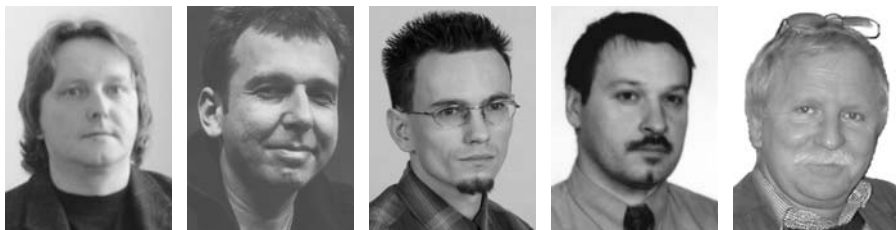


## Promieniotwórczość naturalna skał paleozoicznych z rejonu Krzeszowic

Dariusz Malczewski\*, Jarosław Badera\*, Grzegorz Lizurek\*,  
Zbigniew Mirkowski\*, Jerzy Dorda\*\*



D. Malczewski    J. Badera    G. Lizurek    Z. Mirkowski    J. Dorda

**Natural radioactivity of the Paleozoic rocks from the area of Krzeszowice (southern Poland).** *Prz. Geol.*, 54: 815–822.

*S u m m a r y . In this paper results of natural radioactivity of  $^{40}\text{K}$ ,  $^{208}\text{Tl}$ ,  $^{212}\text{Pb}$ ,  $^{212}\text{Bi}$ ,  $^{214}\text{Pb}$ ,  $^{214}\text{Bi}$  and  $^{228}\text{Ac}$  in common rocks raw materials mined in the Krakow vicinity measured in situ using a portable gamma-ray spectrometry are presented. The study area*

*occupies the SE edge of regional geologic unit called Krakow–Lubliniec Zone. Most Upper Paleozoic rocks exposed in this area like tuff, porphyry, limestone, dolomite, diabase and melaphyre have great economic importance and are used in building and road construction industry. The activity concentrations of  $^{40}\text{K}$  for the measured Paleozoic rocks ranged from 53 Bq/kg (Carboniferous limestone) to 3150 Bq/kg (Permian tuff). The activity concentrations associated with  $^{228}\text{Ac}$  ( $^{232}\text{Th}$ ) varied from about 7 Bq/kg (Carboniferous limestone) to 56 Bq/kg (Permian tuff), whereas activity concentrations of  $^{226}\text{Ra}$  ( $^{238}\text{U}$ ) ranged from 19 Bq/kg (Devonian dolomite) to 43 Bq/kg (Devonian limestone). Besides, the natural radioactivity of the Jurassic limestones (widespread in this region) was measured for comparison with Devonian and Carboniferous limestones.*

**Key words:** Paleozoic rocks, tuff, melaphyre, porphyry, diabase, limestone, natural radioactivity, in situ gamma-ray spectrometry, Krzeszowice, Poland

Pomiędzy Krakowem a Chrzanowem, w zrębowych strukturach obrzeżających neogeński rów Krzeszowic, odsłaniają się zróżnicowane wiekowo i litologicznie skały młodszego paleozoiku, które od dawna były przedmiotem zainteresowania gospodarczego (por. Kozłowski, 1986). Obecnie czynnych jest tutaj stale lub okresowo pięć kopalń, z których pozyskuje się skały paleozoiczne jako surowce dla budownictwa i drogownictwa (kruszywa i bloki), hutnictwa (topniki), a ostatnio także dla energetyki (sorbenty do odsiarczania spalin). Czyni to ten rejon wyjątkowo atrakcyjnym do prowadzenia badań promieniotwórczości różnego typu skał, wykorzystywanych w wielu dziedzinach gospodarki. Pomiary promieniotwórczości naturalnej przeprowadzono w 2002 r. przy użyciu przenośnego systemu spektrometrycznego promieniowania gamma z detektorem germanowym HPGe. Wyniki pomiarów wskazują, że aktywność promieniotwórcza związana z izotopem potasu  $^{40}\text{K}$  zmieniała się od 53 Bq/kg (wapień karbońskie) do 3150 Bq/kg (tufy dewońskie). Aktywność promieniotwórcza badanych skał paleozoicznych związana z  $^{228}\text{Ac}$  (szereg  $^{232}\text{Th}$ ) zmieniała się w zakresie od ok. 7 Bq/kg (wapień karbońskie) do 56 Bq/kg (tufy dewońskie), podczas gdy zanotowana aktywność związana z  $^{226}\text{Ra}$  ( $^{238}\text{U}$ ) zawierała się w zakresie od 19 Bq/kg (dolomity dewońskie) do 43 Bq/kg (wapień dewońskie). Jedyne badania promieniotwórczości skał rejonu Krzeszowic zostały przeprowadzone i opublikowane w latach 1977–1992 (Plewa, 1977; Plewa, 1988; Plewa & Plewa, 1992) w ramach opracowań ogólnych. Wyniki prowadzonych przez nas badań wskazują, iż naturalna promieniotwórczość skał paleozo-

icznych rejonu Krzeszowic jest zdecydowanie wyższa niż prezentowana w pracach cytowanych autorów.

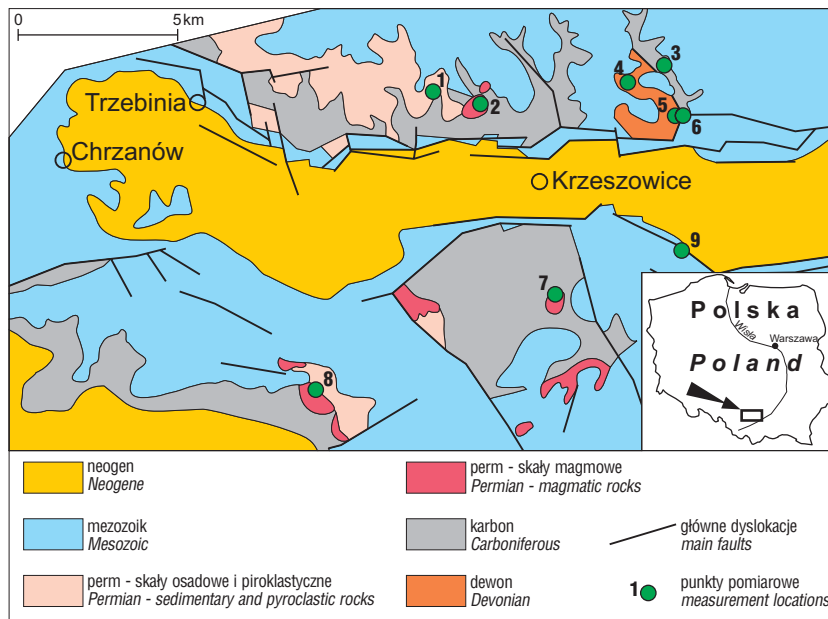
### Zarys budowy geologicznej obszaru badań i opis stanowisk pomiarowych

Najstarsze skały odsłaniające się na powierzchni terenu w rejonie Krzeszowic (ryc. 1) i w całym północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego to osady środkowego dewonu (żywetu). Reprezentowane są one przez dolomity ze Zbrzy, przechodzące ku górze w wapień dębnickie. Sedymentacja węglanowa kontynuowała się w późnym dewonie. Dolny karbon w północnym skrzydle rowu krzeszowickiego jest wyształcony w facji wapienia węglowego, natomiast po jego stronie południowej odsłaniają się ilasto-mułowcowe łupki kulmu. Płytkomorskie utwory dewonu i dolnego karbonu były deformowane, wypiętrzane i erodowane w kolejnych fazach orogenezy waryscyjskiej (od sudeckiej po saalską). Uformowana w ten sposób antyklina Dębника, o kierunku NW–SE, dostarczała molasowego materiału klastycznego przez cały późny karbon i wczesny perm. Wchodzi ona w skład wyróżnianej przez Bukowego (1984) krakowsko-lublinieckiej strefy fałdowej.

