

Promieniotwórczość naturalna wybranych skał krystalicznych bloku izerskiego

Dariusz Malczewski*, Aleksandra Sitarek*, Jerzy Żaba*, Jerzy Dorda**



D. Malczewski

A. Sitarek

J. Żaba

J. Dorda

Natural radioactivity of selected crystalline rocks of the Iżera Block (Sudetes, SW Poland). *Prz. Geol.*, 53: 237–244.

S u m m a r y. Results of natural radioactivity of ^{40}K , ^{208}Tl , ^{212}Pb , ^{212}Bi , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{228}Ac and the fallout of ^{137}Cs measured *in situ* in typical crystalline (both igneous and metamorphic) rocks of the Iżera Block (Sudetes Mountains, southwestern Poland) using a portable gamma-ray spectrometry workstation are presented. The highest activity concentrations of ^{40}K and ^{226}Ra (^{238}U series) were noted in laminated gneisses whereas the highest activity concentration of ^{228}Ac (^{232}Th series)

is characteristic for Sn-bearing mica schists. The lowest activity concentrations of ^{40}K , ^{228}Ac and ^{226}Ra refer to the basalts, flaser gneisses and Iżera granites, respectively. The measurements carried out in the study area have shown relatively low level of ^{137}Cs fallout.

Key words: Iżera Block, *in situ* gamma spectrometry, laminated gneisses, leptinites, greisens

W niniejszym opracowaniu są przedstawione wyniki pomiarów promieniotwórczości naturalnej wybranych skał krystalicznych zmierzone *in situ* na obszarze bloku izerskiego w Sudetach Zachodnich, za pomocą przenośnego systemu spektrometrycznego promieniowania gamma. Zasadniczy udział w naturalnym tle promieniowania gamma mają radioizotopy wchodzące w skład dwóch podstawowych szeregów promieniotwórczych związanych z torem ^{232}Th oraz uranem ^{238}U , a także niestabilny izotop potasu ^{40}K . Celem pomiarów było wyznaczenie aktywności promieniotwórczej nuklidów: ^{228}Ac , ^{212}Pb , ^{212}Bi , ^{208}Tl (szereg torowy), ^{214}Pb , ^{214}Bi (szereg uranowy) oraz izotopu ^{40}K i na tej podstawie określenia koncentracji potasu, toru i uranu w badanych skałach. Pomiarami objęto zarówno skały metamorficzne, jak i magmowe bloku izerskiego. Teren badań jest bardzo interesujący nie tylko ze względu na swą skomplikowaną budowę i historię geologiczną, lecz także ze względu na fakt występowania skał charakteryzujących się wyższymi koncentracjami uranu i toru w stosunku do innych obszarów Polski. W ramach tych pomiarów została również zmierzona depozycja ^{137}Cs .

Budowa geologiczna obszaru badań

Metamorfik (blok) izerski leży w północnej części bloku karkonosko-izerskiego, będącego największą jednostką strukturalno-geologiczną Sudetów Zachodnich. Od północy i północnego wschodu graniczy z paleozoicznym, metamorficznym kompleksem Gór Kaczawskich, (od którego jest oddzielony uskokiem śródsudeckim), na zachodzie sąsiaduje z masywem łużyckim, natomiast od południa, południowego wschodu i wschodu jego granicę stanowi intruzyjny kontakt z górnokarbońskim, granitowym masywem Karkonoszy (ryc. 1). Metamorfik izerski

jest zbudowany w przeważającej części z różnych odmian paleozoicznych granitów i gnejsów izerskich (tworzących dwie główne jednostki geologiczne: Świeradowa Zdroju i Leśnej) oraz z czterech, równoleżnikowo przebiegających pasm łupkowych (Szklarskiej Poręby, Starej Kamienicy, Mirska i Żłotnik Lubańskich), reprezentowanych przede wszystkim przez łupki łuszczkowe zawierające wkładki sekrecyjnego kwarcu, kwarcytów, amfibolitów i łupków amfibolowych, a także soczewki skał wapieniowo-krzemianowych (erlanów) oraz marmurów. Łupki łuszczkowe pasma Szklarskiej Poręby uległy, pod wpływem termicznego oddziaływania waryscyjskiej intruzji granitów Karkonoszy, całkowitemu przeobrażeniu w hornfelsy kordierytowo-andaluzytowe (Borkowska, 1966; Żaba, 1979). Pasmom łupków łuszczkowych często towarzyszą drobnoziarniste skały kwarcowo-albitowe określane jako leptynity oraz wystąpienia leukogranitów i leukognejsów. Rozmieszczenie tych skał wykazuje ścisły związek z przebiegiem i wielofazową aktywnością równoleżnikowych, głębokich stref dyslokacyjnych obrzeżających pasma łupkowe (Smulikowski, 1958; Żaba, 1984a). Leptynity stanowią produkt wielofazowych deformacji tektonicznych oraz procesów metasomatycznych, które objęły pierwotne, kwaśne skały subwulkaniczne lub/i wulkaniczne reprezentowane najprawdopodobniej przez ryolity. Natomiast leukognejsy i leukogranity powstały wskutek leukokratyzacji starszych granitów i gnejsów izerskich, spowodowanej procesami metasomatycznymi polegającymi na ich wielofazowej feldspatytacji i silifikacji (Kozłowski, 1974; Żaba, 1984a).

Łupki łuszczkowe stanowią górnoproterozoiczne metasedymenty, które uległy progresywnemu metamorfizmowi regionalnemu. Szczytowe warunki P/T przeobrażeń tych łupków oraz towarzyszących im skał, wynosiły 580–620°C przy ciśnieniu ok. 6 kbar (Żaba, 1985). Maksymalne wartości P/T dla granatonośnych łupków łuszczkowych pasma Starej Kamienicy zostały ustalone na ok. 520°C, przy ciśnieniu 5–6 kbar (Cook & Dudek, 1994).

Granity, a w szczególności gnejsy izerskie, stanowią najprawdopodobniej zespół poligeniczny (m.in.

*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; malczews@us.edu.pl; asitarek@us.edu.pl; jzaba@interia.pl

**Instytut Fizyki, Uniwersytet Śląski; Uniwersytecka 4, 40-007 Katowice; dorda@us.edu.pl

Kozłowska-Koch, 1965; Szalamacha, 1966; Teisseyre, 1968; Smulikowski, 1972; Kozłowski, 1974; Kryza i in., 1979; Żaba, 1984a; Żelaźniewicz i in., 2003). Przeważająca część granitów izerskich jest uważana za plutyczny produkt ordowickiego magmatyzmu. Wiek tych skał wyznaczono metodą Rb/Sr (cała skała) na 480–450 Ma (Borkowska i in., 1980) oraz metodą U/Pb (cyrkon) na 515–480 Ma (Korytowski i in., 1993; Oliver i in., 1993; Kröner i in., 1994; Philippe i in., 1995). Produktem deformacji (przede wszystkim mylonityzacji) tych granitów są szeroko rozprzestrzenione gnejsy izerskie (ortognejsy) wykształcone jako gnejsy smużyste i oczkowo-smużyste. Ich deformacja zachodziła wielofazowo, obejmując interwał czasowy zawarty pomiędzy ordowikiem, a późnym karbonem (kiedy to nastąpiła intruzja granitów Karkonoszy, które nie uległy już tego typu deformacji).

