

8. Parametry termiczne skał sudeckich – ciepło radiogeniczne

Ciepło radiogeniczne skał jest czynnikiem, który w znacznym stopniu wpływa na wielkość powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi. Rozdział rozpoczyna się wprowadzeniem teoretycznym oraz przeglądem literatury światowej (podrozdział 8.1), następnie przedstawiona jest metodyka przeprowadzonych badań pilotażowych na terenie bloku przedsudeckiego mających na celu wyznaczenie ciepła radiogenicznego różnymi metodami oraz zestawienie ich ze sobą (podrozdział 8.2). Dalej w podrozdziale 8.3 przedstawia się wyniki uzyskane podczas pomiarów pilotażowych z odniesieniem ich do literatury. Temat ciepła radiogenicznego kończy kompilacja danych na podstawie danych literaturowych, archiwalnych i pomiarów własnych na terenie bloku przedsudeckiego i sudeckiego (łącznie blisko 1200 oznaczeń – podrozdział 8.4).

8.1. Wstęp teoretyczny i przegląd literatury

8.1.1. Wstęp

Rozpadowi pierwiastków promieniotwórczych towarzyszy wydzielanie energii cieplnej. Procesy promieniotwórcze związane z atomami potasu, toru i uranu stanowią ważny element budżetu energii cieplnej w skałach. Ciepło radiogeniczne skał jest istotnym czynnikiem napędzającym procesy geodynamiczne w skali planetarnej, wpływając pośrednio na różne sposoby na dynamikę litosfery (Turcotte, 1980). Rozkład pierwiastków radiogenicznych w skałach skorupy kontynentalnej ma bezpośrednie przełożenie na reżim termiczny oraz powierzchniowy strumień ciepły (Mareschal & Jaupart, 2013), wpływając na przebieg procesów magmowych i metamorficznych (McLaren i in., 2006; Bea, 2012), a pośrednio na stabilność i ewolucję mechaniczną litosfery. Szczegółowe rozpoznanie struktury termicznej w obrębie górnych partii skorupy ziemskiej zyskuje coraz większe znaczenie w geotermii, która dzięki rozwojowi nowoczesnych technologii znajduje zastosowanie także w obszarach o umiarkowanych wartościach gradientów termicznych.

Ciepło radiogeniczne w skałach generowane jest przede wszystkim podczas rozpadu promieniotwórczego pierwiastków serii uranowej ^{235}U i ^{238}U , serii torowej ^{232}Th oraz potasu ^{40}K . Pozostałe serie promieniotwórcze nie mają znaczenia z punktu widzenia budżetu ciepłego, np. przemiana ^{87}Rb z bardzo wysoką stałą rozpadu 49 miliardów lat, chociaż niektóre z przemian radiogenicznych, np. rozpad izotopu glinu ^{26}Al , mogły mieć pierwszorzędne znaczenie we wczesnych etapach historii Ziemi (Bizzarro i in., 2008). Rozpadowi promieniotwórczemu towarzyszyć może produkcja m.in. cząsteczek alfa i beta oraz promieniowanie elektromagnetyczne w wysokim zakresie energii (promieniowanie gamma). Energia rozpadu radioaktywnego, która związana jest z defektem masy, przechodzi w energię cieplną podczas oddziaływania strumienia produktów rozpadu (cząsteczek i promieniowania, z wyjątkiem wysoce przenikliwych cząsteczek neutrino) z siecią krystaliczną minerałów. W ośrodku skalnym absorpcja promieniowania gamma, które jest zdecydowanie bardziej przenikliwe niż cząsteczki alfa i beta, zachodzi na dystansie nieprzekraczającym kilku metrów. Ciepło wydzielane podczas rozpadu promieniotwórczego potasu - stanowiącego 1% wagowy K_2O w skale o gęstości 2500 kg/m^3 - wynosi ok. 0,072

$\mu\text{W}/\text{m}^3$ i zbliżone jest do produkcji związanej z 1ppm Th ($0,064 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Uran generuje niemalże czterokrotnie więcej ciepła w przeliczeniu na ppm ($0,238 \mu\text{W}/\text{m}^3$), co ma związek z obecnością dwóch promieniotwórczych izotopów (^{235}U i ^{238}U) oraz szybszym tempem rozpadu w porównaniu z torem. Ciepło radiogeniczne jest wielkością skalarną, a przez to izotropową, i jest niezależne od temperatury i ciśnienia.

Szacuje się, że sumaryczne ciepło radiogeniczne generowane we wnętrzu Ziemi wynosi 18 TW, co przekłada się na ok. 40% całkowitego powierzchniowego strumienia cieplnego (Vila i in., 2010). Z kolei stosunek Th/U w skali globalnej jest oceniany na ok. 4, a w przypadku K/U - na 10^4 (Jaupart and Mareschal, 2003). Ze względu na ok. 4 razy większe jednostkowe ciepło wydzielane przy rozpadzie uranu, udział uranu i toru w globalnym budżecie generowanego ciepła radiogenicznego jest zbliżony. Zgodnie z powyższymi szacunkami, ciepło radiogeniczne jest w ok. 85% kontrolowane przez szeregi promieniotwórcze U i Th, a zaledwie w 15% przez rozpad promieniotwórczy potasu. Zarówno uran, tor, jak i potas są niekompatybilne w stosunku do minerałów skał płaszczą, co powoduje ich podkoncentrowywanie w skałach skorupy ziemskiej w toku działania procesów magmowych oraz metamorficznych, a także wietrzenia w warunkach przypowierzchniowych. W skorupie znajdować się może ok. 90% ziemskiej zawartości U i Th. Pierwiastki te są praktycznie nieobecne w jądrze Ziemi, a ich koncentracje w płaszczu są bardzo niskie. W efekcie, ciepło radiogeniczne generowane w skałach skorupy ziemskiej odpowiada za kilkadziesiąt procent wartości powierzchniowego strumienia cieplnego (Pollack & Chapman, 1977), a lokalnie, w przypadku pogrubionej górnej skorupy o dużym udziale granitoidów, może przekładać się na aż 80-90% wartości strumienia (Artemieva & Mooney 2001). Warto nadmienić, że o ile stosunkowo łatwo jest oszacować pionowy rozkład generowanego ciepła radiogenicznego w skorupie oceanicznej, która charakteryzuje się prostą budową, to w przypadku silnie niejednorodnej skorupy kontynentalnej ocena taka stanowi dużo większe wyzwanie. Na podstawie badań powierzchniowego strumienia cieplnego, reprezentatywne dla skorupy kontynentalnej wartości szacuje się na $0,79-0,95 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Mareschal & Jaupart, 2013), podczas gdy z badań geochemicznych wynika średnia wartość ciepła radiogenicznego w skorupie kontynentalnej na poziomie $0,93 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Rudnick & Fountain, 1995). Szacuje się też, że reprezentatywne wartości dla górnej skorupy wynoszą $1-1,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ oraz $0,5-0,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$ dla skorupy dolnej (Bea, 2012). Z pomocą przychodzą tu badania oparte na analizach strumienia geoneutrino (Huang et al., 2013), które pozwoliły określić średnie koncentracje Th, U i K w górnej skorupie kontynentalnej na poziomie, odpowiednio, $10,5 \pm 1,0$ ppm, $2,7 \pm 0,6$ ppm i $2,3 \pm 0,2\%$. Szacunki na podstawie współczesnych kompilacji badań geochemicznych dają, odpowiednio, 14,8 ppm, 3,93 ppm i 2,79% (Artemieva i in., 2017)

Ciepło radiogeniczne, obok przewodności cieplnej, stanowi kluczowy parametr materiałowy w stacjonarnych modelach termicznych, mający duży wpływ na wynikowy rozkład temperatury, w tym w górnych partach skorupy ziemskiej (np., Roy, 1968; Vila i in., 2010; Mareschal & Jaupart, 2013; Artemieva i in., 2017). Generowane ciepło jest dość słabo rozpoznany parametrem ze względu na niemożność jego głębokiego sondowania oraz brak wyraźnych korelacji z innymi parametrami petrofizycznymi. W tym opracowaniu przeanalizowane zostaną trendy naturalnej promieniotwórczości dla różnych odmian skalnych

występujących na Dolnym Śląsku i modele rozkładu generowanego ciepła z głębokością, a także przedstawione krytyczne uwagi do metody pośredniego szacowania generowanego ciepła oraz stan rozpoznania ciepła radiogenicznego na wybranych obszarach świata. W podsumowaniu zawarte zostaną rekomendacje dla badań generowanego ciepła radiogenicznego skał w SW Polsce.

8.1.2. Naturalna promieniotwórczość skał

Ciepło radiogeniczne generowane w skałach wykazuje znaczną zmienność, co odzwierciedla duże zróżnicowanie ich składu chemicznego, a w szczególności zawartości pierwiastków śladowych. Ze względu na duże promienie jonowe, uran i tor wykazują cechy pierwiastków niekompatybilnych. Pierwiastki te najczęściej nie tworzą istotnych podstawień w sieciach krystalograficznych minerałów głównych (kwarc, skalenie, amfibole, pirokseny i miki), a występują w fazach akcesorycznych, typu cyrkon, monacyt, ksenotym, apatyt, tytanit i allanit, których mineralogia zależy głównie od wskaźnika zawartości glinu w skale (Bea, 1996). Podwyższone zawartości Th i U w minerałach skałotwórczych obserwowano w produktach facji granulitowej. Zbliżona konfiguracja elektronowa oraz promień jonowy sprawiają, że uran i tor wykazują tendencję do wzajemnego podstawiania, przy czym uran jest fazą bardziej mobilną niż tor (Bea, 2012). Podstawowe zróżnicowanie zawartości U, Th i K w skałach, sięgające 2-3 rzędów wielkości, obserwowane jest przy przejściu od skał ultrazasadowych i zasadowych przez obojętne, po skały kwaśne. Zróżnicowanie generowanego ciepła radiogenicznego w dużym stopniu odzwierciedla złożone procesy dyferencjacji magm, począwszy od frakcjonowania, przez mieszanie, aż po ich transport (Tilling i in., 1970; Vila i in., 2010). Ilość generowanego ciepła radiogenicznego wzrasta przy przejściu od granitów typu M, przez I, S, do A i dla wielu odmian tych skał jest najczęściej wyraźnie wyższe od średnich wartości przyjmowanych dla skorupy ziemskiej (McLaren i in., 2003; Bea, 2012). Uważa się, że procesy anateksis mogą prowadzić do b. niskich zawartości U, Th and K w dolnoskorupowych granulitach (Rudnick i in., 1998), ale zarówno frakcjonowanie, jak i migracja U i Th podczas anateksis pozostają wciąż nie w pełni rozumianymi, choć aktywnie badanymi, złożonymi procesami magmowymi (Bea, 2012; Yakymchuk & Brown, 2019), przy czym jedną z komplikacji stanowi fakt występowania minerałów akcesorycznych w formie wrostków w obrębie minerałów skałotwórczych, prowadzący w efekcie do ich izolowanie od stopu (Bea, 1996). Ciepło radiogeniczne wykazuje wyraźną korelację z indeksami dyferencjacji magmowej, ale wykazuje też znaczne zróżnicowanie pomiędzy odmiennymi seriami skał magmowych (Tilling i in., 1970; Sawka & Chappell, 1988). Powoduje to, że zawartości U i Th w skałach magmowych słabo korelują się z koncentracją pierwiastków głównych (Artiemieva et al., 2017). Charakterystyka geochemiczna potasu jest odmienna od toru i uranu. Potas jest jednym z głównych składników w skałotwórczych skaleniach i mikach, a jego koncentracja skorelowana jest z zawartością SiO₂ w skale (Chappell, 1996; Artiemieva et al. 2017). Modele geochemiczne wskazują na tendencję K do przechodzenia do stopu podczas anateksis (Yakymchuk & Brown, 2019). Warto zauważyć, że ciała magmowe wykazują wewnętrzne zróżnicowanie koncentracji pierwiastków głównych i śladowych, które można wiązać z przebiegiem procesów powstawania stopu, jego migracji oraz mieszania. W efekcie obserwowana jest

niekiedy systematyczna zmienność ciepła radiogenicznego w obrębie ciał plutonicznych (Beamish & Busby, 2016).

Przyjmuje się, że podczas metamorfizmu zawartości U i Th, a w efekcie generowane ciepło radiogeniczne, generalnie spadają. Trend ten zazwyczaj wiąże się z rozwojem procesów nadtapiania (anateksis), metasomatozy oraz migracji stopu i fluidów, które mogą skutkować odprowadzaniem pierwiastków litofilnych z systemu (Taylor and McLennan, 1985). Udokumentowane są jednak przykłady wzrostu ciepła radiogenicznego przy przechodzeniu do wyższych facji metamorficznych, co, w niektórych przypadkach, można wiązać z aktywnością fluidów typu CO₂ (Andreoli et al., 2006). Analiza dużego zestawienia danych dla skał metamagmowych i metaosadowych nie wykazała związku między stopniem metamorfizmu a generowanym ciepłem, a jako główny czynnik warunkujący wskazała litologię protolitu (Hasterok i in., 2018). Niemniej jednak, procesy anateksis oraz metasomatozy mogą stanowić, przynajmniej lokalnie, istotny czynnik wpływający na silne zróżnicowanie generowanego ciepła w przypadku skał metamorficznych.

W efekcie działania procesów hydrotermalnych oraz wietrzenia, U⁴⁺ utlenia się do bardziej mobilnego U⁶⁺, co może skutkować rozwojem stref mineralizacji uranowej w mikroszkiełkach (Caruso & Simmons, 1985). Procesy przemian hydrotermalnych mogą prowadzić do znacznego różnicowania stosunku Th/U w obrębie poszczególnych batolitów (Papadopoulos i in., 2014).

Ze względu na swoją wysoką rozpuszczalność w wodzie, U i K wykazują tendencję do frakcjonowania podczas procesów sedymentacyjnych. Niektóre z minerałów będących nośnikami pierwiastków promieniotwórczych wykazują dużą odporność na wietrzenie i mogą stanowić istotny składnik detrytusowy, niekiedy prowadząc do lokalnego podkoncentrowania w obrębie skał osadowych materiału o wysokiej promieniotwórczości. Do skał osadowych o podwyższonych wartościach generowanego ciepła radiogenicznego należą ewaporaty potasowe, osady wzbogacone w fosforany, a w szczególności bogate w potas i uran łupki ałunowe (Vila i in., 2010).

W opinii części badaczy, obserwowany jest systematyczny spadek ciepła radiogenicznego wraz z wiekiem skały (McLaren et al. 2003, Artemieva et al., 2017). Przyjmuje się, że efekt spadku generowanego ciepła w skałach skorupy, który związany jest z naturalnym zubożaniem zawartości pierwiastków radioaktywnych w czasie, jest w dużej mierze kompensowany przez proces ich ekstrakcji z płaszcza (Rudnick & Fountain, 1995). Ze względu na zróżnicowane stałe rozpadu w skali miliardów lat zmienił się wkład poszczególnych pierwiastków do globalnego budżetu ciepła radiogenicznego, w szczególności wraz z upływem czasu rośnie wpływ Th, a maleje U. Warto zauważyć, że w niektórych regionach nie obserwowanego typu korelacja (Kukkonen & Lahtinen 2001; Papadopoulos i in., 2014; Veikkolainen & Kukkonen, 2019) albo zaznaczają się wyraźne, lecz niesystematyczne różnice generowanego ciepła, szczególnie między skałami wieku postarchaicznego i archaicznego (Vila i in., 2010).

8.1.2.1. Kompilacja w pracy: Vilà i in. (2010)

W pracy: Vilà i in. (2010) zestawiono ponad 2 tys. szczegółowych oznaczeń chemizmu skał, które posłużyły do obliczenia ciepła radiogenicznego. Uzyskane wyniki zostały opracowane statystycznie, po pogrupowaniu odmian skalnych w ramach zaproponowanej hierarchicznej klasyfikacji litologicznej. Przeanalizowane skały magmowe (N=1218) charakteryzują się medianą ciepła radiogenicznego na poziomie $1,21 \mu\text{W}/\text{m}^3$, a dla centyli 10% i 90% odnotowano odpowiednio $0,10 \mu\text{W}/\text{m}^3$ i $3,76 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Mediana dla granitoidów (N=583) wyniosła $2,08 \mu\text{W}/\text{m}^3$, a centyle 10% i 90% wyniosły $0,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ i $4,6 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Zwraca uwagę duża zmienność ciepła radiogenicznego wśród granitoidów, ale w relacji do wysokiej wartości średniej nie odbiega ona od zmienności charakteryzującej pozostałe odmiany skał plutonicznych. Autorzy zaobserwowali wyraźny, stopniowy przyrost ciepła radiogenicznego w ciągu od skał ultramaficznych przez gabroidy – diorytydy – tonality – granodioryty, aż do granitów. Najniższe wartości ciepła radiogenicznego zarejestrowano w skałach ultramaficznych, dla których centyl 10% wyniósł $0,002 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (taka wartość generowanego ciepła znajduje się poniżej progu detekcji standardowych metod pomiarowych). Maksymalne ciepło radiogeniczne została zarejestrowane w granicie i wyniosło $24,68 \mu\text{W}/\text{m}^3$.

Przeanalizowane skały wulkaniczne (N=357), które w omawianej bazie danych zdominowane są przez bazalty (N=166), charakteryzują się wyraźnie niższymi wartościami ciepła radiogenicznego niż skały plutoniczne (N=861). Mediana dla skał wulkanicznych osiągnęła wartość $0,57 \mu\text{W}/\text{m}^3$, podczas gdy dla zdominowanych przez granitoidy (N=583) skał plutonicznych wyniosła ona $1,69 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Ciepło radiogeniczne wykazuje trend wzrostowy przy przejściu od bazaltów przez andezyty do ryolitów. Zgodnie z oczekiwaniami, wartości generowanego ciepła radiogenicznego w bazaltach są zbliżone do wartości obserwowanych dla gabroidów, a ryolity charakteryzują się ciepłem radiogenicznym bardzo zbliżonym do granitów.

W skałach osadowych uzyskano wyniki tylko sporadycznie przekraczające poziom $3 \mu\text{W}/\text{m}^3$. W toku analiz autorzy używali stałej wartości ciężaru właściwego ($2400 \text{ kg}/\text{m}^3$) do przeliczeń wyników analiz chemicznych na ciepło radiogenicznego dla wszystkich skał osadowych, niezależnie od ich porowatości. W skałach detrytycznych zaobserwowano spadek ciepła radiogenicznego wraz ze wzrostem rozmiaru ziarna. Dla mułowców mediana wyniosła $1,44 \mu\text{W}/\text{m}^3$, podczas gdy dla piaskowców $0,82 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Przeanalizowane skały węglanowe charakteryzują się niższymi wartościami generowanego ciepła niż skały detrytyczne – tu mediana wyniosła jedynie $0,42 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Skały ewaporatowe (z wyjątkiem soli potasowych) charakteryzują się ciepłem radiogenicznym nieprzekraczającym wartości $0,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$.

Skały metamorficzne wykazują znaczne zróżnicowanie generowanego ciepła, z jednej strony ze względu na dużą zmienność ich składu chemicznego, który odzwierciedla skład magmowego bądź osadowego protolitu, ale także w efekcie działania procesów anateksis oraz metasomatozy. W ocenie autorów omawianej kompilacji, metaosadowe skały metamorficzne charakteryzują się wyższymi wartościami generowanego ciepła niż skały osadowe, co wiąże z kompaktacją oraz odprowadzeniem węglanów w toku przemian metamorficznych. Wysokie wartości ciepła radiogenicznego wykazują metagranitoidy, a skały metamorficzne o maficznym protolicie nie produkują dużych ilości ciepła radiogenicznego. Wśród skał

wysokiego stopnia metamorfizmu, znaczne zróżnicowanie generowanego ciepła obserwuje się w granulitach ($0,35 \mu\text{W}/\text{m}^3$ – dolny kwartyl, $0,75 \mu\text{W}/\text{m}^3$ – mediana, $1,61 \mu\text{W}/\text{m}^3$ – górny kwartyl). Według wspomnianych autorów, zaobserwowane wartości są zawyżone ze względu na nadreprezentatywność jasnych odmian granulitów w analizowanej bazie, w związku z czym dla granulitów – stanowiących istotny składnik dolnej skorupy - rekomendowane jest przyjęcie znacznie niższych wartości generowanego ciepła.

8.1.2.2. Kompilacja Artemiewej i in. (2017)

Artemieva i in. (2017) skupiają się na analizie ciepła radiogenicznego granitoidów, wskazując na ich istotną rolę w budowie górnej skorupy oraz duży wpływ na powierzchniowy strumień ciepły. Autorzy na wstępie podkreślają obecność wyraźnej korelacji między zawartością K a SiO_2 w granitoidach pochodzących z różnych środowisk, niezależnie od ich wieku. Z drugiej strony, nie obserwuje się zależności między Th i U a SiO_2 , pomimo ich litofilnego charakteru. Kompilacja została oparta o zestaw ok. 500 oznaczeń geochemicznych U, Th oraz K. Wskazano w niej na znaczne, niekiedy przekraczając rząd wielkości, zróżnicowanie generowanego ciepła w małej skali. Nie zauważono systematycznej korelacji między typem tektonicznym granitów (S-, A- lub I-) a ich generowanym ciepłem radiogenicznym. Według cytowanych autorów nie zachodzi też korelacja między powierzchniowym strumieniem ciepłym a generowanym ciepłem. Analizy prowadzono wariantowo, z wykluczeniem danych o wartościach wybitnie anomalnych, co prowadziło niekiedy do dość istotnych różnic przy ocenie zależności generowanego ciepła od wieku skały. Stosunkowo zwarte wyniki uzyskano dla skał archaicznych i wczesnoproterozoicznych, charakteryzujących się niskim poziomem generowanego ciepła, na obecnym średnim poziomie ok. $1.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Granitoidy o wiekach średnioproterozoicznych wykazują bardzo wysokie wartości generowanego ciepła, które współcześnie osiągają ok. $4 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Analizowane granity fanerozoiczne charakteryzują się wysokimi wartościami generowanego ciepła (ok. $3 \mu\text{W}/\text{m}^3$), przy czym obecny jest trend spadkowy przy przejściu od granitów paleozoicznych do kenozoicznych.

