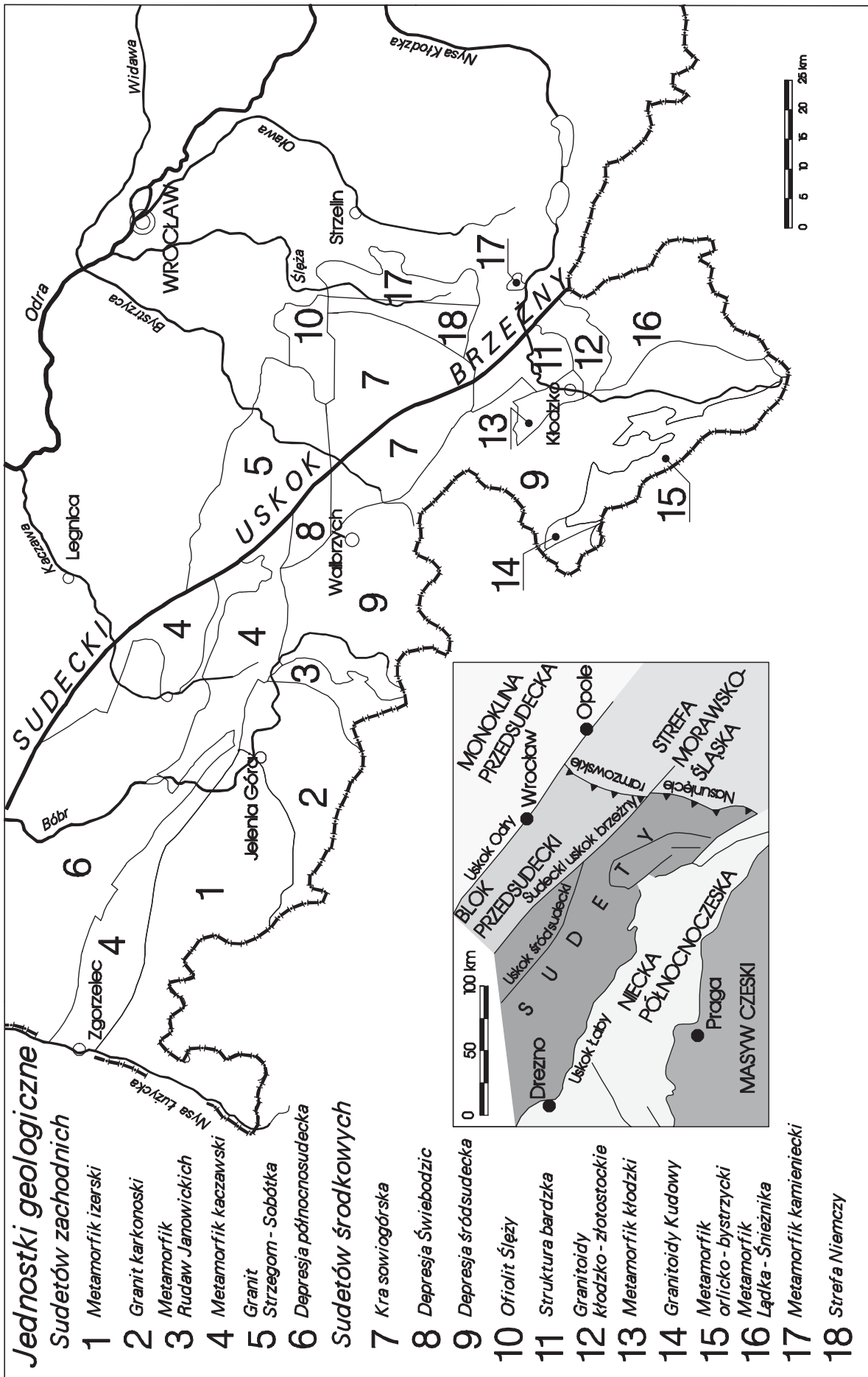


Fig. 2.4. Uproszczony podział polskiej części Sudetów zachodnich i części bloku przedsudeckiego na jednostki geologiczne wyższego rzędu na tle obszarów sąsiednich (według Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdroj i in., 2001; Aleksandrowski i Mazur, 2002).

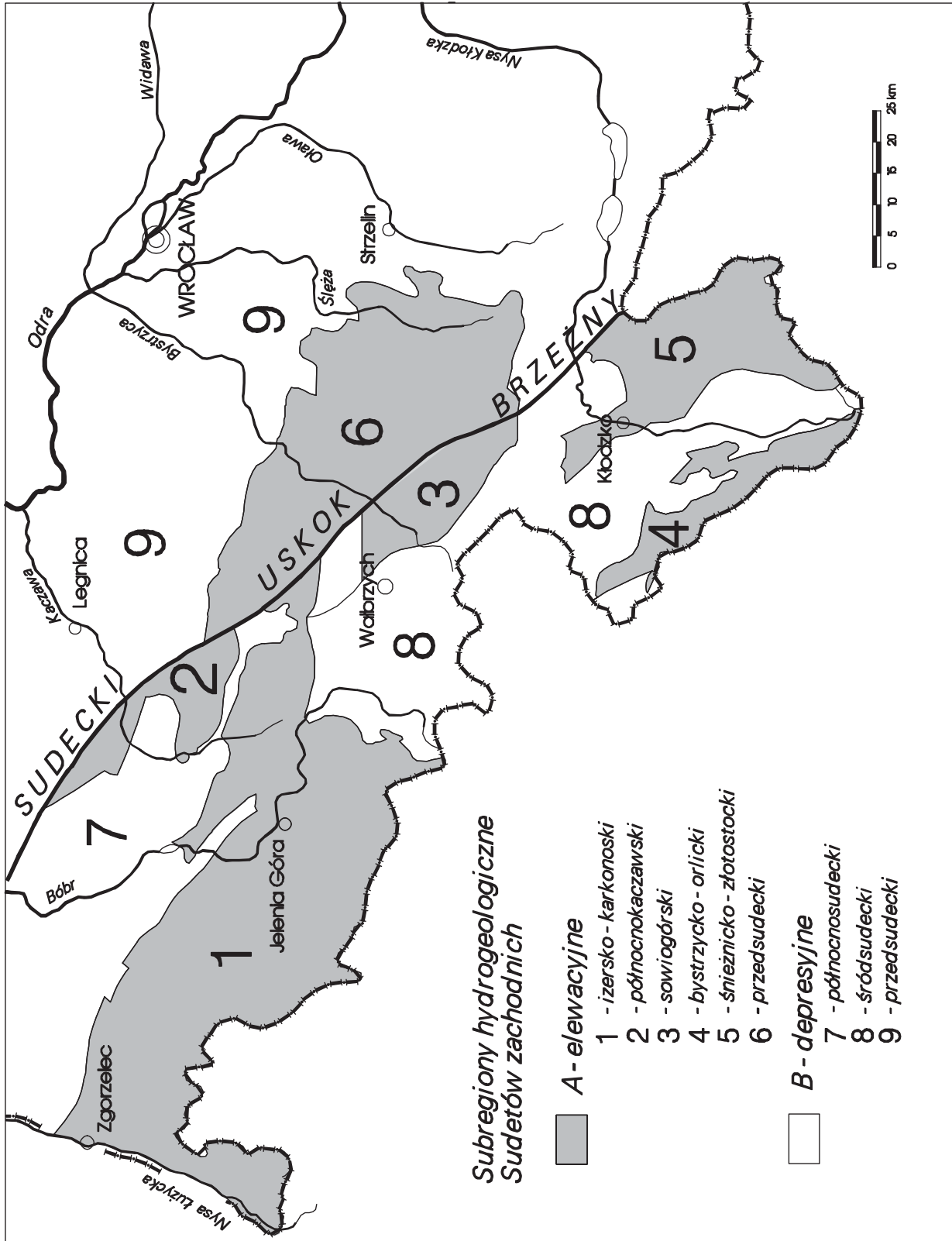


Fig. 2.5. Uproszczony i uogólniony podział hydrogeologiczny regionu sudeckiego i wrocławskiego (według Michniewicz i Mroczkowska, 1991; Przylibski, 2005a).

- stężenie macierzystego ^{226}Ra w skałach zbiornikowych; im jego wartość jest większa, tym większe jest stężenie ^{222}Rn w wodzie podziemnej; zwiększone wartości stężenia ^{222}Rn w wodzie podziemnej notowane są wówczas, gdy stężenie ^{226}Ra w ich skałach zbiornikowych przekracza wartość średnią dla skał górnej litosfery – $30 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ i jednocześnie $K_{em} > 0,10$; zwiększona koncentracja ^{226}Ra w Sudetach jest charakterystyczna dla gnejsów (zwłaszcza ortognejsów), granitoidów, a w mniejszym stopniu także dla niektórych skał okruchowych, zwłaszcza mułowców,
- zmiany objętości i prędkości przepływu oraz mieszanie się różnych składowych wód podziemnych w systemie krążenia; czynniki te powodują zarówno zwiększanie, jak i zmniejszanie stężenia ^{222}Rn w wodzie podziemnej;
- wody podziemne Sudetów wzbogacają się w gazowy radon, który rozpuszcza się w nich w czasie przepływu przez skały zbiornikowe, w których jest produkowany; najczęściej 99% lub więcej atomów ^{222}Rn rozpuszczonych w wodzie podziemnej charakteryzuje się opisaną powyżej genezą, podczas gdy pozostała ilość atomów ^{222}Rn , zwykle poniżej 1%, a często poniżej 0,1%, jest produkowana na skutek rozpadu jonów $^{226}\text{Ra}^{2+}$ rozpuszczonych w tej wodzie,
- istnieją dwa generalne schematy rozpuszczania się ^{222}Rn w wodach podziemnych:
 - według pierwszego z nich radon rozpuszcza się w uformowanym uprzednio na skutek różnych procesów fizykochemicznych typie wody podziemnej w rejonie ujęcia lub źródła; cechą typową tych wód podziemnych jest generalny brak zależności stężenia ^{222}Rn od ich właściwości fizykochemicznych,
 - według drugiego schematu radon jest dostarczany wraz z jedną ze składowych wód podziemnych, tworzących ujmowaną lub wypływającą mieszaninę; w tym przypadku są obserwowane zależności pomiędzy stężeniem ^{222}Rn , a właściwościami fizykochemicznymi wód podziemnych, co wynika jednakże z fizycznego mieszania się składowych w różnych i zmiennych w czasie proporcjach, a nie jest efektem zachodzących w nich reakcji chemicznych,
- transport radonu w wodach podziemnych jest uzależniony od prędkości ruchu medium – wody, natomiast proces dyfuzji odgrywa jedynie podrzędną rolę, stanowiąc podstawowy mechanizm transportu atomów radonu (^{222}Rn) z nanopor do wód wolnych; wraz z wodą podziemną atomy radonu przenoszone są do ujęcia lub źródła w czasie niewiele dłuższym niż 38,2 doby od swojego powstania, tj. w czasie $10\cdot T_{1/2}$, po upływie którego z początkowej ilości jąder ^{222}Rn pozostaje mniej niż 0,098%; w tym czasie atomy ^{222}Rn przebywają drogę od kilku do kilkudziesięciu metrów, rzadko około 100 m, a sporadycznie do około 200 m;
- w związku z powyższym obszar, z którego produkowany radon (^{222}Rn) dociera do ujęć wód podziemnych ma powierzchnię od kilku m^2 do kilkudziesięciu tysięcy m^2 i położony jest w najbliższej okolicy ujęcia od strony dopływu wody; wielkość tego obszaru zwiększa się wraz ze wzrostem wartości współczynnika emanacji skał zbiornikowych; wielkość takiego obszaru, przy założeniu głębokości krążenia wód radonowych rzędu 30 – 50 m p.p.t., odpowiada objętości skał zasilających źródła i ujęcia wód podziemnych w ^{222}Rn , wynoszącej średnio od kilku tysięcy do kilkudziesięciu tysięcy m^3 , a w przypadkach ekstremalnych wartości te mieszczą się w przedziale od kilkuset m^3 do kilku milionów m^3 ,
- największymi wartościami stężenia radonu (powyżej $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$) charakteryzują się ultraskłódki (z reguły o mineralizacji ogólnej poniżej $0,2 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$) wody współczesnej infiltracji (tj. infiltrujące po 1954 roku – o zawartości trytu od kilku do około 20 T.U.), reagujące silnie wydajnością, temperaturą i mineralizacją na warunki zewnętrzne (atmosferyczne), krążące na głębokości do 50, rzadziej 100 – 150 m p.p.t., tj. w strefie intensywnych spękań, a także innych zmian wietrzeniowych,
- stężenie ^{222}Rn w wodzie podziemnej maleje wraz ze wzrostem głębokości jej ujęcia, co jest spowodowane zmniejszeniem wartości K_{em} ,

- obecność radonu (^{222}Rn) w wodach podziemnych nie jest związana z żadnym typem chemicznym wody, jej poszczególnymi składnikami chemicznymi, ani jej mineralizacją, nie zależy także od stężenia ^{226}Ra rozpuszczonego w tych wodach; na zmiany wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych nie mają także bezpośredniego wpływu czynniki atmosferyczne, co znajduje potwierdzenie w braku obserwacji sezonowej zmienności wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych badanych ujęć; nie stwierdzono również żadnych zależności o charakterze uniwersalnym, tj. dla znaczącej liczby ujęć (rzędu co najmniej kilkunastu – kilkudziesięciu), pomiędzy stężeniem ^{222}Rn w wodach podziemnych, a ich temperaturą i wartością pH,
- zmiany stężenia ^{222}Rn w czasie w większości wód podziemnych Sudetów mają charakter nieregularny i wahają się w zakresie od ± 25 do $\pm 75\%$ wartości średniej arytmetycznej w danym ujęciu lub źródle; odchylenia te rzadko są większe od 100%, a sporadycznie dochodzą do $\pm 200\%$; największe wahania notowane są w wodach, do których radon dostarczany jest wraz z jedną ze składowych ujmowanej lub wypływającej mieszaniny (np. w szczawach) i wówczas zmiany procentowego udziału w mieszaninie składowej wzbogaconej w radon decydują o zmianach stężenia ^{222}Rn w wypływającej lub ujmowanej wodzie podziemnej, stwarzając pozory zależności stężenia ^{222}Rn od mineralizacji ogólnej wody oraz stężenia rozpuszczonych w niej poszczególnych składników chemicznych,
- zmiany stężenia ^{222}Rn rozpuszczonego w wodach podziemnych w przestrzeni zachodzą niezależnie pomiędzy ujęciami lub źródłami (a więc zmieniają się o dowolną wartość, sięgającą kilku rzędów wielkości) oddalonymi wzajemnie od siebie o kilkanaście do kilkudziesięciu metrów, sporadycznie także o kilka metrów lub kilkaset metrów; w takiej odległości od źródła lub ujęcia działają czynniki decydujące o genezie radonu i zmianach jego stężenia w wodzie podziemnej,
- lokalne radonowe tło hydrogeochemiczne w wodach podziemnych w Sudetach wyznaczone dla kilku obszarów o powierzchni nie przekraczającej 150 km^2 waha się w granicach – od 0 – 30 do 15 – 740 $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ i jest silnie uzależnione od rodzaju skał zbiornikowych; typowy przedział wartości stężenia radonu (^{222}Rn) w wodach podziemnych Sudetów wynosi od 3 do $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$,
- wody niskoradonowe (zawierające od 10 do $99,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ^{222}Rn) występują w Sudetach powszechnie; obecność wód wysokoradonowych (zawierających od 1000 do $9999,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ^{222}Rn) stwierdzono na obszarze: metamorfiku izerskiego, granitu karkonoskiego oraz metamorfiku Łądka-Śnieżnika; wody radonowe (zawierające od 100 do $999,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ^{222}Rn) obecne są na obszarach występowania wód wysokoradonowych, a ponadto także w: metamorfiku orlicko-bystrzyckim i depresji śródsudeckiej;
- występowania złóż wód radonowych należy spodziewać się w obszarach budowanych przez skały charakteryzujące się obecnością złożowych koncentracji uranu oraz zawartością ^{226}Ra powyżej $30 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ i jednocześnie współczynnikiem emanacji $K_{em} > 0,10$; w takich obszarach wody radonowe są związane głównie ze strefami występowania skał dotkniętych kruchymi deformacjami tektonicznymi, a także silnymi zmianami wietrzeniowymi; w Sudetach obszarami perspektywicznymi pod tym względem, poza jednostkami geologicznymi, w których do tej pory udokumentowano występowanie wód radonowych, są przede wszystkim (Fig. 2.6):
 - metamorfik Rudaw Janowickich,
 - masywy granitoidowe,a w dalszej kolejności także:
 - metamorfik kaczawski,
 - metamorfik kłodzki,
 - depresja północnosudecka,

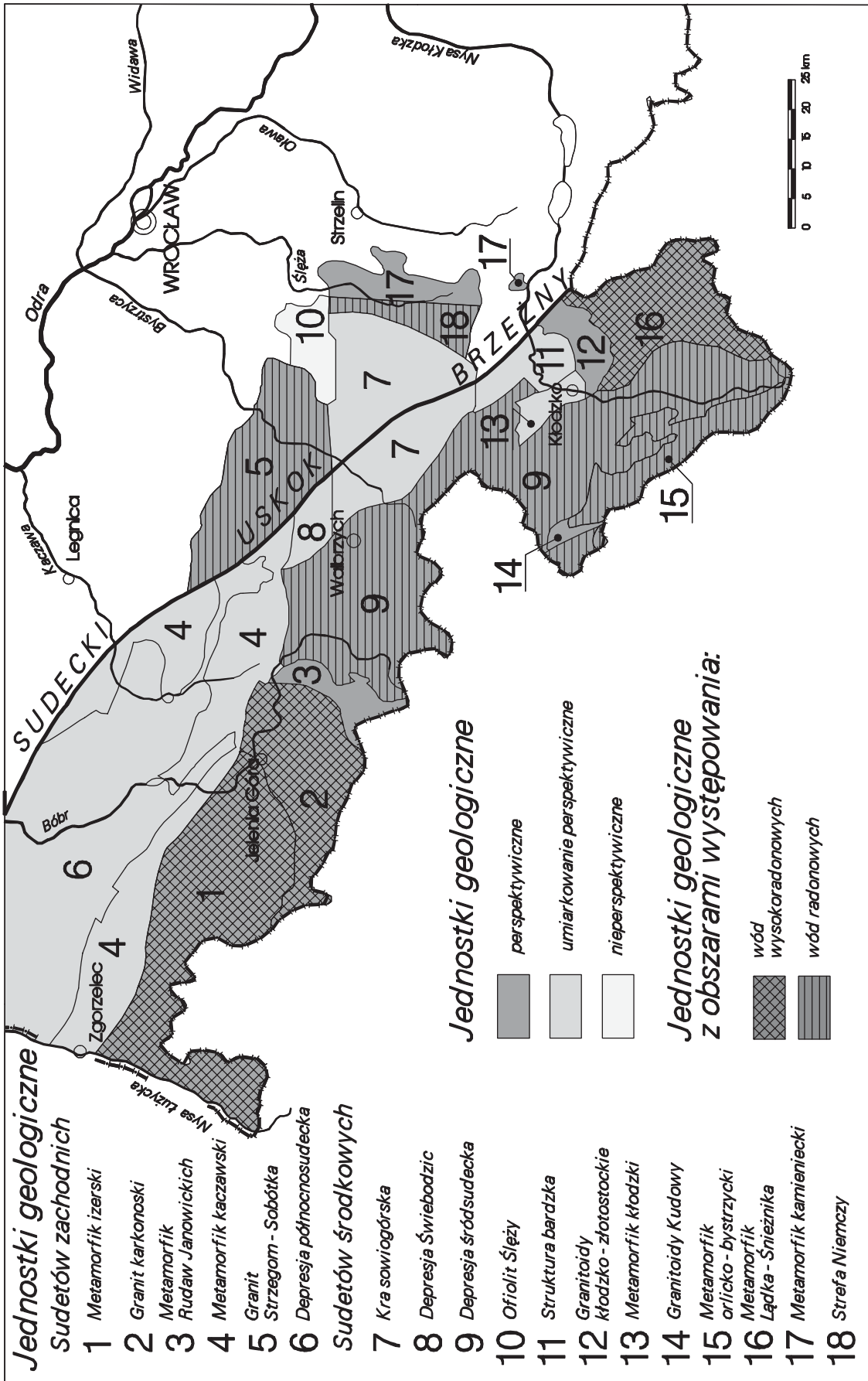


Fig. 2.6. Podział jednostek geologicznych Sudetów zachodnich i wybranych jednostek bloku przedsudeckiego (według Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdroj i in., 2001; Aleksandrowski i Mazur, 2002) na perspektywiczne, umiarkowanie perspektywiczne i nieperspektywiczne pod względem występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych (w tym niskoradonowych, zawierających ^{222}Rn w stężeniach $\geq 74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ w odniesieniu do jednostek, w których udokumentowano obszary występowania wód wysokoradonowych i radonowych (według Przylibski, 2005a).

- depresja Świebodzic,
 - kra sowiogórska,
 - struktura bardzka,
- potencjalne zasoby eksploatacyjne radonowych wód leczniczych i potencjalnie leczniczych wód radonowych Sudetów oszacowano na około 5000 m³ na dobę; zasoby dyspozycyjne tych wód oszacowano na 285 000 m³ na dobę; w większości, ze względu na genezę wód radonowych, są to zasoby odnawialne; zasoby te są wykorzystywane obecnie w ilości niespełna 2000 m³ na dobę.

W chwili obecnej trwają także prace badawcze zmierzające do wyznaczenia tła hydrogeochemicznego radonu (²²²Rn) w wodach podziemnych Sudetów, a także w wodach podziemnych poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów (por. Adamczyk-Lorenc, 2006).

3. PODZIEMNE WODY RADONOWE, POTENCJALNIE LECZNICZE WODY RADONOWE I RADONOWE WODY LECZNICZE

Pojęcie „wody radonowe” występujące w kilku dziedzinach wiedzy ma nieco inne znaczenie w zależności od kontekstu wypowiedzi. W naukach przyrodniczych, a w naukach o Ziemi w szczególności, związane jest ono z występowaniem radonu jako składnika chemicznego wody, a ze względu na genezę tego gazu zwłaszcza wody podziemnej. Termin „woda radonowa” funkcjonuje wówczas jako podkreślenie zawartości radonu, będącego istotnym składnikiem chemicznym wody podziemnej, ze względu na jego stężenie w tej wodzie. Uwzględniając ilość rozpuszczonego w wodach podziemnych radonu były one rozmaicie klasyfikowane. Przegląd tych klasyfikacji i ich charakterystykę przedstawił ostatnio Przylibski (2005a). Natomiast w naukach medycznych, a w szczególności w balneologii pojęcie „woda radonowa” oznacza wodę zawierającą radon, jako swoisty składnik leczniczy, w stężeniu większym, niż tzw. aktywność farmakodynamiczna, czyli poziom powyżej którego radon wykazuje aktywność biologiczną – działanie lecznicze na organizm człowieka. Stosowanie wód radonowych w zabiegach balneoterapeutycznych spowodowało konieczność usankcjonowania prawnego tego terminu (por. rozdz. 3.3).

Należy zaznaczyć jednak, że obecność radonu, będącego pierwiastkiem promieniotwórczym występującym w wodach podziemnych niekiedy w znacznych stężeniach, powoduje że wody takie mogą oddziaływać niekorzystnie na organizm człowieka. Z tego powodu w niektórych państwach wprowadzono przepisy prawne regulujące dopuszczalne wartości stężenia radonu (^{222}Rn) w wodach przeznaczonych do spożycia przez ludzi. Zalecenia odnośnie wartości limitu stężenia radonu w wodach wykorzystywanych w gospodarstwach domowych formułowane są także przez różne organizacje międzynarodowe (por. rozdz. 3.2; Przylibski, 2006b).

3.1. Podziemne wody radonowe

W Polskiej literaturze naukowej, a także w przepisach prawnych, pojęcie „wody radonowe” funkcjonuje dopiero od kilku lat. Zastąpiono nim stosowany wcześniej nieprecyzyjny termin „wody radoczynne”, a uzasadnienie tej zmiany zostało szerzej przedstawione w publikacji Przylibskiego (1999a). Wody radonowe są to wody zawierające rozpuszczony radioaktywny gaz szlachetny (pierwiastek z grupy helowców) – radon, który nie wchodzi w reakcje chemiczne z wodą, ani też z żadnymi innymi składnikami rozpuszczonymi w wodach podziemnych. W przyrodzie występują cztery izotopy tego pierwiastka: ^{222}Rn , ^{220}Rn (toron), ^{219}Rn (aktynon) oraz ^{218}Rn . W środowisku, a szczególnie w środowisku wód podziemnych, istotne znaczenie ma jedynie ^{222}Rn , co wynika z okresu półrozpadu, który dla tego radionuklidu wynosi 3,8224 doby, podczas gdy dla pozostałych izotopów jest on mniejszy od 1 minuty (vide Przylibski, 2005a). W związku z tym, termin woda radonowa odnosi się w praktyce do zawartości radionuklidu ^{222}Rn . Ze względu na jego zawartość wody podziemne można podzielić następująco (Przylibski, 2005a):

- | | | |
|------------------------------|-----------|--|
| ➤ wody bezradonowe | zawierają | poniżej $1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$, |
| ➤ wody ubogie w radon | zawierają | od 1 do $9,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$, |
| ➤ wody niskoradonowe | zawierają | od 10 do $99,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$, |
| ➤ wody radonowe | zawierają | od 100 do $999,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$, |
| ➤ wody wysokoradonowe | zawierają | od 1000 do $9999,9(9) \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$, |
| ➤ wody ekstremalnie radonowe | zawierają | 10 000 i więcej $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3} \text{ }^{222}\text{Rn}$. |

Przedstawiona powyżej klasyfikacja oddaje w pełni rozpiętość wartości stężenia ^{222}Rn rozpuszczonego w wodach podziemnych, a jednocześnie stwarza możliwość grupowania w jeden rodzaj wód charakterystycznych dla poszczególnych typów skał zbiornikowych. Klasyfikacja ta również dobrze od-

zwierciedla częstość występowania wód podziemnych należących do poszczególnych wyróżnionych rodzajów ze względu na zawartość ^{222}Rn , którą charakteryzuje log-normalny rozkład. Stosunkowo rzadko spotykane są wody bezradonowe i ekstremalnie radonowe. Najczęściej występują wody ubogie w radon i niskoradonowe, a rzadziej wody radonowe. Występowanie wód wysokoradonowych jest ograniczone do obszarów silnie zaangażowanych tektonicznie i/lub stref wzbogacenia skał zbiornikowych w uran. Wody ekstremalnie radonowe z reguły spotykane są na obszarach występowania złóż uranu lub w ich pobliżu, zwłaszcza w strefach silnie spękanych, a także w strefach wzmoczonego krążenia geofluidów – np. w obszarach występowania pól geotermalnych. Wody bezradonowe są spotykane na obszarach występowania skał zbiornikowych o małym współczynniku emanacji i małej zawartości uranu i ^{226}Ra . Najczęściej skałami tymi są skały osadowe facji geochemicznych bogatych w tlen, zasadowe i ultrazasadowe skały magmowe oraz skały metamorficzne będące efektem przeobrażenia wymienionych skał lub skały będące produktem wietrzenia wymienionych skał (Przylibski, 2005a).