Niewielka część gnejsów (paragnejsów), wykształcona zazwyczaj jako gnejsy laminowane, stanowi najprawdopodobniej produkt przeobrażeń serii suprakrustalnej (Żaba, 1984a). Ich ewolucja tektonometamorficzna była podobna do rozwoju łupków łyszczykowych. W niektórych rejonach gnejsy, wskutek wielofazowych procesów metamorficznych (rekrytalizacja, metasomatoza, pegmatytyzacja), prowadzących do stopniowego zacierania ich kierunkowej struktury, przeszły w skały o budowie charakterystycznej dla granitów. Procesy metasomatyczne (głównie pneumatolityczne, a częściowo także hydrotermalne) zachodzące w strefie kontaktowego oddziaływania waryscyjskiej intruzji granitów Karkonoszy, lokalnie doprowadziły do utworzenia się różnych odmian grejzenów, wykazujących dość często przejawy mineralizacji kruszcowej. Polimetaliczna mineralizacja kruszcowa o

cechach złożowych występuje też w obrębie pasma łupkowego Starej Kamienicy.

Utwory bloku izerskiego uległy kilkakrotnym deformacjom, prowadzącym m.in. do rozwoju struktur fałdowych (m.in.: Żaba, 1979, 1984b; Dziemiańczuk & Dziemiańczuk, 1982; Teper, 1983; Żaba & Kuzak, 1988; Żaba & Teper, 1989), przeważnie związanym z wielofazową aktywnością podatnych oraz podatno-kruchych stref ścinania (Oberc-Dziedzic, 1988; Cymerman, 1994; Żelaźniewicz, 1996; Mazur & Kryza, 1996; Aleksandrowski i in., 1997; Czaplinski, 1998).

W neogenie na obszarze bloku izerskiego zachodziły intensywne procesy wulkaniczne. Powstające w tym okresie ciała bazaltoidów tworzyły się w warunkach subhoryzontalnej ekstensji, wykazując ścisły związek z aktywnością uskoków o normalnych.

Charakterystyka stanowisk pomiarowych

Punkt 1 (ryc. 1) został zlokalizowany w niewielkim, nieczynnym wyrobisku grejzenów, znajdującym się w centralnej części wzgórza Wyrwak (Martwy Kamień) w Mroczkowicach k. Mirska na Pogórzu Izerskim. Występujące tu grejzeny są skałami jasnoszarymi, średnio- i bezładnej. Składają się głównie z kwarcu, a podrzędnie muskowitu, serycytu, turmalinu oraz topazu. Lokalnie wykazują obecność fluorytu oraz różnych minerałów kruszcowych najczęściej reprezentowanych przez ferberyt, szelit, bizmut rodzimy, chalkopiryt i rutil. Najpospolitszym minerałem akcesorycznym grejzenów jest apatyt. Grejzeny są skałami metamorficznymi, utworzonymi w wyniku procesów metasomatycznych (głównie pneumatolitycznych).



Ryc. 1. Szkic geologiczny bloku izerskiego z zaznaczeniem punktów pomiarowych
Fig. 1. Geological sketch of the Izera Block with locations of measurement sites



Ryc. 2. Przenośny system spektrometryczny promieniowania gamma podczas pomiaru na granitach izerskich (punkt 9)
Fig. 2. Portable gamma-ray spectrometry workstation during measurement in Izer granite (site 9)

litycznych, a częściowo także hydrotermalnych), które objęły gnejsy i granitognejsy izerskie jednostki Leśnej, w strefie kontaktowego oddziaływania warwicyjskiej (karbon górny) intruzji granitów Karkonoszy. Występowanie tych skał wskazuje na ich ścisły związek ze strefą uskokuwą przebiegającą wzdłuż północnej granicy pasma łupkowego Mirska.

Punkt 2 (ryc. 1) został zlokalizowany w czynnym kamieniołomie bazaltów w Rębiszowie na Pogórzu Izerskim. Występujące na tym obszarze bazalty nefelinowe i oliwinowo-nefelinowe, odznaczają się ciemnoszarą lub czarną barwą, mikrokrystaliczną strukturą oraz przeważnie zbitą i bezładną teksturą. Skały te są zbudowane z ciasta skalnego oraz z tkwiących w jego obrębie prakrysztalów. Analizowane bazalty składają się głównie z augitu (ok. 60% objętości skały) oraz nefelinu, oliwinu i magnetytu. W skałach tych stwierdzono ponadto śladowe zawartości biotytu. Powstawanie tych bazaltów było związane z neogenną aktywnością wulkaniczną, ściśle powiązaną z aktywnością normalnych (grawitacyjnych) uskokuw rozwijających się w warunkach subhoryzontalnej ekstensji.

Punkt 3 (ryc. 1) zlokalizowano u wlotu do nieczynnej sztolni, w łupkach łyszczykowych występujących w paśmie Starej Kamienicy w centrum Czerniawy Zdroju. Te ciemnoszare skały odznaczają się typową budową łupkową. Są zbudowane głównie z kwarcu, łyszczyków oraz chlorytu. Podrzednie zawierają granaty (almandyn) o średnicy rzadko przekraczającej 0,5 cm. Łupki łyszczykowe wykazują w tym rejonie mineralizację rudną reprezentowaną głównie przez kasyteryt, pirotyn, sfaleryt i chalkopiryt. Minerale te tworzą niewielkie soczewki, żyłki oraz zbite, nieregularne skupienia. Omawiane skały powstały w wyniku przeobrażenia górnoproterozoicznych łupków ilastych i mułowcowych. Łupki łyszczykowe, ukształtowane głównie w warunkach progresywnego metamorfizmu facji almandynowo-amfibolitowej typu Barrowian (subfacja staurolitowo-almandynowa), uległy wielofazowym deformacjom tektonicznym, a także zostały zmienione przez roztwory hydrotermalne związane z warwicyjską (karbon górny) intruzją granitów Karkonoszy.