Górny karbon, zalegający niezgodnie na starszych utworach, budują węglonośne osady klastyczne, początkowo paraliczne (ilasto-piaskowcowe warstwy grupy brzeżnej), później limniczne (piaskowce grupy łękowej). Z przełomu karbonu i permu pochodzi arkoza kwaczalska, nosząca cechy osadu pustynnego. W podobnym klimacie tworzyły się osady dolnego permu, reprezentowane w rejonie krzeszowickim przez zlepienie myślachowickie, a także martwicę karniowicką. Utwory te wypełniają rów Sławkowa, którego kontynuacją na południe od rowu Krzeszowic jest obniżenie Nieporaz–Brodła. Struktury te, również wydłużone w kierunku NW–SE, powstały w schyłkowym stadium

\*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski; Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; malczews@us.edu.pl; jbadera@ultra.cto.us.edu.pl; glizurek@us.edu.pl; zmirkow@us.edu.pl

\*\*Wydział Matematyki, Fizyki i Chemii, Uniwersytet Śląski, Uniwersytecka 4, 40-007 Katowice; dorda@us.edu.pl



**Ryc. 1.** Szkic geologiczny rejonu Krzeszowice (wg Gradzińskiego, 1972) z lokalizacją punktów pomiarowych; 1 — Kowalska Góra, 2 — Miękinia, 3 — Czatkowice, 4 — Dębnik, 5 — Dubie (dolomit), 6 — Dubie (trachyandezyt), 7 — Niedźwiedzia Góra, 8 — Regulice, 9 — Nielepice

**Fig. 1.** Geological sketch of the Krzeszowice area (after Gradziński, 1972) with measurement sites; 1 — Kowalska Góra, 2 — Miękinia, 3 — Czatkowice, 4 — Dębnik, 5 — Dubie (dolomite), 6 — Dubie (trachyandes), 7 — Niedźwiedzia Góra, 8 — Regulice, 9 — Nielepice

orogenezy waryscyjskiej i zalegają w superpozycji nad granicą między krakowsko-lublińską strefą fałdową a niecką górnośląską (Bukowy, 1984).

Orogenie waryscyjskiej towarzyszył intensywny wulkanizm lądowy. Najstarszym prawdopodobnie jego przejawem jest występujący wśród osadów górnokarbońskich diabaz z Niedźwiedziej Góry, uważany przez niektórych za intruzję syntektoniczną, związaną z ruchami fazy asturyjskiej (Gradziński, 1972; Bolewski & Parachoniak, 1982). Niejasna jest pozycja stratygraficzna porfirów ryodacytowych, tworzących lakkolity wśród osadów dolnego karbonu (Zalas–Głuchówki) lub dewonu (Dębnik). Młodsze od nich są drobne dajki andezytów i trachitów, przecinające lakkolit zalaski oraz antyklinę Dębniaka. Główna masa wylewów porfirowych (Miękinia) i melafirowych (Rudno, Alwernia–Regulice), a także towarzyszących im piroklastyków porfirowych (Filipowice–Karniowice) i melafirowych (Alwernia–Regulice), zalega jednak na melaskim zlepieńcu myślachowickim lub też jest nim przewarstwiona. Efuzywy te są zatem postorogeniczne (Gradziński, 1972; Bukowy, 1984) i związane z dyslokacjami ograniczającymi rów Sławkowa oraz depresję Nieporaz–Brodla od strony północno-wschodniej (Filipowice, Miękinia, Rudno) oraz południowo-zachodniej (Alwernia–Regulice). Chemizm wulkanitów jest zróżnicowany, od skał obojętnych (melafiry, diabazy, andezyty) po kwaśne (porfiry ryodacytowe) oraz od skał alkaliczno-wapniowych (diabazy, andezyty) po alkaliczne (melafiry, trachity, tufy). Zaznaczyć należy, że w niektórych przypadkach wulkanity zawdzięczają swoją alkaliczność procesom K-metasomatozy (kalifikacji) law alkaliczno-wapniowych (Bolewski & Parachoniak, 1982).

Utwory paleozoiku są przykryte płytkomorskimi i lądowymi osadami mezozoicznymi. W budowie geologicznej rejonu Krzeszowice, a zwłaszcza w morfologii terenu, zaznaczają się przede wszystkim wapienie jurajskie. W neogenie cały region znalazł się w zasięgu oddziaływania orogenezy młodopalpejskiej. Utworzenie rowu Krzeszowice oraz otaczających go zrębów związane jest z formowaniem się zapadliska przedgórskiego Karpat. Rów Krzeszowice jest wypełniony głównie ilastymi osadami miocenu, natomiast w jego obramowaniu południowym (garb tenczyński) oraz północnym odsłaniają się skały mezozoiczne oraz będące przedmiotem badań utwory paleozoiczne.

Podsumowując, warto podkreślić powtarzalność głównego kierunku strukturalnego (NW–SE) w całym regionie, który zaznacza się w różnych fazach orogenezy waryscyjskiej, fazie laramijskiej i zanika dopiero w fazach młodopalpejskich. Związane jest to prawdopodobnie z obecnością w podłożu głębokiego rozłamu litosfery (Kraków–Myszków, Kraków–Lubliniec), będącego strefą graniczną sptywnych bloków skorupowych (górnoszląskiego i małopolskiego), wpływającego na rozwój budowy regionu w kolejnych okresach geologicznych (Bogacz, 1980; Kotas, 1982; Buła i in., 1997).

Pomiary promieniotwórczości naturalnej zostały wykonane na 8 stanowiskach skał paleozoicznych, w czynnych i nieczynnych kamieniołomach (ryc. 1). Do celów porównawczych przeprowadzono również pomiar promieniotwórczości wapieni jurajskich z kamieniołomu w Nielepicach.

**Kowalska Góra** (ryc. 1, punkt 1) — nieczynny kamieniołom. Eksploatacji podlegał tutaj najwyższy poziom tzw. tufów filipowickich, miąższości ok. 40–50 m. Według Harańczyka (1994b) są to różniące się stopniem spiecenia tufy porfirowe, ignimbryty i tufolawy, które można objąć bardziej ogólnym pojęciem tefry. Skała ma różowe zabarwienie, jest silnie porowata, zazwyczaj homogeniczna i pozbawiona uławiczenia, lokalnie pojawia się jednak piaszczysta odmiana cienkoławicowa.

**Miękinia** (ryc. 1, punkt 2) — nieczynny kamieniołom. Odsłaniają się tutaj czerwono-brunatne porfiry ryodacytowe, tworzące potok lawowy miąższości do 40–50 m. W górnej części profilu odsłania się drugi potok lawowy (miąższości do ok. 10 m), zbudowany z porfiru trachitoidowego. Z kolei poniżej głównego wylewu porfirowego stwierdzono występowanie starszego melafiru.

**Czatkowice** (ryc. 1, punkt 3) — czynny kamieniołom. Eksploatowane tu skały (tzw. wapień węglowy) reprezentują osady należące do przedziału wiekowego środkowy turnej–późny wizen (karbon dolny). W odkrywcę odsłania się ok. 800-metrowy profil stromo zapadających wapieni (od 45° do 90°), stanowiących zachodnie skrzydło antykliny Dębniaka. Są to ciemnobezowe, zróżnicowane litofajalnie wapienie mikrytowo-sparytowe. Znaczną zmienność wykształcenia wapieni czatkowickich pogłębiają obserwo-

wane licznie zjawiska kopalnego krasu, a także strefy wtórnej dolomityzacji.

**Dębnik** (ryc. 1, punkt 4) — nieczynny kamieniołom. Odślaniające się tu ciemnoszare wapienie dębnickie, zaliczane do górnego żywetu i franu, odznaczają się znacznym zróżnicowaniem litologicznym. Dominują odmiany pelityczne i detrytyczne z typową strukturą gruzłową i falistym uławiczeniem, któremu towarzyszy występowanie drobnych smug materiału ilastego. W wyższej części profilu dość powszechnie pojawiają się drobne wkładki margli.