Powyższa klasyfikacja jest również spójna z wartościami progowymi stężenia radonu stosowanymi lub zalecanymi w przepisach związanych z ochroną radiologiczną (ochroną zdrowia), dzięki czemu może być wykorzystywana także w odniesieniu do wód podziemnych przeznaczonych do spożycia przez ludzi (por. rozdz. 3.2).

3.2. Potencjalnie lecznicze wody radonowe

Woda podziemna, która spełnia wymogi jakościowe określone przez miarodajne instytucje ochrony zdrowia, a także wykazuje stałość cech fizycznych i składu chemicznego (w granicach naturalnych wahań potwierdzonych wieloletnimi obserwacjami) jest wodą potencjalnie leczniczą (Dowgiałło, 2002). Wymogi jakościowe, które powodują zaliczenie wód podziemnych do wód potencjalnie leczniczych wymienione są w pracy Dowgiałły (2002). Wody potencjalnie lecznicze można podzielić na 3 zasadnicze typy: wody mineralne (o zawartości rozpuszczonych składników stałych powyżej $1000 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$), wody swoiste (o zawartości rozpuszczonych składników stałych poniżej $1000 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, ale zawierające jeden z tzw. składników swoistych) oraz wody mineralne i równocześnie swoiste. Według tego podziału potencjalnie leczniczymi wodami mogą być podziemne wody radonowe, jeżeli zawierają one w 1 dm^3 radon (gaz) w ilości, której odpowiada aktywność promieniotwórcza 74 Bq (Dowgiałło, 2002). Według przedstawionego powyżej podziału potencjalnie lecznicze wody radonowe mogą być zaliczone do wód swoistych lub do wód mineralnych i równocześnie swoistych. Wartość stężenia radonu równa $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, jako dolny próg zawartości radonu w wodach potencjalnie leczniczych, została wprowadzona w Polsce na wniosek profesor Marii Szymtówny, która stwierdziła, że wody podziemne o większej radoczynności wykazują aktywność farmakodynamiczną (Szymtówna, 1955).

Mimo zmian w rozumieniu pojęć: radoczynność, wody radoczynne i wody radonowe, na przestrzeni ostatniego półwiecza (Przylibski, 1999a, 2005a) próg tzw. aktywności farmakodynamicznej wód podziemnych (radonowych) pozostał na poziomie $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, pojawiając się w publikacjach naukowych z zakresu nauk przyrodniczych, nauk o Ziemi i nauk medycznych, a także w przepisach prawnych. Zgodnie z tak przyjętym progiem aktywności farmakodynamicznej dla potencjalnie leczniczych wód radonowych wodami potencjalnie leczniczymi mogą być podziemne wody ekstremalnie radonowe, wysokoradonowe, radonowe, a także część wód niskoradonowych o zawartości $^{222}\text{Rn} \geq 74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Należy zaznaczyć także, że do tej pory nie wyznaczono największego dopuszczalnego stężenia (NDS) radonu (^{222}Rn) w wodach potencjalnie leczniczych (i leczniczych), mimo że od 1988 roku jest on uznany przez Międzynarodową Agencję Badań nad Rakiem (IARC) za karcynogen najwyższej – I klasy (International Agency for Research on Cancer, 1988).

Potencjalnie lecznicze wody radonowe mogą być eksploatowane jako wody przeznaczone do spożycia przez ludzi. Wówczas jednak, w wielu krajach, zawartość tego gazu w wodzie podlega ograniczeniom (Tab. 3.1) ze względu na możliwe niekorzystne oddziaływanie na organizm człowieka.

Tab. 3.1. Zalecane i obowiązujące dopuszczalne poziomy stężenia ^{222}Rn w wodach przeznaczonych do spożycia przez ludzi w państwach, które usankcjonowały prawnie ten problem (według Åkerblom, 1999).

* – wartości podano w $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$,

** – wody o zawartości radonu $> 1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ nie nadają się do spożycia.

PAŃSTWO	UJĘCIE PUBLICZNE obowiązujący (zalecany)*	UJĘCIE PRYWATNE obowiązujący (zalecany)*
CZECHY	300 (50)	1000 (200)
SŁOWACJA	1000 (50)	1000 (50)
ROSJA	120	120
SZWECJA**	100	(100)
NORWEGIA	(500)	(500)
FINLANDIA	300	
ANGLIA	(100)	(100)
USA	150	(150)

Przedstawione w tabeli 3.1 dane wskazują, że w wielu państwach istnieje tendencja do obniżenia dopuszczalnych wartości stężenia radonu w wodach przeznaczonych do spożycia, a jednocześnie do objęcia tymi przepisami zarówno ujęć prywatnych, jak i publicznych. Przez ujęcie publiczne rozumiane jest ujęcie zaopatrujące w wodę wiele osób (np. w USA co najmniej 25). Korzystne jest zmniejszanie poziomu stężenia radonu w ujęciach publicznych ze względu na dużą liczbę potencjalnie narażonych osób, których ewentualne koszty leczenia mogą wielokrotnie przewyższać koszty odpowiedniej instalacji w ujęciu. Natomiast w przypadku ujęć prywatnych z reguły bardzo krótka droga przesyłu, w odróżnieniu od ujęć publicznych, powoduje że stężenie radonu w ujęciu jest takie samo, jak w odbiorniku (w gospodarstwie domowym), podczas gdy w dużych sieciach wodociągowych ze względu na czas transportu wody może się ono nieco zmniejszyć, tym bardziej im dłuższy jest czas transportu i magazynowania wody. Dlatego też odbiorcy prywatni są bardziej narażeni na uwalnianie znacznych koncentracji radonu i produktów jego rozpadu do atmosfery ich gospodarstw domowych. Jest to bardzo istotny powód, dla którego także i w ujęciach prywatnych powinny pracować instalacje do odradonowania wody (Przylibski, 2006a, b).

W przypadku występowania radonu w wodzie przeznaczonej do spożycia przez ludzi stwierdzono, że dorosły człowiek otrzymuje dawkę pomiędzy 0,2 a 1,8 mSv rocznie, jeżeli korzysta z wody o stężeniu ^{222}Rn równym $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ (Commission Recommendation..., 2001). Wielkość dawki zależy od ilości spożywanej wody w ciągu roku i przyjętego współczynnika konwersji stężenia na dawkę. UNSCEAR (1993) oszacował, że korzystanie w mieszkaniach z wody o stężeniu ^{222}Rn równym $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, powoduje wzrost stężenia ^{222}Rn w powietrzu mieszkania o $100 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. Uwzględniając zatem wchłanianie radonu z układu pokarmowego i oddechowego łącznie na skutek korzystania z wody o stężeniu ^{222}Rn równym $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, osoba dorosła otrzymuje dawkę zbliżoną do dawki wywołanej od stężenia ^{222}Rn w powietrzu mieszkania równego $200 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ (Commission Recommendation..., 2001). W związku z tym Komisja Europejska zaleca przyjęcie poziomu referencyjnego stężenia ^{222}Rn w wodach przeznaczonych do spożycia przez ludzi powyżej $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, ale jednocześnie uważa, że wody o stężeniu ^{222}Rn przekraczającym $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ nie powinny być przeznaczone do powszechnego lub komercyjnego wykorzystania (Commission Recommendation..., 2001). Według najnowszych zaleceń Światowej Organizacji Zdrowia (WHO, 2004) wszystkie ujęcia wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi powinny być kontrolowane pod względem zawartości radonu,

a w przypadku kiedy stężenie ^{222}Rn przekracza $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, powinny zostać zastosowane rozwiązania techniczne powodujące obniżenie stężenia ^{222}Rn w wodzie znajdującej się jeszcze w ujęciu do poziomu poniżej $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$.

3.3. Radonowe wody lecznicze

W oparciu o teorię hormezy radiacyjnej w wielu uzdrowiskach w świecie stosowane są zabiegi balneoterapeutyczne z wykorzystaniem radonu rozpuszczonego w wodzie podziemnej. Wody te są uznawane za radonowe wody lecznicze.

W ciągu ponad stu lat badań nad promieniotwórczością zmieniał się nasz stosunek do tego zjawiska, co dotyczy także radonu. Radon w początkowym okresie po odkryciu był chętnie stosowany w zabiegach medycznych i balneoterapeutycznych. W latach trzydziestych XX wieku przypadło apogeum entuzjazmu dla wszelkich możliwych terapii radonem. Wprowadzono wówczas koncepcję progu po stwierdzeniu, że negatywne skutki oddziaływania promieniowania jonizującego występują tylko powyżej pewnego poziomu dawki. Już wtedy zgromadzono wiele danych eksperymentalnych wskazujących na dobroczynne (lecznicze) działanie małych dawek. Pod koniec lat trzydziestych i w latach czterdziestych stwierdzono jednak niewątpliwy wpływ dużych stężeń radonu na zwiększenie ryzyka zachorowalności na nowotwory płuc i dróg oddechowych. Wyniki tych badań zbiegły się także w czasie z pierwszymi wybuchami bomb jądrowych. W świetle takich danych i przy znacznym udziale mediów zaczęto postrzegać radon, podobnie jak promieniotwórczość w ogóle, jako największe niebezpieczeństwo, przed którym należy się chronić (Przylibski, 2005a).

Przyjęcie w środowiskach radiologicznych liniowej hipotezy bezprogowej, zakładającej że te same skutki popromienne (m.in. nowotwory, choroby genetyczne) po otrzymaniu wielkich dawek, występują także po otrzymaniu małych dawek, a tylko częstość ich występowania jest mniejsza, proporcjonalnie do dawki, spowodowane było obserwacją skutków eksplozji w Hiroszimie i Nagasaki. Wybuch elektrowni jądrowej w Czarnobylu w połowie lat 80-tych XX wieku jeszcze bardziej wzmógł ogólnospołeczną radiofobię. W hipotezie liniowej ekstrapoluje się dane z obszaru wielkich dawek (potwierdzone badaniami epidemiologicznymi) do obszaru dawek małych, co powoduje uznanie, że nawet najmniejsze dawki, bliskie zeru, wywołują jedynie szkodliwe efekty. Hipoteza ta jest sprzeczna ze zjawiskiem hormezy, tj. z występowaniem skutków stymulujących lub ogólnie pozytywnych dla organizmu po małych dawkach czynnika, który jest jednocześnie szkodliwy w dużych dawkach lub w przypadku niedoboru (Fig. 3.1) (Przylibski, 2005a).

Hormezę należy uważać za reakcję adaptacyjną organizmu o charakterystycznych cechach reakcji na dawkę, wywołaną albo przez bezpośrednie działanie, albo przez procesy stymulacyjne spowodowane nadkompensacją początkowej toksyczności przy małych dawkach. Z biologicznego punktu widzenia hormeza reprezentuje strategię optymalnego rozmieszczenia zasobów w organizmie, zapewniającą utrzymanie homeostazy (Calabrese i Baldwin, 2002a). Według tych autorów kwestia dobroczynnych bądź szkodliwych jej skutków nie powinna być zawarta w samej definicji hormezy, lecz należy pozostawić ją dalszej ocenie biologicznego i ekologicznego kontekstu tej reakcji. Zjawisko hormezy jest od dawna znane w farmakologii i kryminologii, gdzie nikogo nie dziwi, że zażycie zbyt dużej dawki leku może spowodować śmierć. Wiedział już o tym Paracelsus w I połowie XVI wieku. W ciągu niemal całej II połowy XX wieku w ochronie radiologicznej ignorowano tę zasadę. Dopiero pod koniec lat 90-tych coraz silniej zaznaczał się odwrót od bezprogowej hipotezy liniowej na korzyść hormezy radiacyjnej (Jaworowski, 1997; Hryniewicz, 2001; Calabrese i Baldwin, 2002b, 2003; Lázár i in., 2003), wciąż jednak pozostaje w tej kwestii wiele wątpliwości (Cebulska-Wasilewska, 1997; Samet, 1997a; Johansson, 2003). Nie brakuje także prac bazujących na założeniach bezprogowej hipotezy liniowej (np. Darby i in., 2001), a także prac dostarczających argumentów za słusnością tej hipotezy (np. Darby i in., 2005).

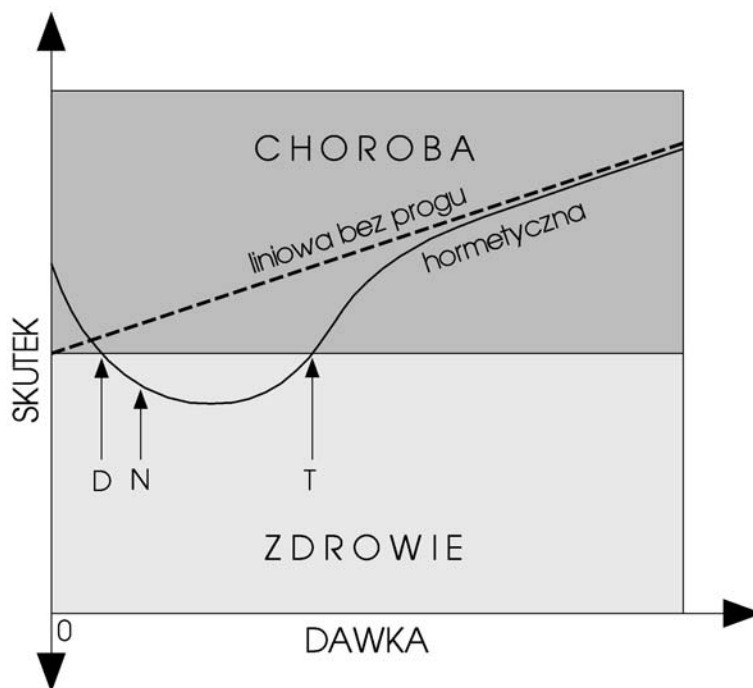


Fig. 3.1. Zależność biologicznego skutku od dawki promieniowania jonizującego zgodnie z bezprogową hipotezą liniową (linia przerywana) i hipotezą hormetyczną (linia ciągła) (według Jaworowski, 1997). Deficyt czynnika (promieniowania jonizującego) – dawka mniejsza od D – powoduje objawy niedoboru. Małe dawki – pomiędzy D i T – poprawiają stan zdrowia. Dawki większe od T powodują skutki szkodliwe dla zdrowia. N – oznacza średnią dawkę pochodzącą od promieniowania naturalnego. Punkty D, T i N według Jaworowskiego (1997) reprezentują wartości szacunkowe.

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

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

określonej populacji ekspozycja na promieniowanie jonizujące może być pożyteczna dla organizmu (Calabrese i Baldwin, 2002b; Johansson, 2003).

To właśnie w oparciu o zjawisko hormezy nieprzerwanie od początku ubiegłego wieku do dzisiaj w wielu krajach Europy (np. Niemcy, Austria, Czechy, Rosja, Francja, Polska) i świata (np. Japonia) działają uzdrowiska stosujące zabiegi balneoterapeutyczne wykorzystujące radon rozpuszczony w wodach podziemnych (kąpiele, natryski, inhalacje, kuracja pitna i in.) (Kochański, 1978, 2002; Kobal i Renier, 1987; Rudnicki i Wysocki, 1987; Tymczasowa instrukcja..., 1988; Ponikowska i in., 1995; Soto i in., 1995; Szerbin, 1996; Planinić i in., 1996; Huber i Ennemoser, 2001; Zdrojewicz i Belowska-Bień, 2004). Równie często w lecznictwie wykorzystywany jest także radon gromadzący się w jaskiniach i sztolniach (m.in. nieczynnych kopalń uranowych) zamienionych na inhalatoria (speleoterapia, antropoterapia, subterranoterapia) (Papierkowski, 1969; Skulimowski, 1981; Sas i in., 1998; Štelcl i in., 1998; Peńsko i in. 1998). W Polsce wciąż jednak nie brakuje głosów sceptycznych w tym zakresie, przede wszystkim w związku z brakiem jednoznacznych obiektywnych wyników badań oddziaływania terapii radonowych na organizm pacjentów i kuracjuszy (Rudnicki, 1985; Straburzyńska-Lupa, 2000).

W oparciu o teorię hormezy radiacyjnej bez trudu można zaakceptować fakt leczniczego zastosowania małych dawek promieniowania jonizującego pochodzącego od radonu i jego pochodnych, pod kontrolą lekarza w czasie kuracji w uzdrowisku, trwającej 2 – 3 tygodnie w ciągu roku. Na gruncie tej teorii nie stoi to w sprzeczności z faktem szkodliwego oddziaływania radonu i produktów jego rozpadu na organizm człowieka pracującego przez 40 godzin tygodniowo i 50 tygodni w roku w atmosferze zawierającej zwiększone stężenia radonu i jego pochodnych. Podobnie odnieść się można do negatywnych skutków, z zachorowaniem na nowotwór płuc włącznie, jakie mogą być efektem długiego czasu przebywania w atmosferze mieszkań, w których spędzamy około 80% czasu naszego życia, jeżeli znajdują się w niej zwiększone koncentracje radonu i jego pochodnych (Przylibski, 2006a).

W Polsce nadrzędnym aktem prawnym dotyczącym problematyki wydobywania kopalni oraz ochrony ich złóż jest ustawa „Prawo geologiczne i górnicze” (Ustawa..., 1994). W odniesieniu do radonowych wód podziemnych ma ona zastosowanie wówczas, gdy wody te są wodami leczniczymi. W artykule 5., punkcie 4. cytowanej ustawy stwierdza się, że: „W rozumieniu ustawy nie są kopalinami wody podziemne, z wyjątkiem solanek, wód leczniczych i termalnych”. W punkcie 5. tego artykułu stwierdza się, co następuje: „Rada Ministrów, w drodze rozporządzenia, określi: 1) złoża wód podziemnych zaliczonych do solanek, wód leczniczych i termalnych, mając na względzie ich szczególne walory wynikające z mineralizacji, własności fizycznych i chemicznych, ilości i warunków występowania, 2) złoża innych kopalni leczniczych o szczególnie cennych walorach ze względu na rodzaj i jakość kopaliny”. Następnie w punkcie 6. artykułu 5. mowa jest o tym, że: „Rada Ministrów, w drodze rozporządzenia, może zaliczyć kopalinę pospolitą, występującą w określonym złożu lub określonej jednostce geologicznej, do kopalni podstawowych, biorąc pod uwagę jej rodzaj, ilość lub warunki zalegania”.

Ustawa nie precyzuje, nie definiuje żadnych pojęć, ani też nie określa konkretnych złóż zostawiając decyzję w tej sprawie Radzie Ministrów. W tym brzmieniu Prawo geologiczne i górnicze obowiązuje od 1.01.2002 r. Zgodnie z przytoczonymi powyżej punktami artykułu 5. tej ustawy Rada Ministrów wydała stosowne, obowiązujące obecnie rozporządzenie (Rozporządzenie Rady Ministrów..., 2006). W paragrafie 2, punkcie 1 tego rozporządzenia stwierdza się, że: „Do wód leczniczych zalicza się wody podziemne niezanieczyszczone pod względem chemicznym i mikrobiologicznym, o naturalnej zmienności cech fizycznych i chemicznych, spełniające co najmniej jeden z następujących warunków: [...] 7) zawartość radonu – nie mniej niż 74 Bq (wody radonowe)”. Mimo nieprecyzyjności tej definicji intencją Rady Ministrów należy rozumieć w taki sposób, że leczniczymi wodami radonowymi są wody zawierające radon (^{222}Rn) w stężeniu promieniotwórczym nie mniejszym niż $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Następnie w paragrafie 2 cytowanego rozporządzenia wymienionych jest 71 złóż wód podziemnych, które są uznane za złoża wód leczniczych, pod rygorem spełniania przez te wody warunków wymienionych w cytowanym powyżej punkcie 1 paragrafu 2. Należy zatem rozumieć, że radonowymi wodami leczniczymi są wody podziemne niezanieczyszczone pod względem chemicznym i mikrobiologicznym,

o naturalnej zmienności cech fizycznych i chemicznych, zawierające nie mniej niż $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ radonu (^{222}Rn) i występujące w złożach wód podziemnych na terenie następujących miejscowości: Andrzejówka, Busko Zdrój, Ciechocinek, Cieplice w mieście Jelenia Góra, Czarniawa Zdrój, Dębowiec, Długopole Zdrój, Duszniki Zdrój, Dziwnówek, Głębokie, Goczałkowice Zdrój, Gorzanów, Horyniec Zdrój, Iwonicz Zdrój, Jastrzębik, Jedlina Zdrój, Jeleniów, Kamień Pomorski, Kołobrzeg, Konstancin-Jeziorna, Kotuń, Krościenko nad Dunajcem, Krynica Zdrój, Krzeszowice, Kudowa Zdrój, Latoszyn, Łądek Zdrój, Leluchów, Lubatówka, Łągow, Łomnica Zdrój, Marusza, Mateczny w XIII Dzielnicy Miasta Krakowa, Międzywodzie, Milik, Muszyna, Nałęczów, Piwniczna Zdrój, Polanica Zdrój, Polańczyk, Połczyn Zdrój, Powroźnik, Przerzeczyn Zdrój, Rabka Zdrój, Rymanów Zdrój, Solec Zdrój, Sopot, Stare Bogaczowice, Stare Rochowice, Stary Wielisław, Swoszowice, Szczawa, Szczawina, Szczawnica, Szczawnik, Szczawno Zdrój, Świeradów Zdrój, Świnoujście, Trzebnica, Tylicz, Ustka, Ustroń, Wapienne, Wełnin, Wieniec Zdrój, Wysowa, Zabłocie, Złockie, Zubrzyk, Żegiestów, Las Winiarski (Rozporządzenie Rady Ministrów..., 2006). Takie rozstrzygnięcie prawne powoduje wiele problemów związanych np. z eksploatacją studni prywatnych lub też ujęć komunalnych na terenie tych miejscowości, jeżeli ujmują one podziemne wody radonowe. Należałoby wówczas uznać, że są to radonowe wody lecznicze, a w związku z tym, że są one eksploatowane bez koncesji na wydobywanie kopaliny, a więc są ujmowane i eksploatowane bezprawnie (Ustawa..., 1994).

W cytowanym powyżej rozporządzeniu, w paragrafie 5 stwierdza się, że: „Do kopalin podstawowych zalicza się: [...] 2) wody lecznicze wymienione w paragrafie 2” (Rozporządzenie Rady Ministrów..., 2006). W związku z powyższym, w chwili obecnej wszystkie lecznicze wody radonowe są kopalinami podstawowymi.

Kopalin leczniczych, w tym wód leczniczych, dotyczy także ustawa o lecznictwie uzdrowiskowym, uzdrowiskach i obszarach ochrony uzdrowiskowej oraz o gminach uzdrowiskowych (Ustawa..., 2005). W artykule 36, punkcie 5 tej ustawy stwierdza się, co następuje: „Minister właściwy do spraw zdrowia, w porozumieniu z ministrem właściwym do spraw środowiska, określi w drodze rozporządzenia: 1) zakres badań niezbędnych do ustalenia właściwości leczniczych naturalnych surowców leczniczych i właściwości leczniczych klimatu [...], 2) kryteria oceny właściwości leczniczych naturalnych surowców leczniczych i właściwości leczniczych klimatu [...]”. Na podstawie cytowanego powyżej artykułu ustawy Minister Zdrowia wydał odpowiednie rozporządzenie (Rozporządzenie Ministra Zdrowia..., 2006). Leczniczych wód radonowych, według paragrafu 5. cytowanego rozporządzenia, dotyczy załącznik nr 4 (Rozporządzenie Ministra Zdrowia..., 2006). Zawiera on m.in. kryteria oceny właściwości leczniczych wód oraz ich przydatności do celów leczniczych. W załączniku tym zawarta jest „klasyfikacja fizykochemiczna wód podziemnych, które mogą być uznane za lecznicze”. Według cytowanej klasyfikacji, zgodnie z jej punktem „i” leczniczymi wodami radonowymi są wody „wykazujące aktywność promieniotwórczą co najmniej $74 \text{ Bg}/\text{dm}^3$ ”. Pomijając „nietypowy charakter” jednostki stężenia promieniotwórczego, a nie, jak chce autor rozporządzenia, aktywności promieniotwórczej, należy zauważyć, że nie jest jasne od jakich izotopów promieniotwórczych ma pochodzić ta aktywność. Co więcej, nie jest jasne dlaczego każda woda charakteryzująca się aktywnością promieniotwórczą powyżej 74 , jednak $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ (a nie „Bg”), ma być uznana za wodę radonową i wodę leczniczą, skoro za jej aktywność mogą np. odpowiadać sztuczne izotopy promieniotwórcze lub też inne niż radon radionuklidy naturalne. Wobec braku określenia NDS izotopów promieniotwórczych w tym samym załączniku, tak sformułowana definicja wód radonowych może doprowadzić do wykorzystania silnie toksycznych wód radioaktywnych jako radonowych wód leczniczych, które na dodatek mogą w ogóle nie zawierać radonu. Podobnych nieścisłości związanych z radioizotopami w tym rozporządzeniu jest znacznie więcej. Z tego też względu autorzy interpretują ten zapis w sposób następujący:

za lecznicze wody radonowe mogą być uznane wody podziemne niezanieczyszczone pod względem chemicznym i mikrobiologicznym, o naturalnej zmienności cech fizycznych i chemicznych, zawierające nie mniej niż $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ radonu (^{222}Rn),

co jest zgodne z wcześniej cytowanym rozporządzeniem Rady Ministrów (Rozporządzenie Rady Ministrów..., 2006). Nie zmienia to jednak konieczności poprawienia i znowelizowania nieścisłego i zawierającego błędy rozporządzenia Ministra Zdrowia (Rozporządzenie Ministra Zdrowia..., 2006).

Wartość minimalna stężenia ^{222}Rn w wodzie leczniczej, wynikająca z przyjętego progu aktywności farmakodynamicznej, jest wciąż dyskusyjna i w każdym państwie stosującym zabiegi balneoterapeutyczne w oparciu o wody radonowe przyjmowana jest na innym poziomie (Tab. 3.2).

Tab. 3.2. Minimalne wartości stężenia radonu (^{222}Rn) w wodach leczniczych (mineralnych) przyjęte w różnych państwach, wyrażone w $\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ (według Voronov, 2004).

PAŃSTWO	MINIMALNE STĘŻENIE ^{222}Rn W WODZIE LECZNICZEJ
WŁOCHY	48
POLSKA	74
ROSJA	185
FRANCJA	370
CZECHY	1192
NIEMCY	6885

Jak wynika z powyższej tabeli wartość minimalna stężenia ^{222}Rn w wodzie leczniczej przyjęta w Polsce, jako próg aktywności farmakodynamicznej, należy do najmniejszych w świecie.