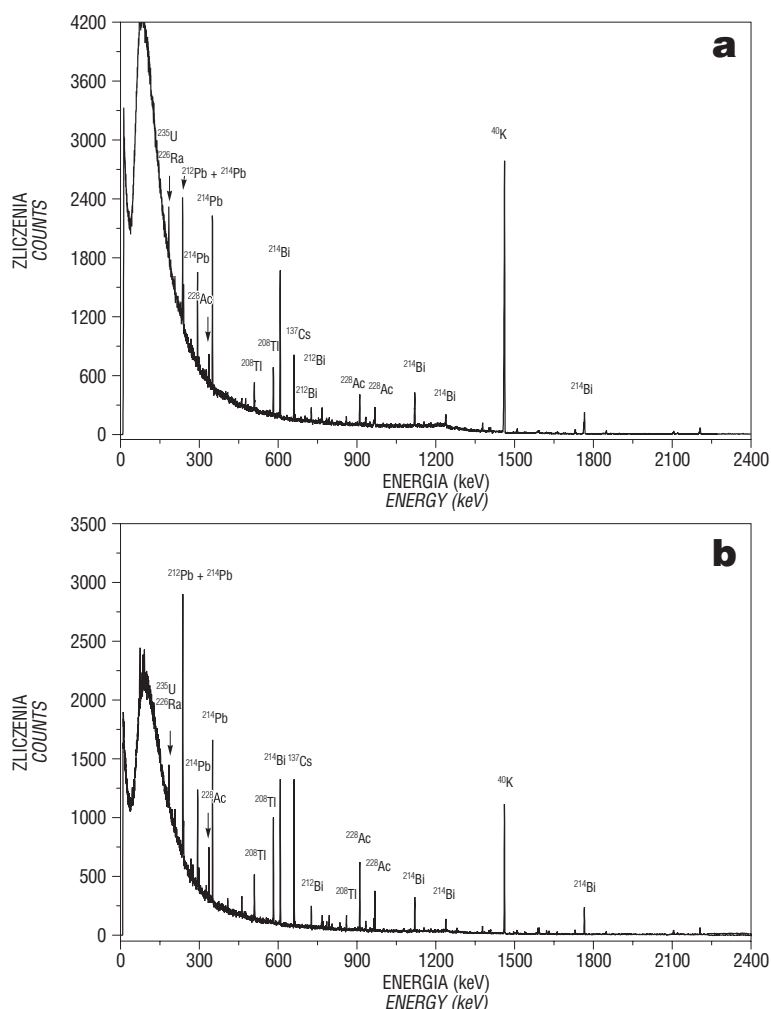
Punkt 4 (ryc. 1) został zlokalizowany w nieczynnym kamieniołomie leptynitów, położonym w bliskim sąsiedz-

twie odsłoneń leukogranitów, na południowym skraju miejscowości Kotlina, na północnych stokach Grzbietu Kamienickiego w Górach Izerskich. Leptynity są skałami jasnymi (niemal białymi), drobno- i na ogół równoziarnistymi, wykazującymi bardziej lub mniej wyraźną budowę łupkową. Są zbudowane głównie z kwarcu i skaleni (reprezentowanych przez albit, a podrzednie mikroklin) oraz z jasnej i znacznie rzadziej ciemnej miki. Do ich składników akcesorycznych należą apatyt i cyrkon. Leptynity są skałami polimetamorficznymi powstałymi wskutek wielokrotnych przeobrażeń, którym uległy wylewne lub/i żyłowe skały magmowe typu porfirów kwarcowych (najprawdopodobniej reprezentowane przez ryolity). Zostały ukształtowane w warunkach wielofazowych deformacji tektonicznych oraz procesów metasomatycznych, wśród których decydujące znaczenie odegrała feldspatyżacja (głównie albityzacja).

Punkt 5 (ryc. 1) zlokalizowano na szczycie Sępiej Góry w rejonie Świeradowa Zdroju, będącej najdalej na zachód wysuniętą kulminacją Grzbietu Kamienickiego w Górach Izerskich. Badaniami objęto naturalne odsłoneń granitognejsów. Są to skały jasnoszare, grubo- i przeważnie równoziarniste o budowie zbitej i słabokierunkowej. Składają się głównie z kwarcu i mikroklinu, a podrzednie z oligoklazą, muskowitu, biotytu i chlorytu. Do akcesorycznych składników należą: apatyt, cyrkon oraz tlenki żelaza. Lokalnie stwierdzono podrzedne zawartości metasomatycznego albitu. Geneza tych skał nie jest znana; mogły one powstać zarówno dzięki przeobrażeniom utworów pochodzenia osadowego, jak i — co wydaje się bardziej prawdopodobne — skał magmowych. Granitognejsy te tylko w bardzo niewielkim stopniu uległy procesom metasomatycznym.

Punkt 6 (ryc. 1) został zlokalizowany na obszarze występowania gnejsów laminowanych, w korycie potoku Czerniawka w Czerniawie Zdroju, u podstawy północnego stoku masywu góry Smrk oraz Izerskiego Stogu. Gnejsy laminowane są skałami jasnoszarymi, nierównoziarnistymi, odznaczającymi się występowaniem wyraźnych, naprzemianległych lamin łyszczykowych i kwarcowych (podrzednie także kwarcowo-skaleniowych), w obrębie których tkwią mniej — lub bardziej liczne, różnej wielkości oczka (fenokrysztaly) skaleni oraz kwarcu. Fenokrysztaly skaleni oraz kwarcu (a także skupienia obu minerałów) rozpychają, wyginają lub przerywają ciągłość sąsiadujących z nimi lamin łyszczykowych. Gnejsy te są zbudowane głównie z kwarcu i skaleni (reprezentowanych przede wszystkim przez skalenie potasowe i plagioklasy) oraz z jasnej i podrzednie ciemnej miki. Przeważnie wykazują też niewielką zawartość chlorytu. Do ich składników akcesorycznych należą cyrkon, apatyt i związki żelaza. Gnejsy laminowane są prawdopodobnie paragnejsami, powstałymi wskutek przeobrażenia pierwotnej, górnoproterozoicznej serii osadowej, złożonej głównie z materiałów ilastych, a także mułowców oraz piaskowców arkozowych i szarogłazowych.

W punkcie 7 (ryc. 1) badaniom poddano granity rumburskie występujące w naturalnych odsłoneńiach na stokach góry Świeradowiec (Grzbiet Wysoki Gór Izerskich). Granity rumburskie zawierają jasnoniebieskie bądź jasnioletowe kryształy kwarcu (często obok mlecznych lub jasnoszarych ich odpowiedników). Są skałami grubo- i



Ryc. 3. Widma promieniowania gamma otrzymane przenośnym systemem spektrometrycznym na: (a) gnejsach laminowanych i (b) bazaltach. Charakterystyczne linie emiterów gamma są zaznaczone nad odpowiednimi pikami

Fig. 3. *In situ* γ -ray spectra obtained with the portable gamma-ray spectrometry from: (a) laminated gneisses and (b) basalts. The characteristic γ -ray emitters are marked above the corresponding peaks

zazwyczaj równoziarnistymi o budowie zbitej i bezładnej. Składają się głównie z kwarcu, skaleni (reprezentowanych przez skalenie potasowe i plagioklasy) i łyszczyków (muskowit, sercyt oraz biotyt). Do ich składników akcesorycznych należą przede wszystkim apatyt, tytanit i tlenki żelaza. Lokalnie pojawia się także cyrkon. Granity rumburskie są ordowickimi skałami magmowymi, w których ślady deformacji tektonicznych zostały w dużej mierze zatarte przez późniejsze procesy prowadzące do ich pegmatytyzacji (głównie wskutek rekryształizacji kwarcu oraz mikroklizacji). Utwory te w niewielkim stopniu ulegały procesom metasomatycznym za wyjątkiem silifikacji.