8.1.2.3. Kompilacja Hasteroka i Webb (2017)

Hasterok & Webb (2017) skompilowali ponad 100 tys. oznaczeń chemizmu skał magmowych, zarówno plutonicznych, jak i wulkanicznych, a następnie przeanalizowali związki między obliczonym generowanym ciepłem a gęstością szkieletową modelowaną na podstawie składu chemicznego i parametrem prędkości propagacji fali sejsmicznej P. Ciepło radiogeniczne zostało bezpośrednio wyliczone w oparciu o pomierzone zawartości U, Th i K. Prędkość fali sejsmicznej została wyznaczona na podstawie uproszczonej, empirycznej kalibracji, która bazuje na zawartości SiO_2 , MgO i CaO (w wersji zaawansowanej model oparty jest na termodynamicznym modelowaniu równowagowych faz mineralnych w szerokim zakresie warunków ciśnienia i temperatury, obliczeniu ciężaru właściwego skały oraz użyciu modelu mechanicznego do wyznaczenia efektywnych parametrów sprężystych). Przy szacowaniu ciężaru właściwego skały, stanowiącego niezbędny parametr do przeliczenia zawartości U, Th i K na ciepło radiogeniczne odniesione do jednostki objętości, cytowani autorzy zdecydowali się na użycie wybranych indeksów geochemicznych (indeksy Fe, MALI, ASI oraz maficzności), a nie zawartości wagowych wszystkich głównych składników.

Zdecydowana większość pomiarów ciepła radiogenicznego w skałach magmowych, zarówno plutonicznych, jak i wulkanicznych, mieści się w zakresie między 0,01 a 30 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Wartość dominanty jest nieco wyższa dla skał plutonicznych niż wulkanicznych, ale ciepło radiogeniczne w skałach wulkanicznych i plutonicznych o zbliżonym chemizmie jest podobne. Wśród granitów (próba obejmująca ponad 17 tys. oznaczeń) mediana wynosi 2,79 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, a dolny i górny kwartył, odpowiednio, 1,77 i 4,28 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Wartości dolnego i górnego centyla 5 %, to, odpowiednio, 0,76 i 8,18 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Mediana ciepła radiogenicznego w granodiorytach (próba ponad 5 tys. oznaczeń) wynosi 1,53 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, a dolny i górny kwartył, odpowiednio, 0,97 i 2,22 $\mu\text{W}/\text{m}^3$.

Według cytowanych autorów, ciepło radiogeniczne wykazuje trend wzrostowy wraz z zawartością SiO_2 oraz K_2O , a maleje przy zwiększaniu zawartości FeO , MgO i CaO w skale. Nie wykazano spodziewanej korelacji z P_2O_5 , który stanowi wskaźnik zawartości podkoncentrowującego uranu apatyty. Autorzy analizują też korelacje ze wskaźnikami geochemicznymi. Najwyraźniej ciepło radiogeniczne koreluje się ze wskaźnikiem MALI ($=C_{\text{Na}_2\text{O}} + C_{\text{K}_2\text{O}} - C_{\text{CaO}}$).

Kompilacja dużej ilości danych pozwoliła na uchwycenie różnicy między generowanym ciepłem w skałach maficznych skorupy oceanicznej i kontynentalnej, co można wiązać z dużym udziałem w budowie skorupy oceanicznej subalkalicznych bazaltów o niskim generowanym ciepłe.

W opracowaniu wskazano na dużą zmienność ciepła radiogenicznego nawet w obrębie tego samego rodzaju skały. Efekt zmienności szczególnie widoczny jest w pomiarach wykonywanych w skali próbki, gdzie o wyniku może decydować losowy udział pojedynczych ziaren silnie promieniotwórczych minerałów takich jak cyrkon czy monacyt. W dużo mniejszym stopniu efektowi zmienności podlegają uśrednione wyniki dla odsłoneń czy też całych plutonów. W opinii autorów zmienność generowanego ciepła w zależności od skali przestrzennej obserwacji jest jednak słabo rozpoznana.

8.1.2.4. Kompilacja Hasteroka i in. (2018)

Hasterok i in. (2018) zestawili i przeanalizowali ponad 200 tys. rekordów ciepła radiogenicznego generowanego w skałach, ze szczególnym uwzględnieniem skał metamorficznych. Autorzy wypracowali specjalną metodykę obliczania ciepła radiogenicznego w przypadku brakujących lub osiagających minimalny poziom detekcji oznaczeń Th lub U. Analiza danych wykazała, że relacje między generowanym ciepłem a koncentracjami głównych tlenków zasadniczo różnią się pomiędzy grupami skał osadowych a magmowych. Natomiast związki te pozostają praktycznie bez zmian przy przejściu do ich metamorficznych odpowiedników. Skały (meta)magmowe charakteryzują się wzrostem generowanego ciepła wraz ze wzrostem zawartości SiO_2 , a zwiększenie zawartości CaO , FeO , MgO i TiO_2 prowadzi do jego spadku, co jest zgodne z obserwacjami przedstawionymi we wcześniejszej kompilacji autorstwa Hasteroka & Webb (2017). Autorzy wiążą taką charakterystykę z zachowaniem litofilnych pierwiastków promieniotwórczych podczas procesów nadtapiania i frakcjonowania.

W grupie skał osadowych obserwowany jest niewielki spadek generowanego ciepła ze wzrostem SiO₂, przy jej zawartości powyżej 70%. Spadek generowanego ciepła przy zwiększaniu ilości krzemionki w skale osadowej można wiązać genetycznie z odprowadzaniem minerałów ilastych w toku procesów wietrzenia. W reżimie niskich zawartości SiO₂ obserwowany jest niewielki wzrost ciepła radiogenicznego ze wzrostem koncentracji SiO₂, co może być związane z charakterystyką radiogeniczności materiału detrytycznego oraz ilastego w zależności od zawartości krzemionki. W odróżnieniu od skał magmowych, ciepło radiogeniczne w skałach osadowych rośnie ze wzrostem zawartości Al₂O₃, TiO₂ i FeO. Zarówno w przypadku skał magmowych, jak i osadowych, wzrost zawartości K skutkuje wzrostem generowanego ciepła radiogenicznego. Wysokie wartości generowanego ciepła charakteryzują skały pelitowe, skały psammitowe wykazują wartości pośrednie, a kwarcyty, kwarcowe arenity oraz węglany osiągają najniższe wartości, nieprzekraczające 1 μW/m³.

Cytowani autorzy przeprowadzili szczegółową analizę potencjalnej zależności ciepła radiogenicznego od stopnia metamorfizmu. W tym celu dane zostały zredukowane względem dopasowanych empirycznie uśrednionych zależności generowanego ciepła od zawartości SiO₂, w wyodrębnionych grupach skał o osadowym i magmowym protolicie. Jedynie w przypadku eklogitów oraz metaosadowych amfibolitów dostrzeżono systematyczny wpływ metamorfizmu na generowane ciepło. Obniżone ciepło radiogeniczne w eklogitach, w porównaniu z innymi skałami o zbliżonej zawartości SiO₂, wynika ze specyfiki ich protolitu, natomiast przyczyna występowania anomalnie niskich wartości w przypadku metaosadowych amfibolitów nie została rozpoznana.

8.1.3. Zależność generowanego ciepła od głębokości

Zaobserwowany w późnych latach 60-tych XX w. liniowy związek między powierzchniowym strumieniem cieplnym a generacją ciepła radiogenicznego rejestrowanego na powierzchni, legł u podstaw koncepcji prowincji termalnej (Birch et al., 1968; Roy i in., 1968; Lachenbruch, 1970). Zmienność powierzchniowego strumienia w obrębie danej prowincji interpretowano jako odzwierciedlenie przestrzennego zróżnicowania ciepła wygenerowanego w skorupie. Zakładano z kolei, że wartość strumienia zredukowana do poziomu zerowego ciepła radiogenicznego powinna określać rozmiar jednorodnego w obrębie prowincji strumienia cieplnego pochodzącego z płaszcza. Przyjmując powierzchniowe wartości ciepła radiogenicznego za reprezentatywne dla całego profilu skorupowego, uzyskiwano nierealistycznie niskie, niekiedy ujemne wartości strumienia cieplnego na granicy skorupa-płaszcz (np. Morgan & Sass, 1984), co wskazywało na spadek ciepła radiogenicznego wraz ze wzrostem głębokości. Zaproponowane zostały różne rozkłady ciepła radiogenicznego z głębokością, przy czym największą popularność zdobył prosty model spadku wykładniczego (Lachenbruch, 1970), który sprawdzał się też dla obszarów poddanych erozji o zróżnicowanym stopniu.

O ile model wykładniczego zaniku generowanego ciepła z głębokością może stanowić poprawny opis rzeczywistego rozkładu dla batolitów albo silnie zdyferencjonowanej skorupy (Lachenbruch & Bunker, 1971; Kumar & Reddy, 2004), o tyle w dużej części pozostałych przypadków próby jego zastosowania napotykają duże trudności (Mareschal & Jaupart,

2013). Problemy pojawiają się m. in. przy szczegółowym dopasowywaniu modelu wykładniczego, gdyż stałe zaniku otrzymywane na podstawie badań lokalnych są często inne niż te uzyskiwane w badaniach regionalnych, prowadzonych już w skali całej prowincji termicznej (Sawka & Chappell, 1988). Liczne kampanie pomiarowe pokazały, że ciepło radiogeniczne może wykazywać stopniowy lub skokowy przyrost z głębokością (Nicolaysen et al., 1981; Ashwal et al., 1987; Kremenetsky et al., 1989; Ketcham, 1996; Pribnow & Winter, 1997). Dodatkowe problemy wiążą się z trójwymiarowym charakterem obiektów geologicznych. Modele rozkładu temperatury w ośrodku z realistycznym geometrycznym rozkładem niejednorodności pokazują, że pomimo zaznaczającej się korelacji między powierzchniowym strumieniem a generowanym ciepłem, nie jest ona użyteczna przy określaniu skorupowej struktury termicznej (Furlong and Chapman, 1987). Należy też zwrócić uwagę na problemy z dostępem do danych z dużych głębokości, co jest związane z dość ograniczoną głębokością otworów wiertniczych oraz rzadkim występowaniem ekshumowanych kompleksów skalnych, w przypadku których problematyczne są dodatkowo niekiedy oznaczenia paleogłębokości. Historycznie, problemy stwarzało też oznaczanie niskich wartości generowanego ciepła, ale obecnie dzięki rozwojowi nowej generacji spektrometrów i innych metod analitycznych dostępne progi czułości detekcji uległy znacznej poprawie.

8.1.4. Pośrednie metody oznaczania ciepła radiogenicznego

Zróznicowanie ciepła radiogenicznego w głębokich partiach skorupy ziemskiej istotnie wpływa na pionowy rozkład temperatury w litosferze. Znajomość strumienia ciepłego docierającego w danym obszarze (prowincji termicznej) z płaszcza pozwala na oszacowanie sumarycznego rozmiaru ciepła radiogenicznego generowanego w profilu skorupowym, ale nie daje możliwości bezpośredniej oceny jego zmienności z głębokością. W celu rozwiązania tego problemu zaproponowane zostały pośrednie metody szacowania generowanego ciepła w skałach występujących na głębokościach niedostępnych bezpośrednim badaniom. Zgodnie z przedstawionymi wcześniej rozważaniami, ciepło radiogeniczne w skałach zależy przede wszystkim od zawartości U i Th, a w mniejszym stopniu od zawartości K. Pierwiastki śladowe, takie jak U i Th, nie mają istotnego wpływu na większość parametrów petrofizycznych, co uniemożliwia bezpośrednie obrazowanie ciepła radiogenicznego metodami głębokich sondowań geofizycznych. Niemniej jednak prowadzono badania laboratoryjne mające na celu rozpoznanie stopnia empirycznych korelacji między ciepłem radiogenicznym a różnymi parametrami petrofizycznymi. W szczególności analizowano poziom korelacji w próbkach skał krystalicznych między ciepłem radiogenicznym a ciężarem właściwym i prędkością fal sejsmicznych (Rybach, 1976; Allis, 1979; Rybach, 1979; Rybach & Buntebarth, 1982).

Rybach & Buntebarth (1982) proponują następujący empiryczny związek między ciepłem radiogenicznym A a prędkością fal sejsmicznych V_p (dla ciśnienia 50 MPa, tj. na głębokości ok. 2 km w warunkach braku znacznej wartości tektonicznej kompresji poziomej):

$$\ln A = 16.5 - 2.74 * V_p$$

Według cytowanych autorów, wzór ten znajduje szerokie zastosowanie dla skał krystalicznych, z wyłączeniem serpentynitów i kilku nietypowych rodzajów skał, wyraźnie odbiegających od zaproponowanego trendu. Rybach & Buntebarth (1982) wskazują na kompensujący charakter wpływu wzrostu ciśnienia i temperatury na prędkość fali V_p , dzięki czemu zaproponowana zależność empiryczna ma mieć zastosowanie dla skał w warunkach *in situ* w szerokim przedziale głębokości. W swojej kolejnej pracy (Rybach & Buntebarth, 1984) cytowani autorzy podają jednak zmodyfikowane wyrażenia dla zależności między ciepłem radiogenicznym a prędkości fali V_p dla innych warunków ciśnienia (100 MPa i 200 MPa). Rybach & Buntebarth (1984) wskazują także na obniżone wartości ciepła radiogenicznego w skałach prekambryjskich w porównaniu z analizowanymi wcześniej skałami o wiekach fanerozoicznych i proponują dla nich odrębny zestaw empirycznych zależności. Wprowadzają także wyrażenia korygujące prędkości fali V_p zmierzone w warunkach ciśnienia i temperatury *in situ* do warunków laboratoryjnych.

Opisane podejście do oznaczania ciepła radiogenicznego w oparciu o empiryczne związki z ciężarem właściwym, czy też – pośrednio - z prędkością fali sejsmicznej, spotkało się z dość krytycznym przyjęciem. W oparciu o pomiary z obszaru Kanady, Fountain (1986) wykazał duże zróżnicowanie ciepła radiogenicznego w obrębie badanego szerokiego spektrum odmian litologicznych, co powiązał ze złożonymi procesami geochemicznymi działającymi na etapie zarówno powstawania skał, jak i też ich późniejszych przemian. W opinii tego autora, korelacja pomiędzy ciepłem radiogenicznym a prędkością fali V_p jest zbyt słaba, właśnie ze względu na bardzo duży rozrzut ciepła radiogenicznego, w skałach o podobnych parametrach petrofizycznych, co sprawia, że empiryczny wzór podany przez Rybacha (1982) jest w praktyce nie do zastosowania. Fountain (1986) podkreśla, że zarówno prędkość fali V_p , jak i ciężar właściwy, kontrolowane są przez główne składniki skały, podczas gdy pierwiastki promieniotwórcze lokują się głównie w minerałach akcesorycznych. W opinii tego autora, brak wyraźnej korelacji między pierwiastkami głównymi i śladowymi stanowi główny powód słabego powiązania między ciepłem radiogenicznym a parametrami petrofizycznymi typu prędkości fali sejsmicznej. W odpowiedzi Rybach & Buntebarth (1987) podkreślają statystyczny charakter zależności między ciepłem radiogenicznym a prędkością fali V_p , która ujawnia się dopiero przy analizie uśrednionych zestawów danych od dużej liczbie indywidualnych rekordów. Fountain (1987) podtrzymuje jednak swoje wątpliwości, wskazując m.in. na szereg czynników wpływających na prędkość fali sejsmicznej V_p , które z kolei nie mają wpływu na wielkość generowanego ciepła.

Wyniki pomiarów ciepła radiogenicznego oraz prędkości fali V_p w skałach metamorficznych i magmowych przedstawione w pracy autorstwa Kerna & Siegesmund (1989), nie potwierdziły występowania istotnej korelacji między analizowanymi parametrami. Według autorów parametry te wykazują pewien stopień powiązania po zawężeniu analizowanej puli do skał magmowych, a użycie indeksu upakowania kationów w miejsce parametru prędkości fali sejsmicznej prowadzi do nieco lepszej korelacji. Čermak i in (1990) przeprowadzili reinterpretację i ponowną analizę danych przedstawionych przez Kerna i Siegesmund (1989), dowodząc, że poziom korelacji jest jednak wysoki i porównywalny z tym, który został przedstawiony w oryginalnej pracy autorstwa Rybacha i Buntebartha (1982).

Wysokorozdzielcze pomiary przeprowadzone na rdzeniu z pilotażowego odwiertu KTB wykazały generalny trend spadku generowanego ciepła ze wzrostem prędkości sejsmicznej (Huenges, 1997), ale nie pozwoliły na bezpośrednie zweryfikowanie zależności przedstawionych przez Rybacha i Buntebartha (1982; 1984).

W oparciu o pomiary przeprowadzone dla ponad 200 próbek pochodzących z krystalicznego podłoża Finlandii, Kukkonen i Peltoniemi (1998) określili współczynnik korelacji między ciepłem radiogenicznym a prędkością fal sejsmicznych V_p na poziomie -0,55 i uznali go za niski, a metodę pośredniej oceny ciepła radiogenicznego na podstawie analizy parametru prędkości fali sejsmicznego za mało perspektywiczną. Brady i in. (2006) wskazują na brak wyraźnej korelacji między zawartością SiO_2 a pierwiastkami promieniotwórczymi, co pośrednio wskazuje na problemy z użyciem prędkości V_p jako wskaźnika ciepła radiogenicznego. Krytyczna ocena metody pośredniej rozwijanej przez Rybacha i współpracowników znalazła się też w pracach prezentujących współczesne, rozbudowane kompilacje pomiarów ciepła radiogenicznego skał (Hasterok & Chapman, 2011; Artemieva i in. 2017; Veikkolainen & Kukkonen, 2019).

Z kolei Hasterok & Webb (2017), na podstawie analizy 100 tys. rekordów dla skał magmowych, stwierdzili wyraźny związek między medianami ciepła radiogenicznego a medianami prędkości fali V_p dla wyróżnionych odmian skalnych. Wyraźna korelacja występuje także między uśrednionymi w grupach skalnych wartościami generowanego ciepła i ciężaru właściwego. Przedstawione przez tych autorów korelacje nie działają dla skał o skrajnym chemizmie oraz w reżimie małych głębokości ze względu na obecność spękań, które silnie wpływają na prędkość sejsmiczną. Cyowani autorzy zwracają także uwagę na obecność wyraźnej korelacji między generowanym ciepłem odniesionym do jednostki masy (standardowo ciepło radiogeniczne podawane jest w odniesieniu do jednostki objętości) a prędkością fali P i ciężarem właściwym, co pokazuje, że wykazane korelacje nie są jedynie artefaktem obranego sposobu normalizacji generowanego ciepła. W opinii autorów omawianej pracy, udokumentowane korelacje mają charakter czysto empiryczny. Pomimo braku możliwości wskazania mechanizmu odpowiedzialnego za związek między generowanym ciepłem a prędkością fal V_p , zdaniem tych autorów podejście empiryczne ma przewagę nad arbitralnym przypisywaniem parametru ciepła radiogenicznego w litosferycznych modelach termicznych.

8.1.5. Stan rozpoznania generowanego ciepła radiogenicznego na wybranych obszarach świata

Poniżej opisane są wybrane przykłady kampanii pomiarowych opartych na badaniach powierzchniowych lub otworowych, które miały na celu rozpoznanie rozkładu ciepła radiogenicznego w skałach różnych obszarów świata. Celem tego zestawienia jest przede wszystkim porównanie metodyki prac prowadzonych przez różne zespoły badawcze, identyfikacja typowych wyzwań oraz problemów napotykanych podczas prowadzenia tego typu badań, a także krótkie omówienie uzyskanych wyników. W zestawieniu skupiono się na kampaniach pomiarowych prowadzonych w skałach krystalicznych.

Należy zauważyć, że bezpośrednie metody badania ciepła radiogenicznego pozwalają przede wszystkim na analizę skał występujących w strefie przypowierzchniowej. W przypadku stosowania metody radiometrycznej wymagane są odsłonięcia płaskich powierzchni skalnych o odpowiednio dużych rozmiarach. Punktowo, w otworach wiertniczych lub pochodzących z nich rdzeniach, mogą zostać zbadane skały pochodzące z głębokości zazwyczaj nie przekraczających kilka km. O poziomie generowanego ciepła radiogenicznego na większych głębokościach możemy jedynie wnioskować na podstawie opisanych wcześniej metod pośrednich lub bezpośrednich badań sporadycznie występujących ekshumowanych kompleksów pochodzących z dolnej skorupy lub płaszczu. „Oknem badawczym” dla skał płaszczu są też ksenolity występujące w skałach wulkanicznych, ale należy pamiętać, że nie stanowią one jego reprezentatywnego opróbowania, a dodatkowo ich chemizm może być zaburzony ze względu na interakcję z fluidami magmowymi.