4. ROZPOZNANE DOTYCHCZAS WYSTĄPIENIA RADONOWYCH WÓD LECZNICZYCH I POTENCJALNIE LECZNICZYCH WÓD RADONOWYCH W SUDETACH

Wody radonowe w sensie balneologicznym, tj. zawierające ^{222}Rn w stężeniu nie mniejszym niż $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ występują w Sudetach powszechnie, gdyż ta wartość stężenia leży w pobliżu dolnej granicy typowego przedziału wartości stężenia radonu w wodach podziemnych Sudetów, wynoszącego od 3 do $1000 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ (Przylibski i in., 2004). Zgodnie z propozycją Dowgiałły (Dowgiałło, 2002) wody podziemne spełniające odpowiednie warunki (por. rozdz. 3.2 i 3.3), w których zawartość ^{222}Rn przekracza tzw. próg farmakodynamiczny, ustalony przez Szmytównę (1955) na $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, należy zaliczyć do radonowych wód potencjalnie leczniczych. Natomiast te z radonowych wód potencjalnie leczniczych, które znajdują się w miejscowościach, w których zgodnie z Rozporządzeniem Rady Ministrów (2006) występują złoża wód leczniczych, z mocy prawa stają się radonowymi wodami leczniczymi. Według aktualnych danych zgromadzonych w archiwum Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górniczego Politechniki Wrocławskiej radonowe wody lecznicze występują w złożach na terenie następujących miejscowości leżących w Sudetach: Jeleniej Góry (Cieplic), Długopola Zdroju, Dusznik Zdroju, Jedliny Zdroju, Jeleniowa, Łąka Zdroju, Szczawiny, Szczawna Zdroju i Świeradowa Zdroju.

4.1. Radonowe wody lecznicze

Ze względu na genezę radonu, który rozpuszcza się w niewielkiej odległości od ujęcia wody podziemnej, w tym także leczniczej, a także ze względu na niezależność tego procesu od innych procesów chemicznych wpływających na uzyskiwanie przez wody podziemne właściwości leczniczych (Przylibski, 2005a), leczniczymi wodami radonowymi mogą być różnego rodzaju i typu chemicznego wody mineralne i swoiste.

4.1.1. WODY MINERALNE I RÓWNOCZEŚNIE SWOISTE

Lecznicze mineralne wody radonowe, a zatem jednocześnie swoiste ze względu na zawartość składnika swoistego, jakim jest radon, występują na terenie Sudetów w trzech miejscowościach – Dusznikach Zdroju, Szczawnie Zdroju i Jeleniowie (Fig. 4.1). Są to wody swoiste także ze względu na zawartość CO_2 .

Radonowe szczawy mineralne Dusznik Zdroju są wodami typu HCO_3 -Ca-(Na)-(Mg) o mineralizacji ogólnej około $1,5 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, zawartości CO_2 około $1,5 - 1,6 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ i ^{222}Rn do $92 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Ujęte są one w łupkach łyszczykowych (paragnejsach) górnego proterozoiku, występujących na obszarze metamorfiku orlicko-bystrzyckiego (Przylibski, 2005a).

Radonowe szczawy mineralne Szczawna Zdroju są wodami typu HCO_3 -Na-Ca o mineralizacji ogólnej około $2,4 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, zawartości CO_2 około $2,0 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ i ^{222}Rn do $250 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Wypływają one ze zlepieńców, piaskowców i mułowców dolnego karbonu depresji śródsudeckiej (Przylibski, 2005a).

Radonowe szczawy mineralne Jeleniowa są wodami typu HCO_3 -Na-Ca o mineralizacji ogólnej około $1,4 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, zawartości CO_2 około $2,2 - 2,4 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ i ^{222}Rn do $110 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Wypływają one z piaskowców górnej kredy depresji śródsudeckiej (Przylibski, 2005a).

4.1.2. WODY SWOISTE

Lecznicze wody swoiste można podzielić na radonowe wody swoiste, które uznawane są za swoiste jedynie z powodu zawartości radonu (^{222}Rn) w odpowiednim stężeniu ($\geq 74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$), a także radonowe wody swoiste, które można uznać za swoiste również ze względu na inne cechy, niż zawartość ^{222}Rn .

4.1.2.1. Radonowe wody termalne

Wody termalne są zaliczane do wód swoistych posiadających właściwości lecznicze w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia (2006), a także w klasyfikacji Dowgiałły (2002), natomiast nie są one zaliczone do wód leczniczych w Rozporządzeniu Rady Ministrów (2006). Zostały one wyróżnione przez autorów ze względu na to, że podwyższona temperatura jest ich charakterystyczną właściwością.

Lecznicze termalne wody radonowe występują na terenie Sudetów w dwóch miejscowościach – w Łądku Zdroju i w Jeleniej Górze (Cieplicach) (Fig. 4.1).

W Łądku Zdroju wodami radonowymi są niskozmineralizowane wody termalne, fluorkowe, siarczkowe typu $\text{HCO}_3\text{-CO}_3\text{-F-(SO}_4\text{)-Na}$. Są to więc jednocześnie wody swoiste – termalne, fluorkowe i siarczkowe. Ich mineralizacja waha się w granicach $0,2 - 0,3 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, a ich skałami zbiornikowymi są gnejsy górnego proterozoiku i dolnego paleozoiku. Wypływają one na terenie metamorfiku Łądko-Śnieżnika, ich temperatura na wypływie wynosi od $18,7$ do $44,7^\circ\text{C}$, a zawartość ^{222}Rn dochodzi do $1350 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ (Przylibski, 2005a).

W Jeleniej Górze (Cieplicach) natomiast wodami radonowymi są niskozmineralizowane wody termalne, fluorkowe typu $\text{HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)-Na-Ca}$. Są to więc jednocześnie wody swoiste – termalne i fluorkowe. Ich mineralizacja waha się w granicach $0,7 - 0,8 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, a ich skałami zbiornikowymi są granity, granodioryty oraz aplity, pegmatyty i lamprofiry dolnego karbonu. Wypływają one na terenie granitu karkonoskiego, ich temperatura na wypływie wynosi około 21°C , a zawartość ^{222}Rn dochodzi do $165 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ (Przylibski, 2005a).

4.1.2.2. Szczawy radonowe

Lecznicze szczawy radonowe występują na terenie Sudetów w czterech miejscowościach – w Długopolu Zdroju, Jedlinie Zdroju, Szczawinie i Świeradowie Zdroju (Fig. 4.1).

Radonowe szczawy Długopola Zdroju są wodami typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-(Na)}$ o mineralizacji rzędu $0,8 - 0,9 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, zawartości CO_2 od $1,8$ do $2,0 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ i ^{222}Rn do $140 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Są to także wody swoiste żelaziste, o zawartości $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ w stężeniu około $10 - 11 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. Ich skałami zbiornikowymi są łupki łyszczkowe (paragnejsy) górnego proterozoiku występujące na obszarze metamorfiku orlicko-bystrzyckiego (Przylibski, 2005a).

Radonowe szczawy Jedliny Zdroju są wodami typu $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca}$ o mineralizacji rzędu $0,5 - 0,6 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, zmiennej zawartości CO_2 – od $0,7$ do $2,2 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ i stężeniu ^{222}Rn do $200 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Ujęte są one w strefach tektonicznych deformacji piaskowców, mułowców, a także porfirów karbonu górnego depresji śródsudeckiej (Przylibski, 2005a).

Radonowe szczawy Szczawiny są wodami typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ o mineralizacji rzędu $0,6 - 0,7 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, zawartości CO_2 od $2,1$ do $2,3 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ i ^{222}Rn do $155 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Są to także wody swoiste żelaziste, o zawartości $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ w stężeniu od 14 do $21 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. Ich skałami zbiornikowymi są łupki łyszczkowe (paragnejsy) górnego proterozoiku występujące na obszarze metamorfiku orlicko-bystrzyckiego (Przylibski, 2005a).

Radonowe szczawy Świeradowa Zdroju są wodami typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ oraz $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca}$ o mineralizacji rzędu $0,2 - 0,7 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, zmiennej zawartości CO_2 – od $1,0$ do $2,6 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ i stężeniu ^{222}Rn do $870 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Są to także wody swoiste żelaziste, o zawartości $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ w stężeniu od 10 do $26 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. Ich skałami zbiornikowymi są gnejsy i granitognejsy kambry – ordowiku leżące na obszarze metamorfiku izerskiego (Przylibski, 2005a).

4.1.2.3. Wody radonowe

Lecznicze wody radonowe występują na terenie Sudetów w dwóch miejscowościach – w Jeleniowie i w Świeradowie Zdroju (Fig. 4.1).

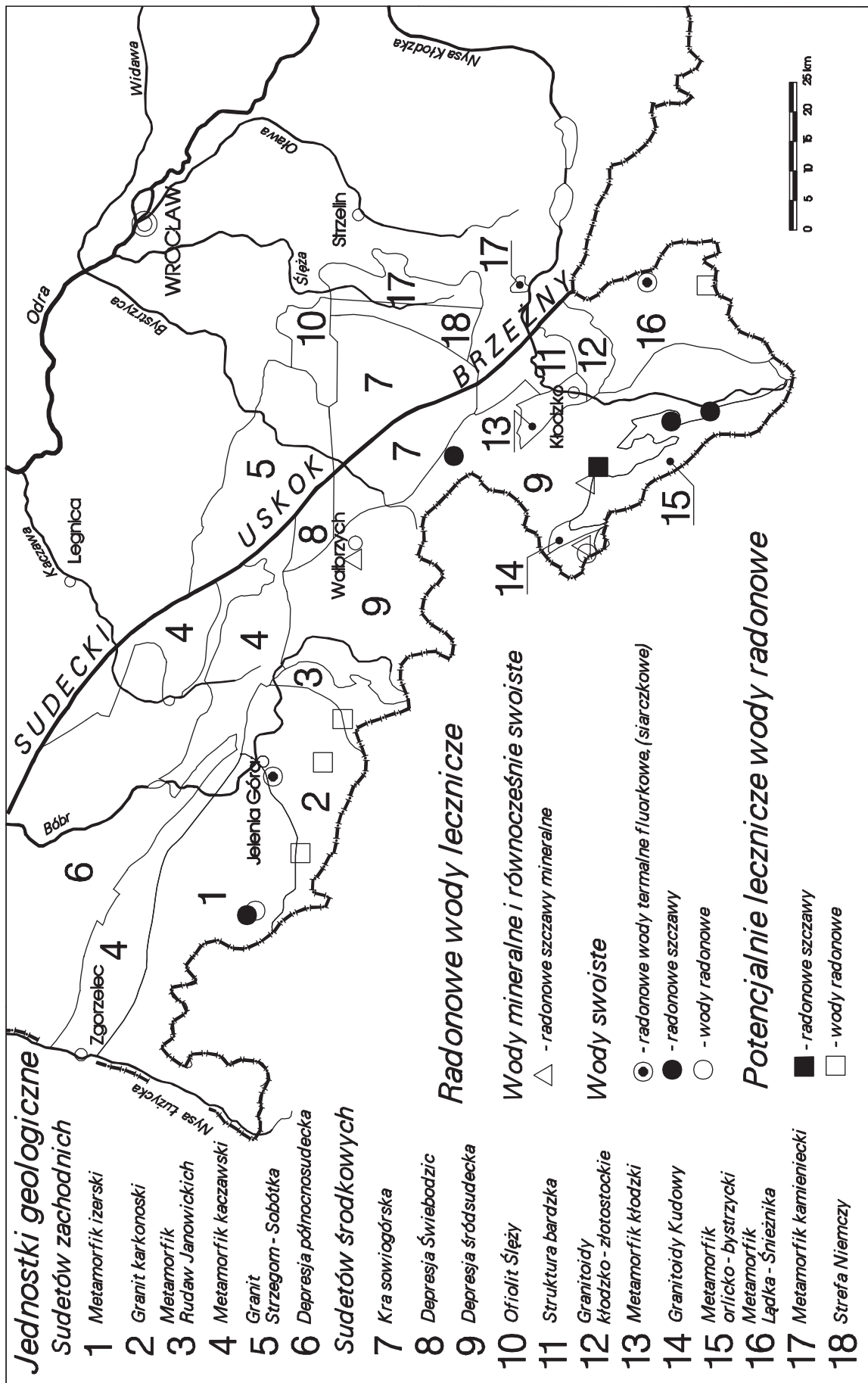


Fig. 4.1. Rejony występowania radonowych i potencjalnie leczniczych wód radonowych (według Przylibskiego, 2005a) na tle uproszczonego podziału polskiej części Sudetów zachodnich i części bloku przedsudeckiego na jednostki geologiczne wyższego rzędu (według Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Aleksandrowski i Mazur, 2002).

Wody radonowe Jeleniowa są wodami typu $\text{HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)-Ca-Mg}$ o mineralizacji rzędu $0,2 - 0,4 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ i zawartości ^{222}Rn do $96 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Niektóre z tych wód okresowo charakteryzują się zawartością $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ w stężeniu od 10 do $12 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, wówczas są to także swoiste wody żelaziste. Są one ujęte w żwirach, piaskach, glinach i iłach czwartorzędu oraz marglach i piaskowcach górnej kredy depresji śródsudeckiej (Przylibski, 2005a).

Wody radonowe Świeradowa Zdroju są wodami typu $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Na-(Mg)}$ oraz $\text{HCO}_3\text{-Cl-SO}_4\text{-Na-Ca}$ o mineralizacji w granicach $0,04 - 0,4 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$ i stężeniu ^{222}Rn do $1955 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Są one ujęte w gnejsach, granitognejsach i leukogranitach kambru – ordowiku oraz w zwietrzelinach czwartorzędu na obszarze metamorfiku izerskiego (Przylibski, 2005a).

4.2. Potencjalnie lecznicze wody radonowe

Potencjalnie lecznicze wody radonowe występują w kilku obszarach w Sudetach – w rejonie Starych Bobrownik, Szklarskiej Poręby, Sosnówki, Kowar i Kamienicy (Fig. 4.1) (Przylibski, 2005a). Należy zaznaczyć, że w wieku XX kilkakrotnie za lecznicze były uznawane odpowiednimi aktami prawnymi szczawy Starych Bobrownik, a za lecznicze wody radonowe także wody podziemne Szklarskiej Poręby, Sosnówki i Kowar (vide Przylibski, 2005a). Według najnowszych badań Przylibskiego (2005a) i Adamczyk-Lorenc (2005) za potencjalnie lecznicze wody radonowe można uznać także wody podziemne wypływające w kilkunastu do tej pory rozpoznanych i zbadanych źródłach w Dolinie Kamienicy w Masywie Śnieżnika. Potencjalnie lecznicze wody radonowe występujące na wyżej wymienionych obszarach należą do dwóch typów.

W Starych Bobrownikach występują szczawy radonowe typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ o mineralizacji rzędu $0,2 - 0,3 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$, a więc wody zaliczane do swoistych także ze względu na zawartość CO_2 , którego stężenie waha się w granicach $0,9 - 1,6 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$. Stężenie ^{222}Rn dochodzi w wodach Starych Bobrownik do $165 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. W szczawach tych okresowo stężenie $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ przekraczało $10 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, osiągając wartości około $35 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, co powoduje że można je uznać także za swoiste wody żelaziste. Wypływają one z gnejsów mylonitycznych oraz łupków i kwarcytów grafitowych górnego proterozoiku i dolnego paleozoiku na obszarze metamorfiku orlicko-bystrzyckiego (Przylibski, 2005a).

Natomiast w rejonie pozostałych miejscowości występują nisko zmineralizowane ($\text{TDS} < 0,15 \text{ g}\cdot\text{dm}^{-3}$) wody radonowe współczesnej infiltracji. Są to wody radonowe typu: w Szklarskiej Porębie $\text{(SO}_4\text{)-(HCO}_3\text{)-(Cl)-(NO}_3\text{)-(Ca)-(Mg)-(Na)}$, w Sosnówce $\text{SO}_4\text{-(HCO}_3\text{)-(Ca)-(Mg)-(Na)}$, w Kowarach $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Na-(Mg)}$, w Dolinie Kamienicy $\text{(HCO}_3\text{)-(SO}_4\text{)-Ca-(Mg)-(Na)}$. Stężenie ^{222}Rn w wodach radonowych Szklarskiej Poręby, Sosnówki, Kowar i Doliny Kamienicy dochodzi odpowiednio do $1720, 315, 540$ i $2385 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. W Szklarskiej Porębie, Sosnówce i Kowarach wypływają one z granitów i aplitów dolnego karbonu oraz czwartorzędowych zwietrzelin tych skał w obrębie granitu karkonoskiego. W Dolinie Kamienicy natomiast wypływają one z gnejsów górnego proterozoiku i dolnego paleozoiku występujących na obszarze metamorfiku Łądka-Śnieżnika (Przylibski, 2005a).

Potencjalnie lecznicze wody radonowe wymienione powyżej były przedmiotem badań w ciągu ostatnich kilkunastu lub nawet kilkudziesięciu lat (vide Przylibski, 2005a).

5. OCENA KOMPLETNOŚCI ISTNIEJĄCYCH MATERIAŁÓW

Precyzyjne wyznaczenie obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach wymaga dokładnej znajomości wartości współczynnika emanacji (K_{em}) oraz zawartości macierzystego izotopu ^{226}Ra w skałach zbiornikowych wód podziemnych, a także procesów przepływu i mieszania się wód podziemnych występujących na tym obszarze. Do chwili obecnej nie dysponujemy kompletem danych w tym zakresie w odniesieniu do Sudetów, dlatego też w niniejszym opracowaniu autorzy musieli skorzystać z istniejących niepełnych danych. Dane te zostały zebrane w czasie kilkunastu lat prac badawczych w archiwum Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, częściowo w formie elektronicznej bazy danych. W związku z tym wyznaczone na podstawie tych dostępnych danych obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach muszą w przyszłości podlegać weryfikacji, uszczegółowieniu i uzupełnieniom, w miarę przybywania kolejnych wyników badań.

Dotychczasowe wyniki pomiarów stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych Sudetów prowadzone były w ujęciach zgrupowanych w obrębie lub w pobliżu wybranych miejscowości, zwłaszcza uzdrowiskowych, a także w wybranych punktach rozrzuconych na całym obszarze Sudetów. Dlatego też odległości pomiędzy punktami opróbowania wód podziemnych w Sudetach nie pozwalają na prześledzenie jego zmian w przestrzeni z dokładnością rzędu kilkudziesięciu – kilkuset metrów, jaka byłaby optymalna dla uzyskania pełnej informacji o zmienności przestrzennej stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych tego obszaru (Przylibski, 2005a). Brakuje także dokładnego rozpoznania zawartości ^{226}Ra w skałach zbiornikowych wód podziemnych Sudetów oraz wartości współczynnika emanacji tych skał. Istniejące w tym zakresie publikowane dane (Przylibski, 2004, 2005a) są zdecydowanie niewystarczające do jakichkolwiek interpretacji przestrzennej zmienności tych dwóch podstawowych czynników decydujących o genezie radonu i wpływających na zmiany stężenia ^{222}Rn rozpuszczonego w wodach podziemnych.

W związku z prowadzeniem do tej pory badań związanych z występowaniem ^{222}Rn w wodach podziemnych przede wszystkim uznanych za lecznicze, istnieje zaledwie kilkanaście obszarów dobrze rozpoznanych pod względem hydrogeochemii radonu. Znaczna część obszaru Sudetów do tej pory nie była objęta tego typu pracami. Badań tych nie prowadzono w ogóle lub też wykonywano pojedyncze pomiary, czasami uzupełniane interpretacją uzyskanych wyników odnoszącą się do ograniczonych, niewielkich obszarów. Dlatego też praktycznie nie istnieją dane na temat tła hydrogeochemicznego radonu dla całego obszaru Sudetów, ani też dla obszaru całych jednostek geologicznych wchodzących w ich skład (por. rozdz. 2.3).

Obecna znajomość geochemicznej charakterystyki radonu odniesiona do środowiska litosfery i wód podziemnych Sudetów, a także budowy geologicznej tego obszaru, w tym szczególnie danych z zakresu hydrogeologii, mineralogii, petrologii, geochemii, tektoniki, oraz geologii złożowej, pozwala jedynie na określenie ogólnych prawidłowości występowania wód radonowych, w tym potencjalnie leczniczych, na obszarze Sudetów.

Przy uwzględnieniu zgromadzonych dotychczas danych o zakresie wartości stężenia ^{222}Rn notowanych w wodach podziemnych Sudetów istnieje jedynie możliwość wskazania jednostek geologicznych (tektonicznych) wyższego rzędu, które są mniej lub bardziej perspektywiczne pod względem występowania na ich obszarze potencjalnie leczniczych wód radonowych (por. Fig. 2.6). Niemniej jednak wyraźnie zauważalny jest brak dokładnych i kompleksowych map geochemicznych i hydrogeochemicznych, zwłaszcza dotyczących rozprzestrzenienia izotopów macierzystych radonu – głównie ^{226}Ra i ^{238}U . Brakuje także szczegółowych zdjęć radiohydrogeologicznych oraz radiometrycznych większych obszarów – całych jednostek geologicznych oraz obszaru Sudetów. Widoczny jest także brak lotniczych zdjęć geofizycznych (radiologicznych, radioekologicznych) i map sporządzonych w oparciu o ich interpretację.

Podsumowując należy stwierdzić, że w chwili obecnej nie istnieją odpowiednie dane o stężeniu ^{222}Rn w wodach podziemnych Sudetów, ani też o zawartości ^{226}Ra w ich skałach zbiornikowych, jak również o wartościach K_{em} tych skał, które pozwalałyby na optymalne przedstawienie zmienności przestrzennej stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych Sudetów, a na tej podstawie na wyznaczenie obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach. Brakuje również danych niezbędnych do kompleksowej charakterystyki przepływu wód podziemnych w wielu jednostkach geologicznych. W tym zakresie dysponujemy fragmentaryczną wiedzą opartą o wyniki badań prowadzonych kompleksowo jedynie w kilkunastu wybranych rejonach Sudetów, uzupełnioną o znajomość wielu procesów i prawidłowości związanych z hydrogeochemią radonu, a także nieznaną liczbą rozproszonych oznaczeń wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych pozostałej części Sudetów.

Takiej opinii nie zmienia także fakt równoległe przygotowanego opracowania Wołkowicza (2006) dotyczącego potencjału radonowego Sudetów. Z wstępnych analiz porównawczych wynika, że tylko w najbardziej ogólnym stopniu analizy obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych i obszary o wysokim potencjale radonowym pokrywają się ze sobą. Wynika to przede wszystkim z różnicy opróbowanego medium – wód podziemnych i powietrza glebowego. Bezpośrednie porównanie wyników pomiarów stężenia w tych dwóch ośrodkach nie może być wykonane bez głębszej analizy genezy i transportu radonu do punktów opróbowania, tym bardziej, że każdy z tych ośrodków opróbowano, z przyczyn obiektywnych, w siatkach znacznie różniących się liczbą (gęstością powierzchniową) węzłów – punktów opróbowania. Zauważone ogólne prawidłowości odnoszą się do podstawowych cech litologicznych obszaru Sudetów i ich poszczególnych jednostek geologicznych. Dlatego też otrzymanie rozsądnie uzasadnionych wyników wymaga odrębnej interpretacji danych uzyskanych w ramach prac Wołkowicza (2006) i niniejszego opracowania. W chwili obecnej, po wykonaniu obydwu wyżej wymienionych opracowań, stało się dopiero możliwe rozpoczęcie prac mających na celu dogłębną analizę relacji pomiędzy obszarami występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, a obszarami o różnym potencjale radonowym w Sudetach. Wstępne wyniki tych badań zostaną przedstawione w rozdziale 8, a wraz z bardziej dogłębną interpretacją ukażą się w formie odrębnej publikacji.

6. METODYKA BADAŃ

Podjęte prace zmierzające do wyznaczenia obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach obejmowały kilka etapów. Były to: prace wstępne – określające zakres merytoryczny oraz sposób wykonania opracowania, prace terenowe – obejmujące pobieranie prób wód podziemnych do analizy zawartości ^{222}Rn , prace laboratoryjne – obejmowały wykonanie oznaczeń stężenia ^{222}Rn w pobranych próbkach wód podziemnych oraz prace kameralne i analityczne służące opracowaniu wyników oraz sformułowaniu wniosków.

6.1. Prace wstępne

Wobec dokonanej przez autorów oceny kompletności istniejących materiałów archiwalnych (por. rozdz. 5), optymalnym rozwiązaniem problemu wyznaczenia obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach, tak pod względem finansowym, czasowym, jak i wymaganego nakładu pracy, okazało się wykonanie uzupełniających pomiarów stężenia ^{222}Rn w wybranych źródłach i ujęciach wód podziemnych Sudetów. Ze względu na niewielką liczbę zgromadzonych danych, czas niezbędny do uzupełnienia brakujących danych i koszty wykonania dodatkowych oznaczeń, autorzy nie zdecydowali się na wykonanie pomiarów zawartości ^{226}Ra w skałach zbiornikowych wód podziemnych Sudetów i wartości K_{em} tych skał.

Wobec dokonanego wyboru metodyki, zasadniczym celem prac wstępnych było wyselekcjonowanie punktów opróbowania wód podziemnych Sudetów pod względem stężenia ^{222}Rn . W tym celu zestawiono dostępne dane archiwalne, jakimi dysponuje Zakład Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej. Skorzystano także z bazy danych „Bank HYDRO” udostępnionej przez Państwowy Instytut Geologiczny. Ze względu jednak na brak opisu metodyki oraz niepewności oznaczeń stężenia ^{222}Rn w wodzie poszczególnych ujęć zawartych w „Banku HYDRO” zrezygnowano z wykorzystania tych wyników dla realizacji celu niniejszego opracowania. Po dokonaniu przeglądu wyników archiwalnych ustalono, że dostępne są wiarygodne wyniki pomiarów stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych Sudetów wykonane w 302 punktach (153 źródłach, 106 studniach i 43 odwiertach). Łącznie zestawiono 707 danych, które posłużyły do wyznaczenia wartości średnich w każdym punkcie. Ze względu na decydujący wpływ składu chemicznego i mineralnego oraz genezy skał zbiornikowych na stężenie ^{222}Rn w wodzie podziemnej stwierdzono, że optymalne będzie odniesienie wyników pomiarów stężenia ^{222}Rn w badanych wodach podziemnych Sudetów do typu ich skał zbiornikowych. Na tej podstawie zdecydowano o wykorzystaniu podziału Sudetów na jednostki geologiczne (i tektoniczne), w obrębie których występują podobne skały zbiornikowe wód podziemnych powiązane ze sobą genetycznie i przestrzennie, a równocześnie tworzące w miarę jednolite struktury. W związku z powyższym, obszar Sudetów podzielono na jednostki geologiczne wyższego rzędu, których granice przyjęto według najnowszej literatury regionalnej (Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski i Mazur, 2002; Kryza, 1995a, b; Żelaźniewicz, 1995, 1997; Żelaźniewicz i in., 1995; Franke i Żelaźniewicz, 2000; Urbanek i in., 1995). Na tej podstawie w poszczególnych jednostkach geologicznych Sudetów wytypowano obszary, w których rozmieszczenie punktów opróbowania jest zbyt rzadkie i wymaga uzupełnienia. W efekcie tych prac wytypowano 229 punktów do pobrania prób wód podziemnych i wykonania w nich analiz stężenia ^{222}Rn (Tab. 6.1, Fig. 2.2 i 2.3).