**Dubie 1** (ryc. 1, punkt 5) — czynny kamieniołom. W kopalni odślaniają się należące do żywetu dolomity ze Zbrzy, najstarsze występujące na powierzchni utwory rejonu śląsko-krakowskiego. Są to głównie ciemne, lokalnie czarne dolomity drobnokrystaliczne z pojawiającymi się pod rządnie dolomitami wapnistymi i marglami o jaśniejszym zabarwieniu. Dolomity są zwykle gruboławicowe z zaznaczającą się laminacją poziomą.

**Dubie 2** (ryc. 1, punkt 6) — czynny kamieniołom dolomitu. W ścianie środkowego poziomu eksploatacyjnego odślania się pionowa dajka porfirowa grubości ok. 2,5–3 m. Kierunek jej rozciągłości jest prawdopodobnie zbliżony do NNE–SSW. Według Harańczyka i Wali (1989) jest to intruzja kompleksowa o pasmowej budowie, na którą składa się młodsza lawa trachitowa (hybrydowy trachyandezyt) i starsze skały typu andezytów. W wyniku zróżnicowanych zmian metasomatycznych skała cechuje się zmiennym zabarwieniem. Na granicach dajki występują strefy brekcji intruzywnych.

**Niedźwiedzia Góra** (ryc. 1, punkt 7) — czynny kamieniołom. Przedmiotem badań był eksploatowany tu sill diabazowy miąższości ok. 30 m. Diabaz ten jest skałą ciemnoszarą, drobnopłazną, masywną. Wyglądem i składem zbliżony jest do bazaltu.

**Regulice** (ryc. 1, punkt 8) — nieczynny kamieniołom. Występujący tu melafir odpowiada składem trachybazaltowi (Kozłowski, 1986). Skała jest skrytokrystaliczna, barwy ciemnoszarej, lokalnie z fioletowawym lub czerwonym odcieniem (zwłaszcza w strefach wietrzenia). Wyróżnić można melafir zbity, migdałowcowy oraz gąbczasty (Gradziński, 1972). W kamieniołomie odślaniają się 2–3 potoki lawowe, rozdzielone i przykryte piroklastykami (Harańczyk & Chocyk, 1989). Najgrubszy jest potok dolny, osiągający 20 m grubości. Skały piroklastyczne są różnoziarniste (obok popiołu zawierają też lapille i bomby wulkaniczne) i drobno użylone kalcytem, ich miąższość sięgać może 2–3 m.

**Nielepice** (ryc. 1, punkt 9) — czynny kamieniołom. Skały eksploatowane w kamieniołomie Młynka koło Nielepice to wapienie i wapienie margliste oksfordu (górną jurą). Dominującą odmianę skał stanowią cienko- i średnioławicowe, margliste wapienie płytowe o białym lub beżowobiałym zabarwieniu i głównie pelityczne. Spotykane są również białe, masywne wapienie skaliste, powstałe w znacznym stopniu z bioherm gąbkowych, tworzące gniazda i soczewy w obrębie wapieni płytowych (Gradziński, 1972).



**Ryc. 2.** Przenośny system spektrometryczny promieniowania gamma podczas pomiaru w dolomitach dewońskich (kamieniołom Dubie)

**Fig. 2.** Portable gamma-ray spectrometry workstation during measurement in Devonian dolomite (Dubie quarry)

## Metodyka badań *in situ*

Badania promieniotwórczości naturalnej przeprowadzono przy użyciu przenośnego systemu spektrometrycznego promieniowania gamma *EG&G ORTEC*, tego samego którym wykonano pomiary promieniotwórczości skał bloku izerskiego (Malczewski i in., 2005). System ten składa się z detektora germanowego HPGe (o wydajności 30%, długości i średnicy kryształu równej odpowiednio 59 i 58,6 mm) wraz zamontowanym na trójnogu z kriostatem PGM-5, wielokanałowego analizatora amplitudy DART M-1 MCA i laptopa. Pomiary wykonano w warunkach *in situ* w geometrii 1 metra, co w warunkach polowych oznacza, że głowica detektora jest umieszczona na wysokości 1 metra nad powierzchnią gruntu (ryc. 2). W tej geometrii 85% wszystkich docierających do detektora kwantów gamma zostaje zebranych z obszaru o promieniu 10 m od detektora z głębokością sondowania do 30 cm. Czas pomiaru na każdym ze stanowisk wynosił od 2 do 3 godzin.

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* opracowanych przez U.S. Department of Energy (DOE) Environmental Measurements Laboratory (EML) (Beck i in., 1972). Aktywności deponowanych radionuklidów obliczono implementując programowo metody EML, które wykorzystują empirycznie wyznaczone współczynniki geometryczne i kalibracyjne. Dokonanie analizy staje się możliwe po podaniu czterech parametrów, z których jeden,  $\alpha/\rho$ , opisuje pionową dystrybucję radionuklidów w podłożu, a pozostałe są parametrami detektora (długość i średnica kryształu oraz orientacja detektora). Parametrem wertykalnej dystrybucji radionuklidów jest wspomniany parametr  $\alpha/\rho$ , gdzie  $\alpha$  jest odwrotnością długości relaksacji (redukcja promieniowania gamma o czynnik  $e$ ) obserwowanej linii gamma, a  $\rho$  jest gęstością ośrodka. Wyróżnia się trzy rodzaje rozkładu nuklidów w mierzonym ośrodku i przypisuje im się następujące wartości parametru  $\alpha/\rho$ :

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

W pierwszym przypadku emiter gamma są rozłożone jednorodnie w ośrodku i wartość  $\alpha/\rho$  przyjmuje się równą 0. Przypadek drugi odnosi się do radionuklidów zdeponowanych na ziemi lub bardzo płytko pod jej powierzchnią (świeży opad promieniotwórczy). W tym przypadku war-



tość  $\alpha/\rho$  przyjmuje się równą  $\infty$  (ORTEC, 2000). Dla starszych opadów radioaktywnych wartości  $\alpha/\rho$  są niższe. Trzeci przypadek odnosi się do sytuacji pośredniej, charakteryzującej się brakiem wyraźnego rozkładu radionuklidów w ośrodku. Podczas przeprowadzanych pomiarów przyjęto, że wartość parametru  $\alpha/\rho$  równa się 0, ponieważ założono jednorodny rozkład naturalnych radionuklidów w badanym ośrodku geologicznym.

### Interpretacja i dyskusja wyników badań

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

Wartości aktywności  $^{226}\text{Ra}$  zostały obliczone na podstawie aktywności izotopów  $^{214}\text{Pb}$  i  $^{214}\text{Bi}$ . Szacowanie aktywności radionuklidów obarczone jest niepewnością statystyczną, związaną z pomiarem aktywności. Najmniejsze odchylenie standardowe ma oszacowanie aktywności potasu, gdyż jego pomiar był obarczony najmniejszym błędem ze względu na bardzo korzystne położenie linii 1460,8 keV (pojedyncza nie sąsiadująca z innymi liniami) i najwyższe aktywności  $^{40}\text{K}$  w porównaniu do innych radionuklidów. Błędy w szacowaniu aktywności toru i uranu są większe ze względu na ich niższą aktywność i wynikającą stąd mniejszą statystykę zliczeń. Dodatkowo dyskusyjna jest kwestia zaniżenia w szacowaniu aktywności  $^{226}\text{Ra}$  z powodu ucieczki radonu. W wyniku emanacji radonu z powierzchni skały zmniejszenie udziału  $^{214}\text{Bi}$  oraz  $^{214}\text{Pb}$

może wynieść maksymalnie 10–20%. Jednakże w przypadku pomiarów *in situ* ubytek ten może być w dużej części kompensowany poprzez ich wkład do strumienia gamma z otaczającego powietrza (Helfer & Miller, 1988).