Badania gnejsów smużystych przeprowadzono na przełęczy Łącznik (pomiędzy Izerskim Stogiem i górą Smrk), znajdującej się w zachodniej, szczytowej części Grzbietu Wysokiego Gór Izerskich (ryc. 1, punkt 8). Gnejsy te są skałami jasnoszarymi, nierównoziarnistymi, o budowie zbitej i słabo kierunkowej. W drobnoziarnistej masie skalnej, złożonej z kwarcu, skaleni i łyszczyków, występują mniej lub bardziej liczne, różnej wielkości fenokryształy skaleni, kwarcu bądź agregatów złożonych z obu tych minerałów. Słabą kierunkowość tym skałom nadają niere-

gularne, strzępiaste agregaty łyszczykowe tworzące smugi. Gnejsy smużyste są złożone głównie z kwarcu, skaleni (reprezentowanych przez mikroclin i mniej liczny plagioklaz, a podrzędnie przez metasomatyczny albit) oraz muskowitu i wyraźnie ustępującemu mu ilościowo — biotyту. Przeważnie wykazują też niewielką zawartość chlorytu. Do ich składników akcesorycznych należą apatyt, cyrkon, tlenki żelaza oraz rzadziej tytanit. Utworzyły się w wyniku deformacji pierwotnych skał magmowych, reprezentowanych przez drobnoziarniste i zazwyczaj porfirowate granity ordowickie, należą one więc do ortognejsów.

W punkcie 9 (ryc. 1) znajdującym się na stoku Izerskiego Stogu, badaniami objęto granity izerskie. Są to skały jasnoszare, grubo- i zazwyczaj nierównoziarniste o budowie zbitej i bezładnej. Zbudowane są głównie z kwarcu, skaleni (reprezentowanych przede wszystkim przez plagioklasy i mikroclin, a podrzędnie metasomatyczny albit) i łyszczyków (muskowit i biotyt). Do akcesorycznych składników granitów izerskich należy apatyt i związki żelaza; lokalnie występują niekiedy tytanit oraz cyrkon. Geneza granitów izerskich nie jest jednoznaczna. Tworzyły się one w wyniku pegmatytyzacji różnych skał wyjściowych zarówno pochodzenia osadowego, jak i — znacznie częściej — magmowego. Skały te w niewielkim stopniu zostały objęte procesami metasomatycznymi.

Metodyka pomiaru

Pomiary promieniotwórczości naturalnej skał krystalicznych bloku izerskiego zostały wykonane za pomocą przenośnego systemu spektrometrycznego promieniowania gamma firmy EG&G ORTEC. System ten składa się z detektora germanowego HPGe (o wydajności 30%, długości i średnicy kryształu równej odpowiednio 59 i 58,6 mm) z kriostratem PGM-5, wielokanałowego analizatora amplitudy DART M-1 MCA oraz laptopa. Energetyczna zdolność rozdzielcza użytego detektora wynosi 0,67 keV dla pików 122 keV i 1,73 keV dla pików 1,33 MeV. Oprogramowanie użyte do obsługi spektrometru oraz identyfikacji radionuklidów w warunkach *in situ* (M-1-B32) zostało dostosowane do pomiarów dokonywanych w geometrii 1 m i metod analizy *in situ* (Beck i in., 1972) opracowanych przez U.S. Department of Energy (DOE) Environmental Measurements Laboratory (EML). Obliczenie aktywności deponowanych radionuklidów uzyskuje się implementując programowo metody EML, które wykorzystują empirycznie wyznaczone współczynniki geometryczne i kalibracyjne. Dokonanie analizy staje się możliwe po podaniu czterech parametrów, z których jeden, α/ρ , opisujący pionową dystrybucję radionuklidów w podłożu, a pozostałe są parametrami detektora (długość i średnica kryształu oraz orientacja detektora). Parametrem wertykalnej dystrybucji radionuklidów jest wspomniany parametr α/ρ , gdzie α jest odwrotnością długości relaksacji (redukcja promieniowania gamma o czynnik e) dla obser-

Tab. 1 Wyniki pomiarów in situ aktywności promieniotwórczej: ^{40}K , ^{208}Tl , ^{212}Pb , ^{212}Bi , ^{228}Ac , ^{214}Pb , ^{214}Bi oraz depozycji ^{137}Cs w skałach krystalicznych bloku izerskiego (błędy na poziomie jednego odchylenia standardowego)Table 1. The results of in situ g-ray measurements of ^{40}K , ^{208}Tl , ^{212}Pb , ^{212}Bi , ^{228}Ac , ^{214}Pb , ^{214}Bi and fallout of ^{137}Cs in crystalline rocks of Izera Block. The uncertainty means one standard deviation

Nuklid Nuclide	Aktywność (Bqkg ⁻¹) Activity								
	Stanowiska pomiarowe Measurement locations								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Grejzeny <i>Greisens</i>	Bazalty <i>Basalts</i>	Łupki ływczykowe <i>Mica schists</i>	Leptynity <i>Leptinites</i>	Granitognejsy <i>Granite-gneisses</i>	Genjsy laminowane <i>Laminated gneisses</i>	Granit rumburski <i>Rumburk granite</i>	Gnejsy smużyste <i>Flaser gneisses</i>	Granit izerski <i>Izera granite</i>
^{40}K	433 ± 7	255 ± 4	932 ± 9	795 ± 10	1134 ± 8	1256 ± 10	896 ± 7	813 ± 9	877 ± 7
^{137}Cs *	3109 ± 38	2171 ± 34	3140 ± 115	2672 ± 126	2479 ± 98	2036 ± 49	2488 ± 85	1984 ± 38	2522 ± 87
^{208}Tl	10,2 ± 1,5	14,6 ± 1,6	17,5 ± 1,2	17,9 ± 1,3	14,1 ± 0,4	16,6 ± 2,0	9,9 ± 0,7	9,2 ± 1,1	11,8 ± 2,9
^{212}Pb	23,7 ± 0,7	36,5 ± 0,7	42,0 ± 1,2	47,3 ± 9,2	39,6 ± 1,1	47,2 ± 1,3	23,8 ± 0,8	17,4 ± 1,0	22,6 ± 0,8
^{212}Bi	<DL	24,6 ± 2,9	<DL	41,0 ± 8,7	35,9 ± 5,0	<DL	19,0 ± 2,7	13,2 ± 2,0	22,7 ± 4,5
^{228}Ac	26,9 ± 2,5	34,7 ± 3,4	47,9 ± 5,3	46,3 ± 3,8	35,9 ± 4,1	46,5 ± 7,0	26,0 ± 2,2	24,9 ± 3,2	31,2 ± 4,5
^{214}Pb	64,8 ± 3,0	33,4 ± 6,2	34,7 ± 2,9	45,8 ± 5,1	34,4 ± 5,4	68,2 ± 5,7	30,1 ± 4,9	54,2 ± 3,2	25,9 ± 4,5
^{214}Bi	64,1 ± 2,6	37,5 ± 8,9	39,2 ± 8,0	44,9 ± 2,7	36,7 ± 5,1	79,0 ± 7,5	36,15 ± 7,8	66,1 ± 7,0	37,2 ± 7,5
^{226}Ra **	64,4 ± 3,3	35,5 ± 9,2	36,9 ± 7,4	45,3 ± 4,7	35,6 ± 6,2	73,6 ± 9,9	33,1 ± 8,3	60,1 ± 9,3	31,6 ± 9,7

*Bqm⁻²** Aktywność obliczona na podstawie aktywności ^{214}Pb i ^{214}Bi
(Based on ^{214}Pb and ^{214}Bi activities)

wowanej linii gamma, a ρ jest gęstością ośrodka. Wyróżnia się trzy rodzaje rozkładu nuklidów w mierzonym ośrodku i przypisuje im się następujące wartości parametru α/ρ

- rozkład jednorodny — $\alpha/\rho < 0,1$,
- rozkład planarny — $\alpha/\rho > 0,5$,
- brak wyraźnego rozkładu — $0,1 < \rho < 0,5$.