W ramach prac wstępnych, na podstawie hydrogeologicznej literatury regionalnej (Michniewicz i Mroczkowska, 1991), autorzy określili także subregiony hydrogeologiczne, w odniesieniu do których dokonana zostanie interpretacja uzyskanych wyników przeprowadzonych badań (por. Fig. 2.5). Podział Sudetów na subregiony hydrogeologiczne zdaniem autorów jest szczególnie korzystny ze

Tab. 6.1. Zestawienie uwzględnionej w opracowaniu liczby punktów opróbowania wód podziemnych Sudetów i liczby analiz stężenia ²²²Rn w tych wodach.

Lp.	Liczba punktów pomiarowych		Liczba analiz		Rodzaj punktów pomiarowych					
	ZB-AMB	LH-PWr	ZB-AMB	LH-PWr	Źródła		Studnie		Odwierty	
					ZB-AMB	LH-PWr	ZB-AMB	LH-PWr	ZB-AMB	LH-PWr
1	Metamorfik łącka-śnieznika									
	1	59 (14)	1	170 (22)	1	42 (12)	0	15 (2)	0	2
2	Granitoidy kłodzko-złotostockie									
	0	22 (4)	0	25 (4)	0	5	0	17 (4)	0	0
3	Metamorfik orlicko-bystrzycki									
	3	34 (12)	3	89 (13)	1	22 (10)	2	4 (2)	0	8
4	Metamorfik kłodzki									
	1	5 (3)	1	6 (5)	0	0	1	5 (3)	0	0
5	Granitoidy Kudowy									
	0	1 (1)	0	1 (1)	0	0	0	1 (1)	0	0
6	Struktura bardzka									
	2	20 (3)	2	24 (5)	0	14 (1)	2	6 (2)	0	0
7	Kra sowiogórska									
	7	14 (3)	7	19 (5)	1	14 (3)	6	0	0	0
8	Depresja śródsudecka *									
	40	63 (17)	40	130 (20)	8	23 (13)	32	17 (4)	0	23
9	Metamorfik Rudaw Janowickich **									
	4	12 (1)	4	12 (1)	0	5 (1)	4	7	0	0
10	Granit karkonoski									
	6	52 (5)	6	128 (6)	3	39 (5)	3	11	0	2
11	Metamorfik izerski ***									
	30	47 (8)	30	145 (8)	4	17 (7)	26	22 (1)	0	8
12	Metamorfik kaczawski									
	17	35 (9)	17	40 (12)	0	22 (2)	17	13 (7)	0	0
13	Depresja północnosudecka									
	18	33 (20)	18	38 (23)	2	9 (5)	16	24 (15)	0	0
14	Depresja Świebodzic									
	0	5	0	5	0	0	0	5	0	0
Suma	129	402	129	832	20	212	109	147	0	43

* – W 3 punktach pomiarowych analizy wykonano w dwóch wymienionych laboratoriach; punkty te uwzględniono w sumie opróbowanych punktów pomiarowych dla każdego laboratorium

** – W 2 punktach pomiarowych analizy wykonano w dwóch wymienionych laboratoriach; punkty te uwzględniono w sumie opróbowanych punktów pomiarowych dla każdego laboratorium

*** – W 4 punktach pomiarowych analizy wykonano w dwóch wymienionych laboratoriach; punkty te uwzględniono w sumie opróbowanych punktów pomiarowych dla każdego laboratorium

Liczby w nawiasach odnoszą się do punktów i analiz wykonanych w LH-PWr w ramach opracowania.

LH-PWr – Laboratorium Hydrogeologiczne Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej

ZB-AMB – Laboratorium Zakładu Biofizyki Akademii Medycznej w Białymstoku; wszystkie analizy w ZB-AMB wykonano w ramach opracowania.

względu na bezpośrednie związki wydzielenia ich granic z wyznaczonymi granicami jednostek geologicznych różniących się typami budujących je skał zbiornikowych.

W obszarach charakteryzujących się dużym zagęszczeniem archiwalnych punktów opróbowania, w których stwierdzono duże stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych, wytypowano także dodatkowe punkty opróbowania w celu dokładniejszego rozpoznania ewentualnych anomalii. Postąpiono tak ze względu na możliwość zakwalifikowania obszarów anomalnych jako obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych.

6.2. Prace terenowe

Prace terenowe w ramach niniejszego opracowania wykonywane były niezależnie przez pracowników Państwowego Instytutu Geologicznego i Politechniki Wrocławskiej. Trwały one od połowy marca 2006 r. do początku października 2006 r. W ramach tych prac pobrano łącznie 254 próby wód podziemnych z 220 punktów, w tym 125 prób ze 100 punktów pobrała Anna Adamczyk-Lorenc z Politechniki Wrocławskiej i 129 prób ze 129 punktów pobrali pracownicy Zakładu Geologii Środowiskowej Państwowego Instytutu Geologicznego. W 9 punktach próby pobrane zostały jednocześnie przez pracowników Politechniki Wrocławskiej i Państwowego Instytutu Geologicznego w celu wykonania pomiarów porównawczych (por. rozdz. 6.3.3 i Tab. 6.2). Rozmieszczenie punktów opróbowania wód podziemnych w ramach niniejszego opracowania przedstawiono na mapach (Fig. 2.2 i 2.3).

W terenie weryfikowano lokalizację punktów wytypowanych w czasie prac wstępnych w taki sposób, aby wybrane obiekty – źródła, studnie lub odwierty znajdowały się możliwie najbliżej wyznaczonego na mapie punktu poboru próby wody podziemnej i jednocześnie leżały na obszarze tej samej jednostki geologicznej Sudetów. Próby te pobierano możliwie najbliżej wypływu wody podziemnej na powierzchnię lub z zaworu znajdującego się najbliżej ujęcia. W przypadku studni prywatnych próby pobierano posługując się pompą zanurzeniową, lub rzadziej wiadrem. Sporadycznie także próby wody pobierano z zaworów umieszczonych w budynku, możliwie blisko ujęcia.

W czasie wykonywania prac badawczych pobierano próby wód podziemnych o bardzo różnorodnej mineralizacji, temperaturze i zróżnicowanych innych właściwościach fizyko-chemicznych, ujmowanych zarówno z płytkich, jak i głębszych horyzontów wodonośnych lub też z naturalnych wypływów. W świetle genezy radonu (por. Przylibski, 2005a) nie wpływa to na uzyskiwane wyniki badań, a jednocześnie daje szeroki przegląd analizowanych typów i rodzajów wód podziemnych. Jednakże szczególną uwagę zwracano na opróbowanie naturalnych wypływów wód podziemnych (zwłaszcza źródeł), a także płytkich studni, ponieważ wody infiltracyjne płytkiego krążenia zawierają największe stężenia radonu (Przylibski, 2005a). Próby dla laboratorium Zakładu Biofizyki Akademii Medycznej w Białymstoku (ZB-AMB) pobierali pracownicy Zakładu Geologii Środowiskowej Państwowego Instytutu Geologicznego, natomiast dla Laboratorium Hydrogeologicznego Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej (LH-PWr) próby pobierała Anna Adamczyk-Lorenc.

6.2.1. POBÓR PRÓB WÓD PODZIEMNYCH DLA LABORATORIUM ZAKŁADU BIOFIZYKI AKADEMII MEDYCZNEJ W BIAŁYMSTOKU

W każdym punkcie pomiarowym pobierano wodę do analizy w następujący sposób:

1. Do dwóch naczynek pomiarowych o objętości 20 cm^3 pipetowano 10 cm^3 ciekłego scyntylatora OPTI-FLUOR-O, a następnie wstrzykiwano pod scyntylator pobraną strzykawką próbę wody o objętości 10 cm^3 . Zwracano uwagę na precyzyjne odmierzenie objętości wody i scyntylatora.
2. Pobierano również próbę wody do jednego innego naczynia. Zgodnie z procedurą proponowaną przez producenta aparatury pomiarowej (Pico-Rad, 1993) próbę wody pobierano

do szklanego pojemnika, zaopatrzonego w gumowo-teflonową uszczelkę uniemożliwiającą ucieczkę ^{222}Rn z pojemnika w czasie transportu do laboratorium. Zwracano uwagę na całkowite wypełnienie naczynia wodą. W laboratorium do naczyń pomiarowych o objętości 20 cm^3 pipetowano 10 cm^3 przywiezionej w opisanym powyżej pojemniku wody, a następnie 10 cm^3 ciekłego scyntyлятора OPTI-FLUOR-O.

Każde naczynie pomiarowe po napełnieniu wodą i scyntylatorem było wstrząsane przez 5 do 15 s, aby wyekstrahować ^{222}Rn z wody do scyntyлятора.

6.2.2. POBÓR PRÓB WÓD PODZIEMNYCH DLA LABORATORIUM HYDROGEOLOGICZNEGO INSTYTUTU GÓRNICICTWA POLITECHNIKI WROCŁAWSKIEJ

W ramach niniejszego opracowania próby wód podziemnych pobierane były w wyznaczonych w czasie prac kameralnych rejonach. W zależności od dostępności w danym terenie były to studnie lub źródła. W 75 punktach próby pobrano tylko jeden raz, natomiast w pozostałych 25 opróbowanie wykonano dwukrotnie. 60% punktów, z których pobierano próby wód podziemnych stanowiły źródła, pozostałą część studnie – głównie gospodarskie, eksploatowane przez właścicieli.

W przypadku ujęć zaopatrzonych w przelew lub zawór próbę wody podziemnej pobierano bezpośrednio z przelewu lub zaworu do szklanego naczynia, dbając o nieturbulentne jego napełnianie w celu zabezpieczenia wody przed odgazowaniem. Gdy próba pobierana była ze studni posługiwało się pompą zanurzeniową. W trakcie kilkuletnich badań stwierdzono, że taki sposób poboru prób wody do oznaczania w niej zawartości radonu jest najkorzystniejszy, ponieważ pozwala uzyskać wartości mierzonego stężenia ^{222}Rn najbardziej zbliżone do rzeczywistych (Przylibski i Adamczyk, 2003; Przylibski, 2005a; Przylibski i in., 2005).

Próbki wody podziemnej pobierane były do trzech – pięciu szklanych naczyń o pojemności 0,33 dm^3 każde. Dbano przy tym także, aby nie pozostawić pęcherzyka powietrza pod korkiem, co również mogłoby spowodować ucieczkę do atmosfery radonu rozpuszczonego w wodzie.

Podczas opróbowania poszczególnych punktów (studni i źródeł) konieczne było zanotowanie czasu pobrania próby (z dokładnością do jednej minuty). Jest to informacja niezbędna do obliczenia czasu T, który upłynął od momentu pobrania próby do wykonania pomiaru. W czasie prac terenowych wykonywano także pomiar temperatury wody i jej przewodności elektrolitycznej właściwej w celu sprawdzenia, czy po przetransportowaniu próby wody do laboratorium nie zaszły w wodzie procesy mogące powodować zaburzenie pomiaru. W znacznej liczbie punktów w miarę możliwości namierzenia odpowiedniej liczby satelitów wyznaczano dokładną pozycję położenia punktu opróbowania za pomocą odbiornika GPS. Następnie próby wody przewożono do Laboratorium Hydrogeologicznego Instytutu Górnicztwa na Wydziale Geoinżynierii, Górnicztwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej, gdzie dokonywany był właściwy pomiar. Dbano przy tym o to, aby próby wody trafiły do laboratorium nie później niż w ciągu 48 godzin od pobrania.

W przypadku wyników pomiarów stężenia ^{222}Rn w próbach wód podziemnych z obszaru Sudeców, które znajdują się w archiwum Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnicztwa Politechniki Wrocławskiej procedura prac terenowych była taka sama, jak opisana powyżej.

6.3. Analizy laboratoryjne

Pomiary stężenia radonu (^{222}Rn) w próbach wód podziemnych w czasie realizacji niniejszego opracowania wykonywano w dwóch laboratoriach – Akademii Medycznej w Białymstoku, a także Politechniki Wrocławskiej, przy pomocy dwóch różnych metod analitycznych (por. rozdz. 6.3.1. i 6.3.2.). W opracowaniu wykorzystano także wyniki archiwalne znajdujące się w posiadaniu Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnicztwa Politechniki Wrocławskiej. Wyniki te uzyskano przy zasto-

sowaniu metody pomiarowej stosowanej w Laboratorium Hydrogeologicznym Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej (por. rozdz. 6.3.2.), a sporadycznie także w innych laboratoriach. W niniejszym opracowaniu pod uwagę wzięto jedynie wyniki tych oznaczeń, które wykonały laboratoria uzyskujące satysfakcjonujące rezultaty w czasie eksperymentów porównawczych organizowanych w ostatnich kilku latach w Polsce (Przylibski, 2005a; Przylibski i in., 2005).

6.3.1. POMIARY W LABORATORIUM ZAKŁADU BIOFIZYKI AKADEMII MEDYCZNEJ W BIAŁYMSTOKU

Analizę zawartości ^{222}Rn w próbkach wody, polegającą na automatycznym zliczaniu impulsów (rozbłysków scyntyлятора), przeprowadzano po upływie co najmniej 4 godzin od momentu zalania wody scyntylatorem lub wstrzyknięcia próbki wody pod scyntylator w terenie. Jest to czas niezbędny do osiągnięcia stanu równowagi promieniotwórczej pomiędzy ^{222}Rn , a jego krótkożyciowymi pochodnymi.

Dla każdej serii pomiarów przygotowano naczynka pomiarowe tła, zawierające wodę destylowaną zalaną scyntylatorem oraz wodę gotowaną przez kilka godzin i także zalaną scyntylatorem.

Pomiary prowadzono na automatycznym ciekłoscyntylicyjnym liczniku TRI-CARB. Zliczanie impulsów dla każdego naczynka pomiarowego odbywa się do momentu aż $2\sigma = 10\%$ lub przez 15 minut. Uzyskane wartości zliczeń wyrażone w cpm (*ang.: counts per minute*), czas poboru próbki wody oraz zalania jej scyntylatorem, a także czas zliczania impulsów i temperaturę wody wprowadzono do programu komputerowego obliczającego stężenie ^{222}Rn (Radon Analysis Program, 1993). Błąd metody oszacowany przez producenta przy starannym wypełnieniu procedury przygotowania próbek nie przekracza 10%.

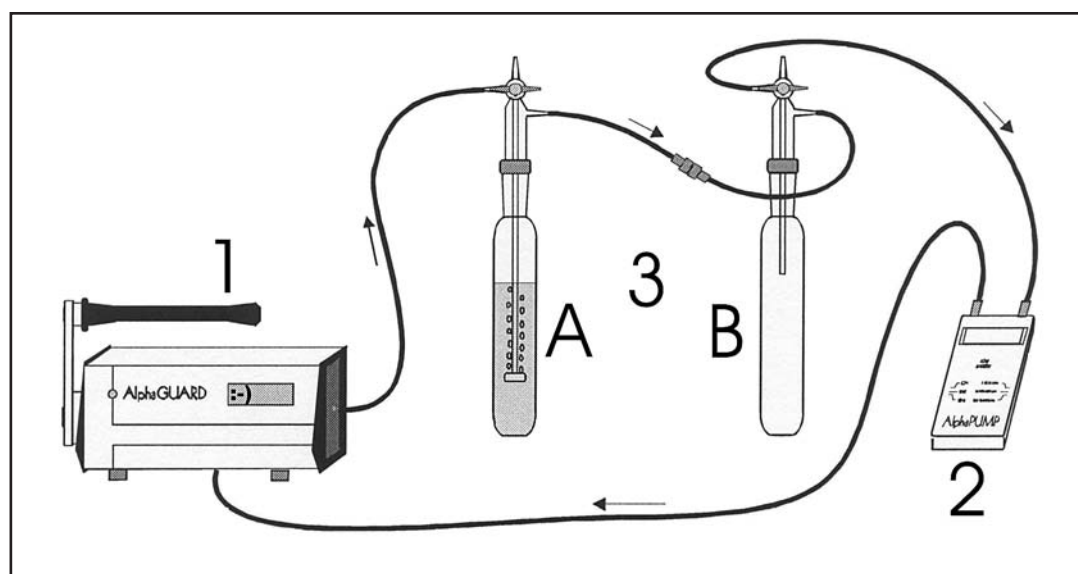
Wartość stężenia radonu w danym punkcie pomiarowym (wodzie z danego ujęcia lub źródła) wyznaczano jako średnią arytmetyczną z czterech próbek wody pobranych w danym miejscu – dwóch przygotowanych w terenie i dwóch sporządzonych w laboratorium. Niepewność wyniku pomiaru podano jako odchylenie standardowe wyznaczonej, w opisany powyżej sposób, średniej arytmetycznej. Laboratorium ZB-AMB bierze udział we wszystkich pomiarach porównawczych stężenia radonu organizowanych w ostatnich latach w Polsce, uzyskując w pełni zadawalające wyniki (Przylibski i in., 2005).

6.3.2. POMIARY W LABORATORIUM HYDROGEOLOGICZNYM INSTYTUTU GÓRNICHTWA POLITECHNIKI WROCŁAWSKIEJ

Pomiary stężenia ^{222}Rn w próbkach wód podziemnych pobranych w czasie realizacji niniejszego opracowania, jak i w czasie wcześniejszych prac badawczych, prowadzono w Laboratorium Hydrogeologicznym Zakładu Geologii i Wód Mineralnych, w Instytucie Górnictwa, na Wydziale Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej w sposób jednakowy. Zapewnia to pełną kompatybilność wyników uzyskanych w różnym czasie, a więc możliwość ich bezpośredniego zestawiania i porównywania. Laboratorium to bierze także udział we wszystkich pomiarach porównawczych stężenia radonu organizowanych w Polsce, uzyskując w pełni zadawalające wyniki (Przylibski i in., 2005).

Pobrane w terenie próbki wód podziemnych analizowane były po wyrównaniu temperatury wody z temperaturą otoczenia, tj. w stanie równowagi termodynamicznej, a zatem nie wcześniej niż około 12 godzin od momentu dostarczenia do laboratorium. Jednocześnie pomiary wykonywano nie później niż 10 dni od ich pobrania w terenie z uwagi na postępujący promieniotwórczy rozpad radonu, którego stężenie po 10 dobach maleje niemal do 15% wartości z chwili pobrania próbki.

Wartości stężenia radonu w Laboratorium Hydrogeologicznym mierzone są za pomocą systemu AlphaGUARD – gazoszczelnego zestawu służącego do wykonywania pomiarów stężenia radonu w różnych środowiskach, produkowanego przez niemiecką firmę Genitron Instruments GmbH.



1 – monitor AlphaGUARD™,
 2 – gazoszczelna pompka AlphaPUMP™,
 3 – AquaKIT™: A – naczynie odgazowujące próbkę wody, B – naczynie asekuracyjne (osuszające).
 Strzałki oznaczają kierunek przepływu powietrza.

Fig. 6.1. Schemat zestawu urządzeń służących do pomiaru stężenia ^{222}Rn w próbkach wody produkowany przez Genitron Instruments GmbH, a wykorzystywany w Laboratorium Hydrogeologicznym Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górniczego Politechniki Wrocławskiej (według Przylibskiego, 2005a).

System AlphaGUARD składa się z monitora AlphaGUARD, wyposażonego w komorę jonizacyjną, ze szklanego zestawu AquaKIT oraz pompki AlphaPUMP (Fig. 6.1). Wszystkie wymienione elementy połączone są w hermetycznie zamknięty obieg. Stanowisko pomiarowe oprócz wyżej wymienionych urządzeń dodatkowo wyposażono w termometr zanurzeniowy oraz „doker” służący do włączenia w system strzykawki z pobraną próbką wody oraz w strzykawkę o pojemności 100 cm^3 , będącą częścią zestawu AquaKIT (Przylibski i Adamczyk, 2003; Przylibski, 2005a).

Podstawowym urządzeniem wykonującym pomiar jest monitor AlphaGUARD. Mierzy on stężenie radonu za pomocą wbudowanej komory jonizacyjnej wyposażonej w filtry zatrzymujące radioaktywne produkty rozpadu radonu. Radon jest dostarczany do komory jonizacyjnej wraz z powietrzem atmosferycznym przez pompę AlphaPUMP z wydajnością $0,3\text{ dm}^3\cdot\text{min}^{-1}$. Wcześniej powietrze pompowane jest przez naczynie odgazowujące próbkę wody, zaopatrzone w napowietrznik, powodujący turbulentny przepływ gazu przez próbkę wody, a następnie przez naczynie asekuracyjne, w którym zatrzymywany jest nadmiar wilgoci. Badaną próbkę wody umieszcza się bezpośrednio w naczyniu odgazowującym poprzez przyłączenie do „dokera” wylotu strzykawki i delikatne wstrzyknięcie wody, w taki sposób, aby nie wywołać turbulentnego przepływu, co mogłoby spowodować częściową ucieczkę radonu. Natychmiast po wprowadzeniu próbki wody o objętości 100 cm^3 do naczynia odgazowującego zamykane są zawory w tym naczyniu i w naczyniu asekuracyjnym w celu hermetycznego zamknięcia układu pomiarowego.

Następnie, po włączeniu monitora AlphaGUARD w 1-minutowym cyklu pomiarowym, następuje właściwy pomiar stężenia radonu w próbce wody, a właściwie w powietrzu, do którego wyekstrahowano radon z wody. Wyniki pomiaru zapisywane są w pamięci monitora AlphaGUARD, a następnie przesyłane do komputera klasy PC.

Po przesłaniu i zapisaniu wyników pomiarów, odczyt oraz ich wstępna obróbka możliwa jest w programie AlphaEXPERT dołączonym przez producenta do monitora AlphaGUARD. Oprócz odczytu wyników możliwe jest również otrzymanie błęd pomiaru. Wartość stężenia ^{222}Rn oraz błąd

jego oznaczenia są średnimi wartościami z około 25 wyników pomiarów wykonanych przez monitor AlphaGUARD w 1-minutowym cyklu pomiarowym. Są to wartości zmierzone w komorze jonizacyjnej przeliczone na stężenie w objętości 1 m³.

Następnie wartości stężenia ²²²Rn w komorze jonizacyjnej monitora AlphaGUARD (wyrażone w Bq·m⁻³) przeliczane są na stężenie w badanej próbce wody (wyrażone w Bq·dm⁻³). Przeliczenia wykonywane są przy zastosowaniu algorytmów producenta systemu w programie Excel.

Uzyskana w ten sposób wartość stężenia ²²²Rn w próbce wody podziemnej odnosi się do chwili pomiaru, a w celu zwiększenia precyzji oznaczenia wykonuje się rutynowo od 2 do 5 pomiarów dla każdej próbki wody.

Wszystkie (od 2 do 5) wyniki pomiarów stężenia ²²²Rn w każdej z badanych próbek wód podziemnych przeliczono na stężenie w chwili poboru próbki, korzystając z algorytmów uwzględniających równanie rozpadu promieniotwórczego ²²²Rn, zapisanych w programie Excel. Następnie dla każdej próbki liczonego wartość reprezentatywną, będącą średnią ważoną z uzyskanych wyników pomiaru. Procedury kalkulacji błędów są analogiczne. Większość punktów opróbowano wielokrotnie.

6.3.3. POMIARY PRÓWNAWCZE

W czasie realizacji badań pomiarów stężenia ²²²Rn w próbkach wód podziemnych były wykonywane w dwóch laboratoriach stosujących różne, opisane powyżej metody pomiarowe. W związku z tym przed przystąpieniem do interpretacji niezbędne było porównanie wyników uzyskiwanych w tych laboratoriach. Weryfikację jakości wykonywanych oznaczeń przeprowadzono na podstawie krajowych eksperymentów porównawczych, organizowanych w latach 2001 – 2003, których wyniki zostały opublikowane (Przylibski i in., 2005). Na tej podstawie można stwierdzić, że w dwóch wyżej wymienionych laboratoriach uzyskiwane wyniki oznaczeń stężenia ²²²Rn w próbkach wód podziemnych, jak i próbkach wód preparowanych laboratoryjnie są zgodne ze sobą, a także nie odbiegają od przyjmowanych w czasie eksperymentów wartości odniesienia.

W celu dalszej weryfikacji, a także odniesienia jej do analiz wykonywanych w czasie realizacji niniejszych prac badawczych przeprowadzono także pomiary porównawcze stężenia ²²²Rn w próbkach wód podziemnych pobranych w sierpniu i październiku w Sudetach. Probki wody pobierano w odstępie co najwyżej kilku minut dla każdego z laboratoriów, aby uniknąć naturalnych wahań stężenia radonu w wodzie opróbowywanego ujęcia. Uzyskane wyniki pomiarów stężenia ²²²Rn w tych próbkach wód przedstawiono w tabeli 6.2. W większości przypadków uzyskano zadawalającą zgodność wyników, a w kilku przypadkach wyniki są zgodne w granicach niepewności wykonywanych oznaczeń. Praktycznie jedynie w jednym przypadku wystąpiła znacząca różnica pomiędzy wynikami uzyskanymi w dwóch laboratoriach, przekraczająca 40% wyniku mniejszego. Dotyczy to studni w Przecznicy – Radoszowie i wynika zapewne z trudności zachowania w tym przypadku jednakowych warunków pobrania próbek.

Na podstawie przedstawionych wyników eksperymentów porównawczych można przyjąć, że wyniki uzyskiwane w dwóch laboratoriach biorących udział w oznaczaniu stężenia ²²²Rn w próbkach wód podziemnych Sudetów dla potrzeb realizacji niniejszego opracowania, są ze sobą porównywalne. Dlatego też można je zestawić w jedną bazę danych i poddać wspólnej interpretacji.

6.4. Opracowanie wyników

Podstawową czynnością związaną z opracowaniem wyników było ich tabelaryczne zestawienie z uwzględnieniem podziału Sudetów na jednostki geologiczne wyższego rzędu (Tab. 6.3). W czasie ich zestawiania ujednotcono formę zapisu wartości stężenia ²²²Rn stosowaną w każdym z laboratoriów, zwłaszcza w odniesieniu do niepewności oznaczenia. Wyniki przedstawiono także na mapach z pod-

Tab. 6.2. Zestawienie wyników pomiarów porównawczych zawartości ^{222}Rn w próbkach wody pobieranych w terenie w tym samym czasie i analizowanych w Laboratorium Hydrogeologicznym Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej (LH-PWr) oraz w laboratorium Zakładu Biofizyki Akademii Medycznej w Białymstoku (ZB-AMB).