Koncentracje K ( $S_K$ ),  $^{232}\text{Th}$  ( $S_{\text{Th}}$ ) i  $^{238}\text{U}$  ( $S_U$ ) w skałach badanego obszaru (ryc. 2), wyrażone odpowiednio w % wagowych i ppm, zostały oszacowane za pomocą współczynników przeliczeniowych używanych przez CLOR, według następujących przeliczników:  $S_K = A_{K-40}/303,39$ ,  $S_{\text{Th}} = A_{\text{Ac-228}}/4,11$  oraz  $S_U = A_{\text{Ra-226}}/12,43$ , gdzie aktywności  $A$  wyrażone są w Bq/kg. Przez koncentrację potasu rozumie się całkowitą zawartość tego pierwiastka w badanych skałach, podczas gdy promieniotwórczy izotop  $^{40}\text{K}$  stanowi 0,0119% całkowitego składu izotopowego potasu. Aktywność promieniotwórcza i koncentracja  $^{232}\text{Th}$  została obliczona na podstawie aktywności  $^{228}\text{Ac}$ , zakładając powszechnie występującą w ośrodkach skalnych równowagę promieniotwórczą w sekwencji rozpadu  $^{232}\text{Th} > ^{228}\text{Ra} > ^{228}\text{Ac}$ . Koncentracja  $^{238}\text{U}$  została obliczona na podstawie aktywności  $^{226}\text{Ra}$ , uprzednio oszacowanej z aktywności  $^{214}\text{Pb}$  i  $^{214}\text{Bi}$ , przy założeniu równowagi promieniotwórczej między nuklidami szeregu uranowo-radowego ( $^{238}\text{U} > ^{226}\text{Ra} > ^{222}\text{Rn} > ^{214}\text{Pb} > ^{214}\text{Bi}$ ). Założenie to jest prawidłowe dla większości skał magmowych i osadowych (Eisenbud & Gessel, 1997).

### Aktywności $^{40}\text{K}$ i koncentracje potasu

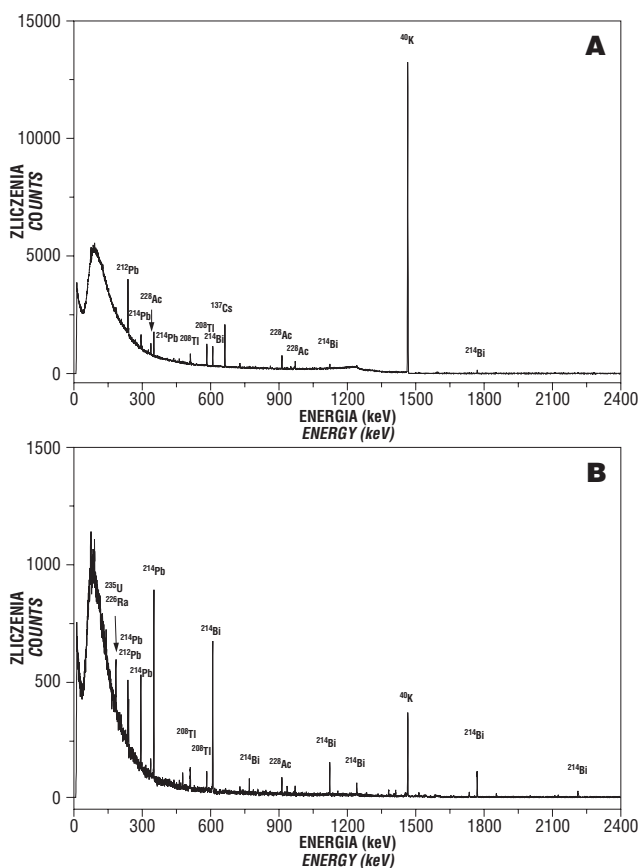
Zdecydowanie największą aktywnością radionuklidu  $^{40}\text{K}$  i największą ogólną zawartością potasu cechują się tufy filipowickie z Kowalskiej Góry, odpowiednio 3154 Bq/kg (tab. 1, ryc. 3) oraz 10% K (ryc. 4), przy bardzo małej niepewności pomiarowej, rzędu 0,5%. Najbardziej istotny jest jednak fakt, iż wartości te niemal 4-krotnie przekraczają średnie koncentracje w skorupie kontynentalnej, tj. odpowiednio 850 Bq/kg i 2,8% (Van Schmus, 1995; Eisenbud & Gessel, 1997). Bez wątpliwości jest to rezultatem składu mineralnego skały, która zawiera liczne ziarna skaleni potasowych (sanidynu), a także drobne blaszki biotyty

**Tab. 1. Wyniki pomiarów *in situ* aktywności promieniotwórczych:  $^{40}\text{K}$ ,  $^{208}\text{Tl}$ ,  $^{212}\text{Pb}$ ,  $^{212}\text{Bi}$ ,  $^{228}\text{Ac}$ ,  $^{214}\text{Pb}$  i  $^{214}\text{Bi}$  w skałach paleozoicznych rejonu Krzeszowic (błędy na poziomie jednego odchylenia standardowego)**

Table 1. Results of *in situ*  $\gamma$ -ray measurements of  $^{40}\text{K}$ ,  $^{208}\text{Tl}$ ,  $^{212}\text{Pb}$ ,  $^{212}\text{Bi}$ ,  $^{228}\text{Ac}$ ,  $^{214}\text{Pb}$  and  $^{214}\text{Bi}$  in Paleozoic rocks of the Krzeszowice vicinity. The uncertainty means one standard deviation

Nuklid Nuclide	Aktywność Activity (Bqkg <sup>-1</sup> )								
	Skała (wiek) Rock (age)								
	Stanowisko pomiarowe Measurement site								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Tuf Tuff Perm Permian	Porfir Porphyry Perm Permian	Wapień Limestone Karbon, Carboniferous	Wapień Limestone Dewon Devonian	Dolomit Dolomite Dewon Devonian	Trachyandezyt Trachyandesite Perm Permian	Diabaz Diabase Karbon Carboniferous	Melafir Melaphyre Perm Permian	Wapień Limestone Jura Jurassic
$^{40}\text{K}$	3154±15	1032±6	53±2	473±9	85±4	184±3	531±6	1215±10	82±3
$^{208}\text{Tl}$	17,3±1,7	14,2±0,9	2,5±0,3	11,4±0,9	2,4±0,3	3,3±0,6	13,2±2,1	20,6±0,7	3,4±0,5
$^{212}\text{Pb}$	37,2±1	38,8±0,8	5,0±0,5	30,3±0,8	<DL	6,9±0,4	33,4±0,7	49,2±1	7,8±0,3
$^{212}\text{Bi}$	<DL	29,4±3,7	<DL	<DL	<DL	<DL	41,5±8,7	<DL	4,6±0,7
$^{228}\text{Ac}$	55,9±6,9	38,6±4,4	6,6±1,4	30,9±5,6	7,2±1,3	9,7±1,7	35,2±5,2	55,3±7,2	9,5±2
$^{214}\text{Pb}$	34,0±3,2	23,8±2,2	35,1±1,7	42,2±4,8	20,3±2,6	23,6±4,8	28,3±3,4	30,1±3,2	13,7±1,8
$^{214}\text{Bi}$	31,4±5,7	23,2±5	36,4±2,2	44,3±6,7	18,1±3,3	20,4±5,7	30,2±3,9	25,8±4,5	11,9±2,7
$^{226}\text{Ra}$ *	32,7±5,5	23,5±4,5	35,7±2,4	43,2±6,8	19,2±3,7	22,0±6,4	29,2±4,4	27,9±5,1	12,8±2,8

\*aktywność obliczona na podstawie aktywności  $^{214}\text{Pb}$  i  $^{214}\text{Bi}$ , based on  $^{214}\text{Pb}$  and  $^{214}\text{Bi}$  activities