W pierwszym przypadku emitery gamma są rozłożone jednorodnie w ośrodku i wartość α/ρ przyjmuje się równą 0. Przypadek drugi odnosi się do radionuklidów zdeponowanych na lub bardzo płytko pod powierzchnią (świeży opad promieniotwórczy). W tym przypadku wartość α/ρ przyjmuje się równą (ORTEC, 2000). Dla starszych opadów radioaktywnych wartości α/ρ są niższe. Trzeci przypadek odnosi się do sytuacji pośredniej, charakteryzującej się brakiem wyraźnego rozkładu radionuklidów w ośrodku. Podczas przeprowadzanych pomiarów przyjęto wartości parametru α/ρ równe odpowiednio: 0,21 dla ^{137}Cs (wartość rekomendowana przez EG&G ORTEC, 2000) i 0 dla pozostałych radionuklidów.

Podczas pomiarów detektor, osadzony na trójnogu (ryc. 2), znajdował się 1 m nad powierzchnią skały lub gleby. Z tej wysokości obszar obejmowany przez detektor dla emitery gamma ma promień 10 m z głębokością sondowania do 30 cm. Czas pomiaru na każdym ze stanowisk wynosił od 2 do 3 godzin.

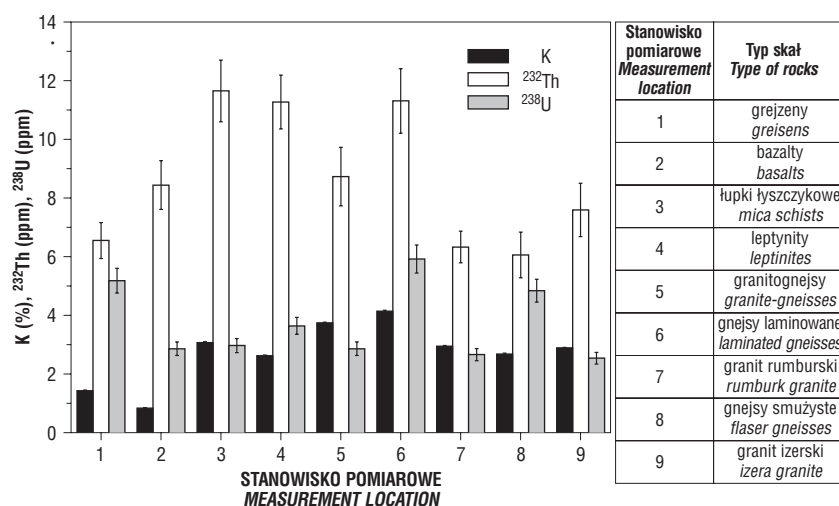
Interpretacja wyników badań i dyskusja

Wartości aktywności promieniotwórczej naturalnych radioizotopów ^{40}K , ^{208}Tl , ^{212}Pb , ^{212}Bi , ^{228}Ac , ^{214}Pb , ^{214}Bi oraz

depozycje antropogenicznego ^{137}Cs uzyskane w wyniku pomiarów przeprowadzonych na obszarze bloku izerskiego, przedstawione są w tab. 1. Do identyfikacji poszczególnych radionuklidów i obliczenia ich aktywności wykorzystano następujące przejścia gamma (energie w keV): ^{40}K (1460,8), ^{137}Cs (661,7), ^{208}Tl (510,8; 583,1; 860,5), ^{212}Pb (238,6; 300,1), ^{212}Bi (727,2; 1620,6), ^{214}Pb (241,9; 295,2; 351,9), ^{214}Bi (609,3; 1120,3; 1238,1; 1764,5) i ^{228}Ac (338,3; 911,1; 968,9) (Debertin & Helmer, 1988). Podane w tab. 1 wartości aktywności promieniotwórczej ^{226}Ra zostały obliczone na podstawie aktywności izotopów ^{214}Pb i ^{214}Bi .

Aktywność ^{40}K w badanych skałach

Najwyższe wartości aktywności promieniotwórczej ^{40}K zostały zanotowane w gnejsach laminowanych (1256 Bqkg⁻¹) oraz granitognejsach (1134 Bqkg⁻¹). Nieco niższe aktywności tego radionuklidu uzyskano w przypadku cynoosnych łupków łyszczykowych (932 Bqkg⁻¹), granitu rumburskiego (896 Bqkg⁻¹) oraz granitu izerskiego (877 Bqkg⁻¹). Wymienione skały charakteryzują się aktywnością wyższą niż średnia aktywność promieniotwórcza ^{40}K w skorupie kontynentalnej, równej 850 Bqkg⁻¹ (Eisenbud & Gesell, 1997). Niewiele niższą aktywność ^{40}K od podanej powyżej średniej dla skorupy uzyskano w gnejsach smużystych (813 Bqkg⁻¹) i leptynitach (795 Bqkg⁻¹). Najniższe wartości aktywności omawianego radionuklidu zanotowano w grejzenach (433 Bqkg⁻¹) i w bazaltach (255 Bqkg⁻¹). W przypadku tych ostatnich aktywność ^{40}K jest niemal



Ryc. 4. Obliczone koncentracje: K (%), ^{232}Th (ppm) i ^{238}U (ppm) w skałach krystalicznych bloku izerskiego

Fig. 4. Calculated concentrations of K (%), ^{232}Th (ppm) and ^{238}U (ppm) in crystalline rocks of the Izera Block

pięciokrotnie niższa niż w gnejsach laminowanych i zdecydowanie niższa od średniej aktywności gleby, tj. 400 Bqkg^{-1} .

Aktywność ^{228}Ac , ^{212}Pb , ^{212}Bi i ^{208}Tl (szereg ^{232}Th)

Na podstawie wyników zamieszczonych w tab. 1 można stwierdzić bardzo dobrze zachowaną równowagę promieniotwórczą nuklidów rodziny torowej (^{228}Ac , ^{212}Pb , ^{212}Bi i ^{208}Tl) w badanych skałach. Najwyższe aktywności promieniotwórcze związane z nuklidem ^{228}Ac z szeregu torowego zostały zanotowane w łupkach łuszczkowych cynośnych ($47,9 \text{ Bqkg}^{-1}$), gnejsach laminowanych ($46,5 \text{ Bqkg}^{-1}$) oraz leptynitach ($46,3 \text{ Bqkg}^{-1}$) i jedynie na tych stanowiskach pomiarowych są one wyższe niż średnia aktywność skorupy kontynentalnej, tj. 44 Bqkg^{-1} (Eisenbud & Gesell, 1997). Dla pozostałych skał uzyskano aktywności radionuklidów szeregu torowego zmieniające się od $35,9 \text{ Bqkg}^{-1}$ (^{228}Ac) w granitognejsach do $24,9 \text{ Bqkg}^{-1}$ (^{228}Ac) w gnejsach smużystych.