Miejscowość	Ujęcie (symbol)	Data pobrania próbki	Stężenie ^{222}Rn [$\text{Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$]	Laboratorium
Mała Kamienica	Studnia przy budynku nr 27 (12S44)	14.08.2006	142 ± 7	LH-PWr
		14.08.2006	120 ± 1	ZB-AMB
Piastów	Studnia przy budynku nr 34 (12S45)	14.08.2006	149 ± 7	LH-PWr
		14.08.2006	144 ± 3	ZB-AMB
Kopaniec – Chromiec	Źródło nr 1 (12Z46)	14.08.2006	$36,1 \pm 2,2$	LH-PWr
		14.08.2006	$41,5 \pm 0,9$	ZB-AMB
Przeznica – Radoszków	Studnia (12S47)	14.08.2006	342 ± 14	LH-PWr
		14.08.2006	242 ± 5	ZB-AMB
Lubawka – Chełmsko Śląskie	Źródło pod krzyżem (9Z14)	01.10.2006	$24,9 \pm 1,9$	LH-PWr
		01.10.2006	$29,9 \pm 2,9$	ZB-AMB
Błazejów	Źródło Jodłowe (9Z15)	01.10.2006	122 ± 6	LH-PWr
		01.10.2006	127 ± 7	ZB-AMB
Niedamirów	Studnia przy budynku nr 6 (10S14)	01.10.2006	$1,0 \pm 0,3$	LH-PWr
		01.10.2006	$5,3 \pm 1,0$	ZB-AMB
Jarkowice	Studnia przy budynku nr 12 (10S13)	01.10.2006	$25,5 \pm 1,8$	LH-PWr
		01.10.2006	$22,6 \pm 1,8$	ZB-AMB

kładem ogólnogeograficznym w skali 1:500 000, który oryginalnie zestawiony jest w skali 1:250 000 (Baza Danych Ogólnogeograficznych, 2005) oraz z podkładem tektonicznym według Cymermana (2004), który oryginalnie przedstawiony jest w skali 1:200 000, również w skali 1:500 000 (Fig. 6.2 i 6.3).

Ze względu na to, że za próg farmakodynamiczny dla ^{222}Rn rozpuszczonego w wodzie podziemnej przyjęto wartość stężenia równą $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, to takim stężeniem powinna charakteryzować się woda podawana do zabiegów. Dlatego też stężenie ^{222}Rn w wodzie podziemnej znajdującej się i badanej w ujęciu powinno być większe, ze względu na naturalny proces promieniotwórczego rozpadu tego radionuklidu w czasie przesyłania i magazynowania wody przed podaniem jej na zabiegi. Problem ten poruszał już m.in. Ciężkowski (1967). Również proces naturalnych wahań stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych powoduje, że za potencjalnie lecznicze powinny być uznawane wody o stężeniu znacząco większym od $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, ponieważ wówczas zmiany wartości stężenia dochodzące do kilkudziesięciu procent nie będą powodowały pozbawienia ujmowanej wody jej właściwości leczniczych związanych z zawartością radonu. Dlatego też autorzy w dalszej części opracowania przyjęli, że wodami potencjalnie leczniczymi, zwłaszcza w punktach, które nie były wielokrotnie opróbowane, są wody o stężeniu ^{222}Rn większym lub równym $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$. Pozwoli to nawiązać do klasyfikacji Przylibskiego (2005a), powodując uznanie za potencjalnie lecznicze wód radonowych, wysokoradonowych i ekstremalnie radonowych. Jednocześnie spowoduje to zwiększenie prawdopodobieństwa dostarczania do zabiegów wody leczniczej zawierającej co najmniej $74 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ ^{222}Rn , nawet w przypadku znacznych

Tab. 6.3. Zestawienie wyników oznaczeń stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych Sudetów z poszczególnych jednostek geologicznych wyższego rzędu wraz z uproszczoną charakterystyką wybranych parametrów statystycznych.

* – Jako dane podstawowe do obliczeń wykorzystano średnie wartości stężenia ^{222}Rn w punktach pomiarowych, jako reprezentatywne dla każdego punktu, jeżeli w punkcie tym wykonano więcej niż jedno oznaczenie.

** – Wartości ekstremalne dla jednostek geologicznych są największymi lub najmniejszymi wartościami średnimi, charakteryzującymi poszczególne punkty pomiarowe.

L.p.	Jednostka geologiczna	Liczba analiz	Liczba punktów pomiarowych	Średnie stężenie $^{222}\text{Rn}^*$	Niepewność oznaczenia	Minimum **	Maksimum **	Odchylenie standardowe	Rozstęp	Mediana
1	Metamorfik Łąka–Śnieżnika	171	59	375	17	0,3	1852	461		219
2	Granitoidy kłodzko–złotostockie	25	22	65,5	2,8	1,5	228	74,9		34,5
3	Metamorfik orlicko–bystrzycki	92	37	105	5	0,3	448	126		66,6
4	Metamorfik kłodzki	8	6	7,9	0,6	2,2	13,8	4,5		7,4
5	Granitoidy Kudowy	1	1	44,1	1,8					
6	Struktura bardzka	26	22	22,1	1,3	3,8	100,1	27,4		13,2
7	Kra sowiogórska	26	21	23,5	1,4	0,6	71,9	20,9		23,2
8	Depresja śródsudecka	170	100	24,2	1,6	0,1	210	33,0		14,6
9	Metamorfik Rudaw Janowickich	16	14	52,0	3,7	3,2	161	60,6		23,4
10	Granit Karkonoski	134	58	293	16	0,3	1716	367		179
11	Metamorfik izerski	175	73	255	10	1,7	1466	376		75
12	Metamorfik kaczawski	57	52	23,6	1,5	0,6	113	24,7		15,0
13	Depresja północnosudecka	56	51	25,1	1,8	1,4	147	32,5		14,1
14	Depresja Świebodziec	5	5	10,8	0,9	2,6	20,8		18,2	9,6
	SUDETY ZACHODNIE	962	521	134	6,3	0,1	1852	279		25,2

wahań stężenia tego gazu w ujmowanej wodzie podziemnej (rzędu 25% od wartości średniej), co nie jest unikalnym zjawiskiem (Przylibski, 2005a). Dzięki przyjęciu za wartość graniczną $100 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, możliwe będzie również w przyszłości łatwe odniesienie wyników tej pracy do zalecanych norm europejskich i światowych odnośnie stężenia radonu w wodach przeznaczonych do spożycia przez ludzi, ze względu na ochronę radiologiczną ogółu ludności.

7. OBSZARY WYSTĘPOWANIA POTENCJALNIE LECZNICZYCH WÓD RADONOWYCH W SUDETACH

W wyniku przeprowadzonych prac autorzy wyznaczyli 11 obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach. Przedstawiono je na mapach (Fig. 6.2 i 6.3). Wyznaczone obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach zlokalizowane są na terenie Kotliny Kłodzkiej (Góry Bardzkie, Góry Złote, Masyw Śnieżnika oraz Góry Bystrzyckie) i w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej (Rudawy Janowickie, Karkonosze, Góry Izerskie, Góry Kaczawskie). Powierzchnia wszystkich wyznaczonych obszarów wynosi łącznie 993,5 km², co stanowi 15,3% powierzchni obszaru badań – Sudetów. Największy z wyznaczonych obszarów – granit karkonoski ma powierzchnię 504,5 km², a najmniejszy, leżący na terenie struktury bardzkiej ma powierzchnię równą 3,1 km².

Obszary te obejmują w Sudetach jednostki geologiczne wyższego rzędu w całości (granit karkonoski), stanowią znaczne ich części (metamorfik Łądko-Śnieżnika, metamorfik orlicko-bystrzycki, metamorfik izerski, metamorfik Rudaw Janowickich, granitoidy kłodzko-złotostockie), albo też są jedynie niewielkimi ich fragmentami (depresja północnosudecka, struktura bardzka).

Należy zaznaczyć, że na podstawie przeprowadzonych badań wskazano także kilka punktów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych leżących poza wyznaczonymi obszarami. Wynika to z faktu zbyt małej liczby punktów opróbowania wód podziemnych w niektórych obszarach. Dlatego też stwierdzona obecność potencjalnie leczniczych wód radonowych na obszarze występowania wylewnych skał permskich i okrucowych skał karbonu i permu depresji śródsudeckiej, jak również skał metamorfiku kaczawskiego, metamorfiku izerskiego, metamorfiku Łądko-Śnieżnika oraz metamorfiku orlicko-bystrzyckiego wymaga dalszych, bardziej szczegółowych badań w obrębie tych jednostek geologicznych. W ich wyniku mogą zostać udokumentowane kolejne obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach, jednakże należy się spodziewać, że będą one miały mniejszą powierzchnię od obecnie wyznaczonych.

W przyjętej skali opracowania lokalizacja wyznaczonych obszarów związana jest przede wszystkim z typem skał biorących udział w budowie poszczególnych jednostek geologicznych i tektonicznych wyższego rzędu.

7.1. Jednostki geologiczne wyższego rzędu

Wyznaczone obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach znajdują się na terenie następujących jednostek geologicznych wyższego rzędu (Fig. 7.1):

- metamorfiku izerskiego (3 obszary),
- granitu karkonoskiego (1 obszar obejmujący całą jednostkę),
- metamorfiku Rudaw Janowickich (1 obszar),
- depresji północnosudeckiej (1 obszar),
- struktury bardzkiej (1 obszar),
- granitoidów kłodzko-złotostockich (1 obszar),
- metamorfiku Łądko-Śnieżnika (2 obszary),
- metamorfiku orlicko-bystrzyckiego (1 obszar).

Ponadto, poza wyznaczonymi obszarami, punkty występowania radonowych wód potencjalnie leczniczych stwierdzono w: depresji śródsudeckiej, metamorfiku kaczawskim, metamorfiku izerskim, metamorfiku Łądko-Śnieżnika i metamorfiku orlicko-bystrzyckim.

W odniesieniu do dotychczasowych wyników badań (por. rozdz. 2.3) należy stwierdzić, że wyznaczone obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych oraz punkty występowania

tych wód poza wyznaczonymi obszarami leżą na terenie jednostek, w których wcześniej stwierdzono występowanie wód radonowych i wód wysokoradonowych. Tym samym potwierdzono wcześniejsze obserwacje. Z przeprowadzonych badań wynika również, że wyznaczone obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych znajdują się także na terenie jednostek geologicznych uważanych do tej pory za perspektywiczne pod tym względem (por. rodz. 2.3). Tym samym metamorfik Rudaw Janowickich, metamorfik kaczawski, granitoidy kłodzko-złotostockie, strukturę bardzką i depresję północnosudecką należy zaliczyć obecnie do jednostek, w których występują potencjalnie lecznicze wody radonowe. Natomiast do chwili obecnej nie udało się stwierdzić występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na terenie metamorfiku kłodzkiego, depresji Świebodzic, kry sowiołowskiej i granitoidów Kudowy – jednostek geologicznych również uważanych za perspektywiczne pod tym względem.

Największe średnie i maksymalne wartości stężenia ^{222}Rn stwierdzono w wodach podziemnych wypływających ze skał krystalicznych (por. Tab. 6.3):

- metamorficznych:
 - metamorfiku Łądka-Śnieżnika,
 - metamorfiku izerskiego,
 - metamorfiku orlicko-bystrzyckiego,
 - metamorfiku Rudaw Janowickich,
- magmowych:
 - granitu karkonoskiego,
 - granitoidów kłodzko-złotostockich.

W jednostkach geologicznych zbudowanych ze skał metamorficznych wartości średnie dla całych jednostek i maksymalne (spośród wszystkich średnich wartości charakteryzujących wody podziemne w poszczególnych punktach opróbowania) wynoszą odpowiednio: 375 ± 17 i $1852 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla metamorfiku Łądka-Śnieżnika, 255 ± 10 i $1466 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla metamorfiku izerskiego, 105 ± 5 i $448 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla metamorfiku orlicko-bystrzyckiego, $52,0 \pm 3,7$ i $161 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla metamorfiku Rudaw Janowickich. Natomiast dla jednostek zbudowanych ze skał magmowych odpowiednio: 293 ± 16 i $1716 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla granitu karkonoskiego oraz $65,5 \pm 2,8$ i $228 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla granitoidów kłodzko-złotostockich (Tab. 6.3).

Mniejsze wartości, niemniej jednak uprawniające do wyznaczenia obszaru występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, stwierdzono także w skałach osadowych struktury bardzkiej. Wartość średnia stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych tej jednostki geologicznej wynosi $22,1 \pm 1,3 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$, a maksymalna jest równa $100,1 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$.

Należy podkreślić, że rozkład wartości stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych poszczególnych jednostek geologicznych nie ma charakteru normalnego. Jest to spowodowane występowaniem różnych skał zbiornikowych w obrębie każdej z analizowanych jednostek. Oznacza to konieczność dokładniejszego rozpoznania korelacji występowania wód radonowych i wysokoradonowych z poszczególnymi typami skał zbiornikowych występujących w każdym z wyznaczonych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych.

Jak wynika z przedstawionych powyżej danych, jednostki geologiczne, na obszarze których wyznaczono obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych zbudowane są głównie ze skał krystalicznych (magmaowych i metamorficznych) i to z wystąpieniami tych skał należy wiązać obecność potencjalnie leczniczych wód radonowych w wyznaczonych obszarach ich występowania. Przyjęta skala opracowania nie pozwala na jednoznaczne powiązanie występowania tych wód z rejonami silnych przejawów deformacji tektonicznych i/lub oddziaływania procesów wietrzeniowych. Niemniej jednak na podstawie wcześniejszych badań (Przylibski, 2005a), a także obserwacji poczynionych w czasie wykonywania prac terenowych, należy stwierdzić, że takie strefy w wyznaczonych obszarach niewątpliwie należą do najbardziej perspektywicznych pod względem możliwości ujęcia wód radonowych.

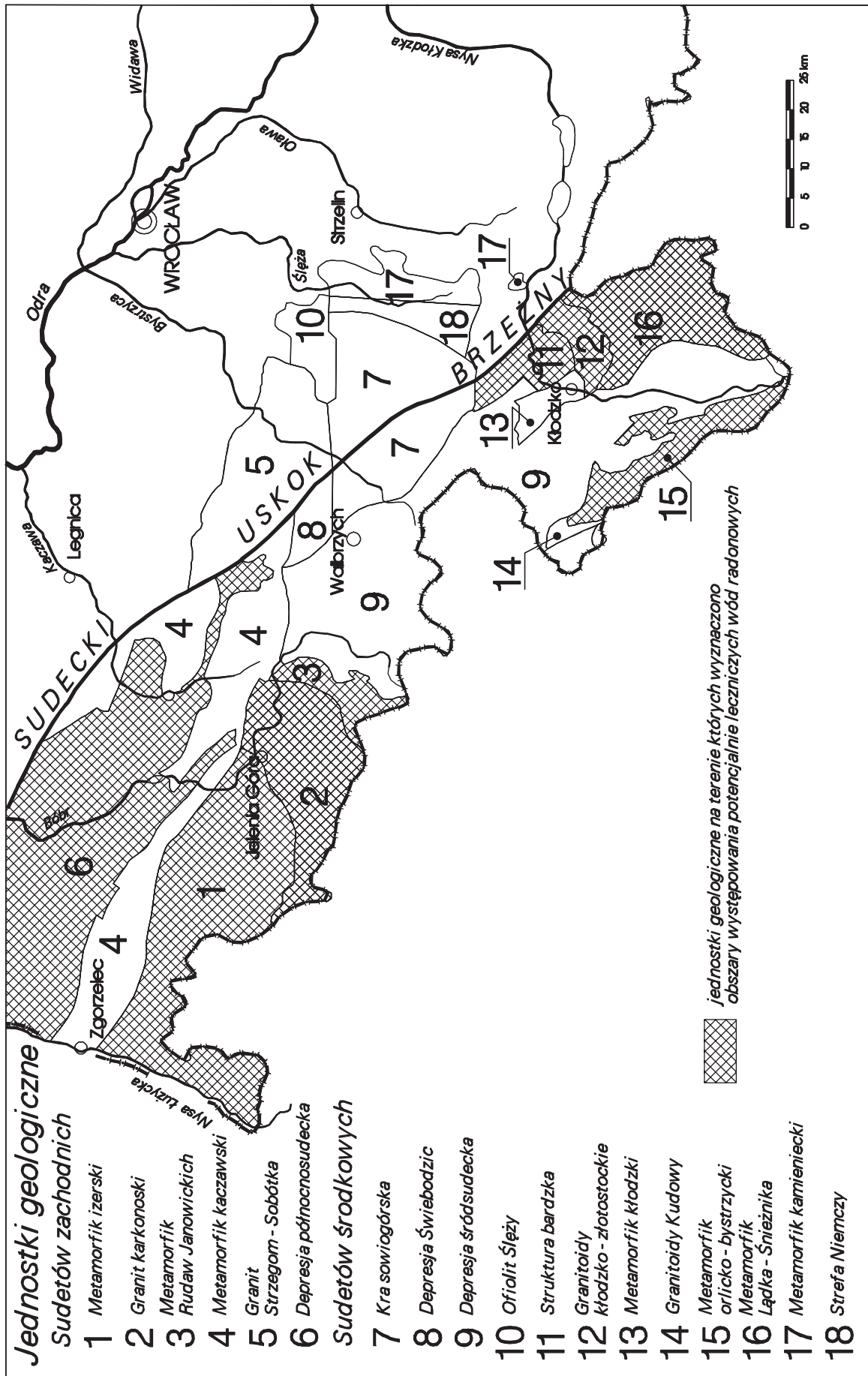


Fig. 7.1. Jednostki geologiczne Sudetów, na terenie których wyznaczono obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, na tle uproszczonego podziału polskiej części Sudetów zachodnich i części bloku przedsudeckiego na jednostki geologiczne wyższego rzędu (według Sawicki, 1966, 1995; Oberc, 1972; Stupnicka, 1989; Aleksandrowski i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Aleksandrowski i Mazur, 2002).

7.2. Skały

Na podstawie wyników badań prowadzonych dotychczas można stwierdzić, że w Sudetach skałami zbiornikowymi, w których wody podziemne charakteryzują się największymi wartościami stężenia ^{222}Rn są skały krystaliczne, głównie gnejsy (zwłaszcza ortognejsy) i granity (granitoidy), podrzędnie riolity, a także niektóre skały okruchowe, zwłaszcza mułowce i piaskowce. Jest to głównie spowodowane zwiększoną zawartością ^{226}Ra w tych skałach oraz ich dużym współczynnikiem emanacji K_{em} (Przylibski 2004, 2005a). Wyniki uzyskane w trakcie wykonywania niniejszego opracowania w pełni potwierdzają powyższe obserwacje. Niemal wszystkie, tj. 10 spośród 11 wyznaczonych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych znajduje się na terenie występowania skał krystalicznych, głównie ortognejsów i granitów. Jedynie niewielki obszar na terenie struktury bardzkiej, a także częściowo w niecce północnosudeckiej budują skały osadowe.

7.2.1. KRYSTALICZNE

Skały krystaliczne stanowią zasadniczą część wyznaczonych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na terenie metamorfiku izerskiego (3 obszary), granitu karkonoskiego (1 obszar), metamorfiku Łądko-Śnieżnika (2 obszary), metamorfiku orlicko-bystrzyckiego (1 obszar), metamorfiku Rudaw Janowickich (1 obszar), a także granitoidów kłodzko-złotostockich (1 obszar). Duży fragment obszaru leżącego w obrębie depresji północnosudeckiej jest zajmowany przez wylewne skały permu, a zatem i ten obszar w znacznej części budują skały krystaliczne.

7.2.1.1. Magmowe

Wśród skał magmowych szczególnie wyraźnie zaznacza się dominująca rola granitów, jako skał zbiornikowych wód radonowych, w tym potencjalnie leczniczych. Skały te są skałami zbiornikowymi radonowych wód potencjalnie leczniczych występujących na obszarze granitu karkonoskiego, a także w południowo-wschodniej części obszaru granitoidów kłodzko-złotostockich, gdzie towarzyszą im także inne odmiany petrograficzne granitoidów.

Również wylewne odpowiedniki granitów – permskie riolity stanowią skały zbiornikowe radonowych wód potencjalnie leczniczych na obszarze depresji północnosudeckiej, gdzie wyznaczono jeden obszar ich występowania, a także na obszarze depresji śródsudeckiej, gdzie zlokalizowano kilka punktów ich występowania (por. Fig. 6.3).

7.2.1.2. Metamorficzne

Wśród skał metamorficznych szczególną rolę odgrywają ortognejsy budujące zasadniczą część wyznaczonych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na terenie metamorfiku Łądko-Śnieżnika, metamorfiku orlicko-bystrzyckiego i metamorfiku izerskiego, gdzie towarzyszą im leukogranity i granitognejsy. Skały te budują większość, tj. 6 z 11 wyznaczonych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych. O dominującej roli ortognejsów, jako skał zbiornikowych wód radonowych, świadczy także to, że wśród paragnejsów kry sowiogórskiej nie stwierdzono występowania wód radonowych. Również nieperspektywiczna pod tym względem jest seria strońska w metamorfiku Łądko-Śnieżnika, a także pasma łupkowe w metamorfiku izerskim.

Skałami zbiornikowymi potencjalnie leczniczych wód radonowych rzadko są także inne skały metamorficzne, do których należą różnego rodzaju łupki występujące na terenie metamorfiku Rudaw Janowickich i metamorfiku kaczawskiego. W chwili obecnej istnieje zbyt mała liczba danych z tych jednostek geologicznych, aby można było formułować bardziej precyzyjne wnioski odnośnie roli skał metamorficznych występujących na tych obszarach, jako skał zbiornikowych radonowych wód podziemnych.

7.2.2. OSADOWE

W obrębie skał osadowych w Sudetach wyznaczono tylko jeden obszar występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych – na terenie struktury bardzkiej. Ze skał osadowych częściowo zbudowany jest także obszar występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych wyznaczony w obrębie depresji północnosudeckiej. Kilka punktów występowania wód radonowych stwierdzono także w obrębie skał okruchowych karbonu i permu depresji śródsudeckiej i północnosudeckiej. Ze względu jednak na zbyt małą liczbę danych skały osadowe wymienionych wyżej jednostek geologicznych, tj. piaskowce, mułowce i skały ilaste, powinny stać się przedmiotem bardziej szczegółowych badań. W oparciu o istniejące dane nie jest możliwe wyznaczenie na terenie wyżej wymienionych jednostek geologicznych kolejnych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w obrębie skał osadowych.

7.3. Subregiony hydrogeologiczne

W odniesieniu do podziału hydrogeologicznego regionu sudeckiego można stwierdzić, że obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych występują na terenie subregionów (Fig. 7.2):

- elewacyjnych:
 - izersko-karkonoskiego,
 - bystrzycko-orlickiego,
 - śnieżnicko-złotostockiego,
- depresyjnych:
 - północnosudeckiego,
 - śródsudeckiego.

Ponadto punkty leżące poza wyznaczonymi obszarami, w których stwierdzono obecność potencjalnie leczniczych wód radonowych, występują na obszarze wszystkich wymienionych subregionów hydrogeologicznych, z wyjątkiem północnosudeckiego. Należy podkreślić także, że zgodnie z wynikami prac przedstawionych w rozdziale 2.3 wody radonowe nie są w tych subregionach związane z żadnym z typów chemicznych i genetycznych wód podziemnych, lecz ich występowanie jest przestrzennie skorelowane z typami petrograficznymi ich skał zbiornikowych.

7.4. Wybrane zagadnienia szczegółowe

W związku z prowadzonymi badaniami w czasie prac nad wyznaczeniem obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach pojawiło się szereg zagadnień wymagających odrębnego komentarza.

W Dolinie Kamienicy w Masywie Śnieżnika, leżącej w całości w jednym z obszarów wyznaczonych na terenie metamorfiku Łądko-Śnieżnika, występowanie źródeł radonowych wód potencjalnie leczniczych jest niewątpliwie związane ze strefą nasunięcia Kletna. Źródła wód radonowych i wysokoradonowych występują wzdłuż tej strefy, zarówno po polskiej, jak i czeskiej stronie granicy. Zatem oprócz skał zbiornikowych (gnejsów) zawierających zwiększone koncentracje ^{226}Ra , także tektonika ogrywa w tej strefie istotną rolę (poprzez zwiększenie wartości K_{em}) dla genezy potencjalnie leczniczych wód radonowych tego obszaru. Jest to zgodne z cytowanymi w rozdziale 2.3 wynikami wcześniejszych badań. W metamorfiku Łądko-Śnieżnika na uwagę zasługuje także brak występowania wód radonowych w obrębie łupkowej (i węglanowej) serii strońskiej. Podobne prawidłowości zanotowano także w metamorfiku izerskim, gdzie w obrębie pasm łupkowych nie stwierdza się występowania wód radonowych.

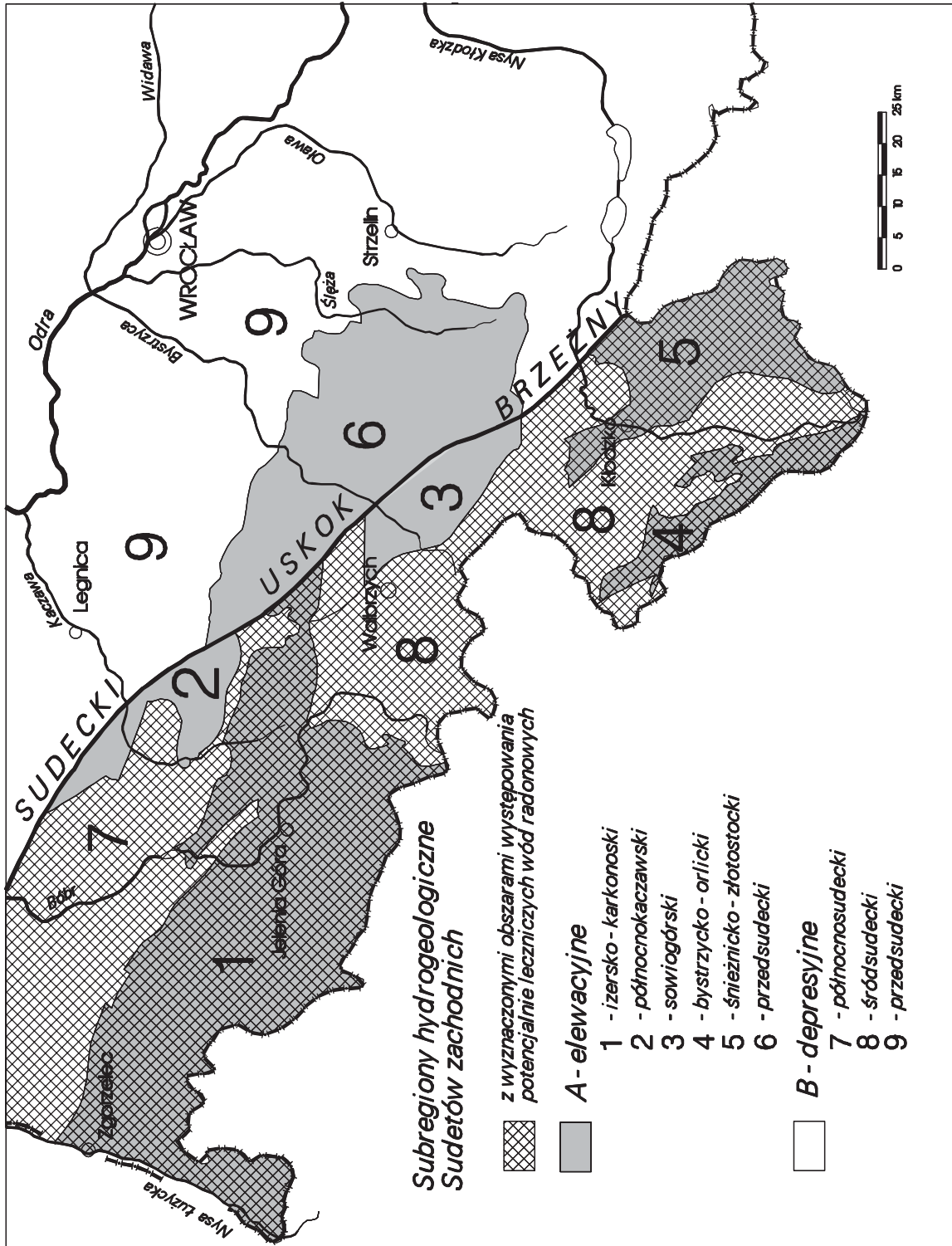


Fig. 7.2. Subregiony hydrogeologiczne, na terenie których wyznaczono obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, na tle uproszczonego i uogólnionego podziału hydrogeologicznego regionu sudeckiego i wrocławskiego (według Michniewicz i Mroczkowska, 1991; Przylibski, 2005a).