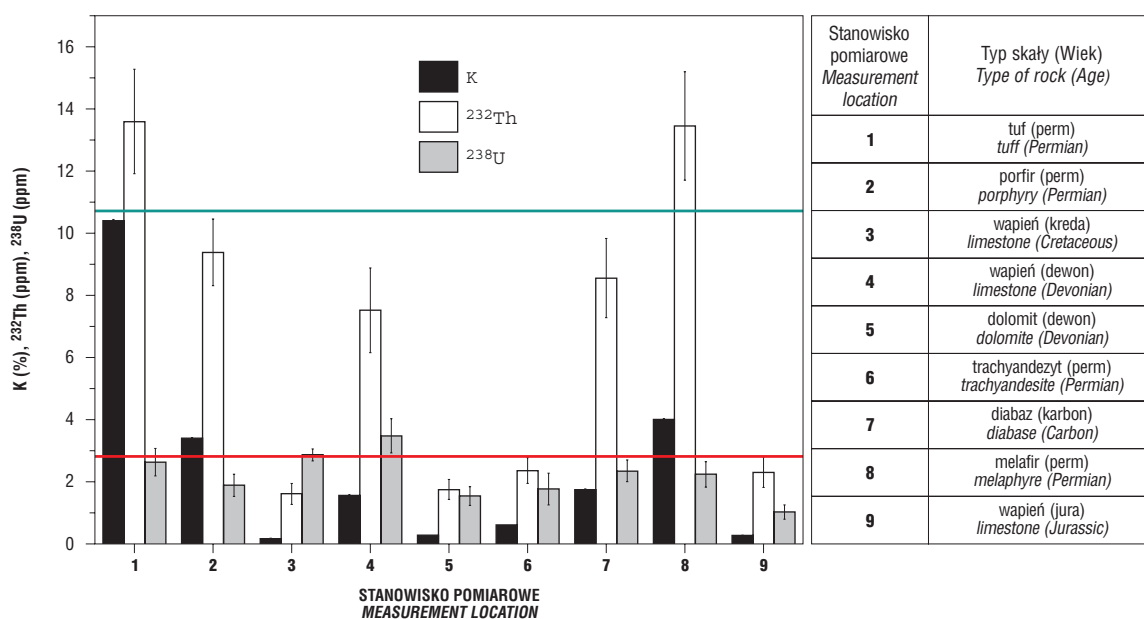


**Ryc. 3.** Uzyskane za pomocą przenośnego systemu spektrometrycznego widma promieniowania gamma: A — tufów i B — dolomitów. Charakterystyczne linie emiterów gamma są zaznaczone nad odpowiednimi pikami. Bardzo wysoka aktywność związana z potasem  $^{40}\text{K}$  (linia 1460,8 keV) w tufach jest wyraźnie widoczna na tle innych linii gamma

**Fig. 3.** In situ  $\gamma$ -ray spectra obtained with the portable  $\gamma$ -ray spectrometry workstation from: (a) tuff and (b) dolomite. The characteristic  $\gamma$ -ray emitters are marked above the corresponding peaks. The very high activity of  $^{40}\text{K}$  (line 1460.8 keV) in tuff is clearly visible against the background of the other gamma lines

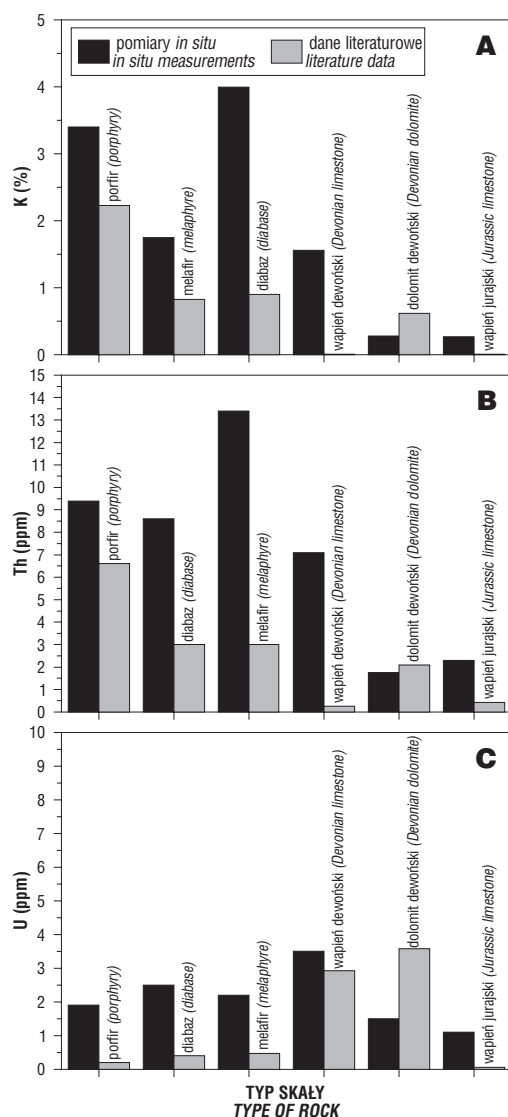
(Bolewski & Manecki, 1970; Harańczyk, 1994b). Podrzednie pojawia się skorodowany kwarc, skałen może wykazywać objawy kaolinizacji, a biotyt jest częściowo schlorotyzywany. Tuf jest silnie alkaliczny — według różnych autorów zawiera on 8,5–12%  $\text{K}_2\text{O}$ , podczas gdy ilość  $\text{Na}_2\text{O}$  jest niewielka.

Wysoką aktywność  $^{40}\text{K}$  i koncentrację potasu w stosunku do klarku skorupy kontynentalnej odnotowano w melafirze z Regulic (1215 Bq/kg i 4,0% K) i porfirze z Miękińki (1032 Bq/kg i 3,40% K). Porfiry miękińskie zbudowane są z plagioklazów (albit–anortyt) i drobnego, skorodowanego kwarcu, mniej jest natomiast skałeni potasowych (ortoklaz, sanidynu) oraz drobnych blaszek biotytu, akcesorycznie pojawiają się także amfibole (Bolewski & Parachoniak, 1982; Harańczyk, 1994a). Skała ta jest stosunkowo zasobna w  $\text{SiO}_2$ , cechuje się też przewagą sodu nad potasem, jednakże górny potok lawowy (zachowany w NE części kamieniołomu) ma skład zbliżony do trachitoidów. Także skrytokrystaliczny melafir z Regulic zbudowany jest głównie z plagioklazów szeregu andezyn–labrador i piroksenu — augitu (Rozen, 1909 *vide* Harańczyk & Chocyk, 1989; Bolewski & Parachoniak, 1982). Skałenie potasowe (ortoklaz), a także amfibole i bezpostaciowe szkliwo występują w mniejszej ilości, niemniej skała określana bywa niekiedy jako trachybazalt (Kozłowski, 1986). W górnych częściach potoków lawowych z Regulic występują tekstury migdałowcowe związane z odgazowaniem



**Ryc. 4.** Obliczone koncentracje: K (%),  $^{232}\text{Th}$  (ppm) i  $^{238}\text{U}$  (ppm) w skałach paleozoicznych rejonu Krzeszowic. Linia czerwona — średnie koncentracje K (2,8%) i U (2,8 ppm) w skorupie kontynentalnej; linia zielona — średnia koncentracja Th (10,7 ppm) w skorupie kontynentalnej (Eisenbud & Gesell, 1997)

**Fig. 4.** Calculated concentrations of K (%),  $^{232}\text{Th}$  (ppm) and  $^{238}\text{U}$  (ppm) in Paleozoic rocks of Krzeszowice region. Red line — average concentrations of K (2.8%) and U (2.8 ppm) in continental crust; green line — average concentration of Th (10.7 ppm) in continental crust (Eisenbud & Gesell, 1997)



Ryc. 5. Porównanie koncentracji (a) K, (b) Th, (c) U pomierzonych przez autorów niniejszej pracy (kolumny czarne) z danymi literaturowymi (kolumny szare) — Plewa & Plewa, 1992

Fig. 5. Comparison between concentrations of (a) K, (b) Th, (c) U, obtained in this study (black bars) and literature data (grey bars) — Plewa & Plewa, 1992

stopu — pęcherzyki wypełnione są zeolitami (heulandyt, laumontyt, ferrieryt), sepiolitem, kalcytem i minerałami ilastymi (Cichoń, 1982; Chocyk, 1989). W obu wymienionych przypadkach zależność aktywności od składu mineralnego jest zatem wyraźna — powodujący podwyższenie radiacji izotop  $^{40}\text{K}$  związany jest ze stosunkowo niedużą domieszką skaleni potasowych, biotyty, być może też (choć w niewielkim stopniu) hornblendy i niektórych zeolitów.