8.1.5.1. Batolit Sierra Nevada, USA

Batolit Sierra Nevada stanowi wydłużony i zapadający ku północy miąższy fragment skorupy jurajsko-kredowego magmowego łuku kontynentalnego. W jego części północnej i środkowej występują skryształizowane na niewielkich głębokościach, nie przekraczających 4 km, serie ekstruzywne, których intruzywne odpowiedniki, znajdujące się w części południowej, krystalizowały na głębokościach w przedziale 25-30 km. Dodatkowych informacji o głębokim podłożu omawianego masywu magmowego dostarczają występujące w obrębie batolitu ksenolity, które pochodzą z głębokości dochodzących do 125 km.

Brady i in. (2006) przedstawili własne oraz zestawili opublikowane wyniki oznaczeń zawartości U, Th i K w skałach z Kalifornii (głównie pochodzących z batolitu Sierra Nevada), wraz z dostępnymi szacunkami głębokości krystalizacji podczas późnej kredy, opartymi na petrologicznych oznaczeniach paleociśnienia. Oznaczenia zawartości U, Th i K wykonane zostały w oparciu o pomiary chemizmu skał metodą ICP-MS.

Przeliczenie uzyskanych wyników geochemicznych wskazuje na występowanie przypowierzchniowej warstwy o miąższości 3 km, charakteryzującej się ciepłem radiogenicznym na poziomie ok. $2 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Wraz z wzrostem głębokości generacja ciepła radiogenicznego rośnie i w przedziale głębokości 5-10 km osiąga szczytowe wartości, które po uśrednieniu wynoszą ok. $3.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Mediana generowanego ciepła w skałach krystalizujących na głębokościach w przedziale 10-40 km wynosi $1.82 \mu\text{W}/\text{m}^3$, a poniżej 40 km (eklogity i perydotyty z ksenolitów) ciepło radiogeniczne jest wyraźnie niższe – dla tych skał odnotowano wartość średnią wynoszącą jedynie $0.14 \mu\text{W}/\text{m}^3$.

Rozkład generowanego ciepła z (paleo)głębokością opracowany przez Brady i in. (2006) nie jest w pełni zgodny z klasycznym modelem Lachenbrucha (1970), przewidującym jednostajny, wykładniczy zanik generowanego ciepła z głębokością. Dodatkowo, w przedziale głębokości 15-40 km nie stwierdzono występowania wyraźnego trendu zmian ciepła radiogenicznego, co pozostaje w zgodzie z obserwowaną jednorodnością składu mineralnego analizowanych skał batolitu Sierra Nevada.

Brady i in. (2006) interpretują podwyższone wartości generowanego ciepła w strefie z głębokości 5-10 km jako przejaw zwiększonej zawartości pierwiastków promieniotwórczych

związanej z aktywnością hydrotermalną lub dyferencjacją magmową. Zmiany generowanego ciepła radiogenicznego z głębokością odzwierciedlają głównie zróżnicowanie zawartości U i Th. Zawartość potasu wykazuje mniejszą zmienność, a poza tym ma wyraźnie mniejszy wpływ na generowane ciepło niż U i Th. Wyniki badań przeprowadzonych w skałach batolitu Sierra Nevada pokazują brak wyraźnej korelacji między zawartością SiO_2 a generowanym ciepłem radiogenicznym.

Cytowani autorzy szacują, że na obszarze występowania batolitu Sierra Nevada generowane ciepło radiogeniczne przyczynia się do powierzchniowej gęstości strumienia na poziomie ok. 40 mW/m^2 , co przy całkowitym strumieniu na poziomie dochodzącym obecnie do ok. 50 mW/m^2 , wskazuje na niski udział składowej płaszczowej. Autorzy podkreślają jednak, że ze względu na delaminację korzenia litosferycznego ok. 10 Ma, ich empiryczny model rozkładu generowanego ciepła opracowany na podstawie późnokredowych paleogłębokości, nie znajduje bezpośredniego zastosowania dla obecnej struktury litosfery na obszarze Sierra Nevada.

8.1.5.2. Norwegia

Slagstad (2008) zaprezentował omówienie wyników 2 tys. nowych oznaczeń ciepła radiogenicznego uzyskanych w ramach projektu realizowanego przez NGU (Norweska Służba Geologiczna), we współpracy ze Statoil. Realizowany projekt miał na celu szczegółowe rozpoznanie parametrów termicznych skał występujących na obszarze Norwegii. Dodatkowo zestawiono 2 tys. oznaczeń generowanego ciepła, które zostały przeliczone głównie na podstawie opublikowanych analiz chemicznych. Dla większości próbek nowe oznaczenia wykonane zostały w oparciu o analizy chemiczne metodami XRF (K) i LA-ICP-MS (U,Th). Część oznaczeń archiwalnych wykonano z wykorzystaniem spektrometrii gamma. Dla niektórych obszarów dysponowano pomiarami obydwu typów, tj. geochemicznym i radiometrycznym i w większości przypadku zaobserwowano ich wysoką zbieżność. W celu dyskusji wyników wyodrębnione zostały jednostki geologiczne na podstawie litologii i wieku występujących tam skał oraz rozpoznanych ścieżek ewolucji tektonometamorficznej. Uzyskane wyniki posłużyły też do skonstruowania mapy uśrednionych wartości generowanego ciepła radiogenicznego w obrębie poszczególnych jednostek geologicznych.

Analiza uzyskanych danych pozwoliła stwierdzić, że generowane ciepło w największym stopniu kontrolowane jest przez litologię. Skały maficzne (gabro, amfibolity, dioryty, łupki zieleńcowe) charakteryzują się niskimi wartościami ciepła radiogenicznego, na średnim poziomie $0,74 \mu\text{W/m}^3$. Granodioryty i skały (meta)osadowe (kwarcyty, fyllity, łupki łyszczykowe, arkozy, szarogłazy) wykazują pośrednie wartości generowanego ciepła, które po uśrednieniu dają $1,55 \mu\text{W/m}^3$. Natomiast średnia wartość ciepła radiogenicznego w granitach i felzytowych gnejsach jest najwyższa i wynosi $2,95 \mu\text{W/m}^3$.

Cytowany autor zauważa, że różnice w obrębie tej samej grupy litologicznej mogą przekraczać rząd wielkości. W przypadku skał metaosadowych wraz ze wzrostem zawartości SiO_2 obserwowany jest początkowo przyrost generowanego ciepła, który przechodzi w spadek dla wysokiego poziomu SiO_2 w skale. W pozostałych grupach obserwowany jest

systematyczny przyrost ciepła radiogenicznego wraz ze wzrostem zawartości SiO₂, ale tylko do pewnego krytycznego poziomu. Pokazana została również wyraźna korelacja między generowanym ciepłem a zawartością REE, co, zgodnie z ogólnie przyjętą opinią, wskazuje na to, że nośnikami pierwiastków promieniotwórczych w skałach są głównie minerały akcesoryczne.

Zebrane dane uwidaczniają również wpływ środowiska tektonicznego na ciepło radiogeniczne generowane w skałach. Przykładowo, skały magmowe tworzące się w warunkach wewnątrzpłyty, związane najczęściej z nadtapianiem dolnej skorupy, charakteryzują się wyższymi wartościami generowanego ciepła niż plutonity powstające na krawędziach płyt tektonicznych, które tworzą się w efekcie nadtapiania zubożonego w pierwiastki radioaktywne płaszcz. Nie stwierdzono wyraźnej korelacji między poziomem generowanego ciepła radiogenicznego a wiekiem skały. Dość niskie wartości stwierdzono w przypadku archaicznych gnejsów, ale jeszcze niższe poziomy ciepła radiogenicznego zostały zaobserwowane w przypadku gnejsów paleo- (Lofoty) i neoproterozoicznych (Egersund).

Zbiorcze zestawienie danych uzyskanych dla skał magmowych i gnejsów uwidacznia generalny trend spadkowy ciepła radiogenicznego wraz ze wzrostem ciężaru właściwego, ale pomiary wykazują duże odchylenia od linii trendu, sięgające dwóch rzędów wielkości. W przypadku skał metaosadowych obserwowany jest niewielki przyrost generowanego ciepła podczas przejścia od niskich do pośrednich wartości ciężaru właściwego, zaś dla dużych wartości ciężaru właściwego zaznacza się spadek generacji ciepła, przy czym pomiary wykazują nieco mniejsze odchylenia od trendu niż w przypadku skał krystalicznych.

Pascal & Rudlang (2016) opisują wystąpienie najbardziej radioaktywnego granitu z obszaru Norwegii. Granit Løvstakken z okolic Bergen charakteryzuje się średnimi zawartościami U na poziomie 18 ppm, Th – 58 ppm, i 6% K (podane wartości odpowiadają medianom dla ilości próbek N=87). Lokalnie zawartość U osiąga 69 ppm, co może prowadzić do występowania zagrożenia radonowego. Uśrednione ciepło radiogeniczne generowane przez granit Løvstakken określono na poziomie 8 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, przy maksymalnej zmierzonej wartości 24 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Badania prowadzono w warunkach polowych z wykorzystaniem ręcznego spektrometru Exploranium GR-256 (detektor o objętości 21 cali sześciennych). W toku badań przeprowadzono 502 pomiary radiometryczne w 281 punktach w rejonie Bergen. Potwierdzono zaobserwowane wcześniej bardzo niskie zawartości U i Th w serii granulitowej płaszczowiny Lindås.

Wykluczając lokalne wystąpienia silnie promieniotwórczych żył pegmatytowych, najwyższe zawartości U (~100 ppm) stwierdzono w bogatych w materię organiczną łupkach ałunowych występujących w ryfcie Oslo, co przekłada się na ciepło radiogeniczne sięgające niekiedy 30 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Slagstad i in, 2009).

8.1.5.3. Finlandia

W Finlandii badania strumienia cieplnego oraz parametrów termicznych skał, w tym ciepła radiogenicznego, mają długą tradycję. Badania takie były prowadzone m.in. ze względu na plany budowy instalacji geotermalnych. Wczesne prace realizowano w oparciu o próbki pochodzące z glin polodowcowych, co efektywnie prowadziło do znacznego uśredniania

uzyskiwanych wyników. W latach 90-tych XX w. Fińska Służba Geologiczna przeprowadziła rozległą kampanię pomiarów geochemicznych i petrofizycznych na ponad 6500 próbkach pobranych w odsłonięciach i płytkich otworach z obszaru 330 tys. km² (Raislainen i in., 2007, 2008). Wyniki tych badań (zawartości U, Th, K oraz oznaczenia ciężaru właściwego) posłużyły do stworzenia szczegółowej mapy rozkładu ciepła radiogenicznego w przypowierzchniowych skałach na obszarze Finlandii (Veikkolainen & Kukkonen, 2019).

Po uśrednieniu wszystkich pomiarów (po wcześniejszym odrzuceniu pomiarów poniżej progów detekcji) uzyskano następujące zawartości pierwiastków istotnych z punktu widzenia promieniotwórczości skał: 2,00 ppm dla U, 8,97 ppm dla Th oraz 2,21 % dla K (średnie arytmetyczne). Średnia arytmetyczna ciepła radiogenicznego wyniosła 1,34 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (wartość zdecydowanie wyższa niż globalna średnia dla skał archaicznych i proterozoicznych). Indywidualne pomiary charakteryzują się dużym rozrzutem, co objawia się wysokimi wartościami standardowego odchylenia. Maksymalne zmierzone zawartości wyniosły 54,8 ppm dla U, 271 ppm dla Th oraz 8,6 % dla K, a maksymalne obliczone ciepło radiogeniczne osiągnęło wartość zbliżoną do 20 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Udział uranu i toru w generowaniu ciepła radiogenicznego w skałach z obszaru Finlandii jest dominujący, natomiast wpływ potasu jest wyraźnie mniejszy.

Na podstawie uzyskanych wyników skonstruowane zostały mapy powierzchniowego rozkładu zawartości K, U i Th, ciężaru właściwego oraz ciepła radiogenicznego dla obszaru całej Finlandii. Analizowano także stosunek Th/U. Ze względu na dość wysoki lokalny poziom niejednorodności generowanego ciepła radiogenicznego, analizowane rozkłady zostały wygładzone i przeinterpolowane na regularną siatkę z wykorzystaniem metody kriggingu. W uzyskanym obrazie wyraźnie wyodrębniają się obszary występowania granitów rapakivi oraz post-orogenicznych, paleoproterozoicznych granitoidów, które charakteryzują się wysokimi wartościami generowanego ciepła (3-5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$). W analizowanej puli prób zaobserwowano wzrost ciepła radiogenicznego wraz ze wzrostem zawartości SiO₂. Nie stwierdzono systematycznego związku między poziomem generowanego ciepła a stopniem metamorfizmu.

Autorzy przeprowadzili także analizę zależności między powierzchniowym strumieniem cieplnym, skorygowanym o poprawkę paleoklimatyczną, a powierzchniowym generowanym ciepłem, uzyskując współczynnik korelacji na poziomie 0.35. Zwrócono uwagę na duży wpływ parametrów wygładzania przy prowadzeniu tego typu analiz.

8.1.5.4. Australia

Na obszarze Australii wyróżniono 3 prowincje termiczne. Archaiczna Prowincja Zachodnia charakteryzuje się strumieniem cieplnym na poziomie ok. 40 mW/m^2 , co jest wartością typową dla obszarów występowania skał archaicznych. Strumień cieplny w Prowincji Zachodniej jest dużo wyższy i po uśrednieniu wynosi ok. 70 mW/m^2 . Obszar ten został skonsolidowany w paleozoiku i doświadczył rozległego kenozoicznego magmatyzmu. Zdominowana przez skały proterozoiczne Prowincja Centralna charakteryzuje się najwyższymi wartościami strumienia cieplnego, który osiąga średnio 80 mW/m^2 . Wartość ta

jest wyraźnie wyższa od typowych wartości rejestrowanych w obszarach występowania kratonów proterozoicznych.

Na obszarze Prowincji Centralnej nie obserwuje się przejawów zarówno współczesnej aktywności tektonicznej, jak i aktywności magmowej. Charakteryzuje się on też niskim tempem denudacji. Szczegółowe analizy pokazały, że zaobserwowane wysokie wartości strumienia nie są związane z systematycznymi błędami pomiarowymi, a ich anomalny charakter nie wynika z aktywności procesów klimatycznych (McLaren i in., 2003). W Prowincji Centralnej występuje najgrubsza skorupa (45km) na kontynencie australijskim, a pogrubiona litosfera osiąga miąższość dochodzącą do 250 km, z czym związane są niskie wartości strumienia z płaszcza oceniane na 10 mW/m^2 . W efekcie wkład skorupowy do powierzchniowego strumienia ciepłego jest szacowany na poziomie dochodzącym do 70 mW/m^2 , co implikuje bardzo wysokie średnie ciepło radiogeniczne generowane w profilu skorupowym ($1,6 \text{ } \mu\text{W/m}^3$).

McLaren i in. (2003) dokonali kompilacji ponad 6 tys. pomiarów pochodzących z niemalże 500 różnych odmian skalnych z obszaru Prowincji Centralnej. Istotną litologią na tym obszarze są granity typu I. Uśrednione po zważeniu przez powierzchnię występowania generowane ciepło z granitów i odpowiadających im skał wulkanicznych wynosi aż $4,6 \text{ } \mu\text{W/m}^3$, co jest znaczenie powyżej typowych wartości dla tego typu skał. Obserwacje te potwierdzają anomalnie wysoki udział skorupowego ciepła radiogenicznego w kształtowaniu powierzchniowego strumienia ciepłego na tym obszarze. Autorzy dokonują też szacunków horyzontalnego zróżnicowania powierzchniowego ciepła radiogenicznego i jego wpływu na obserwowane relacje strumień ciepły - generowane ciepło.

Middleton (2013) opisał wyniki polowych badań ciepła radiogenicznego w obrzeżeniu kratonu Yilgarn w południowo-wschodniej Australii. Pomiarzy były prowadzone z użyciem polowego spektrometru RS-125. Obszar badań znajduje się w obrębie termicznej Prowincji Wschodniej i tradycyjnie nie był postrzegany jako interesujący z punktu widzenia zastosowań geotermalnych. W toku badań skupiono się na granitoidach otrzymując wyniki ciepła radiogenicznego w zakresie od 4 aż do $10,2 \text{ } \mu\text{W/m}^3$. W jednym z odsłoneń analizowano także lokalne zróżnicowanie generowanego ciepła na odcinku 100 m uzyskując wyniki w przedziale od 6 do $8 \text{ } \mu\text{W/m}^3$. W obrazie aeroradiometrycznym analizowany obszar wyraźnie wybija się na tle pozostałych jednostek we wschodniej Australii. Generowane ciepło wyznaczone w oparciu o dane aeroradiometryczne mieści się w zakresie 2,5 do $5,0 \text{ } \mu\text{W/m}^3$, czyli zgodnie z typowym zachowaniem pomiarów z powietrza wyraźnie niżej w porównaniu z pomiarami z odsłoneń, ale wciąż są to wartości dość wysokie.

8.1.5.5. Południowo-zachodnia Anglia

Występujące w SW części Anglii (Kornwalii) batolity granitowe o wieku waryscyjskim postrzegane są jako atrakcyjna lokalizacja dla instalacji geotermalnych typu HDR (Downing & Gray, 1986). W latach 1977-1988 przeprowadzono szeroko zakrojony program badań mający na celu rozpoznanie warunków geotermalnych na tym obszarze (Richards i in., 1991). W toku badań analizowano systemy spękań, stworzono na podstawie interpretacji pól potencjalnych i danych sejsmicznych modele geometryczne batolitów, badano stan naprężeń

in situ, przeprowadzono sondowania magnetotelluryczne oraz dokonano oceny ciśnienia płynów porowych. Na podstawie analizy temperatury w otworach (głównie w płytkich otworach o głębokości do 200 m) oraz pomiarów przewodności cieplnej próbek pochodzących z rdzeni dokonano oszacowania strumienia cieplnego. W kolejnych etapach prac rozpoznano, że ze względu na przepływy wód oraz zmiany klimatyczne dane pochodzące z płytkich otworów są problematyczne i zostały one uzupełnione pomiarami pochodzącymi ze znajdujących się w okolicy głębokich kopalń. Średnia gęstość powierzchniowego strumienia cieplnego na obszarze występowania granitów Kornwalii została oszacowana aż na ok. 120 mW/m² (Barker i in., 2000). Przeprowadzono także spektrometryczne pomiary ciepła radiogenicznego próbek z otworów.

Beamish & Busby (2016) przeprowadzili porównanie ciepła radiogenicznego zmierzonego w otworach z wysokorozdzielczymi pomiarami aeroradiometrycznymi (Beamish & White, 2014), które zostały skorygowane o efekty związane z osłabieniem sygnału w warstwie przypowierzchniowej. Autorzy przeprowadzili ponowną ocenę strumienia cieplnego z uwzględnieniem poprawki topograficznej i klimatycznej, która w płytkich 100 m otworach może osiągać poziom 25 mW/m². W toku analizy zrezygnowano z danych temperaturowych z kilku otworów ze względu na stwierdzone zaburzenia pomiarów, a także z wykazujących anomalnie wysokie gradienty termiczne danych kopalnianych. Generalnie uzyskano nieco wyższe wartości strumienia w porównaniu z raportowanymi wcześniej. Wykorzystując skorygowane szacunki strumienia cieplnego oraz pomierzone wartości generowanego ciepła w otworach skonstruowano modele rozkładu temperatury z głębokością, uwzględniając temperaturową zależność przewodności cieplnej. Uzyskano wyniki wskazujące na występowanie na głębokości 5 km w analizowanym obszarze temperatur w zakresie 185 do 221 °C. Model został bezpośrednio zweryfikowany przez porównanie z temperaturami zmierzonymi na głębokościach 2.1 i 2.6 km w głębokim otworze badawczym Rosemanowas.

Beamish & Busby (2016) przeprowadzili reinterpretację pomiarów aeroradiometrycznych, uwzględniając wpływ tłumienia sygnału w obrębie gleby oraz rugując dane uzyskane w obszarach występowania torfu. Porównanie uzyskanych wyników z uśrednionymi pomiarami pochodzącymi z otworów pozwoliło na opracowanie relacji korygujących. Skorygowane, wysokorozdzielcze dane aeroradiometryczne zostały użyte do szczegółowej analizy rozkładu powierzchniowego ciepła radiogenicznego w obrębie poszczególnych batolitów. Dzięki przeprowadzonej analizie wykryto strefy podwyższonego ciepła radiogenicznego, które mogą mieć genzę hydrotermalną.

8.1.5.6. Zachodnia część Masywu Czeskiego

W latach 2014-2018 Scharfenberg z zespołem (Scharfenberg i in. 2019) przeprowadził intensywne kampanie pomiarowe, podczas których wykonano łącznie 829 pomiarów radiometrycznych *in-situ* w odsłonięciach granitoidów waryscyjskich (tj. granitów, granodiorytów i diorytów) w trzech regionach (Fichtelgebirge, Oberpfalz, Bavarian Fores) na zachodnim obrzeżu Masywu Czeskiego. Wszystkie pomiary wykonano ręcznym spektrometrem gamma RS-230 wyprodukowanym przez Radiation Solutions (Kanada).