We wspomnianym powyżej metamorfiku izerskim na uwagę zasługuje także zaobserwowana strefowość występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, czego skutkiem jest wyznaczenie w tej jednostce aż trzech obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych. Fakt ten wymaga przeprowadzenia dokładniejszych badań skał zbiornikowych tego obszaru i skorelowania tych wyników z bardziej szczegółowym rozpoznaniem przestrzennego zasięgu występowania wód radonowych w tej jednostce geologicznej.

Na uwagę zasługuje wyznaczenie obszaru występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w strukturze bardzkiej. Brak dotychczas jakichkolwiek informacji o wodach radonowych w tej jednostce geologicznej stwarza konieczność rozpoczęcia prac mających na celu dokładniejsze rozpoznanie genezy i warunków występowania wód radonowych w skałach osadowych struktury bardzkiej. Możliwe, że występowanie tych wód związane jest ze skałami żyłowymi (apofizami) genetycznie powiązаныmi z granitoidami kłodzko-złotostockimi. Mogą one występować także w strefach tektonicznych, charakteryzujących się zwiększonymi wartościami współczynnika emanacji (K_{em}).

Również skały okruczowe permu i karbonu depresji śródsudeckiej i północnosudeckiej do tej pory nie były brane pod uwagę jako skały zbiornikowe wód radonowych, z wyjątkiem źródła „Marta” w Szczawnie Zdroju oraz odwiertu J-300 w Jedlinie Zdroju. Dlatego też skały te, wraz z towarzyszącymi im skałami wylewnymi permu mogą okazać się również istotnymi zbiornikami radonowych wód podziemnych. Świadczyć może o tym także udokumentowanie występowania wód radonowych w tych skałach na obszarze Gór Kruczych – w północno-zachodniej części depresji śródsudeckiej.

Na podkreślenie zasługuje także wyznaczenie obszaru występowania wśród potencjalnie leczniczych wód radonowych także radonowych szczaw i wód kwasowęglowych w metamorfiku izerskim, jako jedyne go takiego obszaru w Sudetach i w Polsce. Znanych już wcześniej punktów występowania tych wód w metamorfiku orlicko-bystrzyckim i niecce śródsudeckiej nie udało się zgrupować w celu wydzielenia obszarów występowania radonowych szczaw i wód kwasowęglowych. Wody te, występujące w obszarze wyznaczonym w obrębie metamorfiku izerskiego – w rejonie Świeradowa Zdroju, a także w postaci punktowych wystąpień w rejonie Długopola Zdroju, Szczawiny, Dusznik Zdroju, Bobrownik Starych oraz Jedliny Zdroju, Jeleniowa i Szczawna Zdroju charakteryzują się jednocześnie zawartością dwóch gazowych składników swoistych – Rn i CO₂, a czasem także mineralizacją ogólną powyżej 1 g·dm⁻³ (Duszniki Zdrój, Jeleniów, Szczawno Zdrój). Powinny one zatem stać się przedmiotem dokładniejszych badań w pierwszej kolejności, szczególnie na obszarze metamorfiku orlicko-bystrzyckiego, gdzie takich prac na większą skalę do tej pory nie prowadzono. Autorzy uważają, że możliwe jest wyznaczenie kolejnych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, wśród których znajdują się również radonowe szczawy i wody kwasowęglowe, w tym także mineralne.

Bardzo interesujące są także rezultaty badań na obszarze granitoidów kłodzko-złotostockich. Masyw ten zbudowany jest z wielu odmian skał granitoidowych, występujących na całym obszarze. Niemniej jednak pomiary zawartości ²²²Rn w wodach podziemnych tej jednostki geologicznej wykazały wyraźną jej dwudzielność. W części południowo-wschodniej stwierdzono obecność potencjalnie leczniczych wód radonowych, podczas gdy ich występowania nie stwierdzono w części północno-zachodniej. Obserwacja ta wymaga wyjaśnienia w odniesieniu do bardziej szczegółowych badań relacji występowania wód radonowych do poszczególnych odmian granitoidów, jako ich skał zbiornikowych.

Bardzo charakterystyczne jest także wyraźnie widoczne rozpowszechnienie potencjalnie leczniczych wód radonowych na całym obszarze granitu karkonoskiego. Mimo to, dokładniejsze badania pozwolą z pewnością na wyznaczenie precyzyjnego przebiegu granic obszarów, na których występują wody wysokoradonowe, a być może nawet nie notowane dotychczas w Polsce wody ekstremalnie radonowe. Badania te należy prowadzić ze szczególnym uwzględnieniem tektoniki obszaru. W chwili obecnej precyzyjne wydzielenie takich obszarów jest niemożliwe. Niemniej jednak, rejon: Sosnówki, Szklarskiej Poręby i Kowar należą niewątpliwie do najbardziej uprzywilejowanych pod względem

możliwości rozpoznania i udokumentowania nowych złóż oraz ujęcia na ich obszarze radonowych wód leczniczych (obecnie potencjalnie leczniczych).

Interesujące wyniki badań uzyskano także na obszarze metamorfiku Rudaw Janowickich. Wyznaczony tam obszar występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych obejmuje swym zasięgiem różnego typu skały metamorficzne, leżące w różnej odległości od granitu karkonoskiego i należące do różnych serii metamorficznych. Wobec tego wydaje się mało prawdopodobne, aby wody radonowe tego obszaru nasycyły się radonem w obrębie granitu. Wynika stąd konieczność dokładnego rozpoznania skał zbiornikowych wód radonowych metamorfiku Rudaw Janowickich w odniesieniu do poszczególnych serii metamorficznych (Kowar, Leszczyńca i Niedamirowa) składających się na ten kompleks.

Podobnie także stwierdzenie punktów występowania wód radonowych w skałach metamorfiku kaczawskiego stanowi kolejne wyzwanie dla dokładniejszych badań ich genezy i relacji z metamorficznymi skałami zbiornikowymi tej jednostki geologicznej.

Mimo znacznej liczby opróbowanych punktów z obszaru kry sowiogórskiej nie udało się w tej jednostce geologicznej odnaleźć potencjalnie leczniczych wód radonowych. Potwierdza to wcześniejsze obserwacje, prowadzące do konkluzji, że wody radonowe nie występują na obszarach zbudowanych z paragnejsów, przynajmniej na obszarze Sudetów.

Uniwersalnym problemem związanym z wyznaczeniem obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach pozostaje kwestia ich wykorzystywania do spożycia przez ludzi, a także w celach sanitarnych i gospodarczych ze względu na ich radioaktywność. Wyznaczone obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych powinny zostać objęte specjalnymi zasadami korzystania z wód podziemnych, w oparciu o wytyczne organizacji międzynarodowych zajmujących się ochroną zdrowia i ochroną radiologiczną. Szerszy przegląd międzynarodowych zaleceń w tym zakresie można znaleźć w pracy Przylibskiego (2006b).

8. OBSZARY WYSTĘPOWANIA POTENCJALNIE LECZNICZYCH WÓD RADONOWYCH W SUDETACH NA TLE MAPY POTENCJAŁU RADONOWEGO SUDETÓW

Opracowanie mapy potencjału radonowego formacji skalnych Sudetów oraz mapy obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych pozwala na określenie zależności pomiędzy stężeniem radonu w powietrzu glebowym, a stężeniem radonu w wodach podziemnych.

Już wstępna analiza opracowanej mapy (Fig. 8.1) pozwala na stwierdzenie, że nie istnieje żadna generalna prawidłowość pomiędzy rozmieszczeniem obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, a potencjałem radonowym Sudetów. Niemniej jednak w czasie analizy tego zagadnienia w odniesieniu do poszczególnych jednostek geologicznych można stwierdzić pewne zależności i prawidłowości, które zostaną przedstawione poniżej.

Istnieje duża zbieżność występowania obszarów o wysokim potencjale radonowym z obszarami występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na terenie masywu granitowego Karkonoszy, a także na terenie znacznej części metamorfiku izerskiego. Nakładanie się obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na obszary wysokiego potencjału radonowego dotyczy przede wszystkim granitów karkonoskich oraz rozległych fragmentów gnejsów izerskich. Pasy łupków krystalicznych występujących w obrębie gnejsów izerskich nie zawierają wód radonowych lub wysokoradonowych, mogących być wodami potencjalnie leczniczymi. Na terenie wschodniej osłony metamorficznej masywu granitowego Karkonoszy obszar występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych tylko w niewielkiej części pokrywa się z obszarem wysokiego potencjału radonowego skał tam występujących, natomiast w przeważającej części potencjalnie lecznicze wody radonowe występują na obszarze zbudowanym ze skał o niskim potencjale radonowym.

Na obszarze metamorfiku kaczawskiego potencjalnie lecznicze wody radonowe występują sporadycznie, podczas gdy liczne formacje skalne budujące rozległe tereny tej struktury geologicznej cechuje wysoki potencjał radonowy.

Kilka obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych znajduje się w Kotlinie Kłodzkiej. Związane są one z wychodniami granitoidów masywu kłodzko-złotostockiego oraz skał gnejsowych krystaliniku śnieżnicko-orlickiego. Wszystkie te skały cechują się średnim potencjałem radonowym, przy czym najwyższym potencjałem charakteryzują się gnejsy śnieżnickie, dla których wartość średniej arytmetycznej wynosząca $47,96 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ jest nieznacznie mniejsza od przyjętej wartości granicznej dla obszarów o wysokim potencjale radonowym. Nie stwierdzono natomiast obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na terenach zbudowanych z łupków łuszczycowych (np. łupków łuszczycowych serii strońskiej, których partie wzbogacone w zgrafityzowaną substancję organiczną cechuje bardzo wysoki potencjał radonowy).

Potencjalnie lecznicze wody radonowe występują przede wszystkim w dość silnie stektonizowanych formacjach skalnych, przy czym uprzywilejowane są tutaj granitoidy i gnejsy. Należy zwrócić uwagę na to, że w skałach tych rozwinięta jest silnie tektonika dysjunktywna, obecne są również liczne strefy spękań. Powoduje to, że przepływające przez nie wody mają swobodny dostęp do dużej objętości skał, ze względu na dużą powierzchnię kontaktu woda – skała. Ich wysoki potencjał radonowy świadczący o zasobności w uran, rad i radon powoduje, że wody te ulegają silnemu wzbogaceniu w izotopy promieniotwórcze, zwłaszcza w gazowy radon. Mechanizmy te nie funkcjonują w takim stopniu w obrębie formacji łupków metamorficznych, przede wszystkim dlatego, że są to skały wyraźnie warstwowane, przecinane zwykle uskokiami prostopadłymi do uwarstwienia. Rejestrowane w niektórych obszarach strefy występowania uskokiów listwowych (np. na obszarze wschodniej osłony metamorficznej Karkonoszy) są mało wydajnymi drogami migracji wód, gdyż są one wypełnione glinkami tektonicznymi, a także minerałami wtórnymi, np. ilastymi i chlorytami. Tak więc w tym przypadku powierzchnia skał zbiornikowych, z którą kontaktują się wody podziemne w czasie infil-

tracji i przepływu do stref drenażu jest znacznie mniejsza, czego efektem jest znacznie mniejsza ilość rozpuszczonych w wodach podziemnych izotopów promieniotwórczych, zwłaszcza radonu. Dlatego też szczególnie wyraźnie jest to widoczne na przykładzie formacji łupków krystalicznych struktury kaczawskiej, które reprezentują w większości wysoki potencjał radonowy, znane są tam liczne przejawy mineralizacji uranowej, a nie stwierdzono tam obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych.

Ciekawym obiektem badań okazał się obszar występowania wód o zwiększonych zawartościach radonu na terenie struktury bardzkiej oraz fragmentarycznie na terenie depresji północnosudeckiej. W pierwszym przypadku należy w dalszych badaniach zwrócić uwagę na obecność dość licznych uskoków, które zostały stwierdzone w trakcie pomiarów stężenia radonu w powietrzu glebowym. Możliwe jest także występowanie wód radonowych w związku z istnieniem apofiz granitoidów kłodzko-złotostockich w obrębie tej jednostki geologicznej. W drugim przypadku należy zwrócić uwagę na obecność formacji gruboklastycznych przeławicanych skałami ilasto-mułowcowymi, zawierającymi warstwy wzbogacone w uran (np. łupki antrakozjowe i ich odpowiedniki). Na uwagę zasługują zwłaszcza formacje szarogłazów i zlepieńców kwarcowych pogranicza karbonu i permu. Cechuje je wysoki potencjał radonowy, z uwagi na wykształcenie litologiczne mogą być porowate, a ponadto w swoim składzie zawierają lokalny materiał skalny pochodzący z erozji bloku karkonosko – izerskiego. Materiał ten jest zasobny w pierwiastki promieniotwórcze. Pewne znaczenie, jako skały zbiornikowe potencjalnie leczniczych wód radonowych, mogą w tej jednostce odgrywać także kwaśne skały wylewne czerwonego spągowca.

Problematyka związku pomiędzy występowaniem potencjalnie leczniczych wód radonowych a potencjałem radonowym formacji skalnych wymaga dalszych badań. Potencjał radonowy formacji skalnych zależy przede wszystkim od koncentracji uranu (a także radu) i obecności w strefie przypowierzchniowej skał zbiornikowych, w których radon może się gromadzić. Tektonika dysjunktywna jest elementem istotnie modyfikującym ten potencjał, lecz zasadą opracowywanych map potencjału radonowego jest skoncentrowanie się na obszarach o typowym wykształceniu litologicznym i unikaniu stref uskokowych. Przy statystycznej obróbce danych ekstremalnie duże wartości stężenia radonu w powietrzu glebowym nie były brane pod uwagę do obliczania wartości średniej. Obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych wykazują silny związek z jednostkami zaangażowanymi tektonicznie. Istotne jest jednak to, że skałami zbiornikowymi tych wód są skały o co najmniej średnim potencjale radonowym. Jako potwierdzenie tego wniosku mogą służyć opisane powyżej obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w obrębie granitu Karkonoszy, a także na terenie występowania gnejsów izerskich i orlicko-śnieżnickich oraz granitoidów kłodzko-złotostockich. Tezę tę potwierdzają również gnejsy sowiogórskie, cechujące się relatywnie niskim potencjałem radonowym (średnie stężenie radonu w powietrzu glebowym wynosi $11,49 \text{ kBq}\cdot\text{m}^{-3}$) i brakiem w obszarze ich występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych.

9. DALSZE PRACE

Dalsze prace wdrożeniowe powinny polegać na uwzględnieniu wyznaczonych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach w miejscowych planach zagospodarowania przestrzennego. Również geolodzy pracujący w organach administracji rządowej i samorządowej (Główny Geolog Kraju, geolog wojewódzki województwa dolnośląskiego), a także pozostali członkowie samorządów terytorialnych województwa dolnośląskiego powinni zwracać szczególną uwagę na zabezpieczenie jakości i zasobów potencjalnie leczniczych wód radonowych występujących w Sudetach ze względu na możliwość rozwoju ich eksploatacji i leczniczego wykorzystania w balneoterapii. Należy również w obrębie wyznaczonych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych prowadzić dalsze, bardziej szczegółowe prace, mające na celu doprecyzowanie przebiegu ich granic.

Kolejnym ważnym zadaniem wdrożeniowym jest wyznaczenie konkretnych obszarów złóż radonowych wód leczniczych, np. zgodnie z metodyką zaproponowaną przez Przylibskiego (2005a), a także wyznaczenie zasobów dyspozycyjnych tych wód w Sudetach i ich poszczególnych jednostkach geologicznych.

Natomiast dalsze prace badawcze powinny być prowadzone w celu uzupełnienia istniejących wyników badań stężenia ^{222}Rn w wodach podziemnych i na ich podstawie wyznaczenia tła hydrogeochemicznego radonu w Sudetach i w ich poszczególnych jednostkach geologicznych. Prace te są już prowadzone w Zakładzie Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej (np. Adamczyk-Lorenc, 2006). Istotne jest także dokładniejsze rozpoznanie występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na obszarze południowej części metamorfiku orlicko-bystrzyckiego, a także północnej części metamorfiku izerskiego. Do tej pory rozpoznane tam pojedyncze wystąpienia wód radonowych świadczą o możliwości wyznaczenia w ich rejonie także kolejnych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych. Podobne prace należy podjąć również w obrębie występowania permskich skał wulkanicznych depresji śródsudeckiej, a być może także okrucowych skał karbonu i permu, jak również w niektórych obszarach metamorfiku kaczawskiego. Badania takie powinny koncentrować się na wyjaśnieniu relacji i związków genetycznych pomiędzy poszczególnymi typami skał zbiornikowych, szczególnie z obszarów: granitoidów kłodzko-złotostockich, metamorfiku izerskiego, struktury bardzkiej, depresji śródsudeckiej i depresji północnosudeckiej, a tworzącymi się w ich obrębie wodami radonowymi.

Istotne będzie także szczegółowe rozpoznanie obszarów występowania radonowych szcaw i wód kwasowęglowych, jako wód zawierających jednocześnie dwa gazowe składniki swoiste, a w niektórych przypadkach także jako wód mineralnych. Prace te powinny być przeprowadzone w pierwszej kolejności na terenie metamorfiku orlicko-bystrzyckiego, a w mniejszym zakresie także na obszarze metamorfiku izerskiego i depresji śródsudeckiej.

Następnym krokiem powinny być prace badawcze związane z rozpoznanem bloku przedsudeckiego, jako jednostki o zbliżonej do Sudetów budowie geologicznej, która niestety jest niezbyt dobrze i wrywkowo rozpoznana, także pod względem występowania wód potencjalnie leczniczych, w tym i radonowych. Wstępne prace dotyczące występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na bloku przedsudeckim prowadzone są przez Przylibskiego (2005a, b), a także współpracowników w Zakładzie Geologii i Wód Mineralnych Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej. Na obszarze bloku przedsudeckiego w aspekcie możliwości udokumentowania występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych szczególną uwagę należy zwrócić na masyw granitowy Strzegomia-Sobótka, strefę Niemczy, granitoidy Strzelina i Żulovej, a także ortognejsy metamorfiku kamieniecko-strzelińskiego. Wszystkich typów potencjalnie leczniczych wód bloku przedsudeckiego, w tym i radonowych, dotyczy opracowanie pt. „Studium możliwości rozpoznania nowych wystąpień wód zmineralizowanych, swoistych i termalnych na obszarze bloku przedsudeckiego” wykonane w ramach prac badawczych

zamówionych przez Ministra Środowiska i finansowanych przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (Przylibski i in., 2007). Jednym z efektów tych prac jest wyznaczenie kierunków dalszych badań nad występowaniem wód potencjalnie leczniczych, w tym radonowych, na wyselekcjonowanych obszarach bloku przedsudeckiego.

Wydaje się, że również inne rejony Polski, w tym w pierwszej kolejności jednostki tektoniczne uznane za perspektywiczne pod względem występowania wód radonowych, tj.: Sudety wschodnie, zapadlisko śląsko-krakowskie, zapadlisko przedkarpackie, Karpaty, Góry Świętokrzyskie i monoklina przedsudecka (Przylibski, 2005a), powinny być przedmiotem badań zmierzających do ustalenia, czy na ich obszarze występują potencjalnie lecznicze wody radonowe.

Dalsze prace badawcze powinny również obejmować scharakteryzowanie wzajemnych relacji pomiędzy obszarami występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach, a obszarami charakteryzującymi się średnim i wysokim potencjałem radonowym. W tym aspekcie niezbędne jest nie tylko szczegółowe przeanalizowanie uzyskanych do tej pory wyników, ale także prowadzenie dalszych, bardziej szczegółowych badań.

10. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W efekcie przeprowadzonych prac badawczych, uwzględniających także archiwalne wyniki badań, wyznaczono 11 obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach. Udokumentowano także występowanie tych wód w kilku punktach leżących poza wyznaczonymi obszarami. W związku z tym istnieje nadal możliwość wyznaczenia jeszcze kilku obszarów o prawdopodobnie mniejszym zasięgu, co jednakże będzie wymagało przeprowadzenia znacznie bardziej szczegółowych prac badawczych na terenie wybranych jednostek geologicznych Sudetów.

Wyznaczone obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych znajdują się wokół Kotliny Kłodzkiej i w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej. Łączna powierzchnia wyznaczonych obszarów wynosi 993,5 km², co stanowi 15,3% powierzchni obszaru badań – Sudetów.

Lokalizacja wyznaczonych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych związana jest przede wszystkim z typem ich skał zbiornikowych. Wyznaczone obszary znajdują się na terenie następujących jednostek geologicznych Sudetów:

- metamorfiku izerskiego (3 obszary),
- granitu karkonoskiego (1 obszar obejmujący całą jednostkę),
- metamorfiku Rudaw Janowickich (1 obszar),
- depresji północnosudeckiej (1 obszar),
- struktury bardzkiej (1 obszar),
- granitoidów kłodzko-złotostockich (1 obszar),
- metamorfiku Łądka-Śnieżnika (2 obszary),
- metamorfiku orlicko-bystrzyckiego (1 obszar).

Największe średnie i maksymalne wartości stężenia ²²²Rn stwierdzono w wodach podziemnych wypływających ze skał krystalicznych. Wśród nich szczególnie często skałami zbiornikowymi radonowych wód potencjalnie leczniczych są ortognejsy (także granitognejsy), a także granity (leukogranity, aplity i inne skały granitoidowe). Największe wartości średnie i maksymalne (spośród wszystkich średnich wartości charakteryzujących wody podziemne w poszczególnych punktach opróbowania) stężenia ²²²Rn w wodach podziemnych stwierdzono na obszarze metamorfiku Łądka-Śnieżnika i granitu karkonoskiego, a także metamorfiku izerskiego, gdzie wynoszą one odpowiednio: 375 ± 17 Bq·dm⁻³ i 1852 Bq·dm⁻³ dla metamorfiku Łądka-Śnieżnika, 293 ± 16 Bq·dm⁻³ i 1716 Bq·dm⁻³ dla granitu karkonoskiego oraz 255 ± 10 Bq·dm⁻³ i 1466 Bq·dm⁻³ dla metamorfiku izerskiego.

W odniesieniu do podziału hydrogeologicznego regionu sudeckiego należy stwierdzić, że potencjalnie lecznicze wody radonowe występują niemal we wszystkich subregionach, tj.:

- izersko-karkonoskim,
- bystrzycko-orlickim,
- śnieżnicko-złotostockim,
- północnosudeckim,
- śródsudeckim.

Na podkreślenie zasługuje wyznaczenie obszaru występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych obejmującego Dolinę Kamienicy w Masywie Śnieżnika, na terenie metamorfiku Łądka-Śnieżnika. Występujące tu wody radonowe i wysokoradonowe związane są genetycznie ze strefą tektoniczną Kletna, co potwierdzają badania autorów także po czeskiej stronie granicy. Na obszarze tym tektonika, obok typu petrograficznego skał zbiornikowych, odgrywa bardzo istotną rolę dla genezy wód radonowych.

Istotne jest także wyznaczenie obszaru występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na terenie struktury bardzkiej i depresji północnosudeckiej. Są to pierwsze lub pierwsze dobrze udokumentowane informacje o występowaniu wód radonowych na terenie tych jednostek geologicznych, szczególnie w obrębie skał osadowych, a także skał wylewnych.

Wyznaczenie obszaru występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych bogatych w CO₂, tj. szczaw i wód kwasowęglowych na obszarze metamorfiku izerskiego zasługuje na podkreślenie, gdyż jest to jedyny do tej pory taki obszar w Sudetach i w Polsce. Istnieje jednakże możliwość wyznaczenia kolejnych obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach wzbogaconych także w CO₂, a być może także mineralnych. Niezbędne jest w tym celu przeprowadzenie dokładniejszych badań w dwóch perspektywicznych pod tym względem jednostkach geologicznych – metamorfiku orlicko-bystrzyckim i depresji śródsudeckiej.

Obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych na terenie jednostek zbudowanych ze skał magmowych, tj. granitu karkonoskiego i granitoidów kłodzko-złotostockich wymagają dalszych badań w celu sprecyzowania ich granic, a także zbadania genetycznych relacji z tektoniką i typami petrograficznymi skał zbiornikowych, zwłaszcza na obszarze tej drugiej jednostki. Wspomniane powyżej relacje genetyczne pomiędzy typem petrograficznym skał zbiornikowych, a występowaniem w ich obrębie wód radonowych i wysokoradonowych powinny być przede wszystkim głównym tematem dalszych badań na obszarze większości jednostek geologicznych Sudetów, także poza wyznaczonymi obszarami występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych.

Zaobserwowane relacje przestrzenne pomiędzy obszarami występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, a obszarami charakteryzującymi się średnim i wysokim potencjałem radonowym wymagają dalszych badań. W tym aspekcie niezwykle istotne jest przeprowadzenie szczegółowych prac badawczych w obrębie obszarów o wysokim potencjale radonowym w odniesieniu do występujących tam stref dyslokacji tektonicznych. Na podstawie uzyskanych do tej pory rezultatów można stwierdzić jedynie, że obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych z reguły leżą na terenach o wysokim i średnim potencjale radonowym, a w obszarach charakteryzujących się niskim potencjałem radonowym są związane prawdopodobnie ze strefami dyslokacji tektonicznych. Jest to obserwacja zgodna z dotychczasowymi wnioskami wynikającymi z badań genezy radonu w wodach podziemnych. Zagadnienie to jednakże wymaga prowadzenia dalszych, szczegółowych analiz.

Wyznaczone obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych powinny zostać objęte specjalnymi zasadami korzystania z wód podziemnych przeznaczonych do spożycia przez ludzi i/lub do wykorzystania w gospodarstwie domowym ze względu na ich radioaktywność. W tym celu można skorzystać z zaleceń i wytycznych Komisji Europejskiej oraz Światowej Organizacji Zdrowia (WHO).