Interesująca wydaje się kwestia superpozycji silnie alkalicznych piroklastyków z Kowalskiej Góry nad niskopotasowym wylewem miękińskim. Oczywiście piroklastyki (jako zdolne do przemieszczania się na większe odległości) nie muszą wiązać się z tymi samymi wulkanami, co występujące w ich sąsiedztwie lawy. W tym wypadku skład chemiczny tufu może wskazać (Harańczyk, 1994b) raczej na związek z dajkami trachitów z rejonu Dubia i Siedlca (wg Kozłowskiego, 1986, zawierają one do 6,4%  $\text{K}_2\text{O}$ ), o ile są to skały analogicznego wieku, a ich

zasobność w potas nie wynika głównie z wtórnej kalifikacji (Bolewski, 1938, 1939). Oczywiście także tufy mogły ulec metasomatozie potasowej. Z drugiej strony tufolawowe skały odsłaniające się na Kowalskiej Górze mogą wskazywać na bliskość centrum erupcji, a więc pochodzenie z tego samego wulkanu co porfir. Być może do popiołów wulkanicznych chętniej przechodzą w tym wypadku lżejsze skalenie potasowe. Rozważania na ten temat wykraczają jednak poza temat niniejszego opracowania.

Aktywność  $^{40}\text{K}$  i zawartość potasu w pozostałych skałach magmowych jest wyraźnie niższa od średniej w skorupie kontynentalnej. Diabaz z Niedźwiedziej Góry (531 Bq/kg i 1,75% K) zbudowany jest z plagioklazów (andezyn–labrador) i piroksenów (hipersten, augit); sporadycznie pojawia się kwarc i pseudomorfozy chlorytu po oliwinie (Bolewski & Parachoniak, 1982). Główne minerały skałotwórcze pozbawione są zatem potasu. Ciekawy przypadek stanowi żyła trachyandezytowa z Dubia (184 Bq/kg i 0,61% K). Według Harańczyka (1980) oraz Harańczyka i Wali (1989) wśród fenokryształów dominują tu plagioklasy (andezyn–oligoklaz), ulegające metasomatozie potasowej (feldspatyżacja, serycytyżacja) i argilityzacji (montmorillonityzacja, kaolinityzacja), rzadziej można obserwować całkowicie rozłożone minerały ciemne (głównie hornblendę zastąpioną przez agregaty ilasto-serycytowe z węglanami, zeolitami i siarczkami). Intensywnym przeobrażeniem podobnego typu uległo także tło skalne. Wśród opisywanych typów zmian metasomatycznych należy wyróżnić ponadto propylityzację, hematytyzację i pirytyzację. Alkaliczność andezytu jest zróżnicowana, zależnie od rodzaju i nasilenia zmian (2,3–8%  $\text{K}_2\text{O}$ ), natomiast w trachicie z Dubia zawartość  $\text{K}_2\text{O}$  jest ogólnie wysoka i może sięgać 12% (Harańczyk, 1980; Harańczyk & Chłopecka, 1989; Rojewska, 1981 *vide* Harańczyk, 1994b). Nasze badania nie potwierdziły tak wysokich koncentracji potasu, co może świadczyć o tym, że żyła w rejonie pomiaru zbudowana jest ze słabo zmienionego andezytu. Na czynnik naturalny nakłada się też zapewne metodyka pomiaru — szerokość intruzji (ok. 3 m) jest mniejsza niż pole pomiarowe. Należy jednak zauważyć, że choć pomiar objął prawdopodobnie także zmienioną termicznie i metasomatycznie osłonę żyły, aktywność potasu w opisywanym punkcie pomiarowym jest wyższa niż aktywność  $^{40}\text{K}$  zmierzona w otaczającym go dolomicie (85 Bq/kg).

Większość przebadanych skał węglanowych, niezależnie od typu i pozycji stratygraficznej, cechuje się aktywnością  $^{40}\text{K}$  na poziomie 50–85 Bq/kg i zawartością potasu rzędu 0,18–0,28%, a więc ponad 10-krotnie niższą od średniej kontynentalnej. Wyjątek stanowi tu wapień dębnicki, którego aktywność związana z  $^{40}\text{K}$  i koncentracja potasu wynoszą odpowiednio 473 Bq/kg oraz 1,56% K i są wyższe niż intruzji z Dubia i porównywalne do aktywności diabazu z Niedźwiedziej Góry.

Prawie wszystkie opublikowane w niniejszej pracy wartości koncentracji potasu, za wyjątkiem koncentracji w dolomicie dewońskim, są wyższe niż wartości uzyskane w trakcie wcześniejszych badań analogicznych skał z rejonu Krzeszowic (ryc. 5a). Różnice te są znacznie większe niż dwa odchylenia standardowe wynikające z procedury pomiarowej i obliczeniowej. Jest to prawdopodobnie skutkiem użycia instrumentu badawczego najnowszej generacji, który umożliwił bardziej precyzyjne pomiary niż te przeprowadzane w latach 1970–1990.

### Aktywności i koncentracje toru

Także w przypadku  $^{232}\text{Th}$  wyższa radioaktywność obserwowana jest głównie w skałach wulkanogenicznych. Tuf filipowicki oraz melafir z Regulic cechują się aktywnościami związanymi z  $^{232}\text{Th}$  rzędu 55 Bq/kg i koncentracjami ponad 13 ppm, a więc nieco wyższymi od średnich wartości skorupy kontynentalnej; odpowiednio 44 Bq/kg i 10,7 ppm (ryc. 4). W tufach tor związany jest zapewne z cyrkonem, występującym akcesorycznie wraz z barytem i hematytym (Harańczyk, 1994b). Aktywność promieniotwórcza toru w cyrkonie może wahać się w zakresie 2–400 kBq/kg (Farges & Calas, 1991; Malczewski, 2002). W przypadku melafiru zestaw rozpoznanych minerałów akcesorycznych (magnetyt, iddingsyt jako produkt przeobrażenia oliwinu) nie tłumaczy podwyższenia koncentracji toru, jak się zatem wydaje radionuklid ten jest obecny w minerałach skałotwórczych, zwłaszcza skaleniach (2–40 Bq/kg). Niewykluczone, że może też podstawiać Ti w nierozpoznanych dotąd minerałach akcesorycznych, na przykład popularnym w zasadowych wulkanitach ilmenicie lub perowskicie.