Aktywność ^{226}Ra (szereg ^{238}U)

Aktywność ^{226}Ra (^{238}U) została obliczona na podstawie aktywności promieniotwórczej ^{214}Bi i ^{214}Pb . Najwyższą jej wartość zanotowano w gnejsach laminowanych ($73,6 \text{ Bqkg}^{-1}$), nieco niższą w grejzenach i gnejsach smużystych ($64,4$ i $60,1 \text{ Bqkg}^{-1}$). W leptynitach aktywność ^{226}Ra wyniosła $45,3 \text{ Bqkg}^{-1}$, w łupkach łuszczkowych cynośnych, granitognejsach, bazaltach i granicie rumburskim odpowiednio: $36,9$, $35,5$, $35,4$ i $33,1 \text{ Bqkg}^{-1}$. Granit izerski charakteryzuje się najniższą aktywnością związaną z szeregiem uranowym ($31,6 \text{ Bqkg}^{-1}$). Aktywność ^{226}Ra na czterech stanowiskach pomiarowych znacznie przekroczyła (w gnejsach laminowanych dwukrotnie) wartość średnią aktywności dla skorupy kontynentalnej, równą 36 Bqkg^{-1} (Eisenbud & Gesell, 1997). Skały charakteryzujące się wysoką koncentracją ^{226}Ra to oprócz wspomnianych już gnejsów laminowanych, grejzeny, gnejsy smużyste oraz leptynity. Pozostałe skały wykazują aktywność ^{226}Ra zbliżoną do podanej wyżej wartości średniej aktywności skorupy. Wszystkie badane skały cechują aktywności związane z szeregiem ^{238}U wyższe niż średnia aktywność

gleby 22 Bqkg^{-1} . Na ryc. 3 są przedstawione widma promieniowania gamma otrzymane na gnejsach laminowanych i bazaltach charakteryzujących się dużymi różnicami w aktywnościach (koncentracjach) ^{40}K i nuklidów szeregu ^{238}U .

Stosunek aktywności $^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ac}$ w badanych skałach

Dla wszystkich badanych skał obliczono stosunek aktywności $^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ac}$ odzwierciedlający stosunek aktywności ^{238}U do ^{232}Th . Uzyskane wyniki są wyższe niż wartość średnia U/Th dla skorupy kontynentalnej, wynosząca w przybliżeniu 0,8 (Eisenbud & Gesell, 1997). W przypadku gnejsów smużystych i grejzenów otrzymano wartość tego stosunku równą 2,4, a więc trzykrotnie wyższą. Dla gnejsów laminowanych i granitu rumburskiego stosunek $^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ac}$ wynosi odpowiednio 1,3 i 1,1, a dla bazaltów, granitu izerskiego, granitognejsów oraz leptynitów jest równy 1,0. W cynośnych łupkach łuszczkowych stosunek ten jest zgodny z wartością podawaną przez w/w autorów i wynosi 0,8.

Interpretacja wyników depozycji ^{137}Cs

Aktywność związana z depozycją ^{137}Cs po testach broń jądrowej i awarii czarnobylskiej dla danego obszaru zmieniała się od od 1984 Bqm^{-2} dla gnejsów smużystych do 3140 Bqm^{-2} dla łupków łuszczkowych cynośnych. Wartość średnia depozycji ^{137}Cs wyniosła 2511 Bqm^{-2} i jest zgodna z wartością, jaką podaje Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej (Jagielałak i in., 1998) dla tego rejonu Polski (3 kBqm^{-2}). Drugą, co do wartości depozycję ^{137}Cs uzyskano w pomiarze na grejzenach — 3109 Bqm^{-2} . Na pozostałych stanowiskach pomiarowych odnotowano następujące wartości: leptynity — 2672 Bqm^{-2} , granit izerski — 2522 Bqm^{-2} , granit rumburski — 2488 Bqm^{-2} , granitognejsy — 2479 Bqm^{-2} , bazalty — 2170 Bqm^{-2} i gnejsy laminowane — 2036 Bqm^{-2} .

Koncentracje K, ^{232}Th i ^{238}U w badanych skałach

Koncentracje K (S_K) oraz ^{232}Th (S_{232}) i ^{238}U (S_{238}) w badanych ośrodkach skalnych, wyrażone odpowiednio w

procentach wagowych i ppm, zostały obliczone za pomocą współczynników przeliczeniowych podanych przez CLOR według wzorów: $S_K = A_K/303,4$, $S_{232} = A_{232}/4,11$, $S_{238} = A_{238}/12,43$, gdzie A_K , A_{232} i A_{238} to aktywności odpowiednio ^{40}K , ^{232}Th i ^{238}U wyrażone w Bqkg^{-1} .

Koncentrację ^{232}Th obliczono na podstawie aktywności ^{228}Ac . Koncentracja ^{238}U została natomiast obliczona na podstawie aktywności ^{226}Ra , oszacowanej z aktywności ^{214}Pb i ^{214}Bi . Założono przy tym istnienie równowagi promieniotwórczej między nuklidami szeregu uranowo-radowego $^{238}\text{U} \rightarrow ^{226}\text{Ra} \rightarrow ^{222}\text{Rn} \rightarrow ^{214}\text{Pb} \rightarrow ^{214}\text{Bi}$, co jest spełnione dla większości skał magmowych i metamorficznych (Van Schmus, 1995; Eisenbud & Gesell, 1997). Emanacja radonu z powierzchni skały może powodować ubytek nuklidów pochodnych ^{214}Pb i ^{214}Bi maksymalnie w zakresie 10–20%, jednak w przypadku pomiarów przeprowadzanych w terenie jest on kompensowany w dużej części poprzez ich wkład do strumienia gamma z otaczającego powietrza (Helfer & Miller, 1988). Wyniki obliczonych koncentracji K, ^{232}Th i ^{238}U przedstawione są na ryc. 4. Średnia koncentracja potasu, toru i uranu w skorupie kontynentalnej wynosi odpowiednio 2,8%, 10,7 ppm i 2,8 ppm (Van Schmus, 1995). Obliczone średnie koncentracje K, ^{232}Th i ^{238}U w badanych skałach wynoszą odpowiednio: 2,7%, 8,7 i 3,7 ppm. Jak wynika z przedstawionych wartości, uzyskana średnia koncentracja uranu jest wyższa, koncentracja potasu zbliżona, toru natomiast niższa od podawanej przez cytowanego autora.

Potas

Najwyższa koncentracja potasu 4,14% została zanotowana w gnejsach laminowanych (paragnejsach). Wysoka zawartość skaleni, w tym skalenia potasowego w materiale pierwotnym wyjaśnia tak wysoką aktywność związaną z rozpadem ^{40}K w tych skałach. Również dosyć oczywisty wydaje się fakt wysokiej zawartości potasu w łupkach łyszczykowych cynonośnych (3,07%). Drugą, co do wartości zawartością potasu charakteryzują się granitognejsy (3,74%). Średnia koncentracja potasu w badanych granitach wynosi 2,92% (2,95% w granicie rumburskim i 2,89% w granicie izerskim), jest niższa od wartości podawanej w literaturze: >4% (Eisenbud & Gesell, 1997). W gnejsach smużystych (ortognejsach) i leptynitach uzyskano koncentracje potasu równe odpowiednio 2,68 i 2,62%. Zawartość potasu w gnejsach smużystych różni się wyraźnie od uzyskanej dla gnejsów oczkowych Kowar, równej 3,84% (Plewa & Plewa, 1992) oraz dla gnejsów jednostki Świeradowa — 3,82% (Malczewski i in., 2004).