11. LITERATURA I WYKORZYSTANE MATERIAŁY

11.1. Publikacje

- Adamczyk-Lorenc A., 2005 – Występowanie radonu w wodach podziemnych Ziemi Kłodzkiej. *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej*, Nr 110, Seria: Konferencje, Nr 42, „Zagadnienia interdyscyplinarne w górnictwie i geologii” V Konferencja Naukowa Doktorantów, Szklarska Poręba, 30 marca – 1 kwietnia 2005, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, ss. 91-100.
- Adamczyk-Lorenc A., 2006 – Tło hydrogeochemiczne radonu na przykładzie metamorfiku Łądko-Śnieżnika i intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej. *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej*, Nr 116, Seria: Konferencje, Nr 47, „Zagadnienia interdyscyplinarne w górnictwie i geologii”, Szklarska Poręba, 23-25 marca 2006, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, ss. 51-62.
- Adamczyk-Lorenc A., Goldsztejn P., 2005 – Rozkład stężeń radonu w wodach podziemnych metamorfiku Łądko-Śnieżnika. *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej*, Nr 113, Seria: Studia i Materiały, Nr 31, *Górnictwo i Geologia VIII*, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, ss. 3-10.
- Aleksandrowski P., Mazur S., 2002 – Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. [in:] Winchester J. A., Pharaoh T. C., Verniers J. – *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 201, pp. 237-277.
- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J. A., 2000 – The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, Vol. 90, pp. 127-146.
- Bogen K. T., 2001 – Biologically based prediction of empirical nonlinearity in lung cancer risk vs. residential/occupational radon exposure. *Human and Ecological Risk Assessment*, Vol. 7, No. 4, pp. 811-827.
- Borucki J., Głowacki Z., Masłowski W., Sałdan M., Uberna J., Zajączkowski W., 1967 – Ocena perspektyw poszukiwawczych złóż rud uranu w Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego, Wydawnictwa Geologiczne*, Warszawa.
- Calabrese E. J., Baldwin L. A., 2002a – Defining hormesis. *Human & Experimental Toxicology*, Vol. 21, pp. 91-97.
- Calabrese E. J., Baldwin L. A., 2002b – Radiation hormesis and cancer. *Human and Ecological Risk Assessment*, Vol. 8, No. 2, pp. 327-353.
- Calabrese E. J., Baldwin L. A., 2003 – Toxicology rethinks its central belief. Hormesis demands a reappraisal of the way risks are assessed. *Nature*, Vol. 421, No. 6924, pp. 691-692.
- Cebulska-Wasilewska A., 1997 – Skutki biologiczne ekspozycji na radon i produkty jego rozpadu. [w:] *Materiały konferencyjne XVII Szkoły Jesiennej Polskiego Towarzystwa Badań Radiacyjnych im. Marii Skłodowskiej-Curie nt. „Radon – występowanie, konsekwencje”*. Zakopane, 22-26 września 1997, ss. 70-81.
- Ciężkowski M., 1967 – Stężenie radonu w wodzie ze źródła „Jerzy” w Łądku Zdroju w czasie jej transportu i magazynowania. *Problemy Uzdrowiskowe*, z. 4 (36), ss. 68-73.
- Ciężkowski M., Ciężkowski W., 1981a – Zwykłe wody radonowe Łądku Zdroju. *Przegląd Geologiczny*, nr 4, ss. 183-184.
- Ciężkowski M., Ciężkowski W., 1981b – Możliwość zastosowania wód radonowych sztolni Śnieżnik do celów leczniczych. *Problemy Uzdrowiskowe*, z. 9/12, ss. 181-183.
- Ciężkowski M., Ciężkowski W., 1983 – Wody radonowe sztolni „Śnieżnik”. II Ogólnopolskie Sympo-

- zjum: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej. Łądek Zdrój, 13 - 16.10.1982., Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, ss. 295-298.
- Ciężkowski W., 1980 – Hydrogeologia i hydrochemia wód termalnych Łądka Zdroju. *Problemy Uzdrowiskowe*, z. 4 (150), ss. 125-193.
- Ciężkowski W., 1983 – Jednostka hydrogeologiczna szczaw Gór Izerskich. *Kwartalnik Geologiczny*, T. 27, nr 3, ss. 595-604.
- Ciężkowski W., 1990 – Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. *Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej* nr 60, seria Monografie, nr 19, Wrocław.
- Ciężkowski W., Przylibski T. A., 1997 – Radon in waters from health resorts of the Sudety Mts. (SW Poland). *Applied Radiation and Isotopes*, Vol. 48, No. 6, pp. 855-856.
- Ciężkowski W., Marszałek H., Solecki A., 1993 – Radon w wodach podziemnych i w powietrzu glebowym obszaru granitu karkonoskiego. *Materiały konferencyjne „Geoekologiczne problemy Karkonoszy”*, Karpacz 11 – 13 X 1991, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, ss. 119-124.
- Ciężkowski W., Solecki A., Śliwiński W., 1995 – Results of the long term monitoring of radon content in mineral springs of the Spa of Łądek Zdrój, southwestern Poland. [in:] Dubois C. et al. (eds.) – *Gas geochemistry*. University of Franche-Comté, Besançon, France, Science Reviews, Northwood, pp. 81-89.
- Commission Recommendation of 20 December 2001 on the protection of the public against exposure to radon in drinking water supplies. 2001/928/EURATOM.
- Cymerman Z., 2004 – Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic block. Scale: 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny i Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Darby S., Hill D., Doll R., 2001 – Radon: A likely carcinogen at all exposures. *Annals of Oncology*, Vol. 12, pp. 1341-1351.
- Darby S., Hill D., Auvinen A., Barros-Dios J. M., Baysson H., Bochicchio F., Deo H., Falk R., Forastiere F., Hakama M., Heid I., Kreienbrock L., Kreuzer M., Lagarde F., Mäkeläinen I., Muirhead C., Oberaigner W., Pershagen G., Ruano-Ravina A., Ruosteenoja E., Schaffrath Rosario A., Tirmarche M., Tomášek L., Whitley E., Wichmann H. E., Doll R., 2005 – Radon in homes and risk of lung cancer: collaborative analysis of individual data from 13 European case-control studies. *British Medical Journal*, Vol. 330, No. 7485, pp. 223-226.
- Dowgiałło J., 2002 – Klasyfikacja i geneza wód leczniczych. [w:] Paczyński B. (red.) – *Ocena zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i potencjalnie leczniczych*. *Poradnik metodyczny*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Eichholz G. G., 2001 – Radon health spas. *Health Physics*, Vol. 81, No. 6, p. 729.
- Fistek J., 1967 – Wody mineralne Świeradowa Zdroju. *Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec*, 24-27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 76-78.
- Fistek J., Głowacki Z., 1967 – Wody lecznicze Szklarskiej Poręby. *Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec*, 24-27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 78-79.
- Fistek J., Teisseyre J., 1967 – Geneza wód mineralnych Świeradowa-Zdroju. *Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec*, 24-27.08.1967 r., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 177-178.
- Fistek J., Gierwielanec J., Hubicka K., Hubicki J., 1956 – O pracach badawczo-poszukiwawczych za wodami radoczynnymi i o możliwościach zastosowania pomiarów promieniotwórczych do badań kartograficzno-geologicznych. *Przegląd Geologiczny*, nr 6, s. 271.
- Fistek J., Iwanowski S., Iciek A., Jagodziński A., 1975 – Badania geologiczne, geofizyczne i hydrogeologiczne jako przykład kompleksowego rozwiązania problemu poszukiwań wód leczniczych w uzdrowiskach sudeckich. *Biuletyn Informacyjny Geofizyka*, Nr 1, ss. 5-30.
- Fistek J., Staśko S., Zieliński W., 1995 – Wody podziemne bloku przedsudeckiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Przewodnik LXVI Zjazdu PTG, 50 lat polskich badań geologicznych na Dolnym Śląsku, Geologia i Ochrona Środowiska Bloku Przedsudeckiego*, Wrocław, 21 - 24 IX 1995, ss. 255-271.

- Franke W., Żelaźniewicz A., 2000 – The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. [in:] Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (eds.) – Quantification and modelling in the Variscan belt. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 179, pp. 63-86.
- Głowiak B., Ziółkowski J., 1965 – Radioaktywność wód Świeradowa Zdroju. *Gaz Woda i Technika Sanitarna*, z. 5, ss. 166-169.
- Głowiak B., Pałczyński R., Ziółkowski J., 1967 – Radioaktywność wód mineralnych i ich eksploatacja w uzdrowiskach. *Problemy Uzdrowiskowe*, Vol. 36, z. 4, cz. II, ss. 146-156.
- Halawa B., 1987 – Mechanizmy działania radonu na organizm ludzki w świetle badań własnych. *Problemy Uzdrowiskowe*, z. 1-2 (231/232), ss. 45-52.
- Hryniewicz A. Z. (red.), 2001 – Człowiek i promieniowanie jonizujące. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Huber J., Ennemoser O., 2001 – Response to Eichholz. *Health Physics*, Vol. 81, No. 6, p. 729.
- International Agency for Research on Cancer, 1988 – IARC Monograph on the evaluation of carcinogenic risks to humans: Man-made fibres and radon. Vol. 43, IARC, Lyon.
- Jaworowski Z., 1997 – Dobroczynne promieniowanie. *Wiedza i Życie*, nr 3, ss. 20-29.
- Johansson L., 2003 – Hormesis, an update of the present position. *European Journal of Nuclear Medicine and Molecular Imaging*, Vol. 30, No. 6, pp. 921-933.
- Kobal I., Renier A., 1987 – Radioactivity of the atomic SPA at Podčetrtek, Slovenia, Yugoslavia. *Health Physics*, Vol. 53, No. 3, pp. 307-310.
- Kochański J. W., 1978 – Lecznicze zastosowanie radonu-222 w Uzdrowisku Łądek. *Problemy Uzdrowiskowe*, z. 4 (126), ss. 47-67.
- Kochański J. W., 2002 – Przegląd badań nad leczniczym zastosowaniem radonu 222 w polskich uzdrowiskach. *Folia Medica Lodziensia*, Vol. 29, No. 1/2, pp. 31-68.
- Kochowska E., Mazur J., Kozak K., Janik M., 2004 – Radon in well waters in the Kraków area. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, Vol. 40, No. 3, pp. 207-212.
- Kozdrój W., Krentz O., Opletal M., 2001 – Geological map Lausitz-Jizera-Karkonosze (without Cenozoic sediments) with Comments. Scale: 1 : 100 000. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie, Freiberg, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, Český geologický ústav, Praha. Warszawa.
- Kozłowska B., Dorda J., Hetman A., Zipper W., 1999a – Presence of radium in radon enriched Sudety spring waters. *Proceedings of XXXIV Zakopane School of Physics*, Zakopane, Poland, pp. 226-229.
- Kozłowska B., Hetman A., Zipper W., 1999b – Determination of ^{222}Rn in natural water samples from health resorts in the Sudety Mountains by the liquid scintillation technique. *Applied Radiation and Isotopes*, Vol. 51, pp. 475-480.
- Krawiec A., Turło J., 1997 – Badanie koncentracji radonu w wodach leczniczych uzdrowiska Ciechocinek metodą detektorów śladowych TASTRAK. [w:] Górski J., Liszkowska E. (red.) – Współczesne problemy hydrogeologii, T. VIII, ss. 459-463. Kiekrz k. Poznania, 4-6 września 1997 r.
- Kryza R., 1995a – Igneous activity. Chapter VID [in:] Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.) – Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer – Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 341-350.
- Kryza R., 1995b – Metamorphic evolution. Chapter VIE [in:] Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.) – Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer – Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 351-359.
- Lázár I., Tóth E., Marx G., Cziegler I., Köteles G. J., 2003 – Effects of residential radon on cancer incidence. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, Vol. 258, No. 3, pp. 519-524.
- Marszałek H., 1996 – Hydrogeologia górnej części zlewni Kamiennej w Sudetach Zachodnich. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, No. 1881; *Prace Geologiczne – Mineralogiczne*, Vol. LIV.

- Michniewicz M., Mroczkowska B., 1991 – Region sudecki. [w:] Malinowski J., (red.) – Budowa geologiczna Polski. T. VII Hydrogeologia. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 215-235.
- Muras K., 1995 – Górnictwo uranowe w Polsce w latach 1948 – 1963. Problemy zagrożeń dla ludzi i środowiska naturalnego. *Bezpieczeństwo Jądrowe i Ochrona Radiologiczna*, Nr 23, ss. 41-52.
- Oberc J., 1972 – Budowa geologiczna Polski. T. IV Tektonika, cz. 2 Sudety i obszary przyległe. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Majle T., Różycki Z., Peńsko J., Poręba I., 1996 – Pomiary stężenia radonu ^{222}Rn w wodzie z ujęć głębinowych na terenie Warszawy. *Roczn. PZH*, Vol. 47, No. 3, ss. 285-293.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Majle T., Różycki Z., 1997 – Występowanie radonu ^{222}Rn w wodzie z ujęć głębinowych na terenie Pojezierza Mazurskiego. *Roczn. PZH*, Vol. 48, No. 1, ss. 69-77.
- Pachocki K., Flakiewicz W., Gorzkowski B., Różycki Z., Majle T., 1998 – Radon 222 w wodach głębinowych z terenu województwa płockiego. *Notatki Płockie*, nr 4/177, ss. 50-52.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Różycki Z., Majle T., 1999 – Zawartość radonu w wodzie z ujęć głębinowych gdańskiego regionu hydrogeologicznego. *Roczn. PZH*, Vol. 50, No. 2, ss. 145-155.
- Pachocki K., Gorzkowski B., Wilejczyk E., Smoter J., 2000 – Zawartość radonu ^{222}Rn w wodzie do picia w Świeradowie Zdroju i Czerniawie Zdroju. *Roczn. PZH*, Vol. 51, Nr 1, pp. 43-52.
- Papierkowski J., 1969 – „Antroterapia” czyli leczenie podziemne w sztolni radioaktywnej w Kowarach-Podgórzu i rola Kowar jako potencjalnego uzdrowiska. *Problemy Uzdrowiskowe*, z. 3(45), ss. 65-100.
- Peńsko J., Pachocki K., Różycki Z., Majle T., Gorzkowski B., Wilejczyk E., 1998 – Terapia radonowa – inhalatorium radonowe w Kowarach. *Roczn. PZH*, Vol. 49, pp. 189-198.
- Piispanen R., 2000 – Radon and lung cancer in Finland: are there signs of radiation hormesis? *Environmental Geochemistry and Health*, Vol. 22, pp. 113-130.
- Planinić J., Faj Z., Šoveljak B., Radolić V., Vaupotič B., Kobal I., 1996 – Radon in the spa of Bizovac. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles*, Vol. 210, No. 1, pp. 227-231.
- Ponikowska I., Walczak-Sielicka J., Latour T., Łaukajtys T., 1995 – Medycyna uzdrowiskowa w zarysie. „Watext's”, Warszawa.
- Przylibski T. A., 1996 – Wybrane aspekty obecności radonu w wodach leczniczych Świeradowa Zdroju. *Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*, Wrocław, ss. 203-210.
- Przylibski T. A., 1999a – Wody „radoczynne”, czy „radonowe”? *Przegląd Geologiczny*, Vol. 47, nr 1, ss. 53-55.
- Przylibski T. A., 1999b – Geneza radonu w wodach źródła szczelinowego nr 26 w Kowarach (Sudety). *Przegląd Geologiczny*, Vol. 47, No. 8, pp. 740-742.
- Przylibski T. A., 2000a – Size estimation and protection of the areas supplying radon to groundwater intakes. *Archives of Environmental Protection*, Vol. 26, No. 1, pp. 55-71.
- Przylibski T. A., 2000b – ^{222}Rn concentration changes in medicinal groundwaters of Łądek Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland). *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 48, No. 3, pp. 327-347.
- Przylibski T. A., 2000c – Estimating the radon emanation coefficient from crystalline rocks into groundwater. *Applied Radiation and Isotopes*, Vol. 53, No. 3, pp. 473-479.
- Przylibski T. A., 2004 – Concentration of ^{226}Ra in rocks of the southern part of Lower Silesia (SW Poland). *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 75, No. 2, pp. 171-191.
- Przylibski T. A., 2005a – Radon. Składnik swoisty wód leczniczych Sudetów. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.
- Przylibski T. A., 2005b – Concentrations of ^{222}Rn in groundwaters flowing through different crystalline rocks: An example from Ślęża Massif (SW Poland). *Proceedings from the International NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk 2004, May 16 – 21*, pp. 201-213 (CD), IAEA-TECDOC-1472, Vienna 2005, pp. 299-304.

- Przylibski T. A., 2006a – Radon w wodzie – występowanie i konsekwencje. [w:] Brząkała W., Ciężkowski W., Haladyn K., Mikłaszewski A., Przylibski T., Solecki A., Wojtyszyn B.: Radon w środowisku życia, pracy i nauki mieszkańców Dolnego Śląska. Polski Klub Ekologiczny Okręg Dolnośląski, Wrocław, ss. 42-47.
- Przylibski T. A., 2006b – Zagadnienia prawne związane z występowaniem radonu w środowisku. [w:] Brząkała W., Ciężkowski W., Haladyn K., Mikłaszewski A., Przylibski T., Solecki A., Wojtyszyn B.: Radon w środowisku życia, pracy i nauki mieszkańców Dolnego Śląska. Polski Klub Ekologiczny Okręg Dolnośląski, Wrocław, ss. 89-94.
- Przylibski T. A., Adamczyk A., 2003 – Nowe stanowisko do pomiarów stężeń radonu ^{222}Rn w wodzie w Laboratorium Hydrogeologicznym na Wydziale Górniczym Politechniki Wrocławskiej. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 103, Seria: Konferencje, Nr 36, ss. 329-343, „Zagadnienia interdyscyplinarne w górnictwie i geologii”, III Konferencja Doktorantów, Szklarska Poręba, 24-26 stycznia 2003, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.
- Przylibski T. A., Liber-Madziarz E., 2000 – Pozorna zależność zmian stężeń radonu-222 od zmian wydajności ujęć wód leczniczych Świeradowa Zdroju (Sudety). Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Nr 87, Seria: Studia i Materiały, Nr 28, Górnictwo i Geologia V, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, ss. 69-77.
- Przylibski T. A., Żebrowski A., 1996 – Origin of radon in medicinal waters of Świeradów Zdrój. *Nukleonika*, Vol. 41, No. 4, pp. 109-116.
- Przylibski T. A., Żebrowski A., 1999 – Origin of radon in medicinal waters of Lądek Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland). *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 46, No. 1, pp. 121-129.
- Przylibski T. A., Mroczkowski K., Żebrowski A., Filbier P., 2001 – Radon-222 in medicinal groundwaters of Szczawno Zdrój (Sudety Mountains, SW Poland). *Environmental Geology*, Vol. 40, No. 4/5, pp. 429-439.
- Przylibski T. A., Staśko S., Szczepanowski S., Modelska M., Dorda J., Kozłowska B., 2002a – Wstępne wyniki badań koncentracji radu i radonu w wodach podziemnych i powierzchniowych górnej części zlewni Kamienicy (Masyw Śnieżnika, Sudety). *Przegląd Geologiczny*, Vol. 50, No. 5, pp. 436-440.
- Przylibski T. A., Kozłowska B., Dorda J., Kiełczawa B., 2002b – Radon-222 and ^{226}Ra concentrations in mineralized groundwaters of Gorzanów (Kłodzko Basin, Sudeten Mountains, SW Poland). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, Vol. 253, No. 1, pp. 11-19.
- Przylibski T. A., Dorda J., Kozłowska B., 2002c – A comprehensive study of ^{222}Rn presence in groundwaters of the Izerskie Mountains (Sudety Mountains, SW Poland). [in:] Strand P., Børretzen P., Jølle T. (eds.) – Proceedings from the „International Conference on Radioactivity in the Environment” (CD), 1 – 5 September 2002 in Monaco.
- Przylibski T. A., Mamont-Cieśla K., Kusyk M., Dorda J., Kozłowska B., 2004 – Radon concentrations in groundwaters of the Polish part of the Sudety Mountains (SW Poland). *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 75, No. 2, pp. 193-209.
- Przylibski T. A., Mamont-Cieśla K., Stawarz O., Kłos B., Dorda J., 2005 – Polish national intercalibrations of measurement methods of ^{222}Rn concentration in waters. Proceedings from the International NORM IV (Naturally Occurring Radioactive Materials) Conference, Szczyrk 2004, May 16 – 21, pp. 329-349 (CD), IAEA-TECDOC-1472, International Atomic Energy Agency, Vienna 2005, pp. 532-541.
- Rowe P. M., 1996 – Finnish study shows low risk from home radon exposure. *The Lancet*, Vol. 348, p. 257.
- Rudnicki T., 1985 – Skuteczność, nieskuteczność czy szkodliwość mediów radonowych z punktu widzenia radiobiologii. *Balneologia Polska*, Vol. 28, Nos. 1-4, pp. 9-17.
- Rudnicki T., Wysocki Z., 1987 – Leczenie uzdrowiskowe z wykorzystaniem tworzyw radonowych w świetle aktualnych badań i poglądów. *Problemy Uzdrowiskowe*, z. 7-8 (237/238), ss. 115-120.

- Rymaszewska M., 1969 – Stusunek koncentracji jonów chlorkowych do stężenia radonu w wodach mineralnych jako wskaźnik radiohydrochemiczny. *Acta Geophysica Polonica*, Vol. 17, nr 2, ss. 197-202.
- Rymaszewska M., Żejmo I., 1969 – Długotrwała α -aktywność wód leczniczych Świeradowa Zdroju. *Acta Geophysica Polonica*, Vol. 17, Nr 1, ss. 39-43.
- Rymaszewska M., Żejmo I., 1970 – Długotrwała radioaktywność wód mineralnych Szczawna-Zdroju. *Acta Geophysica Polonica*, Vol. 18, Nr 1, ss. 99-102.
- Samet J. M., 1997a – Indoor radon exposure and lung cancer: Risky or not? – All over again. *Journal of National Cancer Institute*, Vol. 89, No. 1, pp. 4-6.
- Samet J. M., 1997b – Epidemiologic studies of ionizing radiation and cancer: Past successes and future challenges. *Environmental Health Perspectives*, Vol. 105, Suppl. 4, pp. 883-889.
- Sas D., Navrátil O., Sládek P., Surý J., Štelcl J., Zimák J., 1998 – Geologická a mikroklimatická charakteristika speleoterapeutické léčebny na 2. patře ložiska Zlaté Hory-Jih. *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun.*, Vol. 25, pp. 37-46.
- Sawicki L., (red.), 1966 – Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego (bez osadów czwartorzędowych). Skala 1 : 200 000. Instytut Geologiczny, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Sawicki L., (red.), 1995 – Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych). Skala 1 : 100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Schöllnberger H., Ménache M. G., Hanson T. E., 2001 – A biomathematical modeling approach to explain the phenomenon of radiation hormesis. *Human and Ecological Risk Assessment*, Vol. 7, No. 4, pp. 867-890.
- Skulimowski M., 1981 – Zarys subterranoterapii. [w:] Cieniawa T., Skulimowski M., Żebrak J. – Inhalacje. Państwowy Zakład Wydawnictw Lekarskich, Warszawa.
- Solecki A. T., 2001 – Monitoring of Rn in waters of various aquifers by means of Kodak LR-115. [in:] Hunyadi I., Csige I., Haki J. (eds.) – Proceedings of the 5th International Conference on Rare Gas Geochemistry, Debrecen, Hungary, Aug. 30 – Sept. 3 1999, pp. 315-319.
- Soto J., Fernández P. L., Quindós L. S., Gómez-Arozamena J., 1995 – Radioactivity in Spanish spas. *The Science of the Total Environment*, Vol. 162, pp. 187-192.
- Straburzyńska-Lupa A., 2000 – Nowe spojrzenie na radonoterapię w zagranicznym piśmiennictwie ostatnich lat. *Balneologia Polska*, Vol. 42, z. 3-4, ss. 122-132.
- Stupnicka E., 1989 – Geologia regionalna Polski. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Szerbin P., 1996 – Natural radioactivity of certain spas and caves in Hungary. *Environment International*, Vol. 22, Suppl. 1, pp. S389-S398.
- Szmytówna M., 1950 – Radoczynność wód mineralnych na obszarze Szczawna Zdroju. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, T. 2, nr 2, ss. 131-135.
- Szmytówna M., 1955 – Nowoczesna klasyfikacja leczniczych wód mineralnych. [w:] Roguski J. (red.) – Pamiętnik Ogólnopolskiego Zjazdu Balneologicznego, Inowrocław 28-29 V 1954 r. Dodatek do Archiwum Medycyny Wewnętrznej, PZWL, Warszawa, ss. 23-26.
- Szmytówna M., 1957 – Czynniki farmakodynamiczne wód leczniczych Łądką Zdroju. *Balneologia Polska*, T. 7, ss. 76-84.
- Szmytówna M., 1958a – Radoczynność źródeł leczniczych w Górach Izerskich i Karkonoszach. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Farmaceutycznej*, T. 1, z. 1/10, ss. 95-106.
- Szmytówna M., 1958b – Radoczynność wód leczniczych w uzdrowiskach Ziemi Kłodzkiej. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Farmaceutycznej*, T. 1, z. 1/11, ss. 109-113.
- Szmytówna M., 1959 – Pomiary radoczynności krajowych wód mineralnych. *Chemia Analityczna*, z. 1-2, ss. 477-480.

- Štelcl J., Zimák J., Navrátil O., Sládek P., Sas D., 1998 – Geologické faktory a mikroklima speleoterapeutické léčebny v Javoříčských Jeskyních. Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Vol. 25, pp. 47-58.
- Teisseyre J., 1954 – 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, ss. 74-96.
- Teisseyre J., 1966 – Źródła mineralne Dolnego Śląska w świetle badań geologicznych (1945 – 1965). [w:] Maślankiewicz K., Jerzmański J., Kasza L., Krasoń J. (red.) – Z geologii Ziem Zachodnich. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945 – 1965. Zagadnienia geologii podstawowej i stosowanej. Towarzystwo Rozwoju Ziem Zachodnich, Uniwersytet Wrocławski, Stowarzyszenie Geologów Wychowanków Uniwersytetu Wrocławskiego, Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Górnictwa, Wrocław, ss. 485-505.
- Tymczasowa instrukcja stosowania naturalnych tworzyw balneoterapeutycznych zawierających Radon – 222 i pochodne. Instytut Medycyny Uzdrowskowej, Poznań 1988.
- UNSCEAR, 1993 report. Sources and effects of ionising radiation. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, New York, 1993.
- Urbanek Z., Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N., Linnemann U., 1995 – Stratigraphy. Chapter VIB [in:] Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.) – Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer – Verlag, Berlin Heidelberg, 1995, pp. 313-327.
- Voronov A. N., 2004 – Radon-rich waters in Russia. Environmental Geology, Vol. 46, pp. 630-634.
- Wardaszko T., Grzybowska D., 1993 – ²²⁶Ra and ²²²Rn in fresh waters in Poland. Nukleonika, No. 4, pp. 103-108.
- WHO, 2004 – Guidelines for Drinking-water Quality. Third Edition, World Health Organization, Geneva.
- Zalewski M., Karpińska M., Mnich Z., Kapała J., 1997 – Koncentracja radonu w wodzie na obszarze północno-wschodniej Polski. Przegląd Geologiczny, Vol. 45, nr 5, ss. 523-525.
- Zalewski M., Karpińska M., Mnich Z., Kapała J., Zalewski P., 2001 – Study of ²²²Rn concentrations in drinking water in the north-eastern hydroregions of Poland. Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 53, No. 2, pp. 167-173.
- Zdrojewicz Z., Belowska-Bień K., 2004 – Radon i promieniowanie jonizujące a organizm człowieka. Postępy Higieny i Medycyny Doświadczalnej, Vol. 58, pp. 150-157.
- Żelaźniewicz A., 1995 – Introduction to chapter VI. [in:] Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.) – Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer – Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 311-314.
- Żelaźniewicz A., 1997 – The Sudetes as a Palaeozoic orogen in central Europe. Geological Magazine, Vol. 134, No. 5, pp. 691-702.
- Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N., 1995 – Structure. Chapter VIC [in:] Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.) – Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer – Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 328-340.