Instrument wyposażony w cylindryczny kryształ germanianu bizmutu ($\text{Bi}_4\text{Ge}_3\text{O}_{12}$ w skrócie BGO) o średnicy i wysokości równej 5,1 cm. Pomierzone w terenie zawartości K, U, Th, uzupełnione o gęstości uzyskane z literatury i pomiarów własnych zostały przeliczone na ciepło radiogeniczne. Granitoidy z wczesokarbońskich intruzji regionów Fichtelgebirge i Oberpfalz osiągają średnie wartości ciepła radiogenicznego na poziomie 4,8 i 4,0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, odpowiednio. Późnokarbońskie granity z tych regionów mają średnie ciepło na poziomach: 5,5 i 6,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Średnie ciepło radiogeniczne dla granitoidów z regionu Bavarian Fores wynosi około 4 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Dla wszystkich 829 pomiarów średnie ciepło radiogeniczne wynosi 4,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$.

8.1.5.7. Otwór KTB, Niemcy

Pribnow & Winter (1997) opisują wyniki pomiarów generowanego ciepła radiogenicznego przeprowadzonych na próbkach pochodzących z głębokich otworów KTB, przewierczających serię gnejsową oraz metabazyty. Otwór pomocniczy, który osiągnął głębokość 4 km był rdzeniowy w sposób ciągły, natomiast w przypadku głównego otworu o głębokości 9.1 km, badania przeprowadzono na próbkach skalnych pochodzących ze zwiercin. Prowadzono też pomiary z wykorzystaniem otworowego spektrometru promieniowania gamma. Spektrometryczne pomiary otworowe wykazały dość dobrą zbieżność z pomiarami laboratoryjnymi, co robi szczególnie wrażenie w przypadku analiz prowadzonych na zwiercinach, które nie stanowią materiału w pełni reprezentatywnego.

W efekcie przeprowadzonych badań wykazano przede wszystkim zależność generowanego ciepła od litologii. Natomiast nie udało się wykazać systematycznego spadku ciepła radiogenicznego z głębokością w analizowanym jej przedziale. Obserwowano znaczne fluktuacje generowanego ciepła w obrębie poszczególnych ogniów litologicznych, które można wiązać z ich wewnętrzną niejednorodnością.

Po uśrednieniu wyników dla analizowanego przedziału głębokości otrzymano wartość udziału generowanego ciepła radiogenicznego do powierzchniowego strumienia cieplnego, która wynosi ok. 10 mW/m^2 . Przeprowadzone pomiary strumienia cieplnego w otworze obarczone były natomiast zbyt dużym błędem, żeby bezpośrednio potwierdzić jego spadek z głębokością. Otwory KTB pozwoliły na sprofilowanie ok. 1/3 miąższości skorupy. Proste ekstrapolowanie pomierzonego generowanego ciepła z otworu w głąb skorupy prowadzi do zbyt wysokich wartości temperatury na granicy Moho. W swoich analizach cytowani autorzy rozważają różne scenariusze niejednorodności ciepła radiogenicznego w głębszych partiach skorupy. Warto zwrócić uwagę, że ekstrapolacja wyglądałaby znacząco różnie, gdyby wykonano płytszy otwór. Np. otwór do głębokości 4 km sugerowałby wzrost ciepła radiogenicznego z głębokością. Dodatkowo istotną rolę pełnią tutaj efekty trójwymiarowe. Obserwowany w przedziale głębokościowym 3-7 km metabazyt jest raczej w niewielkim stopniu rozprzestrzeniony obocznie. Autorzy podkreślają też istotną rolę rozpoznania zależności przewodności cieplnej od temperatury, która stanowi istotny czynnik przy modelowaniu rozkładu temperatury z głębokością.

8.1.6. Podsumowanie

Ciepło radiogeniczne stanowi ważny element budżetu cieplnego w litosferze, wpływając zarówno na powierzchniowy strumień cieplny, jak i na pole termiczne, a zmienność przestrzenna wytwarzania ciepła radiogenicznego jest jednym z najistotniejszych parametrów modeli termicznych. Skały wykazują ogromne zróżnicowanie produkcji ciepła radiogenicznego. Szczególnie wysokie wartości generowanego ciepła charakteryzują granitoidy, których wystąpienia mogą lokalnie prowadzić do obecności wyraźnie podwyższonego strumienia i anomalnie wysokich temperatur. Niekiedy obserwowane są odmiany granitów o wybitnie wysokich wartościach generowanego ciepła. Rozpoznanie tego typu „radiogenicznych granitów”, szczególnie o głębokim zakorzenieniu, stanowi kluczowy cel prospekcji geotermalnej w obszarach występowania skał krystalicznych.

Analiza ciepła radiogenicznego skał jest, wraz z analizą strumienia cieplnego, jednym z głównych narzędzi poszukiwania zasobów geotermalnych. Niestety, ciepło radiogeniczne jest wielkością fizyczną trudną do oznaczenia. Nie istnieją bezpośrednie metody, które umożliwiłyby głębokie sondowania pozwalające na rozpoznanie lokalnych wielkości produkcji ciepła radiogenicznego, a metody pośrednie są mało wiarygodne. W obszarach, w których brakuje oznaczenia generowanego ciepła w otworach wiertniczych, jedynym źródłem danych są pomiary powierzchniowe. W wielu obszarach zastosowanie wysokorozdzielczych badań aeroradiometrycznych, które zbierają sygnał jedynie z kilkudziesięciocentymetrowej warstwy przypowierzchniowej, jest problematyczne ze względu na występowanie pokrywy glebowej oraz młodych osadów. Właściwe określenie reprezentatywnych wartości generowanego ciepła w analizowanych odsłonięciach wymaga przeprowadzenia licznych, czasochłonnych pomiarów w celu rozpoznania charakteru i stopnia niejednorodności. Preferowane są metody radiometryczne, które w odróżnieniu od metod geochemicznych pozwalają na zbieranie sygnału z odpowiednio dużej objętości ośrodka.

Przeprowadzenie systematycznych badań powierzchniowych pozwala na określenie charakterystyki generowanego ciepła na danym obszarze. Ciepło radiogeniczne przede wszystkim zależy od rodzaju skały (litologii), a globalne modele efektów związanych ze stopniem metamorfizmu, głębokością, czy też wiekiem skały często zawodzą przy próbach ich stosowania na konkretnych obszarach. Z punktu widzenia modeli termicznych, kluczowe jest oszacowanie rozkładu pionowego i zmienności obocznej generowanego ciepła w całym profilu skorupowym. Dane otworowe mogą w najlepszym przypadku pozwolić na punktowe rozpoznanie generowanego ciepła do głębokości kilku kilometrów. W tym kontekście istotne jest geofizyczne rozpoznanie budowy geologicznej ośrodka, a w szczególności geometrii ciał granitoidowych.

Produkcja ciepła radiogenicznego jest ważnym, ale nie jedynym parametrem określającym obraz pola termicznego. Ważną rolę odgrywa także przewodność cieplna skał i jej zmienność z temperaturą. Istotną rolę mogą też pełnić niestacjonarne procesy termiczne. Zarówno wydarzenia tektoniczne, jak i działalność magmowa mogą wpływać na pole termiczne w skali całej skorupy. W warstwie przypowierzchniowej ważne są zaburzenia temperatury związane z długoterminowymi zmianami klimatycznymi oraz adwekcją ciepła stowarzyszoną z przepływami hydrogeologicznymi. Pełna prospekcja geotermalna wymaga rozpoznania

zarówno stanu termicznego ośrodka oraz parametrów materiałowych, jak i aktywności procesów zaburzających stacjonarny rozkład temperatury.

8.2. Metodyka i walidacja pomiarów spektrometrycznych

Celem przeprowadzonych walidacji było sprawdzenie dokładności polowych pomiarów spektrometrycznych. Na początku tego podrozdziału prezentuje się podstawowe informacje dotyczące typów detektorów gamma, ich budowy i parametrów oraz metod oceny błędu pomiaru. Następnie omawiana jest metodyka wykonywania pomiarów polowych w kamieniołomach, jak i również pomiarów porównawczych w laboratorium, tj. analiz chemicznych i gamma spektrometrycznych przeprowadzonych na próbach pobranych w terenie. W dalszej części zawarte są porównania między sobą wyników uzyskanych przy pomocy trzech spektrometrów polowych i dodatkowo analizami chemicznymi, jak i laboratoryjnymi pomiarami spektrometrycznymi. Na końcu podrozdziału znajduje się omówienie wyników z zakończonego w 2013 roku projektu PSG zrealizowanego na zlecenie Ministerstwa Środowiska pt. *Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (hot dry rocks) w Polsce* (Wójcicki i in., 2013) pod kątem przeprowadzonych tam analiz i pomiarów, które mogą zostać wykorzystane do szacowania ciepła radiogenicznego.

8.2.1. Rodzaje detektorów gamma i ich główne parametry

Do detekcji promieniowania gamma używa się następujących detektorów gamma:

- Gazowe (np. Geigera-Mueller), gdzie pod wpływem działania promieniowania gamma gaz zamknięty w komorze ulega jonizacji, a wytworzony w ten sposób prąd jonowy jest proporcjonalny do wielkości promieniowania. Detektory gazowe nie są w stanie wykryć rodzaju promieniowania ani rozróżnić jego energii.
- Scyntylicyjne, w których fotony gamma wzbudzają atomy materiału scyntylicyjnego na wyższe stany energetyczne, które powracając do stanu podstawowego emitują światło widzialne. Natężenie światła jest proporcjonalne do energii pierwotnego kwantu gamma, stąd detektory tego typu potrafią mierzyć energię promieniowania.
- Półprzewodnikowe (np. germanowe), gdzie pod wpływem promieniowania gamma dochodzi do jonizacji atomów bezpośrednio w półprzewodniku. Kwant gamma o danej energii produkuje dziesięciokrotnie więcej nośników prądu niż w gazie. Detektory półprzewodnikowe mają również znacznie lepszą rozdzielczość energetyczną od detektorów scyntylicyjnych, ale ta zdolność ujawnia się dopiero w bardzo niskich temperaturach (detektory germanowe pozwalają na efektywną rejestrację kwantów gamma o energiach aż do kilku megawatów pod warunkiem pracy w temperaturze ciekłego azotu, tj. ok. -195°C), co utrudnia stosowanie tych detektorów bezpośrednio w terenie.

Główne parametry detektorów gamma:

- **Czułość**, minimalna energia kwantu gamma wystarczająca do wykrycia sygnału.

- **Wydajność**, liczba zarejestrowanych kwantów gamma do liczby kwantów wpadającej do objętości czynnej detektora. Często wydajność definiuje się jako “względna” w porównaniu do referencyjnego detektora scyntylacyjnego NaI(Tl) w kształcie walca o średnicy 7,6cm i wysokości 7,6cm.
- **Czas odpowiedzi**, czas pomiędzy wniknięciem kwantu gamma do detektora a uformowaniem sygnału wyjściowego. Podobnie definiowany jest czas martwy detektora, jako czas jaki musi upłynąć pomiędzy zarejestrowaniem zliczenia kwantu gamma, a ponownym osiągnięciem przez detektor gotowości do rejestracji kolejnego zdarzenia.
- **Energetyczna zdolność rozdzielcza** to stosunek szerokości połówkowej fotopiku (FWHM z ang. *Full Width at Half Maximum*) do amplitudy sygnału. Im lepsza zdolność rozdzielcza, tym lepiej możemy rozróżnić kwanty gamma o różnych energiach. W urządzeniach do pomiarów w terenie przeważnie parametr ten podaje się dla fotopiku o energii 662 keV, co odpowiada energii promieniowania izotopu ^{137}Cs .

8.2.2. Budowa i zasada działania scyntylacyjnego spektrometru gamma

W spektrometrze scyntylacyjnym (Figura 8.1) energia fotonu gamma zostaje zamieniona na błysk świetlny o odpowiednim natężeniu. Światło pada na fotokatodę fotopowielacza, wybijając z niej elektrony, które są przyspieszane i powielane pomiędzy elektrodami, zwanymi dynodami. W efekcie fotopowielacz daje impuls elektryczny proporcjonalny do wielkości promieniowania gamma i jego energii. Kluczową rolę w detektorach scyntylacyjnych pełnią kryształy, które absorbują kwanty gamma i przekształcają je w energię impulsów świetlnych. Listę głównych kryształów scyntylacyjnych oraz ich właściwości można znaleźć w Gilmore (2011, str. 208).

Ze względu na wysoką wydajność kwantową oraz niewysoką cenę do niedawna jednym z najbardziej popularnych materiałów scyntylacyjnych w polowej spektrometrii gamma był jodek sodu aktywowany talem NaI(Tl). Niestety ma on spore ograniczenia takie jak: kruchość; wysoka higroskopijność wymuszająca zamknięcie kryształu w hermetycznej obudowie; podatność na gwałtowne zmiany temperatury (Gilmore, 2011). Powyższe ograniczenia spowodowały zastępowanie go innymi materiałami, takimi jak $\text{Bi}_4\text{Ge}_3\text{O}_{12}$ (BGO) mniej podatnymi na wyżej wymienione czynniki oraz o lepszej wydajności kwantowej (względna wydajność kwantowa detektora BGO o wymiarze 76x76mm jest ok. 3 razy lepsza od NaI(Tl) o tych samych wymiarach).

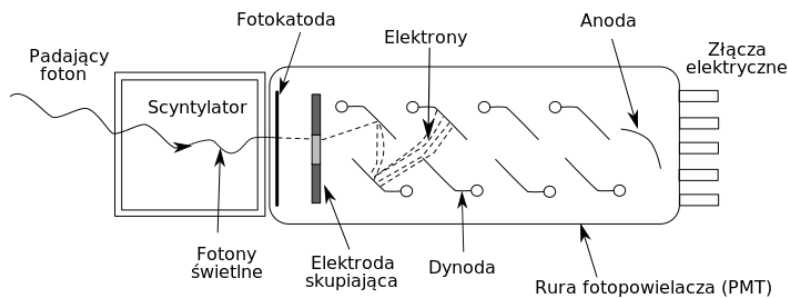


Figura 8.1 Schemat budowy spektrometru scyntylacyjnego (źródło: Wikipedia)

Na wyjściu detektora otrzymuje się widmo energetyczne promieniowania gamma. Przykład takiego widma, na którym widoczne są wyraźnie piki energetyczne pokazujące zliczenia fotonów gamma odpowiadającym rozpadom promieniotwórczym izotopów ^{40}K (1460 keV), ^{238}U (1765 keV) i ^{232}Th (2614 keV) przedstawia Figura 8.2. Zawartości poszczególnych izotopów promieniotwórczych otrzymuje się na podstawie analizy widma energetycznego.

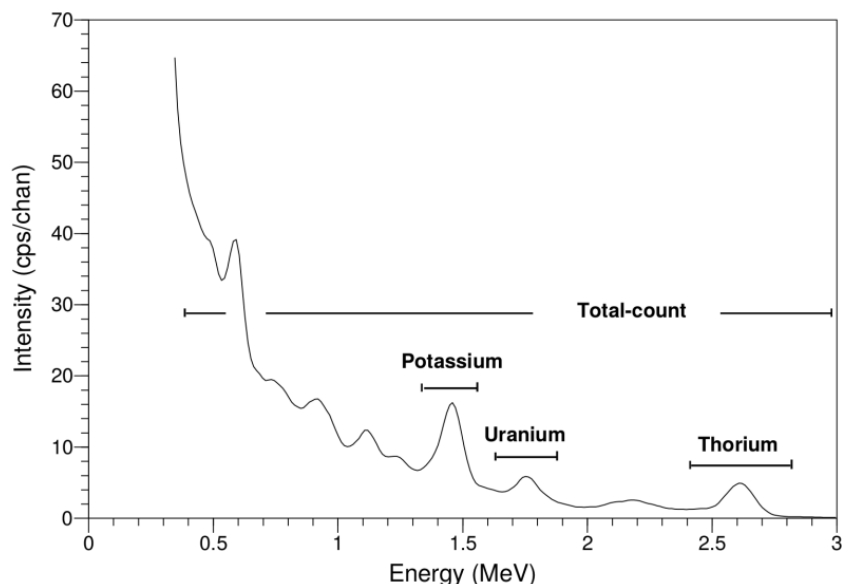


Figura 8.2 Przykładowe spektrum promieniowania gamma z zaznaczonymi fotopikami dla ^{40}K , ^{238}U i ^{232}Th . Źródło: Erdi-Krausz i in. 2003.

Będąc bardziej precyzyjnym, najbardziej znaczącymi emiterami promieniowania gamma w szeregach rozpadów promieniotwórczych ^{238}U i ^{232}Th są odpowiednio izotopy bizmutu ^{214}Bi i talu ^{208}Tl . W praktyce w detektorach scyntylacyjnych to właśnie promieniowanie gamma emitowane przez rozpad izotopów ^{214}Bi i ^{208}Tl o energiach 1760keV i 2614keV jest wykorzystywane do szacowania zawartości ^{238}U i ^{232}Th , zaś wyznaczone zawartości nazywa się równoważnymi, z ang. *equivalent concentration*, eU i eTh (za McKenzie i in., 2008; Solecki, 2013).

W celu uzyskania z widma promieniowania konkretnych zawartości izotopów K, eU i eTh niezbędna jest kalibracja spektrometru na źródłach wzorcowych zawierających znane ilości wyżej wspomnianych izotopów. Wg rekomendacji IAEA 1989 ręczne spektrometry gamma

mogą być kalibrowane przy użyciu czterech standaryzowanych wzorców promieniotwórczych w postaci cylindrycznych bloków betonowych o średnicy 3 m i grubości 0,5 m. z odpowiednią domieszką pierwiastków promieniotwórczych K, U i Th:

- wzorzec K zawierający 8% K,
- wzorzec U zawierający 50 ppm U,
- wzorzec Th zawierający 125 ppm Th,
- wzorzec BG, wzorzec tła, który zawiera niewielkie ilości K, U oraz Th.

Najbliżej położonym centrum kalibracyjnym od Wrocławia, gdzie znajdują się wyżej opisane wzorce jest Straż pod Ralskiem w Czechach (<http://gammastandard.com>). Grasty i in., (1991) wykazali, że do kalibracji spektrometrów gamma z powodzeniem można używać mniejszych (1 x 1 x 0,3 m), transportowalnych wzorców kalibracyjnych i w praktyce to one są najczęściej stosowane do kalibracji spektrometrów gamma (najbliższe takie wzorce znajdują się w Brnie w Czechach i są w posiadaniu firm Georadis s.r.o. oraz GF Instruments s.r.o.). Na Figurze 8.3 przedstawiono zdjęcie transportowalnych wzorców kalibracyjnych.



Figura 8.3 Transportowalne wzorce kalibracyjne K, U, Th i BG do kalibracji ręcznych spektrometrów gamma (zdjęcie pochodzi ze strony www.gfinstruments.cz).

Znając zawartości izotopów promieniotwórczych dla wyżej wymienionych wzorców oraz dysponując widmami pozyskanymi podczas procesu kalibracji danego spektrometru, dalej

można analizować dowolne widma energetyczne i obliczać zawartości K, eU, eTh dla tych widm. Do analizy widm stosuje się dwie podstawowe metody:

- metoda „okienkowa” (z ang. *Windows Analysis*), gdzie analizuje się tylko fragment widma energetycznego ze zliczeniami odpowiadającymi danemu izotopowi, to jest (wg rekomendacji Erdi-Krausz i in. 2003):
 - dla ^{40}K : 1370-1570 keV,
 - dla ^{238}U : 1660-1860 keV,
 - dla ^{232}Th : 2410-2810 keV,
- metoda pełnej analizy spektrum (z ang. *Full Spectrum Analysis*), w której zawartości poszczególnych izotopów wyznaczane są na podstawie analizy pełnego widma energetycznego poprzez jego porównanie do widm wzorcowych zebranych na padach kalibracyjnych dla poszczególnych izotopów, jak i promieniowania tła (Hendriks i in., 2001).

Przeliczanie widm energetycznych promieniowania na zawartości pierwiastków promieniotwórczych (wg jednej z wyżej wymienionych metod) zazwyczaj wykonywane jest przez spektrometry automatycznie podczas pomiaru, jednak niektórzy producenci udostępniają pełną macierz kalibracyjną lub widma pomierzone na wzorcach kalibracyjnych (K, U, Th i BG) wraz z pomierzonymi na nich zawartościami pierwiastków promieniotwórczych K, eU, eTh, co pozwala na samodzielne przetwarzanie pomierzonych widm.

8.2.3. Parametry detektorów gamma użytych do badań polowych

Do pomiarów zawartości pierwiastków promieniotwórczych K, U i Th w terenie dysponowano trzema spektrometrami gamma:

- GS II/1 czeskiego producenta GF Instruments s.r.o.,
- RS 230 wyprodukowanego przez kanadyjską firmę Radiation Solutions Inc.,
- GT-40 wyprodukowanego przez Georadis s.r.o. z Czech (spektrometr wypożyczono bezpłatnie od producenta urządzenia do przeprowadzenia testowych pomiarów porównawczych).

Dwa spektrometry, GSII/1 i RS230, wyposażone są w detektory scyntylicyjne z kryształem z germanianu bizmutu $\text{Bi}_4\text{Ge}_3\text{O}_{12}$, w skrócie BGO, natomiast GT-40 w detektor scyntylicyjny wykonany z jodku sodu aktywowanym talem $\text{NaI}(\text{Tl})$. Dokładniejsza specyfikacja znajduje się w Tabeli 8.1.