Można zauważyć znaczną różnicę w koncentracjach potasu w para- i ortognejsach, co wydaje się być wynikiem dosyć zaskakującym. Należy jednak uwzględnić, że w przypadku para- i ortognejsów zawsze pozostaje niepewność związana z ich właściwą genezą, materiałem pierwotnym i stopniem jego przeobrażenia, jak również intensywnością i charakterem przemian metamorficznych. Wszystkie te czynniki mają wpływ na skład mineralny powstałej skały, który jest bardziej zróżnicowany w przypadku paragnejsów (Kozłowski i in., 1986).

Najniższe koncentracje potasu zostały zanotowane w grejzenach i bazaltach odpowiednio 1,43 i 0,84%. Tak niską zawartość potasu w grejzenach można wytłumaczyć

rozpatrując ich skład mineralny. Uzyskana koncentracja potasu w bazaltach jest bardzo zbliżona do podawanej przez Van Schmus (1997) dla tych skał, równej 0,83% i niższa niż sugerują Plewa i Plewa (1992) 1,0%.

Tor

Przeprowadzone obliczenia wskazują, iż najwyższą koncentracją toru charakteryzują się łupki łyszczykowe cynonośne (11,65 ppm), gnejsy laminowane (11,31 ppm) oraz leptynity (11,27 ppm). Koncentracja toru w granitognejsach wyniosła 8,73 ppm, w bazaltach natomiast 8,44 ppm. Uzyskana koncentracja toru w tych ostatnich jest znacząco wyższa np. w stosunku do bazaltu z Pielgrzymki — 3,81 ppm (Plewa & Plewa, 1992), czy klark dla tej skały równy 2,70 ppm (Van Schmus, 1997). Zdecydowanie niższą koncentrację toru wykazują pozostałe skały. W grejzenach wynosi ona już tylko 6,55 ppm. W badanych granitach zarówno izerskim, jak i rumburskim uzyskano niskie zawartości toru, odpowiednio: 7,59 ppm i 6,33 ppm. Koncentracje te są znacznie niższe niż zmierzone dla granitów Kudowy — 16,9 ppm, Strzegomia — 18,7 ppm, czy Szklarskiej Poręby — 32 ppm (Plewa & Plewa, 1992), przy średniej koncentracji toru w granitach 17 ppm (Eisenbud & Gesell, 1997). Najniższą koncentrację ^{232}Th uzyskano w gnejsach smużystych — 6,06 ppm. Jest to wartość dwukrotnie niższa niż otrzymana dla gnejsów oczkowych Kowar — 14,08 ppm (Plewa & Plewa, 1992) oraz gnejsów jednostki Świeradowa — 12,8 ppm (Malczewski i in., 2004).

Uran

Najwyższe koncentracje uranu uzyskano w gnejsach laminowanych (5,92 ppm) oraz grejzenach (5,18 ppm). Dla gnejsów smużystych otrzymano wartość 4,84 ppm, która jest wyższa od uzyskanej dla gnejsów oczkowych Kowar — 4,05 ppm (Plewa & Plewa, 1992) i gnejsów jednostki Świeradowa — 4,0 ppm (Malczewski i in., 2004). Nieco niższymi zawartościami uranu charakteryzują się leptynity (3,64 ppm), łupki łyszczykowe cynonośne (2,97 ppm) i granitognejsy (2,86 ppm). W bazaltach rębiszowskich uzyskano koncentrację uranu równą 2,58 ppm. Wartość ta, jest zdecydowanie wyższa niż średnia koncentracja ^{238}U w bazaltach, tj. 0,9 ppm i nie mieści się w przedziale najczęściej notowanych wartości dla bazaltów, a mianowicie: 0,5 — 1 ppm. Stosunkowo niskie koncentracje uranu otrzymano dla granitu rumburskiego (2,66 ppm) i granitu izerskiego (2,54 ppm). Wartości te są zdecydowanie niższe niż te odnotowane dla granitów Kudowy — 3,94 ppm, Strzegomia — 7,31 ppm (Plewa & Plewa, 1992) czy leukogranitów — 9,8 ppm (Malczewski i in., 2004), ale są zbliżone do średniej koncentracji ^{238}U w granitach skorupy kontynentalnej, tj. 3 ppm (Eisenbud & Gesell, 1997).

Wnioski

Spektrometria *in situ* z użyciem przenośnego systemu spektrometrycznego promieniowania gamma najnowszej generacji wyposażonego w detektor HPGe, okazała się bardzo czułą metodą pozwalającą na dokładne wyznaczenie koncentracji radionuklidów w środowisku. Pomiar

przeprowadzone *in situ* na terenie bloku izerskiego na dziewięciu stanowiskach pomiarowych wykazały, że najwyższą promieniotwórczość związaną z izotopem ^{40}K wśród badanych skał wykazują gnejsy laminowane, najniższą natomiast bazalty. Łupki łuszczkowe charakteryzują się najwyższą z badanych skał promieniotwórczością szeregu ^{232}Th , najniższą zaś koncentrację ^{232}Th wykazują gnejsy smużyste. Największą aktywność promieniotwórczą związaną z szeregiem ^{238}U zanotowano na gnejsach laminowanych, najmniejszą natomiast na granitach izerskich. Dosyć zaskakującym wynikiem przeprowadzonych pomiarów, jest odnotowanie wysokich koncentracji ^{232}Th i ^{238}U w bazaltach z Rębiszowa w porównaniu do innych bazaltów, dla których dane pomiarowe są dostępne w literaturze. Stosunek $^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ac}$ (U/Th) w badanych skałach zmienia się w szerokim zakresie od 0,8 dla łupków łuszczkowych do 2,4 dla gnejsów smużystych i grejzenów. Na badanym obszarze zarejestrowano stosunkowo niski poziom depozycji izotopu ^{137}Cs ze średnią wartością 2511 Bqm^{-2} .