11.2. Materiały niepublikowane

- Adamski W., Sztuk H., 1997 – Zbiorcze dane o robotach poszukiwawczych i eksploatacyjnych oraz przeróbce rud uranowych prowadzonych w latach 1948 – 1972 na terenie województw jeleniogórskiego i wałbrzyskiego. Instytut Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Raport nr I-11/S-7/97.
- Adamski W., Ciężkowski W., Solecki A., Sztuk H., 1998 – Remediation concepts for the uranium mining operations in CEEC. Polish Part. PHARE Multi-Country Environmental Sector Programme. Instytut Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, Raport nr I-11/S-2/98.

- Åkerblom G., 1999 – Radon legislation and national guidelines. European Research into Radon in Construction Concerted Action (ERRICCA) Report F14P-CT96-0064(DG12-WSMN):19-20.
- Baza Danych Ogólnogeograficznych, 2005 – Raster mapy topograficznej w skali 1:250 000. Marszałek Województwa Dolnośląskiego, Wojewódzki Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej we Wrocławiu, Urząd Marszałkowski Województwa Dolnośląskiego, Wrocław.
- Ocena uranonośności Sudetów (praca zbiorowa). Zakłady Przemysłowe R-1, Kowary 1959.
- Pico-Rad, 1993 – Radon Analysis Software, Operational Manual, NITON Corporation, Pacard Canberra Company.
- Przylibski T. A., 1997 – Wybrane uwarunkowania występowania radonu-222 w Sudetach. Praca doktorska. Instytut Geotechniki i Hydrotechniki Politechniki Wrocławskiej, Raport Ser. PRE nr 577, Wrocław.
- Przylibski T. A. (red.), Biel A., Ciężkowski W., Czerski M., Kielczawa J., Marszałek H., Michniewicz M., Staško S., Tarka R., Wąsik M., Wojtkowiak A., Żak S., 2007 – Studium możliwości rozpoznania nowych wystąpień wód zmineralizowanych, swoistych i termalnych na obszarze bloku przedsudeckiego. Politechnika Wrocławska, Wydział Geoinżynierii Górnictwa i Geologii, Instytut Górnictwa, Raport Seria SPR. I-11/S-5/2007, Wrocław.
- Radon Analysis Program, 1993 – Version 5.9, Copyright©, NITON Inc.
- Wołkowicz S., 2006 – Określenie potencjału radonowego Sudetów i wybranych jednostek bloku przedsudeckiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa (maszynopis).

11.3. Akty prawne

- Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 13 kwietnia 2006 r. w sprawie zakresu badań niezbędnych do ustalenia właściwości leczniczych naturalnych surowców leczniczych i właściwości leczniczych klimatu, kryteriów ich oceny oraz wzoru świadectwa potwierdzającego te właściwości. Dz. U. Nr 80, poz. 565.
- Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 r. w sprawie złóż wód podziemnych zaliczonych do solanek, wód leczniczych i termalnych oraz złóż innych kopalin leczniczych, a także zaliczenia kopalin pospolitych z określonych złóż lub jednostek geologicznych do kopalin podstawowych. Dz. U., Nr 32, Poz. 220, Dz. U., Nr 246, poz. 1790.
- Ustawa z dnia 4 lutego 1994 r. Prawo geologiczne i górnicze. Dz. U., Nr 228, poz. 1947 z 2005 r. oraz Nr 133, poz. 934, Nr 170, poz. 1217 i Nr 190, poz. 1399 z 2006 r.
- Ustawa z dnia 28 lipca 2005 r. o lecznictwie uzdrowiskowym, uzdrowiskach i obszarach ochrony uzdrowiskowej oraz o gminach uzdrowiskowych. Dz. U. Nr 167, poz. 1399.

12. ABSTRACT

Areas of the occurrence of potentially medicinal radon waters in Sudetes

Authors have undertaken the determination of the areas in the Sudetes where potentially medicinal radon waters occur. This issue is extremely important not only from the balneological point of view, and therefore for the development of treatment in health resorts, but also for the radiological protection of people who work and live in the Sudetes, which constitute the southern part of Lower Silesia. Presented content also significantly complements the issues described in the first part, which concerns defining radon potential of Sudetes. These issues concern the determination of the areas with the increased concentration of radon in the environment of Poland and are undertaken comprehensively for the first time in the history of geochemical and geophysical research in our country. Minister of Environment commissioned the research in Lower Silesia, and especially in the Sudetes because of its geological structure that increases the potential occurrence of this radioactive gas in the area.

The study concerns the occurrence of radon in the underground waters environment. This noble gas, together with the products of its disintegration – also radioactive isotopes of polonium, bismuth, thallium and lead – constitutes almost half of the value of the ionizing radiation dose received by an average citizen of Poland every year. However, basing on the radiation hormesis theory radon is also used in the balneotherapeutic and subterranotherapeutic treatment. Waters enriched by radon, called medicinal radon waters, are used in balneotherapy. Due to the origin of radon, which is created in the lithospheric rocks and then dissolves in the water that flows through, these waters are underground waters. So far, their occurrence has been observed only in a few areas in Sudetes and in one region of Fore-Sudetic Block.

According to Polish legislation underground radon waters can be considered as medicinal waters, which means then that they are minerals. According to the current law radon waters are basic minerals found in nine places located in Sudetes and in one place located in Fore-Sudetic Block, which is adjacent to Sudetes from the north. Since they are classified as minerals, they are under legal protection, including their quality as well as resources.

The determination of areas in Sudetes, where potentially medicinal radon waters occur, requires precise knowledge of the emanation coefficient (K_{em}) and the content of the parent isotope ^{226}Ra in the reservoir rocks of underground waters. It also requires the knowledge of flow and mixing processes of underground waters that occur in that area. To date, with respect to Sudetes we do not have the complete data within this scope, therefore authors were forced to use incomplete data in present study. These data were collected during the research work in the archives of Division of Geology and Mineral Waters of Institute of Mining in Wrocław University of Technology, which lasted for dozen or so years. Partially they exist as the digital database. Therefore, as the number of research results increase, the areas of occurrence of potentially medicinal radon waters in Sudetes, specified on the basis of the available data, have to be verified, made more detailed and completed in the future.

As a result of the conducted research works, which also took into consideration archival research outcomes, eleven areas with potentially medicinal radon waters have been determined in Sudetes. The occurrence of these waters have also been documented in some other points placed beyond the determined areas. Therefore, there is still a possibility of finding some more areas probably having smaller range. However, this will require conducting more detailed research works in selected geological units in the Sudetes.

The determined places of the occurrence of potentially medicinal radon waters are located around Kłodzko Valley and in the region of Jelenia Góra Valley. Their total area is 993.5 km², which is 15.3% of the examined area – Sudetes.

The location of occurrence of potentially medicinal radon waters is primarily connected with the type of their reservoir rocks. The determined areas are situated in the following geological units in the Sudetes:

- Izera metamorphic complex (3 areas),
- Karkonosze granite (1 area embracing entire unit),
- Rudawy Janowickie metamorphic complex (1 area),
- North-Sudetic basin (1 area),
- Bardo basin (1 area),
- Kłodzko-Złoty Stok granitoid (1 area)
- Łądek-Śnieżnik metamorphic unit (2 areas)
- Orlica masif (1 area).

The largest average and maximum values of ^{222}Rn concentration have been observed in the underground waters flowing out of the crystalline rocks.

Among these, orthogneisses (also granite gneisses), but also granites (leucogranites, aplites, and other granitoid rocks) are particularly often the reservoir rocks of potentially medicinal radon waters. The largest average and maximum values of the concentration of ^{222}Rn in underground waters (from among all average values characterising underground waters in the individual sampling points) have been observed in the region: Łądek-Śnieżnik metamorphic unit, Karkonosze granite and Izera metamorphic complex, and are equal to: $375 \pm 17 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ and $1852 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ for Łądek-Śnieżnik metamorphic unit, $293 \pm 16 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ and $1716 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ for Karkonosze granite, $255 \pm 10 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ and $1466 \text{ Bq}\cdot\text{dm}^{-3}$ for Izera metamorphic complex respectively.

As far as the hydrogeological division of Sudetes is concerned, potentially medicinal radon waters occur in almost all subregions, namely:

- Izera-Karkonosze
- Bystrzyca-Orlica
- Śnieżnik-Złoty Stok
- North-Sudetic
- Intra-Sudetic

The determination of the area of potentially medicinal radon waters occurrence, embracing Kamienica Valley in Śnieżnik Massif in the region of Łądek-Śnieżnik metamorphic unit deserves emphasis. Radon and high-radon waters found here are genetically connected with Kletno tectonic zone, what is also confirmed by researches conducted by authors on the Czech side of the border. The tectonics in this area, beside the petrographic type of the reservoir rocks, plays a very significant part in the origin of radon waters.

It is also important to determine the area of occurrence of potentially medicinal radon waters in the Bardo basin and North-Sudetic basin regions. These are the first or the first well-documented informations about the occurrence of radon waters in the area of these geological units, especially as far as sedimentary and volcanic rocks are concerned.

The determination of the area of potentially medicinal radon waters occurrence rich in CO_2 , namely, acidulous waters, in the region of Izera metamorphic complex deserves emphasis, as it is the only such a region in Sudetes and in Poland. However, there is possible to determine next areas in Sudetes where potentially medicinal radon waters enriched by CO_2 and maybe also mineral ones occur. *To obtain this* it is essential to conduct more detailed researches in two perspective geological units – Orlica massif and Intra-Sudetic basin.

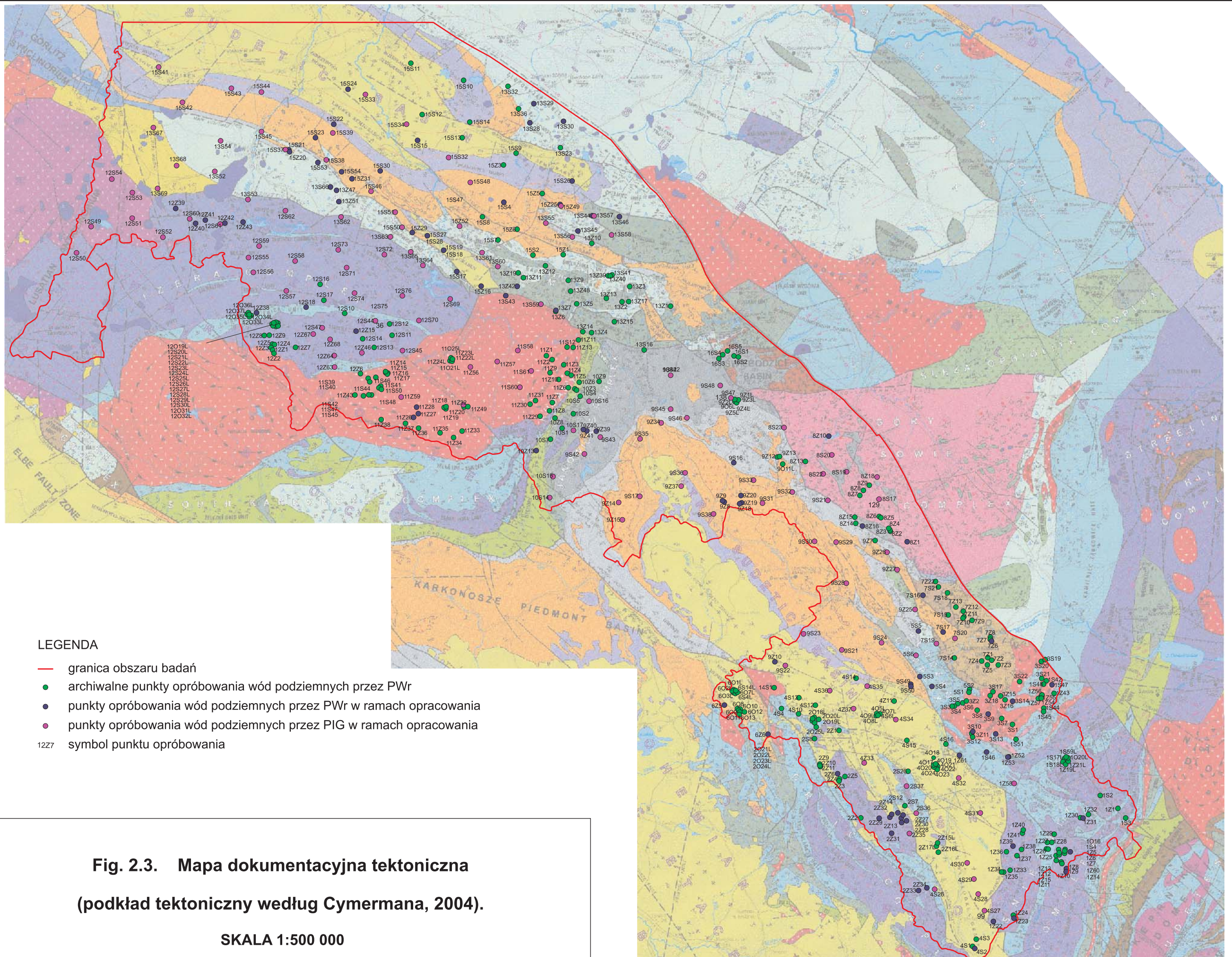
The areas of occurrence of potentially medicinal radon waters in the region of units built of igneous rocks: Karkonosze granite and Kłodzko-Złoty Stok granitoid, require further researches in order to specify their boundaries. Furthermore, the researches are necessary for the examination of their genetic relations with tectonics and petrographic types of the reservoir rocks, especially in the latter unit. The aforementioned genetic relations between petrographic types of the reservoir rocks

and the occurrence of radon and high-radon waters in their range should be the main subjects of further research in most geological units in Sudetes, also beyond the determined areas of potentially medicinal radon waters.

The observed spatial relations between the areas where potentially medicinal radon waters occur and the ones characterised by the average and high radon potential require further research. From this aspect, it is extremely important to conduct detailed research works concerning the areas of high radon potential with respect to the tectonic dislocation zones found there. On the basis of the results obtained so far we can only conclude that the areas of occurrence of potentially medicinal radon waters can be usually found in the regions having high and average radon potential. In the regions characterised by low radon potential they are probably related to the tectonic dislocation zones. This observation complies with hitherto conclusions drawn from the researches of the origin of radon in underground waters. The issue, however, requires conducting further and more detailed analysis.

The determined areas of potentially medicinal radon waters occurrence, due to their radioactivity, should be put under special usage procedures of underground waters destined for consumption by people and/or for the use in a household. Therefore, one can make use of European Commission and World Health Organization (WHO) recommendations and guidelines.

Translated by Jakub Gawryjolek



LEGENDA

- granica obszaru badań
- archiwalne punkty opróbowania wód podziemnych przez PWR
- punkty opróbowania wód podziemnych przez PWR w ramach opracowania
- punkty opróbowania wód podziemnych przez PIG w ramach opracowania
- 12Z7 symbol punktu opróbowania

Fig. 2.3. Mapa dokumentacyjna tektoniczna (podkład tektoniczny według Cymermana, 2004).

SKALA 1:500 000

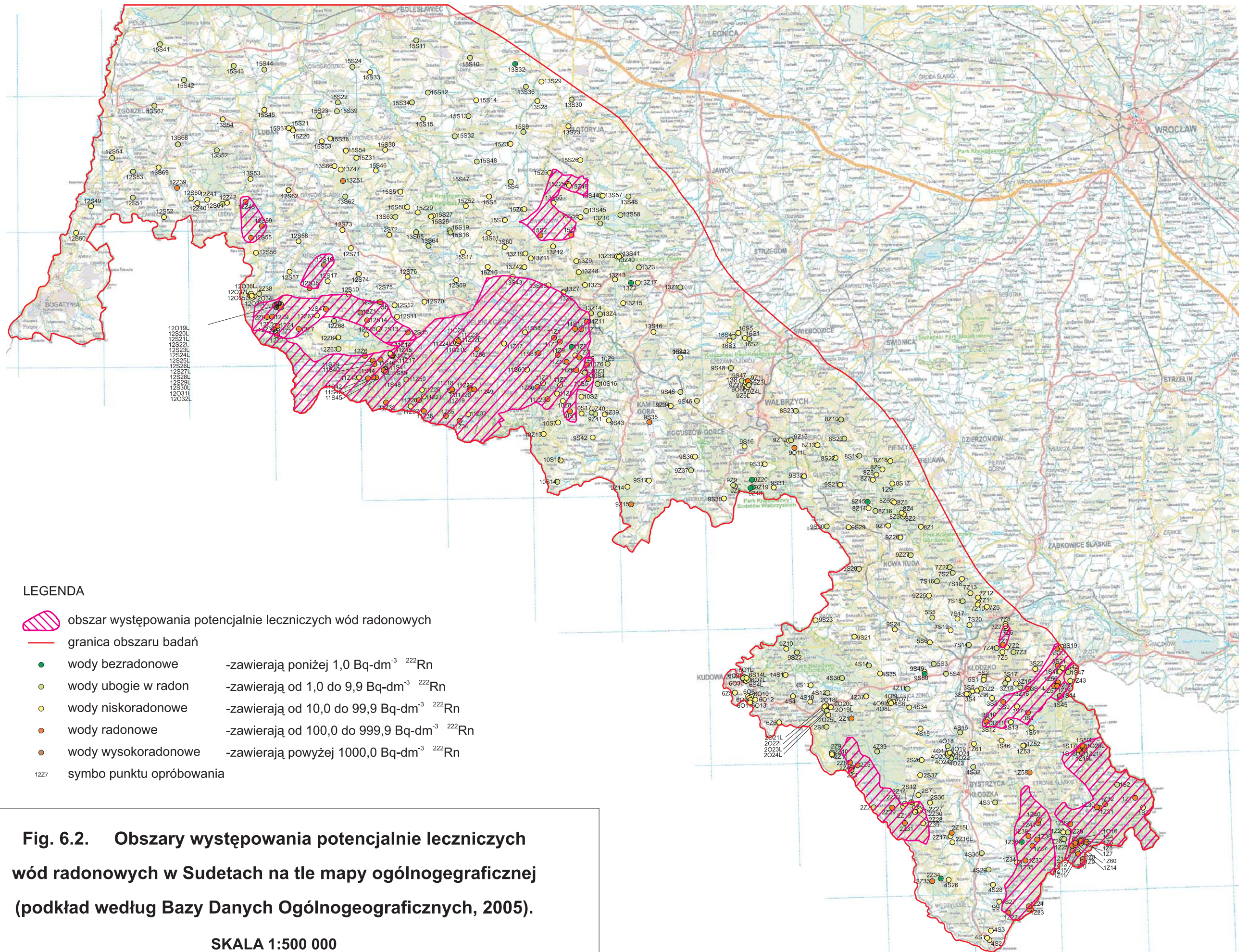
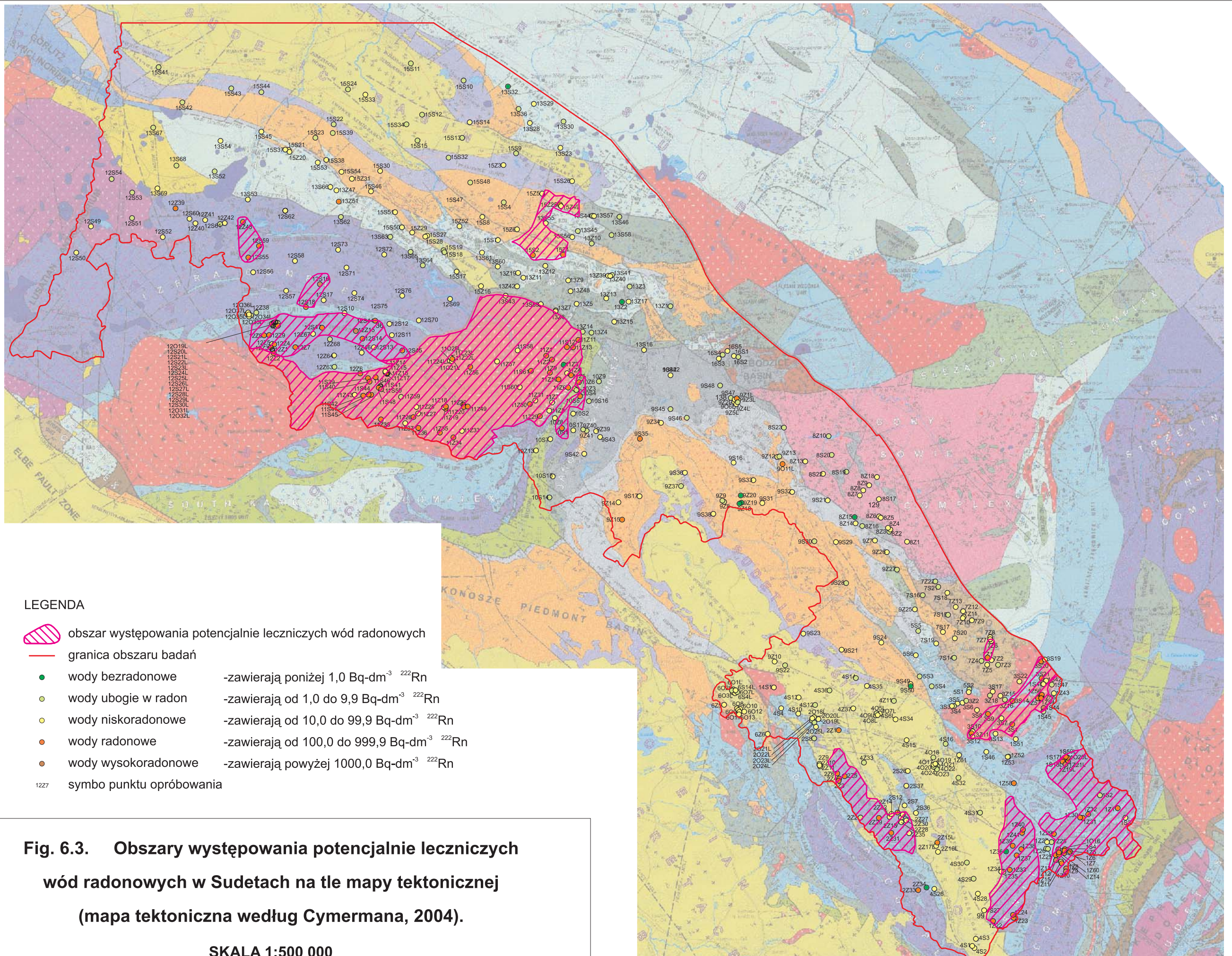


Fig. 6.2. Obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach na tle mapy ogólnogeograficznej (podkład według Bazy Danych Ogólnogeograficznych, 2005).

SKALA 1:500 000



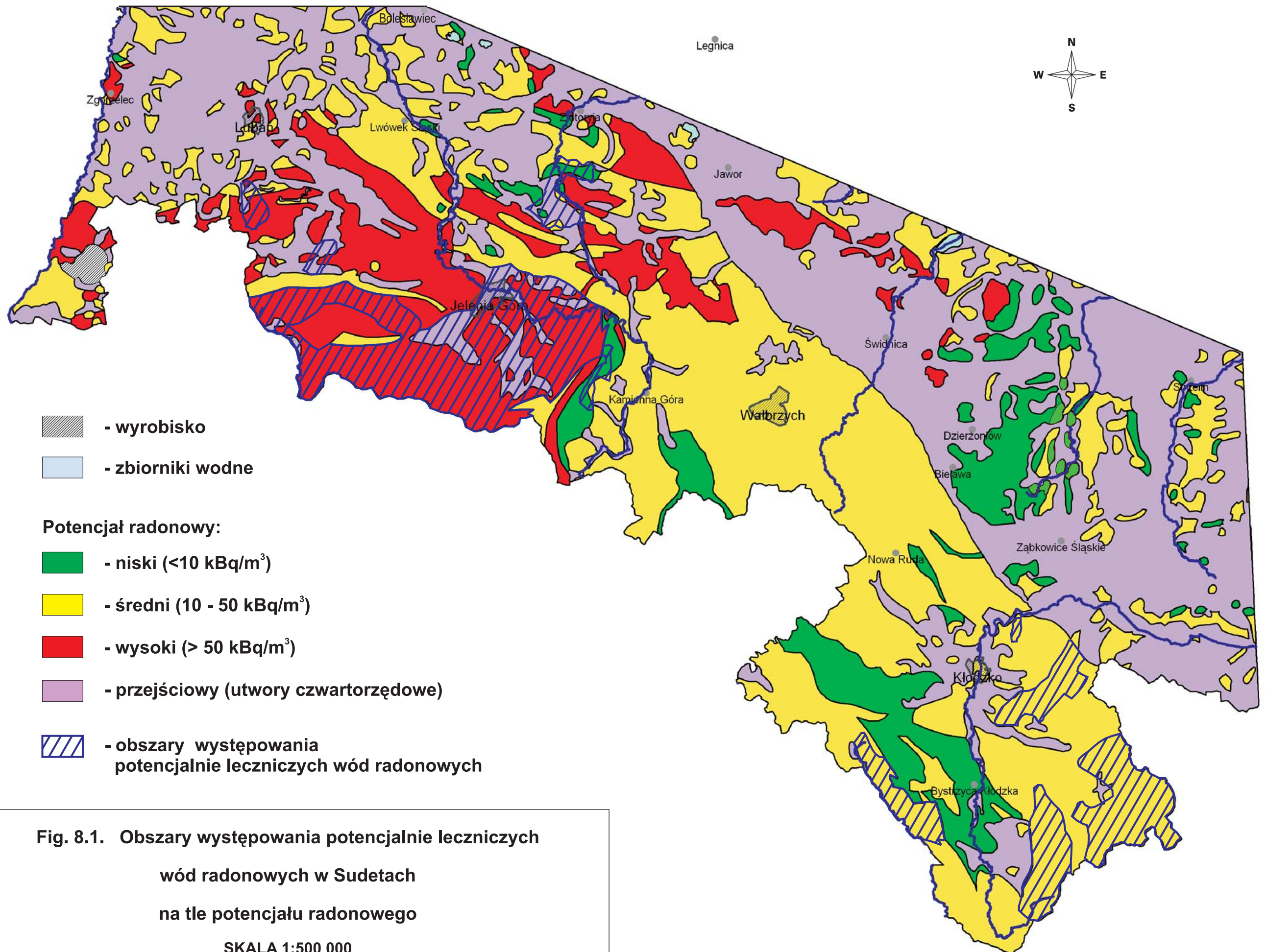


Fig. 8.1. Obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach na tle potencjału radonowego
 SKALA 1:500 000