Tabela 8.1 Porównanie parametrów spektrometrów GSII/1, RS230 i GT-40

Parametr	GS II/1	RS 230	GT-40
Producent	GF Instruments s.r.o.	Radiation Solutions Inc.	Georadis s.r.o.
Rodzaj detektora	BGO	BGO	NaI(Tl)
Wymiary geometryczne detektora w kształcie walca: wysokość/średnica [cm]	ok. 3.81/2.54	ok. 5.1/5.1	ok. 7.62/7.62
Pojemność detektora [cm ³]	20	103	350
Liczba kanałów	1024		
Zakres energetyczny [keV]	30-3000		
Oznaczanie zawartości pierwiastków promieniotwórczych i izotopów	K, eU, eTh	K, eU, eTh	K, eU, eTh, ¹³⁴ Cs, ¹³⁷ Cs
Stabilizacja widma energii	automatyczna na podstawie naturalnie występujących izotopów		
Metoda obliczania zawartości izotopów	Pełna analiza widma, z ang. Full Spectrum Analysis (FSA)	Metoda okienkowa, z ang. Windows Method (WA)	Pełna analiza widma, z ang. Full Spectrum Analysis (FSA)
Energetyczna zdolność rozdzielcza 661keV [%]	Brak danych	11.5-12.5	6.8-7.2
Wydajność względna	16	80	100

8.2.3.1. Porównanie widm promieniowania

Na Figurach 8.4-6 przedstawiono widma energetyczne promieniowania gamma zarejestrowane na transportowalnych wzorcach kalibracyjnych (Grasty i in., 1991) przez spektrometr GSII/1 z detektorem BGO o pojemności 20cm³ (linia czerwona, czas rejestracji 5 minut), RS 230 z detektorem BGO 103cm³ (linia zielona, czas rejestracji 30 minut), GT-40 z detektorem NaI(Tl) o pojemności 350cm³ (linia niebieska, czas rejestracji 15 minut) oraz GT-40 z detektorem BGO 350cm³ (linia czarna, czas rejestracji 3 minuty). Widma zostały udostępnione przez producentów, przy czym widmo oznaczone kolorem czarnym, pochodzi z urządzenia, którego nie testowano, a przedstawia się je w celach porównawczych. Widma zostały wygładzone za pomocą średniej ruchomej z oknem uśredniania 5keV. Na osi poziomej pokazana jest energia fotonów gamma, zaś na osi pionowej ilość zliczonych fotonów o danej energii w czasie 1s. Porównując względem siebie widma spektrometrów z detektorami BGO, zauważa się, że wydajność spektrometru jest wprost proporcjonalna do objętości kryształu detektora, tj. przedstawione krzywe można w łatwy sposób nałożyć na siebie skalując ilość zliczeń zarejestrowanych w jednostce czasu przez objętość detektora. Wydajność względna (względem spektrometru GT-40 z kryształem NaI(Tl) o objętości 350cm³) detektorów z kryształem BGO, odczytana z wykresów (stosunek liczby zliczeń w jednostce czasu w danym oknie energetycznym) kształtuje się na poziomie podanym w Tabeli 8.1. Dla spektrometru GT-40 z kryształem BGO 350cm³ (nieprzedstawionego w Tabeli 8.1), wydajność względna jest na poziomie 250%. Należy zwrócić uwagę na niską czułość urządzenia z najmniejszym kryształem BGO, tj. GSII/1, zwłaszcza w oknie eU. Manifestuje się to słabo zarysowanym i rozciągniętym poza zakres okien energetycznych fotopikiem ²³⁸U w porównaniu z pozostałymi detektorami (Figura 8.5). Może to powodować błędy szacowania zawartości eU, które dyskwalifikują to urządzenie do naszych badań. Efekt

rozmycia obserwuje się również dla fotopiku ^{40}K w oknie energetycznym K (Figura 8.4). Niemniej, dla celów metodycznych i porównawczych, wyniki z tego urządzenia będą prezentowane w dalszych częściach tego podrozdziału.

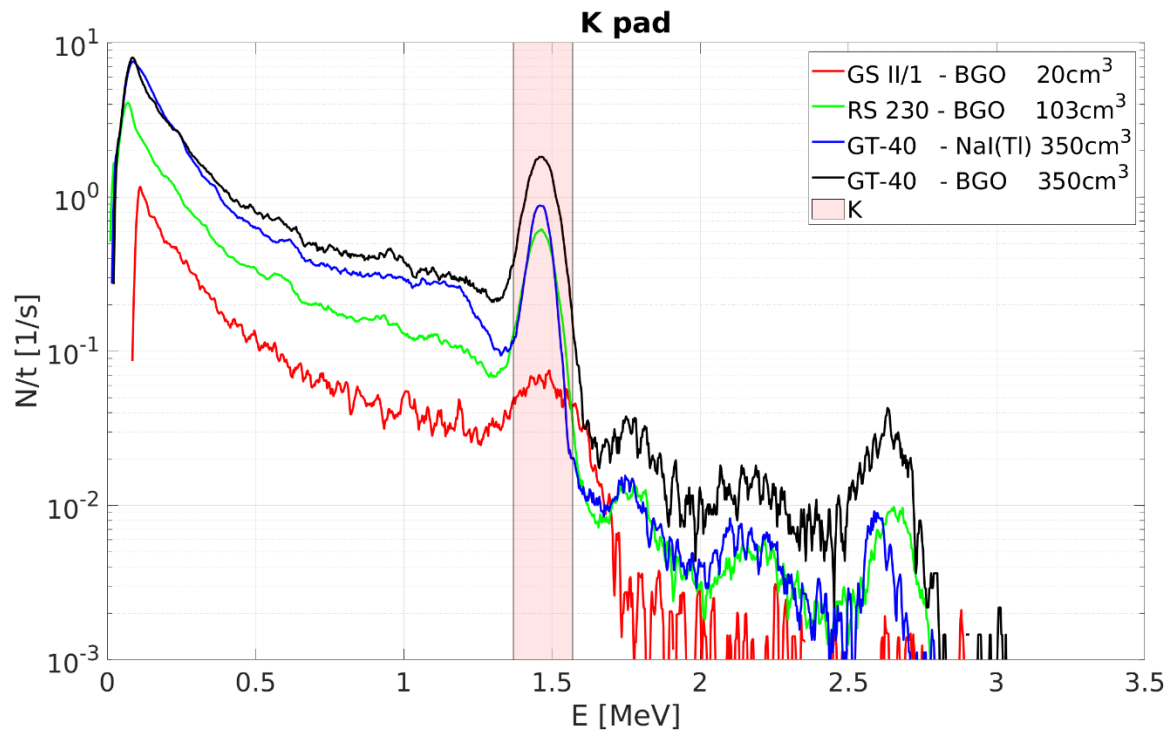


Figura 8.4 Uśrednione widma promieniowania (średnia ruchoma z oknem 5keV) uzyskane za pomocą spektrometrów GSII/1, RS 230 i GT-40 na padzie kalibracyjnym K. Zaciemnione pole odpowiada oknu energetycznemu K.

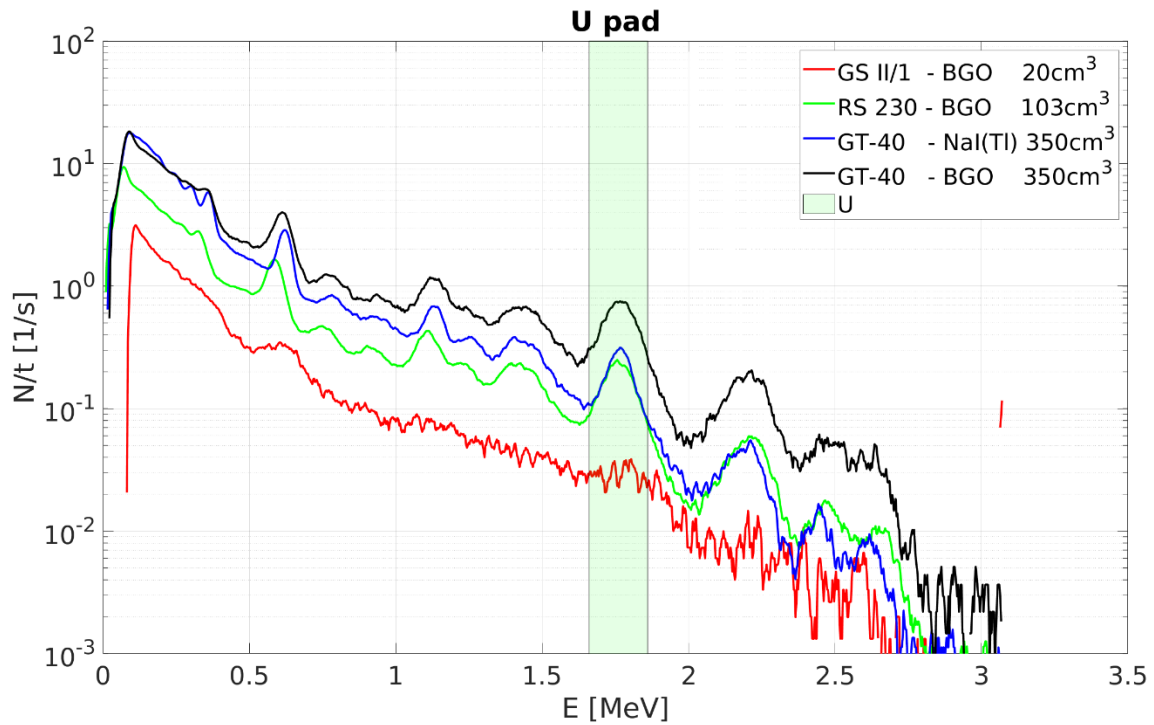


Figura 8.5 Uśrednione widma promieniowania (średnia ruchoma z oknem 5keV) uzyskane za pomocą spektrometrów GSII/1, RS 230 i GT-40 na padzie kalibracyjnym U. Zacięzione pole odpowiada oknu energetycznemu U.

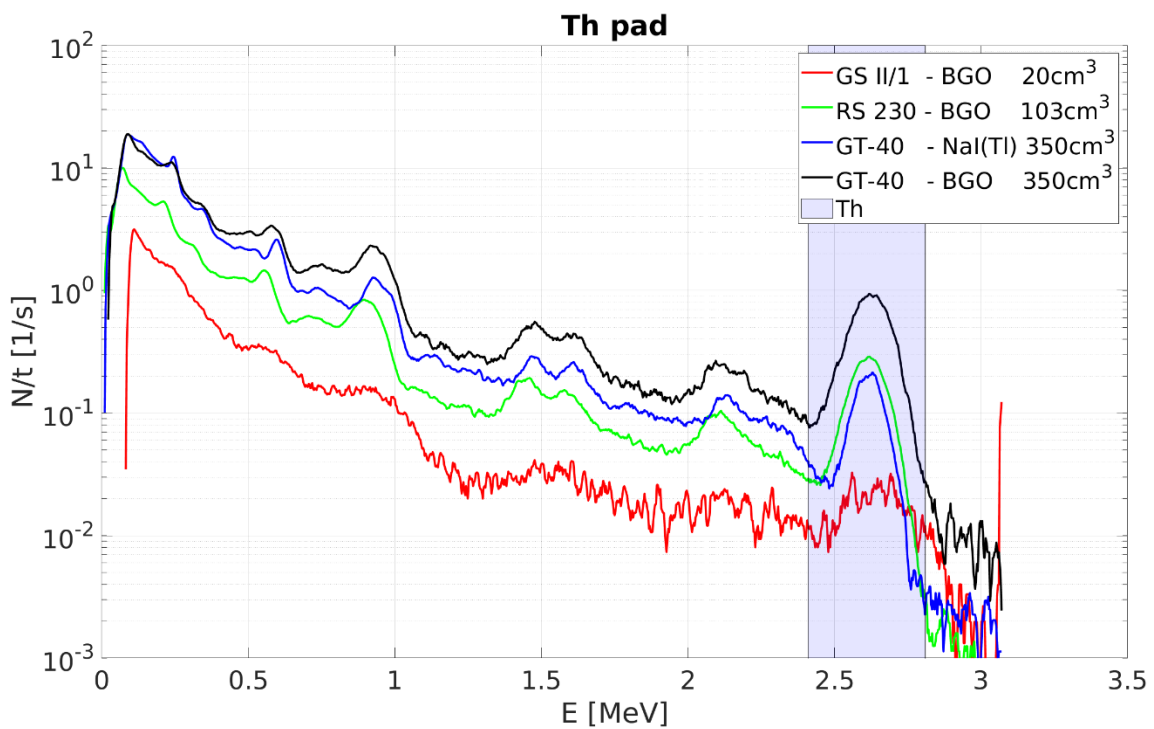


Figura 8.6 Uśrednione widma promieniowania (średnia ruchoma z oknem 5keV) uzyskane za pomocą spektrometrów GSII/1, RS 230 i GT-40 na padzie kalibracyjnym Th. Zacięzione pole odpowiada oknu energetycznemu Th.

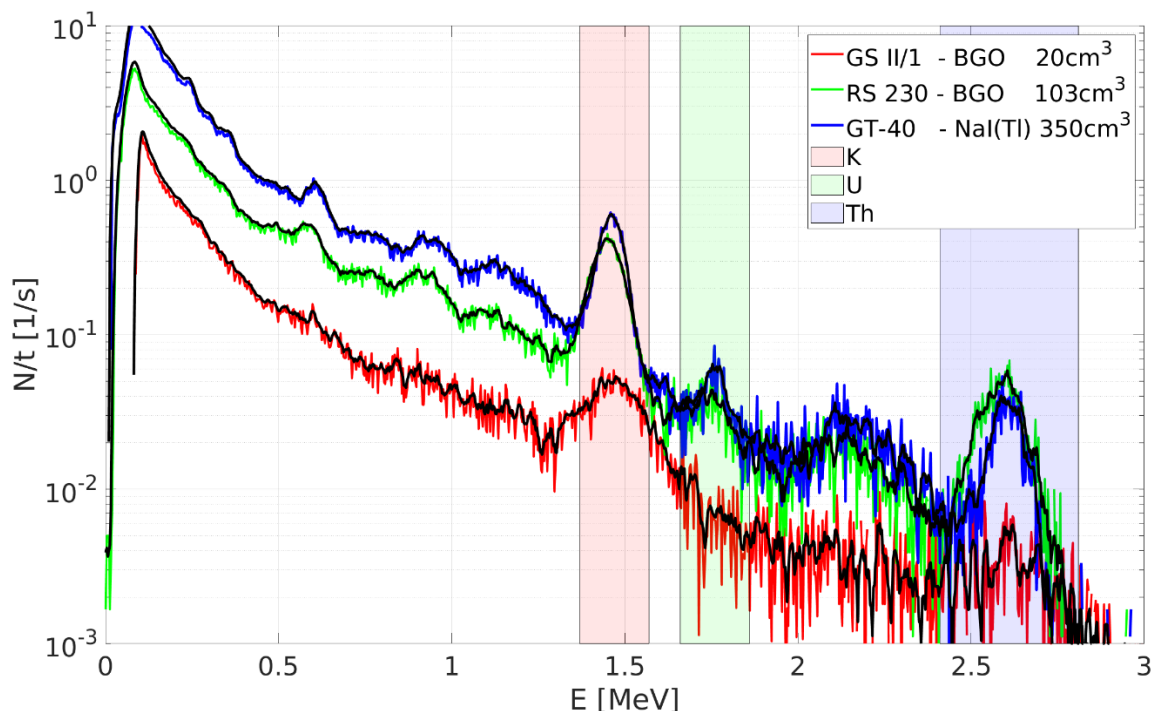


Figura 8.7 Widma promieniowania uzyskane za pomocą spektrometrów GSII/1, RS 230 i GT-40 w kamieniołomie granitu Kantyna w Strzeblowie k. Sobótki (Dolny Śląsk). Zacienione pola odpowiadają oknom energetycznym K, U i Th, kolorem czarnym oznaczono widma wygładzone za pomocą średniej ruchomej w oknie 5keV.

Na Figurze 8.7 przedstawiono widma promieniowania gamma zebrane za pomocą trzech spektrometrów polowych gamma: GSII/1, RS 230, GT-40 w nieczynnym kamieniołomie granitu Kantyna w Strzeblowie k. Sobótki (Dolny Śląsk). Pomiaru dokonano stawiając spektrometry na odkrytej skale w wybranym punkcie kamieniołomu. Czas akwizycji promieniowania wynosił 10 minut. Rozkład widm promieniowania pokazuje, że promieniowanie gamma jest zbierane najbardziej efektywnie przez spektrometr GT-40 (najwięcej zliczeń w jednostce czasu), co znajduje swoje potwierdzenie w Tabeli 8.1, w której wymieniono parametry urządzeń (patrz wydajność względna). Porównując kształty pików w zacienionych polach wskazujących zakres okien energetycznych K, U, Th, to wnioski są takie same, jak w przypadku widm z padów kalibracyjnych (Figury 8.1.4-6), tj. dla urządzenia GSII/1 fotopiki dla ^{40}K i ^{238}U są mocno rozciągnięte poza zakres okien energetycznych. W przypadku uranu, pik dla urządzenia GSII/1 jest praktycznie nie do zidentyfikowania. Ponadto, GSII/1 cechuje się dużo większym zaszumieniem widma niż dwa pozostałe urządzenia.

8.2.3.2. Ocena błęd pomiaru

Względny błąd pomiarowy oszacowano jako odwrotność pierwiastka zliczeń w danym oknie energetycznym (K, U i Th), to jest:

$$\frac{\sigma(N)}{N} = \frac{1}{\sqrt{N}} \quad (8.1)$$

gdzie \bar{N} - średnia ilość zliczeń w danym oknie energetycznym. Więcej informacji nt. szacowania błędu pomiaru można znaleźć w (Erdi-Krausz i in, 2003).

Na Figurze 8.8 przedstawiono wykres błędu pomiaru oszacowanego na podstawie odchylenia standardowego pomiędzy zawartościami K, eU i eTh dla minimum 7 pomiarów dla różnych czasów pomiarów, co odpowiada różnej ilości zliczeń w danym oknie energetycznym (pełne symbole). Dla urządzenia GT-40 (puste symbole) przedstawia się dodatkowo błąd szacowany przez oprogramowanie urządzenia. Czarną linią ciągłą wyrysowano zależność $1/\sqrt{N}$.

Wraz ze wzrostem ilości zliczeń, znormalizowane odchylenie standardowe podąża zgodnie z prostą $1/\sqrt{N}$. Niewielkie odstępstwa od tego trendu można zauważyć dla czasów dłuższych niż czas kalibracji urządzenia, szczególnie jest to widoczne dla GT-40 i może być związane ze stabilizacją temperaturą w czasie długiego pomiaru (informacja ustna od producenta). W dalszych częściach rozdziału, błąd wyznaczenia zawartości danego izotopu dla GSII/1 i RS-230 jest szacowany przy użyciu równania 8.1, natomiast dla GT-40 jest przyjęty na poziomie wskazanym przez urządzenie. Błąd pomiarowy dla ciepła radiogenicznego jest wypadkową błędów wyznaczenia poszczególnych izotopów promieniotwórczych oraz gęstości, dla której przyjmuje się stałą wartość błędów wynoszącą: $\pm 100 \text{ kg/m}^3$.

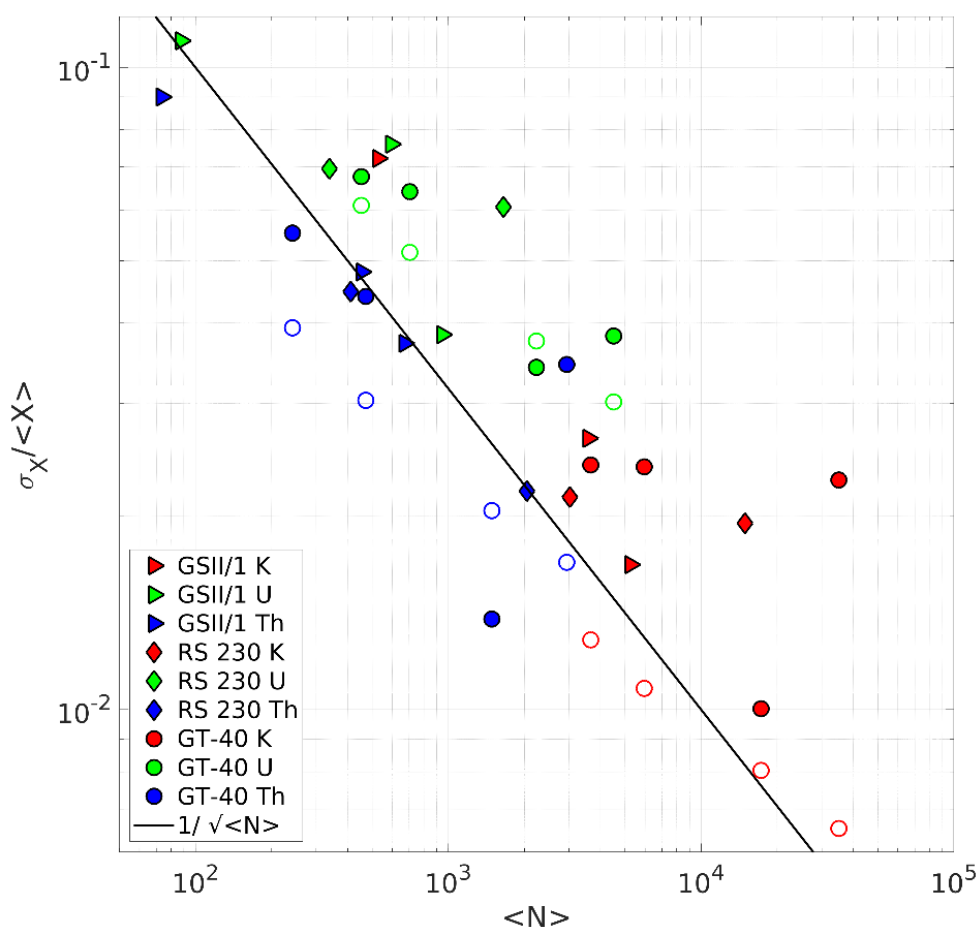


Figura 8.8 Ocena względnego błędu pomiaru spektrometrem gamma w funkcji średniej ilości zliczeń. Pełne symbole to błąd szacowany na podstawie odchylenia standardowego dla serii przynajmniej 7

pomiarów, zaś symbole puste to średni błąd oszacowany przez procedury urządzenia (dostępne tylko w GT-40).