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S. & ŻABA J. 1997 — Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134: 727–739.
- BECK H. L., DE CAMPO J., GOGOLAK C. V. 1972 — *In situ* Ge(Li) and Na(Tl) gamma-ray spectrometry. New York: U.S. Department of Energy, Environmental Measurements Laboratory, HASL-258.
- BORKOWSKA M. 1966 — Petrografia granitów Karkonoszy. *Geol. Sudet.*, 2: 7–107.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J. & VIDAL P. 1980 — Origin and age of Izera granite and Rumburk granite in the Western Sudetes. *Acta Geol. Pol.*, 30: 121–146.
- COOK N.J. & DUDEK K. 1994 — Mineral chemistry and metamorphism of garnet–chlorite–mica schists associated with cassiterite–sulphide–mineralisation from the Kamienna Range, Izera Mountains, SW Poland. *Chemie der Erde (Geochemistry)* 54:1–32.
- CYMERMAN Z. 1994 — Strefy ścinania w metamorfiku izerskim, Sudety. *Prz. Geol.*, 42: 264–270.
- CZAPLIŃSKI W. 1998 — Orthogneisses and metapelites from a polyphase tectonic zone — mesostructural versus microstructural evidence: an example from Czerniawa Zdrój section (Izera–Karkonosze Block, West Sudetes). *Geol. Sudet.*, 31: 93–104.
- DEBERTIN K. & HELMER R. G. 1988 — Gamma- and X-ray spectrometry with semiconductor detectors. Amsterdam. Elsevier Science Publishing Company, Inc.
- DZIEMIAŃCZUK E. & DZIEMIAŃCZUK K. 1982 — Rozwój strukturalny łupków łuszczkowych pasma kamiennickiego między Czerniawą a Rębiszowem. *Kwart. Geol.*, 26: 13–43.
- EG & GORTEC 2000 — *In Situ Spectroscopy M-1-B32 M-1 Setup Supervisor Program*. Software User's Manual. EG&G ORTEC Part No. 779980, Oak Ridge.
- EISENBUD M. & GESELL T. 1997 — Environmental radioactivity from natural, industrial, and military sources. San Diego, Academic Press: 134–200.
- HELPER I. K. & MILLER K. M. 1998 — Calibration factors for Ge detectors used for field spectrometry. *Health Physics*, 55:15–29.
- JAGIELAK J., BIERNACKA M., HENSCHKE J. & SOSIŃSKA A. 1998 — Radiation Atlas of Poland 1997. Agencja Wydawnicza ARIES. Warszawa.
- KORYTOWSKI A., DÖRR W. & ŻELAŹNIEWICZ A. 1993 — U–Pb dating of (meta)–granitoids in the NW Sudetes (Poland) and their bearing on tectonostratigraphic correlation. *Terra Nova* 5: 331–332.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. 1965 — Granitognejsy Pogórza Izerskiego. *Arch. Miner.*, 25: 123–261.
- KOZŁOWSKI K. 1974 — Łupki krystaliczne i leukogranity pasma Stara Kamienna–Świeradów Zdrój. *Geol. Sudet.*, 9: 7–98.
- KOZŁOWSKI K., ŻABA J. & FEDIUK F. 1986 — Petrologia skał metamorficznych. *Pr. Nauk. UŚI.*, 383: 236–243.
- KRÖNER A., JAECKEL P. & OPLETAL M. 1994 — Pb–Pb and U–Pb ages for orthogneisses from eastern Bohemia: Further evidence for a major Cambro–Ordovician magmatic event. *J. Czech Geol. Soc.*, 39: 61.
- KRYZA G., KUŚNIERZ A. & MAJEROWICZ A. 1979 — Cyrkony z granitoidów Karkonoszy oraz wschodniej części krystaliniku Izerskiego. *Acta Univer. Wratislav.*, 407: 107–149.
- MALCZEWSKI D., TEPER L. & DORDA. J. 2004 — Assessment of natural and anthropogenic radioactivity levels in rocks and soils in the environs of Świeradów Zdrój in Sudetes, Poland, by *in situ* gamma-ray spectrometry. *J. Environm. Radioactiv.*, 73: 233–245.
- MAZUR S. & KRYZA R. 1996 — Superimposed compressional and extensional tectonics in the Karkonosze–Izera Block, NE Bohemian Massif. *Basement Tectonics*, 11: 51–66.
- OBERC-DZIEDZIC T. 1988 — Rozwój gnejsów i granitów wschodniej części krystaliniku izerskiego w świetle badań teksturalnych. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 997, Pr. Geol.-Miner., 13: 1–146.
- OLIVER G.J.H., CORFU F. & KROGH 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.
- ORTEC 2000 — Gamma Vision–32 for M–1. Gamma-Ray Spectrum Analysis and MCA Emulator for Microsoft Windows 95, 98, and NT. Software User's Manual. ORTEC Part No. 774780, Oak Ridge.
- PHILIPPE S., HAACK U., ŻELAŹNIEWICZ A., DÖRR W. & FRANK W. 1995 — Preliminary geochemical and geochronological results on shear zones in the Izera–Karkonosze Block (Sudetes, Poland). *Terra Nostra*, 8: 122.
- PLEWA M. & PLEWA S. 1992 — Petrofizyka. *Wyd. Geol.*: 248–271.
- SMULIKOWSKI K. 1958 — Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach pasma kamiennickiego w Sudetach Zachodnich. *Biul., Inst. Geol.*, 127: 5–31.
- SMULIKOWSKI W. 1972 — Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. *Geol. Sudet.*, 6: 97–188.
- SZAŁAMACHA J. 1966 — Rozwój budowy geologicznej bloku izerskiego. [W:] J. Oberc (red.) — *Z geologii Ziemi Zachodnich*, Wrocław: 129–137.
- TEISSEYRE H. 1968 — Prekambr w polskiej części Sudetów. *Kwart. Geol.*, 12: 749–771.
- TEPER L. 1983 — Odtworzenie tektoniki rejonu Sępiej Góry (Góry Izerskie) na podstawie metod analizy mezostrukturalnej. *Pr. Nauk. UŚI*, 614; *Geologia*, 7: 7–30.
- VAN SCHMUS W. R. 1995 — Natural radioactivity of the crust and mantle. [In:] T. J. Ahrens Ed. *Global Earth Physics*. Washington: American Geophysical Union: 283–291.
- ŻABA J. 1979 — Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie). *Geol. Sudet.*, 14: 47–74.
- ŻABA J. 1984a — Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie). *Geol. Sudet.*, 19: 89–190.
- ŻABA J. 1984b — Stosunek waryscyjskiego granitoidu Karkonoszy do metamorfiku północnej osłony oraz tektonika fałdowa pasm łupkowych Szklarskiej Poręby i Starej Kamiennicy (krystalinik izerski). [W:] J. Trzepierzynski (red.), — *Wybrane zagadnienia tektoniki krystaliniku katowickiego*. Mat. Konf. Nauk., Jelenia Góra–Görlitz, Wyd. UŚI, Katowice: 7–72.
- ŻABA J. 1985 — Progressive regional metamorphism of the Izera Block, Western Sudetes (Poland). *Acta Universitatis Carolinae, Geologia* 1: 63–88.
- ŻABA J. & KUZAK R. 1988 — Budowa strukturalna środkowej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby (Góry Izerskie). *Kwart. Geol.*, 32: 635–653.
- ŻABA J. & TEPER L. 1989 — Tectonic transport directions in the Izera Block (Western Sudetes). *Krystalinikum*, 20: 131–150.
- ŻELAŹNIEWICZ A. 1996 — Geology along the GBZA seismic profile (field guide). The Izera–Karkonosze Block and Main Intra–Sudetic Fault. EUROPROBE Transeuropean Suture Zone, Workshop, Wrocław.
- ŻELAŹNIEWICZ A., NOWAK I., ACHRAMOWICZ S. & CZAPLIŃSKI W. 2003 — Północna część bloku karkonosko-izerskiego: historia pasywnej krawędzi terranu Saksoturyngii. [W:] W. Ciężkowski J. Wojewoda & A. Żelaźniewicz (red.) — *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu*, Polskie Towarzystwo Geologiczne, WIND Wrocław, 17–32.