Porfir miękiński oraz diabaz z Niedźwiedziej Góry cechują się radioaktywnościami i koncentracjami toru w zakresie od 40–35 Bq/kg oraz koncentracjami 9,4–8,5 ppm i z uwzględnieniem niepewności pomiarowych obie skały lokują się poniżej klarku dla  $^{232}\text{Th}$  (ryc. 4). Interesujący wydaje się fakt, iż porfir zawiera w swoim składzie akcesoryczny apatyt i cyrkon (Harańczyk, 1994a), a więc minerały potencjalnie U- i Th-nośne, co jednak nie przekłada się na zwiększenie naturalnej promieniotwórczości tej skały. Jeszcze niższymi aktywnościami i koncentracjami  $^{232}\text{Th}$  odznacza się trachyandezyt z Dubia, ~10 Bq/kg i 2,4 ppm (także pomimo domieszki apatytu i ilmenitu; Harańczyk & Wala, 1989) oraz większość skał węglanowych, poniżej 10 Bq/kg i 2,5 ppm. Wyjątek wśród skał węglanowych stanowi ponownie „marmur“ dębnicki, 31 Bq/kg i 7,5 ppm, porównywalny pod względem koncentracji toru do porfiru i diabazu (ryc. 4). Źródło toru w wapieniu dewońskim nie zostało określone, podkreślić jednak należy, że aktywność rodziny toru jest w nim prawie 4-krotnie wyższa niż średnia aktywność skał węglanowych, według Eisenbuda i Gessela (1997) wynosząca 8 Bq/kg.

Oszacowane w trakcie niniejszych badań koncentracje toru w skałach rejonu Krzeszowic, w porównaniu z wcześniej opublikowanymi danymi na temat koncentracji tego pierwiastka (Plewa, 1977; Plewa, 1988; Plewa & Plewa, 1992), podobne są jedynie w przypadku dolomitu dewońskiego (różnica zawiera się w granicach niepewności pomiarowej). W pozostałych przypadkach uzyskane wartości są wyraźnie wyższe — różnice między tymi koncentracjami nie zawierają się w przedziale dwóch odchyłań standardowych (ryc. 5b).

### Aktywności i koncentracje uranu

Na badanym obszarze aktywność i związana z nią koncentracja  $^{238}\text{U}$  w skałach wulkanogenicznych zmieniały się w dość wąskim zakresie od 33 Bq/kg i 2,6 ppm (tuf) do 22 Bq/kg i 1,8 ppm (trachyandezyt), natomiast w skałach węglanowych paleozoiku wartości te mieściły się w zakresie od 43 Bq/kg i 3,5 ppm (wapień dewoński) do 19 Bq/kg i 1,5 ppm (dolomit dewoński), ryc. 4. Pomiar aktywności wapieni jurajskich w Nielepicach pokazał, że wapienie te charakteryzują się najniższą aktywnością i koncentracją

związaną z  $^{238}\text{U}$ , odpowiednio ~13 Bq/kg i 1,0 ppm. Nuklidy z rodziny uranowej najwyższą radioaktywność i koncentrację osiągają w wapieniu dębnickim. Obliczone wartości aktywności tej skały i koncentracji w niej  $^{238}\text{U}$  wynoszą 43 Bq/kg oraz 3,5 ppm i wyraźnie przekraczają wartości średnie w skałach węglanowych (25 Bq/kg i 2 ppm), w tym przekraczają również średnią koncentrację  $^{238}\text{U}$  w skorupie kontynentalnej (ryc. 4), tj. 36 Bq/kg i 2,8 ppm (Van Schmus, 1995; Eisenbud & Gessel, 1997). Stosunkowo wysoka zawartość uranu w tej skale związana jest najprawdopodobniej z silnie redukcyjnym środowiskiem depozycji osadu. W środowisku redukcyjnym uran zmienia stopień utlenienia z  $\text{U}^{6+}$  na  $\text{U}^{4+}$  i przechodzi do osadów (Polański, 1979, 1988). Na takie warunki geochemiczne wskazuje przede wszystkim obecność rozproszonego pirytu, powodującego charakterystyczną czarną barwę „marmuru” (Bednarczyk & Hoffmann, 1989). Kryształki pirytu można też spotkać w formie naskorupień na niektórych powierzchniach nieciągłości sedymentacyjnych oraz w drobnych żyłkach kalcytu przecinających wapienie. O słabym natlenieniu wód świadczyć może ponadto obecność charakterystycznej ichnofauny przy znacznym zubożeniu bentosu skorupowego. Niewykluczone jest również, że czarna barwa i „bitumiczny” zapach wapienia dewońskiego związane są z obecnością rozproszonej materii organicznej.

Aktywność rodziny uranowej i koncentracje zbliżone do klarku  $^{238}\text{U}$  ma wapień karboński z Czatkowic (~36 Bq/kg i 2,9 ppm) oraz permski tuf filipowicki (~33 Bq/kg i 2,6 ppm), a w obu tych przypadkach różnice zawierają się w granicach niepewności pomiarowej (tab. 1, ryc. 4). Nieco mniejszymi aktywnościami i koncentracjami  $^{238}\text{U}$  charakteryzują się karboński diabaz (29 Bq/kg i 2,3 ppm) oraz permski melafir (28 Bq/kg i 2,2 ppm), natomiast pozostałe skały wulkaniczne i węglanowe cechują się wyraźnie niższymi aktywnościami i koncentracjami  $^{238}\text{U}$  (tab. 1, ryc. 4 i 5c). Według Bolewskiego i Parachoniaka (1982) odmiany porfiru (ryodacytu) o intensywnym wiśniowo- lub krwistoczerwonym zabarwieniu zawierają podwyższone koncentracje uranu, którego rozpad wywołał utlenianie żelaza zawartego w różnych minerałach i powstanie barwiącego ciasto skalne, silnie zdyspergowanego hematytu. W prezentowanych pomiarach odnotowano natomiast bardzo słabą promieniotwórczość związaną z  $^{238}\text{U}$  w permskich porfirach, na poziomie 23,5 Bq/kg i koncentrację 1,9 ppm. Warto również zwrócić uwagę na fakt, że w starszych paleozoicznych skałach węglanowych koncentracja uranu jest wyższa (rośnie wraz z wiekiem) niż w młodszych wapieniach jurajskich (13 Bq/kg i 1,0 ppm), a różnice między tymi wartościami nie zawierają się w przedziale odchyłań standardowych. Zaobserwowano ponadto, że wapień czatkowicki cechuje się przewagą uranu nad torem, co stanowi wyjątek wśród osadów i wulkanitów z rejonu badań. Stosunek koncentracji Th:U wynosi 0,56 — podobną proporcją cechują się fosforyty oraz niektóre skały ilaste (Polański, 1988; Plewa & Plewa, 1992).

W porównaniu z wynikami wcześniejszych pomiarów (Plewa, 1977; Plewa, 1988; Plewa & Plewa, 1992), koncentracje uranu wyznaczone przez autorów tego artykułu są zdecydowanie wyższe (podobne tylko w przypadku wapieni dewońskich). Natomiast wyznaczona obecnie koncentracja  $^{238}\text{U}$  w dewońskim dolomicie z Dubia jest zdecydowanie niższa niż ta podawana przez cytowanych wyżej autorów (ryc. 5c).

## Podsumowanie i wnioski

□ Skąły wulkanogeniczne z rejonu Krzeszowic cechują się ogólnie wyższą radioaktywnością niż skały węglanowe, zwłaszcza w odniesieniu do potasu i toru. Czynnikiem kontrolującym wydaje się tu skład petrograficzny. Aktywność promieniotwórcza i koncentracja potasu w skałach wulkanogenicznych zależy od obecności skałotwórczych skaleni alkalicznych, w mniejszym stopniu biotytu. W przypadku toru pewną rolę odgrywać mogą Th-nośne minerały akcesoryczne, na przykład cyrkon.

□ Wśród skał wulkanogenicznych na szczególną uwagę zasługują tufy filipowickie (odsłonięcie na Kowalskiej Górze). Aktywność i koncentracja potasu w tufie 4-krotnie przekraczają wartości średnie w skorupie kontynentalnej, wyraźnie podwyższone są także odpowiednie wartości nuklidów z rodziny toru, natomiast radioaktywność i zawartość nuklidów rodziny uranowej jest przeciętna.