8.2.4. Metodyka pomiarów i obliczania ciepła radiogenicznego

Polowe pomiary gamma spektrometryczne zawartości K, eU, eTh w skale wykonano za pomocą trzech spektrometrów GSII/1, RS 230 i GT-40 zaprezentowanych w podrozdziale 8.2.3. Przy pomiarze zwracano szczególną uwagę, żeby każdy z pomiarów odbywał się na spągu kamieniołomu, bezpośrednio na odkrytej skale, i nie znajdował się w bliskim sąsiedztwie ściany bądź urwiska, co mogłoby prowadzić do przeszacowania lub niedoszacowania mierzonych zawartości pierwiastków promieniotwórczych, jako, że przyrządy pomiarowe kalibrowane są dla półprzestrzeni, tj. kąta bryłowego 2π . W takiej konfiguracji spektrometr ułożony na powierzchni skalnej efektywnie zbiera promieniowanie z obszaru o promieniu ok. 100cm do głębokości 35 cm w części centralnej. Przybliżony rozkład, z której zbierane jest promieniowanie przedstawiono na Figurze 8.9. Wszystkie pomiary wykonano w bezdeszczowe dni w celu uniknięcia zawyżonych wskazań uranu spowodowanych opadaniem pochodnych radonu z atmosfery (^{214}Bi). Więcej nt. wpływu opadów deszczu lub śniegu oraz rekomendacji z tym związanych można znaleźć w pracach Charbonneau i in. 1970; Fujinamiego, 1996, Greenfielda i in. 2003, Merciera i in. 2009, Minty'iego i in. 2004 oraz w wielu innych. Międzynarodowa Agencja Atomistyki (IAEA 2003) rekomenduje rozpoczęcie pomiarów gamma spektrometrycznych m.in. trzy godziny po ustaniu opadów deszczu.

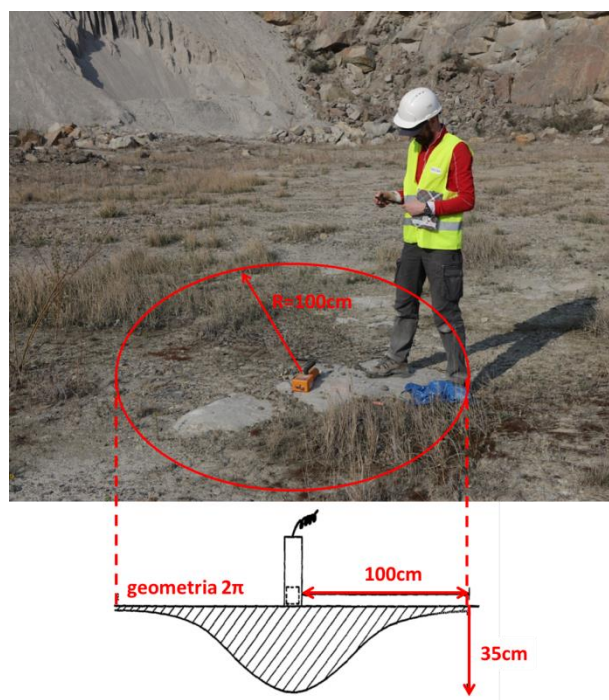


Figura 8.9 Metodyka pomiaru. Spektrometr ułożony na podłożu zbiera większość promieniowania gamma z powierzchni o promieniu 100cm wokół urządzenia i do 30-35cm z głębi podłoża bezpośrednio pod urządzeniem.

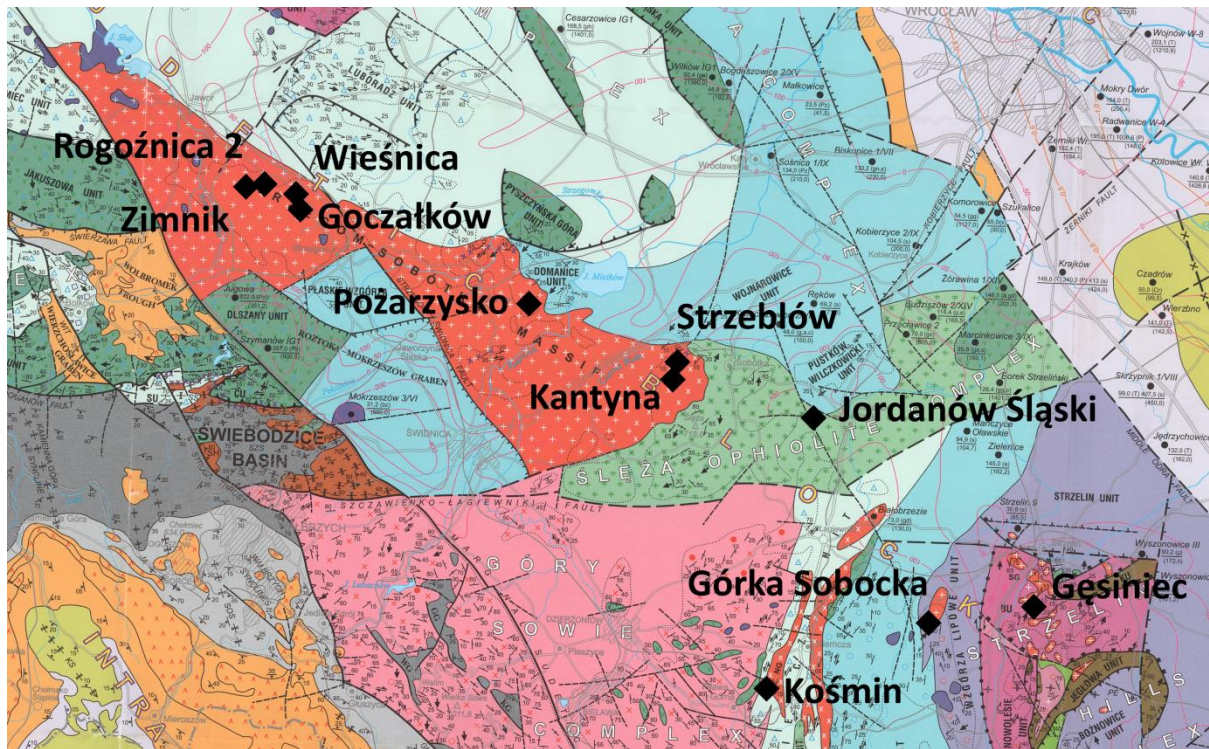


Figura 8.10 Mapa z lokalizacjami kamieniołomów, w których dokonano pomiarów zawartości K, eU, eTh. Podkład według: Cymerman (2010)

Do pilotażowych pomiarów zawartości K, eU i eTh w skałach magmowych i metamorficznych wytypowano 11 kamieniołomów (osiem granitu, i po jednym sjenitu, granodiorytu i serpentynitu) z rejonu Strzegomia, Sobótki i Strzelina. Lokalizację poszczególnych kamieniołomów naniesiono na mapę jednostek geologicznych Sudetów (Figura 8.10). W każdym z kamieniołomów wykonano trzema spektrometrami (GSII/1, RS 230 i GT-40) jedną sesję pomiarową składającą się z minimum trzech pomiarów po 10 minut w punktach oddalonych od siebie o nie więcej niż 2-3m. W jednym z kamieniołomów (Górka Sobocka) wykonano 3 takie serie pomiarowe. Dla każdej serii pomiarowej pobrano do analiz chemicznych oraz przewodności cieplnej próbkę w bezpośrednim sąsiedztwie jednego z punktów pomiarowych. Do analiz chemicznych i przewodności dodatkowo pobrano próby z kamieniołomów w Strzelinie i Czernicy, łącznie 22 próby do badań chemicznych i 25 prób do badań współczynnika przewodnictwa cieplnego (rozdział 9). Na próbach z 6 kamieniołomów, tj. Gęsiniec, Górka Sobocka, Goczałków, Kantyna, Pożarzysko i Strzeblów, przeprowadzono porównawcze laboratoryjne pomiary gamma spektrometryczne. Wyniki wszystkich pomiarów spektrometrycznych, analiz chemicznych i obliczonego na ich podstawie składu mineralnego, jak i wyniki przewodności cieplnej można znaleźć w załączniku 8.1.

Do pomiarów chemicznych wybierano próbki o masie około 1kg w celu uzyskania uśrednionych analiz dla takiej masy. Całość próbki była kruszona w taki sposób, że co najmniej 70% materiału rozdrobiono do frakcji poniżej 2mm. Skruszony materiał dzielono na spliterze do uzyskania 250g, który dalej mielono do otrzymania frakcji 75 μm

(przynajmniej 85% z 250g). Ostatecznie w drodze kwartowania wydzielano 20g, które poddane zostało analizom chemicznym. W drodze analiz chemicznych otrzymano metodą ICP-ES skład główny skały (20 związków i pierwiastków) oraz metodą ICP-MS zawartość 45 pierwiastków śladowych.

W metodzie ICP-ES (z ang. *Inductively Coupled Plasma Optical Spectroscopy*) elektrony w atomach analizowanych związków/pierwiastków są wzbudzone na wyższe poziomy energetyczne przy pomocy plazmy grzanej indukcyjnie. Atomy te, wracając do stanu podstawowego emitują promieniowanie o określonej długości fali, które jest analizowane przez układ optyczny oparty na siatce dyfrakcyjnej.

W metodzie ICP-MS (z ang. *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) stosuje się separację poszczególnych jonów w oparciu o spektrometrię mas.

Analizy chemiczne, jak i preparatyka skał została wykonana przez Bureau Veritas Commodities Canada Ltd. (dawne AcmeLabs i Incorporate, <http://acmelab.com/>).

Próbki do laboratoryjnych pomiarów gamma spektrometrycznych (ok. 1kg każda) kruszono do frakcji < 5mm, a następnie przesypywano i szczelnie zamykano w pojemnikach Marinelli o pojemności 450ml. W celu osiągnięcia równowagi radonowej prób, pomiar przeprowadzono minimum tydzień czasu po ich przygotowaniu. Widma promieniowania próbek z 6 kamieniołomów zostały pomierzone w Pracowni Promieniotwórczości Naturalnej na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego przez dr hab. Dariusza Malczewskiego oraz dr Marię Dziurowicz. Pomiary wykonano za pomocą stacjonarnego systemu spektrometrycznego GX4080, opartego na detektorze półprzewodnikowym germanowym (HPGe) umożliwiającym detekcję promieniowania w zakresie 10keV – 10MeV. Średnica i długość kryształu Ge wynoszą odpowiednio: 60,7 i 61mm. Wydajność względna 45,2%. Detektor pracuje w temperaturze ciekłego azotu. Zdolności rozdzielcze dla pików 122keV i 1332keV wynoszą odpowiednio 0,852keV i 1,76keV. System pomiarowy zamknięty jest w ołowianym domku pomiarowym o grubości ścian 10cm. Czas pomiaru wynosił 24 godziny.

8.2.4.1. Obliczanie ciepła radiogenicznego

Najbardziej znaczący wkład w produkcję ciepła radiogenicznego ma rozpad izotopów promieniotwórczych: ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th i izotopu ^{40}K . Ciepło radiogeniczne skał zależy od ich zasobności w te izotopy. Przy czym, należy pamiętać, że naturalny potas zawiera 0,0117% izotopu ^{40}K , uran występujący w przyrodzie składa się z mieszaniny trzech izotopów ^{238}U (99,284%), ^{235}U (0,711%) i ^{234}U , zaś naturalny tor składa się w 100% z izotopu ^{232}Th . Podsumowując, z punktu widzenia ciepła radiogenicznego znaczenie mają rozpady promieniotwórcze ^{40}K , ^{238}U i ^{232}Th , a wpływ innych izotopów jest pomijalnie mały.

Ciepło radiogeniczne A jest obliczane z pomierzonych zawartości K, U, Th (C_K , C_U i C_{Th}) w skale stosując związek zaproponowany przez Birch (1954) i potem zmodyfikowany przez Rybacha (1988):

$$A[\mu\text{W}/\text{m}^3] = \rho(3.48C_K + 9.52C_U + 2.56C_{Th}) \cdot 10^{-5} \quad (8.2)$$

gdzie ρ to gęstość wyrażona w kg/m^3 , a C_K , C_U i C_{Th} to odpowiednio zawartości naturalnego potasu, uranu i toru w skale. Przy czym zawartość potasu wyrażona jest w [%], natomiast uranu i toru w [ppm].

Wskazania spektrometrów gamma w postaci zawartości K [%], eU [ppm] i eTh [ppm] można bezpośrednio wstawić do równania 8.1, znając dodatkowo gęstość skały otrzymuje się wartość ciepła radiogenicznego. W przypadku badań chemicznych zawartości naturalnego uranu i toru są już podane w [ppm], natomiast zawartość naturalnego potasu stanowi 0,8298 część zawartości K_2O , co wynika ze stosunków mas atomowych pierwiastków K i O budujących tlenek.

8.2.5. Korelacje zawartości potasu, uranu, toru oraz wartości ciepła radiogenicznego pomiędzy spektrometrami polowymi GSII/1, RS 230, GT-40 oraz laboratoryjnymi analizami chemicznymi

Na Figurach 8. 11-13 przedstawiono korelacje zawartości K, eU, eTh oraz wartości generowanego ciepła radiogenicznego A pomiędzy spektrometrami polowymi dla 43 punktów pomiarowych:

- GSII/1 i RS230 (Figura 8.11),
- GSII/1 i GT-40 (Figura 8.12),
- RS230 i GT-40 (Figura 8.13),

natomiast na Figurach 8. 14-16 te same korelacje, tyle, że pomiędzy przyrządami polowymi a laboratoryjnymi analizami chemicznymi (ICP MS/ES) dla 20 korespondujących ze sobą pomiarów/próbek:

- GSII/1 i ICP (Figura 8.14),
- RS230 i ICP (Figura 8.15),
- GT-40 i ICP (Figura 8.16).

Wykresy (a, d, g, j) na Figurach 8.11-16 przedstawiają ww. korelacje w skali liniowej, wykresy (b, e, h, k) to te same korelacje w skali logarytmicznej. Każdy punkt na tych wykresach odpowiada jednemu pomiarowi wykonanemu dwoma metodami, poszczególne kolory odpowiadają pomiarowi w jednym z 11 kamieniołomów, zaś linie dopasowania do zestawionych w ten sposób danych opisane są następującymi wzorami:

- w skali liniowej: $y = a \cdot x + b$, gdzie współczynniki a , to współczynnik kierunkowy opisujący kąt nachylenia linii dopasowania, zaś b to wyraz wolny opisujący przesunięcie tej linii w stosunku do początku układu współrzędnych;
- w skali logarytmicznej: $y = x^m \cdot \exp(k)$, gdzie współczynniki m i k w skali logarytmicznej mają podobne znaczenie, jak te w skali liniowej.

Wartości ww. współczynników oraz współczynniki determinacji (R^2), średni błąd bezwzględny (MAE), średni błąd kwadratowy ($RMSE$) oraz pierwiastek błędu średniokwadratowego liniowy ($RMSE$) i logarytmiczny ($RMSLE$), które pozwalają ocenić

jakość korelacji pomiędzy metodami, podano na każdym z wykresów (a, d, g, j, b, e, h, k), a poniżej prezentuje się definicje tych współczynników i błędów:

- współczynnik determinacji: $R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$, gdzie x_i , y_i to wartości pomierzone odpowiednio dwiema metodami, \bar{y} – to wartość średnia pomiarów wykonanych jedną z metod, indeks i to numer pomiaru, a n to całkowita liczba pomiarów;

- średni błąd bezwzględny pokazuje średnią rozbieżność pomiędzy pomiarami:

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |y_i - x_i|}{n};$$

- pierwiastek błędu średniokwadratowego: $RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{n}};$

- logarytmiczny pierwiastek błędu średniokwadratowego:

$$RMSLE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log(x_i+1) - \log(y_i+1))^2}{n}}.$$

Współczynnik determinacji R^2 służy do oceny korelacji pomiędzy metodami, a linie dopasowania i współczynniki MAE , $RMSE$, $RMSLE$ do oceny bezwzględnej rozbieżności pomiędzy metodami. Porównanie metod przeprowadzone jest również w skali logarytmicznej, co pozwala na zmniejszenie wagi dużych wartości pomiarowych na całkowitą ocenę rozbieżności pomiędzy metodami, które w skali liniowej dominują nad mniejszymi wartościami. Należy nadmienić, że miary błędów MAE , $RMSE$, $RMSLE$ są takie same, jak wartości korelowane.

Wykresy (c, f, i, l) to histogramy stosunków zawartości K, eU i eTh oraz wartości ciepła radiogenicznego A dla dwóch metod pomiarowych, które pokazują ilościowo rozkład rozbieżności pomiędzy metodami pomiarowymi.

Dla przykładu przeanalizujemy wykresy oraz współczynniki i miary błędów na Figurze 8.11. Wykresy (a, b) pokazują korelacje pomiędzy pomiarami wykonanymi spektrometrami GSII/1 (oś pozioma) i RS230 (oś pionowa) dla zawartości naturalnego potasu K [%] w skali w skali liniowej (wykres a) i logarytmicznej (wykres b). Współczynnik determinacji R^2 , jest bardzo wysoki w obu skalach, co świadczy o tym, że pomiary są ze sobą bardzo dobrze skorelowane, jednakże współczynniki opisujące Linia dopasowania w wersji liniowej pozwala wykazać odstępstwo od skalowania „jeden do jednego” (współczynnik a) i przesunięcie wartości o stały wyraz (współczynnik b). Natomiast linia dopasowania w skali logarytmicznej pokazuje, czy skalowanie jest liniowe (parametr m) i czy skalowanie jest typu „jeden-do-jednego” (parametr $exp(k)$).

Histogramy stosunków pomierzonych wartości (c) bardzo dobrze obrazują nam to przesunięcie. Pokazują one, że większość punktów pomiarowych pomierzonych RS230 ma o 1,25-1,3 razy wyższą wartość niż punkty pomierzone GSII/1, co jest zbliżone ze współczynnikami obu linii dopasowania. To przesunięcie manifestuje się też dużym średnim błędem bezwzględnym (MAE) oraz pierwiastkowym błędem średniokwadratowym ($RMSE$). $RMSE$, w porównaniu do MAE jest bardzo czuły na pojedynczo występujące duże wartości rozbieżności, więc niewielka różnica pomiędzy tymi błędami wskazuje na to, że większość

rozbieżności jest na zbliżonym poziomie. Błąd *RMSLE*, to nic innego, jak *RMSE*, tyle, że w skali logarytmicznej, który daje mniejszą wagę do całkowitego błędu dużym rozbieżnościom. Niska wartość błędu *RMSLE*, niewielka różnica pomiędzy *MAE* i *RMSE* oraz bardzo wysoki współczynnik determinacji R^2 uprawniają do stwierdzenia, że wartości wokół linii dopasowania nie mają dużego rozrzutu względem tej linii. Tak dobra korelacja wyników dla potasu pozwala na przeskalowanie wyników jednego urządzenia względem drugiego. Dużo gorsza sytuacja jest w przypadku uranu, dla którego wysokie poziomy błędów *MAE* i *RMSE*, rozbieżności pomiędzy nimi oraz duży błąd *RMSLE* nie uprawniają do przeskalowania wyników pomiędzy urządzeniami i wskazują na problemy z czułością urządzenia GSII/1 w oknie uranu, co zostało pokazane na analizie widm promieniowania z tego urządzenia na wzorcach kalibracyjnych (podrozdział 8.2.3). Dla toru (g, h, i) uzyskano bardzo dobre dopasowanie wyników pomiędzy urządzeniami, zaś ciepło radiogeniczne A (j, k, l) jest wypadkową korelacji dla potasu, uranu i toru, która w znacznym stopniu niweluje złe dopasowanie wyników dla uranu. Obliczone ciepło radiogeniczne za pomocą dwóch urządzeń pokazuje również niewielkie różnice w wartościach w obrębie jednego kamieniołomu, co spowodowane jest niewielką zmiennością litologiczną w miejscach, gdzie dokonano pomiaru.

Figura 8.12-13 to takie same korelacje, ale pomiędzy urządzeniami GSII/1 a GT-40 oraz RS230 a GT-40, odpowiednio. W przypadku korelacji GSII/1 vs. GT-40, tak jak w poprzednim przypadku, zawartość potasu pomierzona przez GSII/1 jest zaniżona o 20-30% względem GT-40, uranu zawyżona o blisko 40%, zaś pomiary dla toru zgadzają się bardzo dobrze. Najlepiej wypada porównanie urządzeń RS230 i GT-40 (Figura 8.13), które pokazują niemal identyczne wartości, a poziom błędów jest na zadowalający poziomie.

Figury 8.14-16 prezentują korelacje pomiarów uzyskanych za pomocą wyżej diskutowanych spektrometrów (GSII/1, RS230 i GT-40) a wynikami analiz chemicznych (ICP MS/ES) dla prób skalnych pobranych w miejscu pomiarów spektrometrycznych. Przy analizie tych danych należy zwrócić szczególną uwagę na różnice w metodach pomiarowych. A mianowicie, pomiar za pomocą polowego spektrometru gamma wykonany wg opisanej w tym podrozdziale metodyki pokazuje uśrednioną zawartość K, eU i eTh dla setek kg skały, natomiast do analiz chemicznych przygotowano próbki o masie 1kg każda, a docelowo do samych analiz po mieleniu i kwartowaniu trafiły pojedyncze gramy tej próbki. Zatem wynik analiz chemicznych jest w pewnej mierze zależny od jakości procesu preparatyki próbki skalnej. Ma to szczególne znaczenie dla uranu i toru, których głównymi nośnikami w skale są minerały akcesoryczne o wysokiej promieniotwórczości, takie jak: tytanit, cyrkon, monacyt, allanit czy ksenotym (Plewa, 1996; Veikkolainen i in., 2019). Do tego, zestaw danych, którymi dysponujemy, jest o połowę mniej liczny (20 prób/pomiarów), niż było to w przypadku porównania pomiędzy polowymi spektrometrami gamma. Analiza statystyczna przedstawiona na Figurach 8.14-16 pokazuje, duże rozbieżności pomiędzy GSII/1 a wynikami ICP MS/ES. Zadowalające zbieżności uzyskano pomiędzy RS230 a ICP MS/ES oraz GT-40 a ICP MS/ES. Współczynniki determinacji, dla tych przypadków kształtują się w okolicach 0,8 dla potasu i ok. 0,7 dla uranu, 0,9 dla toru i 0,85 dla ciepła radiogenicznego. Pierwiastkowy błąd średniokwadratowy (*RMSE*) i jego logarytmiczny odpowiednik są na poziomie 0,47 i 0,13 oraz 0,8 i 0,21 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, odpowiednio dla dwóch korelowanych urządzeń i chemii. Dla

wszystkich powyższych testów zebrano pomierzone parametry korelacji oraz wartości błędów i przedstawiono w Tabeli 8.2 dla łatwiejszego porównania. Niebieskie pola w Tabeli pokazują najlepsze wartości danego parametru w dwóch wykonanych porównaniach, tj. wzajemnego polowych spektrometrów gamma oraz pomiędzy poszczególnymi urządzeniami a analizami chemicznymi. W Tabeli zawarto również wyniki analiz danych z projektu HDR (Wójcicki i in., 2013), o którym mowa w dalszej części podrozdziału.

Ostatnim testem pilotażowych badań były badania gamma spektrometryczne przeprowadzone w warunkach laboratoryjnych. Badania przeprowadzono w Pracowni Promieniotwórczości Naturalnej, Wydziału Nauk o Ziemi, Uniwersytetu Śląskiego dla 6 prób skalnych z kamieniołomów: Gęsiniec, Goczałków, Górka Sobocka, Kantyna, Pożarzysko, Strzeblów. Na Figurze 8.17 przedstawiono wyniki tych badań zestawione z wyżej omawianymi oznaczeniami z analiz chemicznych oraz pomiarami in-situ spektrometrami GSII/1, RS 230 oraz GT-40 dla zawartości potasu, uranu i toru. Niestety niewielka ilość oznaczeń (6) nie pozwala w sposób wiarygodny przedstawić dokładnych korelacji pomiędzy metodami. Niemniej, przedstawione wykresy pokazują niemal idealną zgodność pomiędzy gamma spektrometrią laboratoryjną, a analizami chemicznymi. Dobrą zgodność obserwuje się pomiędzy pomiarami in-situ (RS 230 i GT-40), a spektrometrią gamma z laboratorium dla potasu i toru, mniejszą dla uranu, co może być skutkiem uśredniania znacznie większej masy skały przez pomiar in-situ, niż w laboratorium. Bardzo dobra zgodność pomiędzy wynikami analiz chemicznych, a laboratoryjnymi pomiarami spektrometrycznych, świadczą o wysokiej jakości obu badań, w tym sposobu preparatyki próbek skalnych.

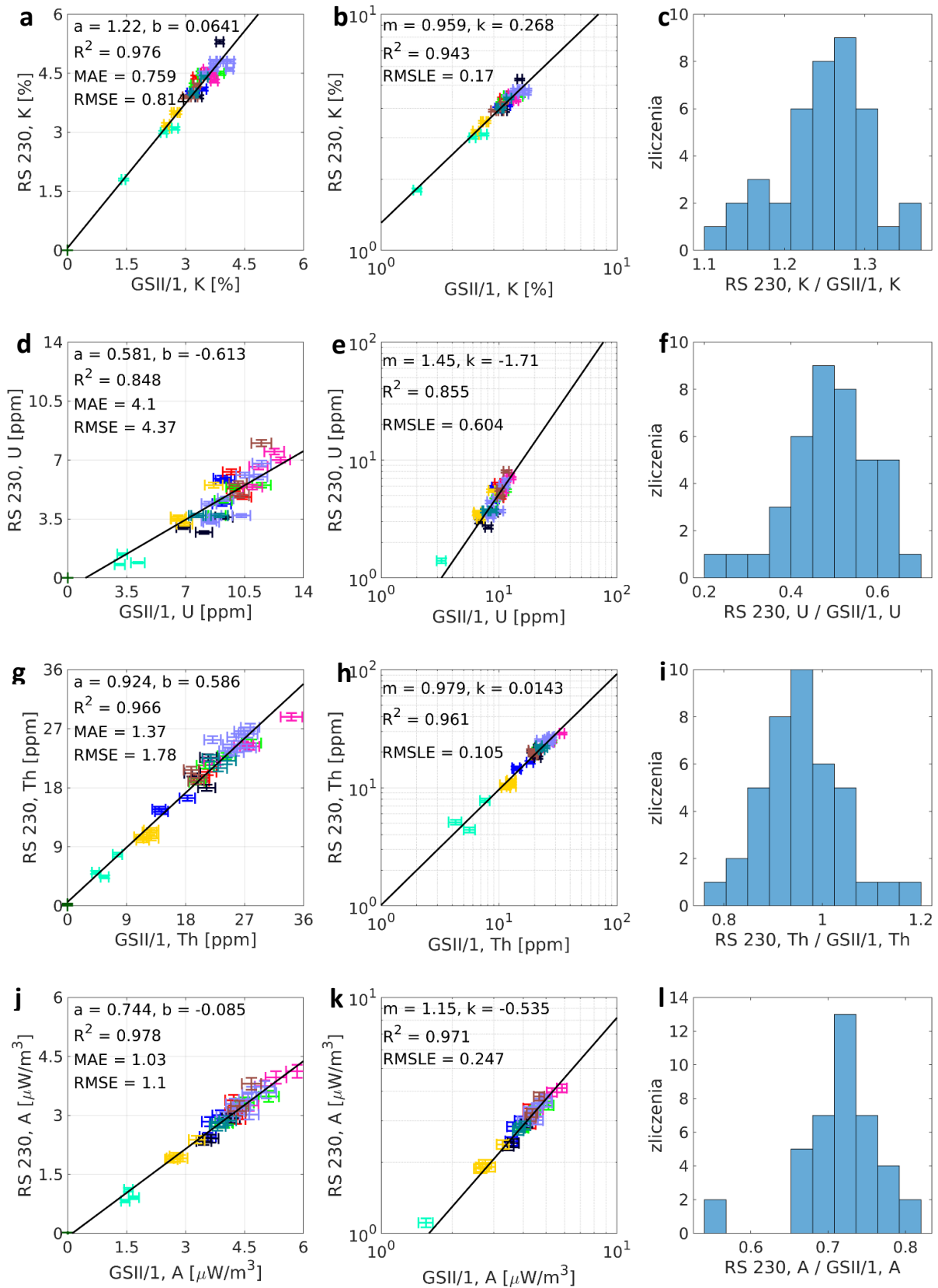


Figura 8.11 Korelacja zawartości potasu, uranu i toru oraz wartości ciepła radiogenicznego A wyznaczonych spektrometrami GSII/1 i RS230. Miary błędów MAE, RMSE oraz RMSLE mają jednostki korelowanych wielkości.

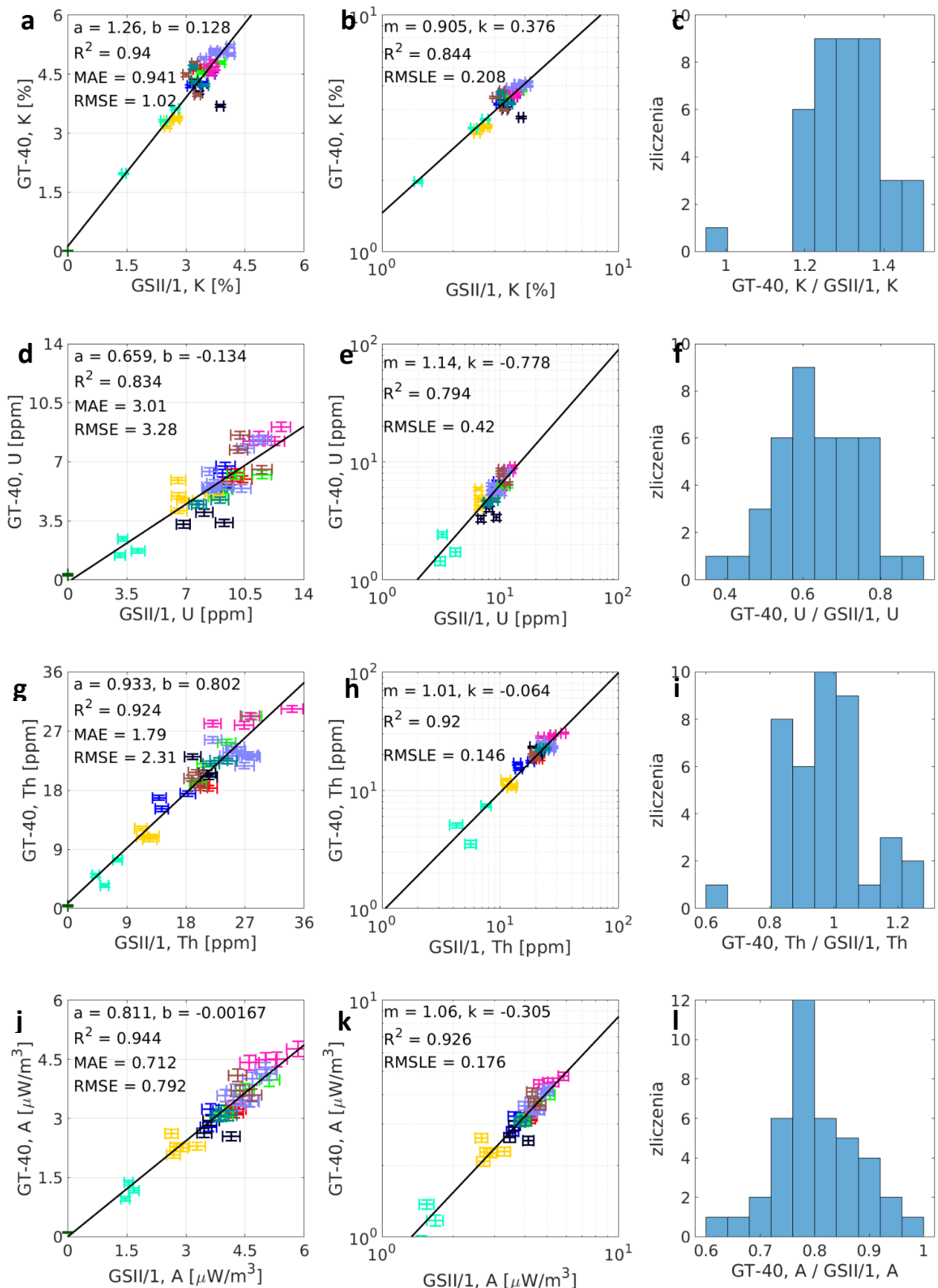


Figura 8.12 Korelacja zawartości potasu, uranu i toru oraz wartości ciepła radiogenicznego A wyznaczonych spektrometrami GSII/1 i GT-40. Miary błędów MAE, RMSE oraz RMSLE mają jednostki korelowanych wielkości.

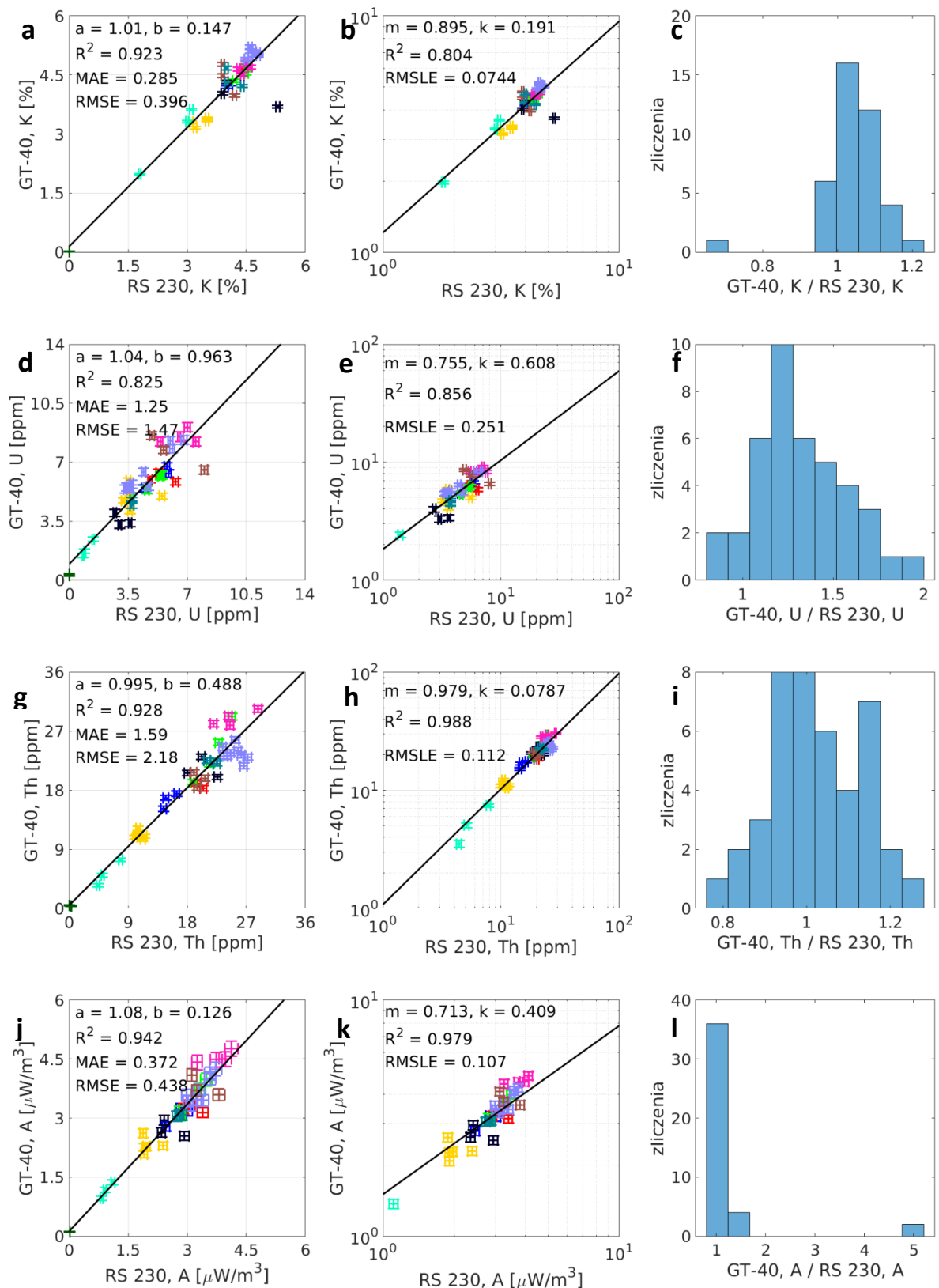


Figura 8.13 Korelacja zawartości potasu, uranu i toru oraz wartości ciepła radiogenicznego A wyznaczonych spektrometrami RS 230 i GT-40. Miary błędów MAE , $RMSE$ oraz $RMSLE$ mają jednostki korelowanych wielkości.

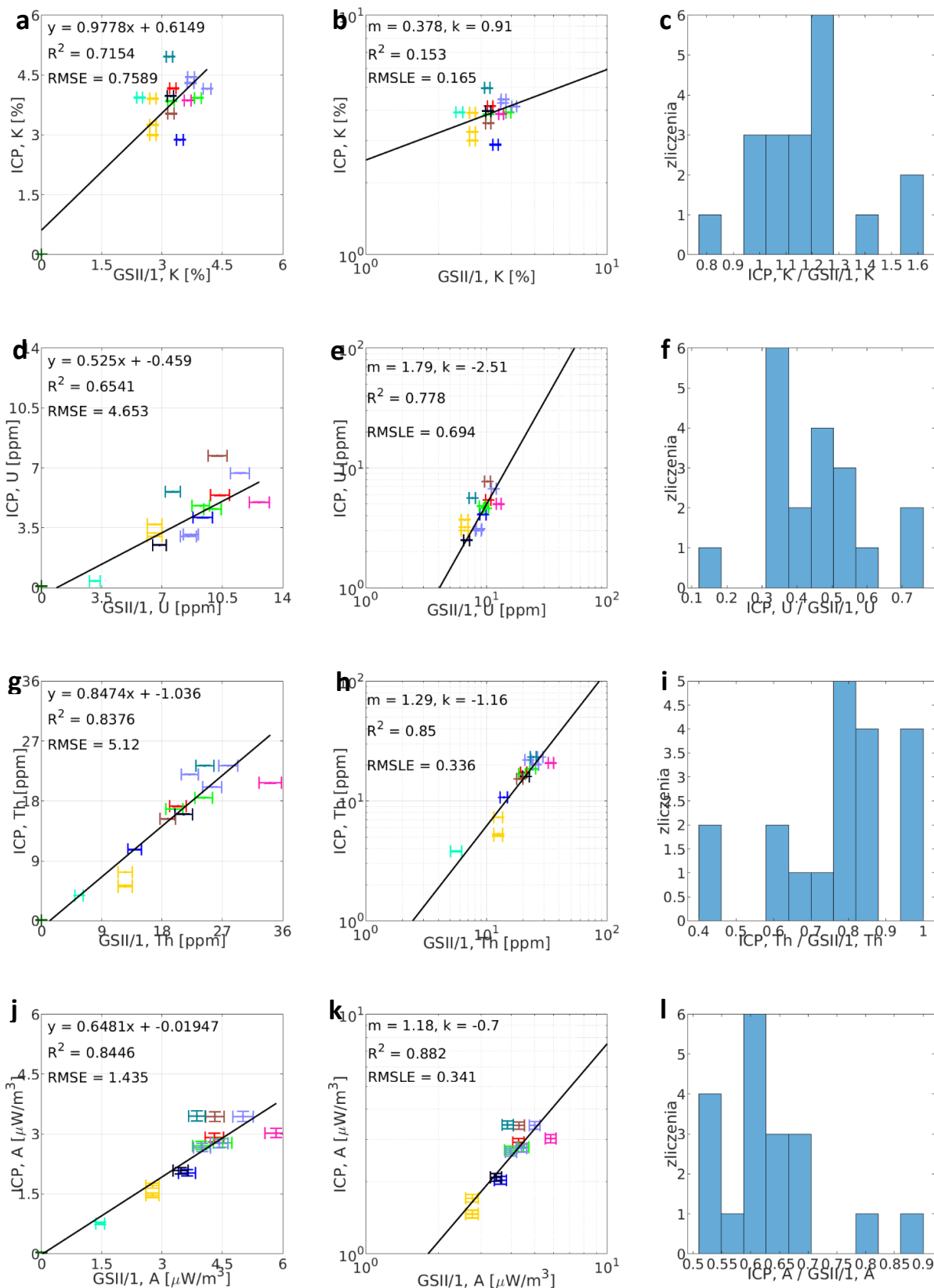


Figura 8.14 Korelacja zawartości potasu, uranu i toru oraz wartości ciepła radiogenicznego A wyznaczonych polowym spektrometrem gamma GSII/1 i za pomocą laboratoryjnych analiz chemicznych ICP MS/ES. Miary błędów *RMSE* oraz *RMSLE* mają jednostki korelowanych wielkości.