□ W grupie skał węglanowych uwagę zwracają wapienie dewońskie z Dębniaka. Skała ta cechuje się wyraźnie podwyższoną aktywnością i koncentracją nuklidów z rodziny uranu, co związane jest najprawdopodobniej z redukcyjnym środowiskiem depozycji osadu. W przypadku pozostałych radionuklidów odpowiednie wartości są co prawda niższe od średnich w skorupie kontynentalnej, ale zdecydowanie wyższe niż w innych skałach węglanowych z rejonu Krzeszowic.

□ Nie zaobserwowano wyraźniejszej zależności pomiędzy radioaktywnością skał a ich pozycją tektoniczną (wulkanity z obu skrzydeł depresji Nieporaz–Brodła) czy też stratygraficzną (w przypadku skał węglanowych). Wniosek o wyższej aktywności promieniotwórczej związanej z  $^{238}\text{U}$  węglanów młodopaleozoicznych niż mezozoicznych wymagałby przebadania większej liczby odsłoneń jury, a także triasu.

□ Dzięki zastosowaniu instrumentu badawczego najnowszej generacji, oszacowane w trakcie badań aktywności i koncentracje radionuklidów obarczone są małymi błędami. W większości przypadków różnią się one znacznie od wartości znanych z literatury, uzyskanych w trakcie wcześniejszych badań (wyjątek stanowią pomiary dolomitów dewońskich).

□ Radioaktywność większości surowców skalnych z rejonu Krzeszowic jest na poziomie naturalnego tła radiacyjnego i w żaden sposób nie ogranicza możliwości ich gospodarczego wykorzystania. Jedynie szczególnie wysoka aktywność pochodząca od potasu  $^{40}\text{K}$ , zanotowana w tufie filipowickim ze złoża Kowalska Góra, może mieć wpływ na dawkę promieniowania absorbowaną w przypadku użycia tej skały jako materiału budowlanego. Korzystne parametry fizyczno-mechaniczne tufu powodowały, że był on chętnie stosowany w budownictwie lokalnym, jako surowiec łatwy w obróbkę, o dobrych właściwościach termoizolacyjnych. Aktualnie nie ma oficjalnie zarejestrowanego wydobycia tej skały, jednakże w przypadku ponownej eksploatacji tego tufu na szerszą skalę, przeprowadzenie bardziej szczegółowych badań jego radioaktywności może być uzasadnione.

## Literatura

- 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.
- BEDNARCZYK J. & HOFFMANN M. 1989 — Wapienie dębnickie. [W:] Przew. 60. Zjazdu PTG, Kraków. Wyd. AGH: 40–50.
- BOGACZ K. 1980 — Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 50: 183–208.
- BOLEWSKI A. 1938 — Skała przeobrażona z Siedlca koło Krzeszowic. Roczn. Pol. Tow. Geol., 14: 1–44.
- BOLEWSKI A. 1939 — Zagadnienie „kwalifikacji” krakowskich skał magmowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 15: 42–76.
- BOLEWSKI A. & MANECKI A. 1993 — Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol.
- BOLEWSKI A. & MANECKI A. 1970 — Z badań mineralogicznych tufu filipowickiego. Pr. Miner. PAN, 23: 7–20.
- BOLEWSKI A. & PARACHONIAK W. 1982 — Petrografia. Wyd. Geol.
- BUKOWY S. 1984 — Struktury waryscyjskie regionu śląsko-krakowskiego. Pr. Nauk. Uniw. Śl., 691.
- BULĄ Z., JACHOWICZ M. & ŻABA J. 1997 — Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (S Poland). Geol. Mag., 134 (5), Europrobe nr 38, Cambridge Univ. Press: 669–677.
- CICHOŃ G. 1982 — Minerale wtórne w melafirze z Rudna koło Krzeszowic. Pr. Miner., PAN, 73.
- DEBERTIN K. & HELMER R.G. 1988 — Gamma- and X-ray spectrometry with semiconductor detectors. Elsevier Sc. Publ. Company, Inc. Amsterdam
- EG & G ORTEC 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. & GESSEL T. 1997 — Environmental radioactivity from natural, industrial and military sources. Academic Press, San Diego.
- FARGES F. & CALAS G. 1991 — Structural analysis of radiation damage in zircon and thorite: An X-ray absorption spectroscopy study. Amer. Miner., 76.
- GRADZIŃSKI R. 1972 — Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Wyd. Geol.
- HARAŃCZYK C. 1980 — Okruszczony andezyt hornblendowy z Dubia. Rudy i Met. Nieżelazne, 6: 242–250.
- HARAŃCZYK C. 1994a — Odsłonięcie porfiru w kamieniołomie w Miękini. [W:] Paleozoik północno-wschodniego obrzeżenia GZW. Przew. 65 Zjazdu PTG, Sosnowiec. Pr. Nauk. Uniw. Śl., 1431: 128.
- HARAŃCZYK C. 1994b — Tefra z Kowalskiej Góry. [W:] Paleozoik północno-wschodniego obrzeżenia GZW. Przew. 65 Zjazdu PTG, Sosnowiec. Pr. Nauk. Uniw. Śl., 1431: 131.
- HARAŃCZYK C. & CHŁOPECKA A. 1989 — Przeobrażenia skał komina andezytowego w Dubiu. Prz. Geol., 37: 332–334.
- HARAŃCZYK C. & CHOCYK M. 1989 — Melafirowe potoki Regulic. [W:] Przew. 60. Zjazdu PTG, Kraków. Wyd. AGH: 58–60.
- HARAŃCZYK C. & WALA A. 1989 — Andezytowy komin wulkaniczny w Dubiu. [W:] Przew. 60. Zjazdu PTG, Kraków. Wyd. AGH: 67–71.
- HELPER I.K. & MILLER K.M. 1998 — Calibration factors for Ge detectors used for field spectrometry. Health Phys., 55: 15–29.
- KOTAS A. 1982 — Zarys budowy geologicznej GZW. Przew. 54. Zjazdu PTG, Sosnowiec: 45–72.
- KOZŁOWSKI S. 1955 — Intruzje porfirowe w grzbiecie dębnickim [W:] Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego. Biul. Inst. Geol., 97: 39–95.
- KOZŁOWSKI S. 1986 — Surowce skalne Polski. Wyd. Geol.
- MALCZEWSKI D. 2002 — Metamict state: Implication for stabilization and immobilization of nuclear high-level waste (HLW). Publ. Inst. Geoph. Polish Acad. Sc., M24: 397–404.
- MALCZEWSKI D., SITAREK A., ŻABA J. & DORDA J. 2005 — Promieniotwórczość naturalna wybranych skał krystalicznych bloku izerskiego. Prz. Geol., 53: 237–244.
- ORTEC 2000 — Gamma Vision — 32 for M–1. Gamma-Ray spectrum analysis and MCA Emulator for Windows 95, 98, and NT. Software user’s manual. ORTEC PART No. 774780, Oak Ridge.
- PLEWA M. 1988 — Wyniki badań ciepła radiogenicznego skał obszaru Polski. Zesz. Nauk. AGH., Geofizyka Stosowana, 1: 10–15.
- PLEWA M. & PLEWA S. 1992 — Petrofizyka. Wyd. Geol.
- PLEWA S. 1977 — Wyniki badań petrofizycznych własności skał. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, 105: 15–20.
- POLAŃSKI A. 1979 — Izotopy w geologii. Wyd. Geol.
- POLAŃSKI A. 1988 — Geochemia i surowce mineralne. Wyd. Geol.
- ROJEWSKA A. 1981 — Intruzje żyłowe z okolic Dubia. Arch. Uniw. Jagiell., Kraków.
- ROZEN Z. 1909 — Dawne lawy Wielkiego Księstwa Krakowskiego. Rozpr. Wydz. Przyr. Akad. Umiej. III, 9.
- VAN SCHMUS W.R. 1995 — Natural radioactivity of the crust and mantle. [In:] T.J. Ahrens (ed.), Global Earth Physics. American Geophysical Union, Washington, 283–291.

Praca wpłynęła do redakcji 27.04.2005 r.  
Akceptowano do druku 07.02.2006 r.