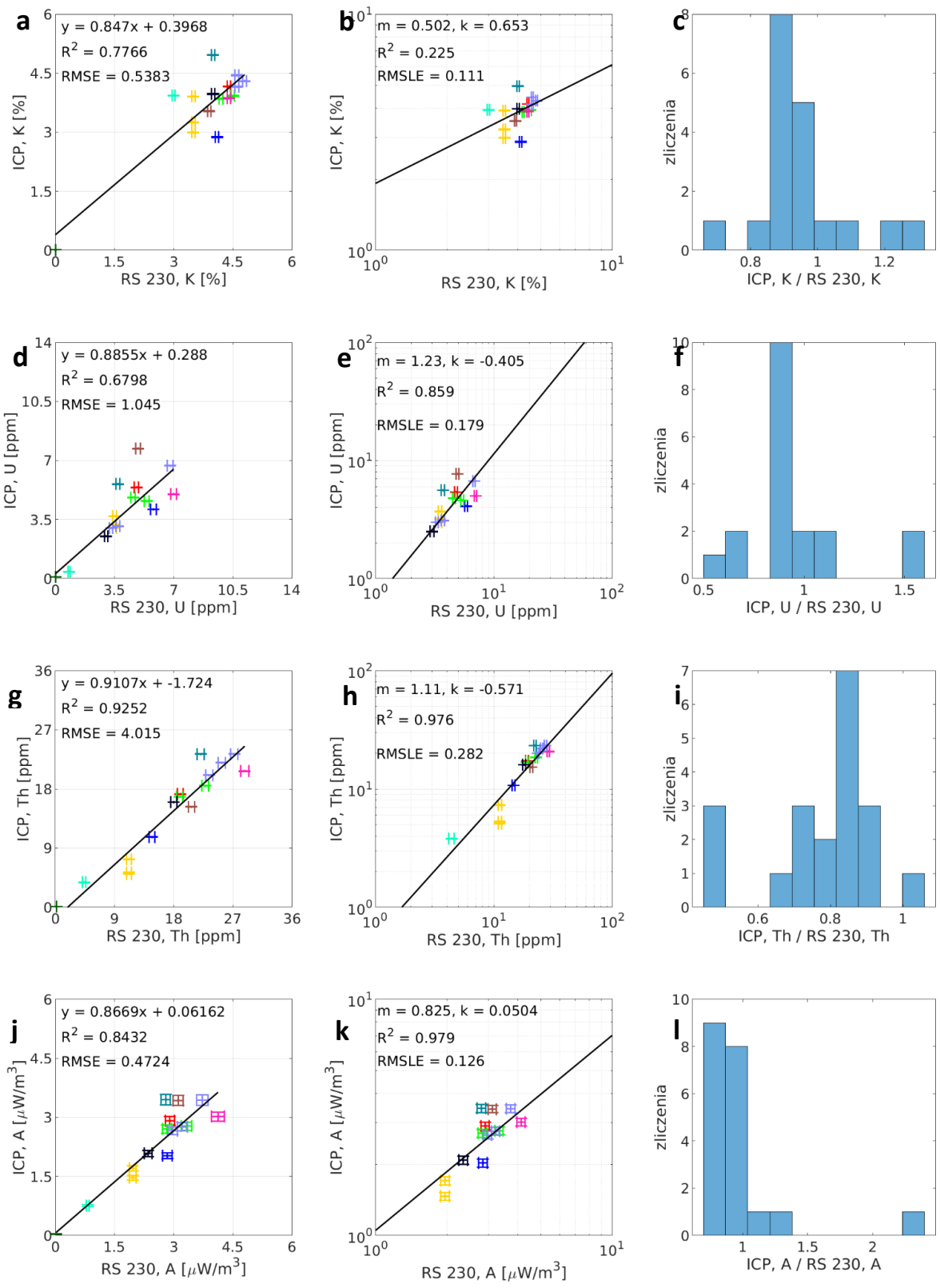


Figura 8.15 Korelacja zawartości potasu, uranu i toru oraz wartości ciepła radiogenicznego **A** wyznaczonych polowym spektrometrem gamma RS 230 oraz za pomocą laboratoryjnych analiz chemicznych ICP MS/ES. Miary błędów *RMSE* oraz *RMSLE* mają jednostki korelowanych wielkości.

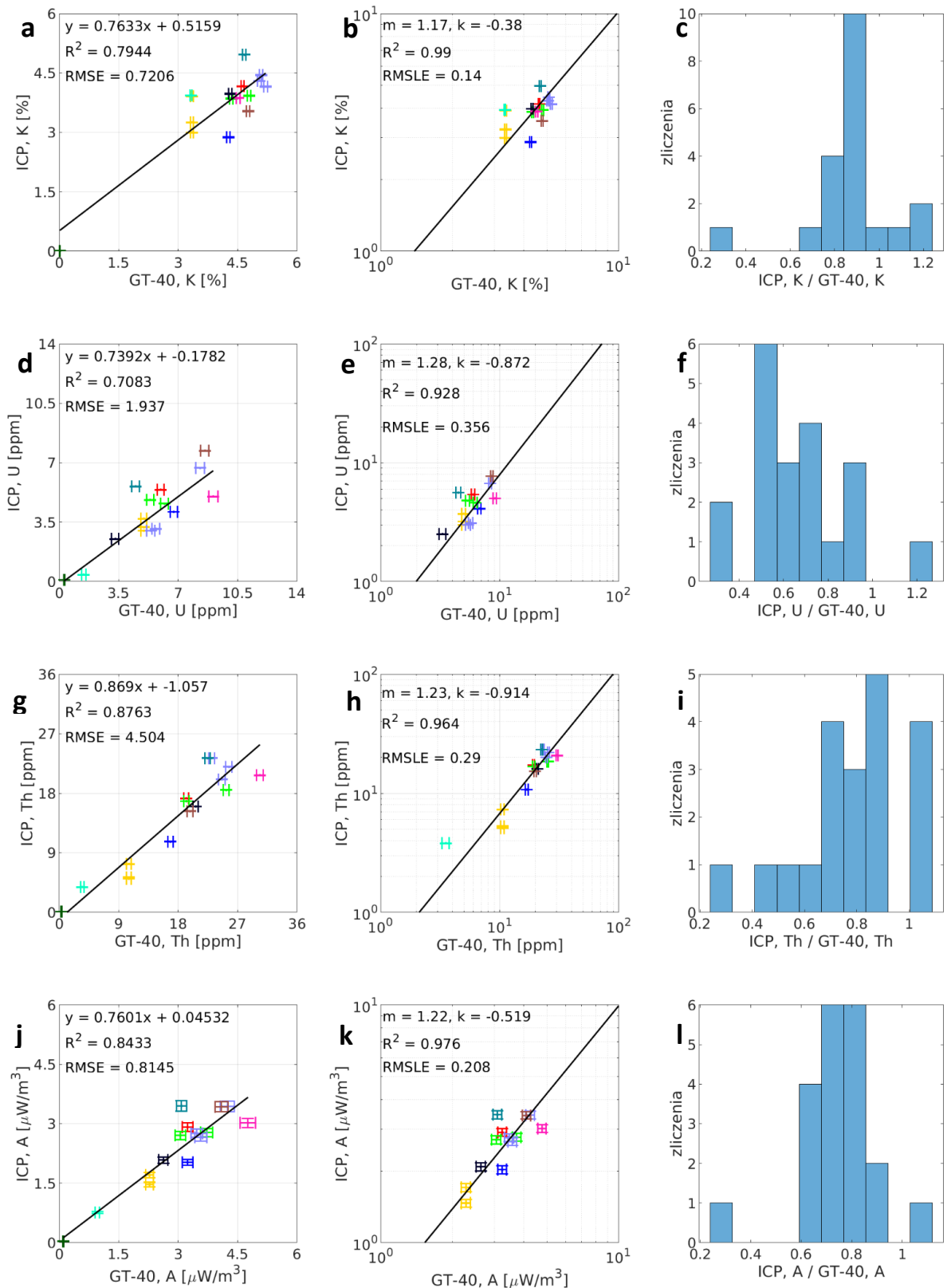


Figura 8.16 Korelacja zawartości potasu, uranu i toru oraz wartości ciepła radiogenicznego *A* wyznaczonych połowym spektrometrem gamma GT-40 oraz za pomocą laboratoryjnych analiz chemicznych ICP MS/ES. Miary błędów *RMSE* oraz *RMSLE* mają jednostki korelowanych wielkości.

Tabela 8.2 Błędy, współczynniki determinacji oraz parametry linii dopasowań dla korelacji przeprowadzonych w podrozdziałach 8.2.5 oraz 8.2.6. Zacienione pola pokazują najkorzystniejszy wynik danego parametru w danym porównaniu. Miary błędów *MAE*, *RMSE* oraz *RMSLE* mają jednostki korelowanych wielkości.

Parametr		Urządzenie/metoda							
		Młode strefy II – pomiary polowe vs. Pomiary polowe (43 punkty)			Młode strefy II – polowe vs. chemia lab (20 próbek)			HDR chemia lab vs. gamma lab	
		GSII/1 vs. RS230	GSII/1 vs. GT-40	RS230 vs. GT-40	GSII/1 vs. ICP	RS230 vs. ICP	GT-40 vs. ICP	76 próbek (cała Polska)	24 próbki – Sudety i przedpole
Skala liniowa									
RMSE	K [%]	0,8141	1,017	0,3963	0,7589	0,5383	0,7206	0,2641	0,2718
	U [ppm]	4,366	3,2817	1,4691	4,6529	1,0445	1,9374	1,8385	3,1588
	Th [ppm]	1,7805	2,3129	2,1808	5,1197	4,0151	4,5038	2,2925	3,9083
	A [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]	1,0961	0,792	0,4375	1,4345	0,4724	0,8145	0,5527	0,9459
MAE	K [%]	0,7593	0,9407	0,285	0,5993	0,442	0,637	0,1901	0,2156
	U [ppm]	4,0963	3,0099	1,2521	4,349	0,75	1,7036	1,0755	2,4263
	Th [ppm]	1,3653	1,7921	1,5909	4,0345	3,54	3,7231	1,1193	2,3242
	A [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]	1,0286	0,7119	0,3725	1,3243	0,3934	0,727	0,3243	0,7289
R2	K	0,9755	0,9402	0,9232	0,7154	0,7766	0,7944	0,9684	0,9739
	U	0,8478	0,834	0,8254	0,6541	0,6798	0,7083	0,9039	0,843
	Th	0,9659	0,9241	0,9278	0,8376	0,9252	0,8763	0,9397	0,8497
	A	0,9785	0,9445	0,9423	0,8446	0,8432	0,8433	0,9296	0,8658
a	K	1,2244	1,2594	1,0068	0,9778	0,847	0,7633	1,0153	1,0049
	U	0,5813	0,6594	1,0391	0,525	0,8855	0,7392	0,9351	0,8944
	Th	0,9236	0,9331	0,9949	0,8474	0,9107	0,869	0,9642	0,8693
	A	0,7444	0,8112	1,0768	0,6481	0,8669	0,7601	0,9533	0,9035
b	K	0,0641	0,1285	0,147	0,6149	0,3968	0,5159	0,0386	0,1133
	U	-0,6125	-0,1343	0,9629	-0,459	0,288	-0,1782	0,5307	1,3151
	Th	0,5856	0,8019	0,488	-1,0355	-1,7239	-1,0566	0,4024	2,7192
	A	-0,085	-0,0017	0,1256	-0,0195	0,0616	0,0453	0,169	0,4842
Skala log-log									
RMSLE	K [%]	0,1695	0,2079	0,0744	0,1647	0,1114	0,14	0,091	0,0651
	U [ppm]	0,604	0,4204	0,2513	0,6936	0,1792	0,3556	0,2383	0,2678
	Th [ppm]	0,1045	0,1461	0,1116	0,3363	0,282	0,2905	0,1143	0,1463
	A [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]	0,2473	0,1762	0,1071	0,3414	0,1264	0,2079	0,1148	0,1598
R2	K	0,9432	0,8439	0,8039	0,153	0,2245	0,9903	0,9514	0,9889
	U	0,8548	0,7935	0,8565	0,7784	0,8595	0,9278	0,8831	0,9007
	Th	0,9607	0,9196	0,9882	0,8496	0,9763	0,9637	0,9784	0,9574
	A	0,9707	0,9263	0,979	0,8822	0,9793	0,9761	0,9415	0,9378
m	K	0,9589	0,9051	0,8948	0,3777	0,5021	1,1728	0,9387	0,9427
	U	1,4545	1,1425	0,7545	1,7879	1,2325	1,2789	0,7904	0,8169
	Th	0,9791	1,011	0,9787	1,2931	1,1133	1,2281	1,0027	0,9614
	A	1,1465	1,0628	0,7133	1,1804	0,8253	1,2207	0,9374	0,868
k	K	0,2684	0,3757	0,1915	0,9104	0,6532	-0,3796	0,0782	0,111

	U	-1,7081	-0,7778	0,6079	-2,5107	-0,4052	-0,8719	0,3714	0,4518
	Th	0,0143	-0,064	0,0787	-1,155	-0,5712	-0,914	-0,0114	0,1233
	A	-0,5347	-0,3047	0,4095	-0,7003	0,0504	-0,5185	0,0935	0,2155

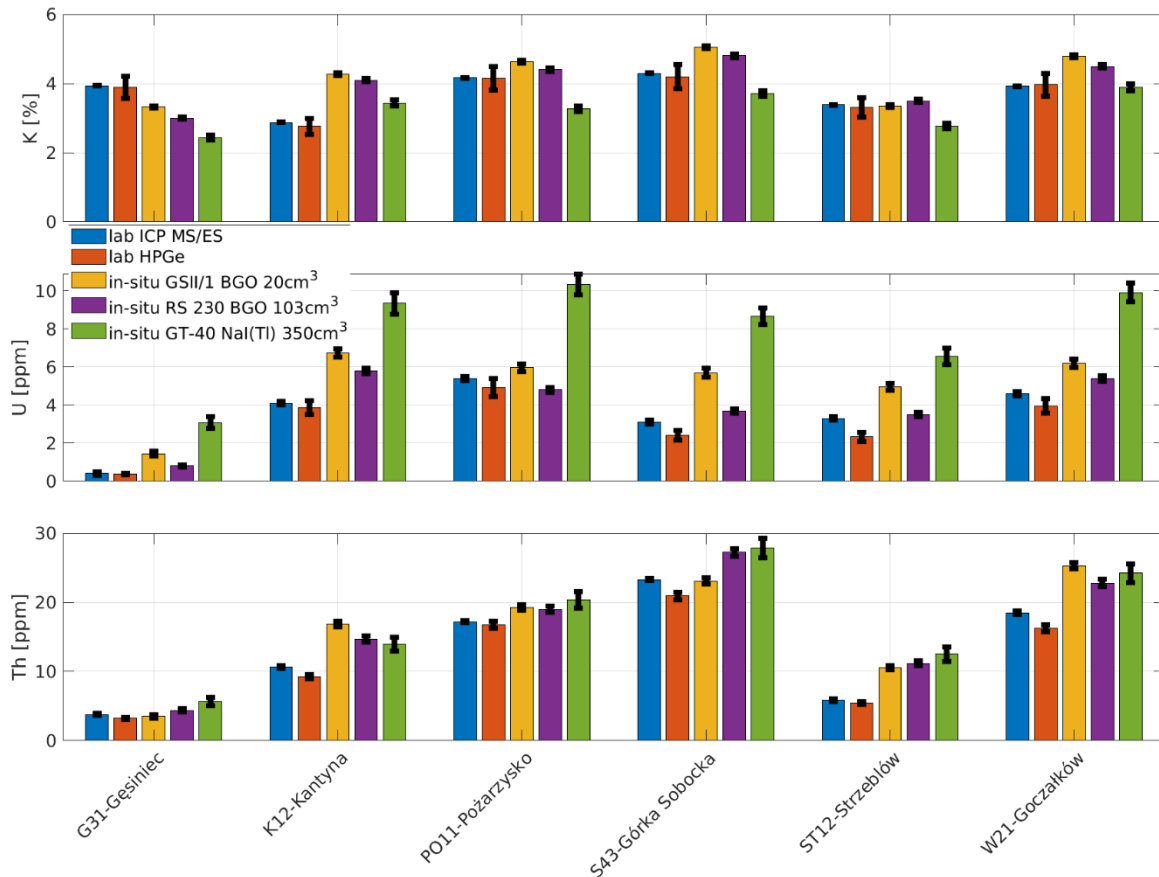


Figura 8.17 Zestawienie wyników chemicznych, laboratoryjnych gamma spektrometrycznych oraz in-situ wykonanych trzema spektrometrami gamma.

8.2.6. Analiza wyników zebranych w raporcie końcowym do projektu Hot Dry Rocks (HDR)

W latach 2010 – 2013 na zlecenie Ministerstwa Środowiska zrealizowano w PIG-PIB projekt pod tytułem: *Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (Hot Dry Rocks) w Polsce* pod kierownictwem dr. Adama Wójcickiego (Wójcicki i in., 2013). Celem projektu było wskazanie na obszarze Polski struktur geologicznych przydatnych dla wykorzystania technologii zamkniętych systemów geotermicznych (HDR, z ang. Hot Dry Rocks) lub wzbudzonych/wspomaganych z niewielkim dopływem wód (EGS, z ang. *Enhanced Geothermal System*). W ramach projektu wytypowano najbardziej perspektywiczne obszary, które zostały poddane dalszym badaniom i analizom:

- w skałach osadowych – rejon Polski centralnej obejmujący znaczną część niecki mogileńsko-łódzkiej, część wału kujawskiego oraz północną część obszaru przedsudeckiego;

- w skałach wulkanicznych – blok Gorzowa oraz rejon północnej Lubelszczyzny (obiekt Parczewa);
- w skałach krystalicznych – rejon bloku sudeckiego i przedsudeckiego oraz Suwalszczyzny.

W czasie realizacji projektu poddano analizom petrofizycznym (w tym badaniu parametrów termicznych) blisko 1500 prób skalnych z rdzeni otworów wiertniczych, jak i odkrywek. Pod kątem parametrów termicznych, wykonano ponad 700 pomiarów współczynnika przewodności cieplnej, 122 pomiary spektrometryczne gamma w celu wyznaczenia zawartości pierwiastków promieniotwórczych K, U, Th oraz ciepła radiogenicznego (patrz wzór 8.1) oraz ponad 90 pomiarów ciepła właściwego. Dodatkowo wykonano 117 analiz geochemicznych metodą ICP-MS/ES, w celu oznaczenia składu głównego oraz zawartości pierwiastków śladowych.

Pomiary widm promieniowania gamma przeprowadzono za pomocą spektrometru gamma z detektorem półprzewodnikowym HPGe firmy ORTEC typu GEM-9025-P o zdolności rozdzielczej 1,9keV i względnej wydajności 92,4% dla linii 1332keV izotopu ^{60}Co . Pomiar detektorem odbywał się w ołowianym domku osłonowym o grubości ścianek 10cm i wyłożony wewnątrz warstwą kadmu i miedzi elektrolitycznej. Rozdrobnione próbki do odpowiedniej frakcji i masie około 175 gramów wsypano do pojemników pomiarowych o pojemności 125ml, które na czas pomiaru stawiano bezpośrednio na obudowie detektora. Do kalibracji ilościowej spektrometru wykorzystano certyfikowane wzorce uranu, toru i potasu przygotowane przez Międzynarodową Agencję Energii Atomowej we Wiedniu. Czas pomiaru wynosił 24 godziny. Do analizy otrzymanych widm promieniowania stosowano oprogramowanie Gamma-Vision firmy ORTEC, zaś w celu określenia zawartości izotopów promieniotwórczych ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th wykorzystano linie 351,9keV, 609,3keV dla ^{238}U ; linie 583,3keV i 911keV dla ^{232}Th oraz linię 1406,8keV dla ^{40}K . Granice wykrywalności dla przedstawionej metody wynoszą: 0.3ppm dla uranu, 0.8ppm dla toru oraz 0.03% dla potasu. Badania wykonano w Instytucie Chemii i Techniki Jądrowej w Warszawie.

Próbki do analiz chemicznych, po uprzedniej preparatyce (cięcie, kruszenie i mielenie do odpowiedniej frakcji), zlecono firmie ALS-Chemex w Kanadzie.

W ramach projektu HDR szacowano ciepło radiogeniczne z pomiarów gamma spektrometrycznych. Autorzy opracowania stwierdzili, że dla większości przebadanych prób ciepło radiogeniczne zawiera się w przedziale od 0,5 do 3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Podwyższone wartości ciepła radiogenicznego zostały zanotowane w próbach z rdzenia otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (3-7 $\mu\text{W}/\text{m}^3$) odwierconego w ramach tegoż projektu. Ponadto, stwierdzono, że skały krystaliczne z rejonu Sudetów wykazują znacznie wyższe poziomy ciepła radiogenicznego w stosunku do tych z pozostałych rejonów, tj. Lubelszczyzny, Suwalszczyzny i bloku Gorzowa. Średnie ciepło radiogeniczne w otworze Czerwony Potok PIG-1 (5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$) posłużyło jako jeden z istotnych parametrów modelu opisującego warunki geotermalne dla fragmentu plutonu Karkonoszy. W modelu założono, że ciepło radiogeniczne zanika z głębokością wg krzywej wykładniczej.

Analizując wyniki przedstawione w wyżej opisanym projekcie, zidentyfikowano 76 prób z terenów perspektywicznych, dla których wykonano zarówno analizy chemiczne, jak i radiometryczne. Dla interesującego nas obszaru badań, tj. bloku przedsudeckiego i sudeckiego znaleziono 30 analiz chemicznych, oraz 29 laboratoryjnych badań spektrometrycznych gamma, przy czym, dla 24 prób wykonano obydwie badania, tj. dla prób z rdzeni otworów Czerwony Potok PIG-1, Karkonosze JG-1, Karkonosze IG-6 oraz prób pobranych z odkrywek i kamieniołomów, głównie granitu. Jak przedstawiono na początku tego podrozdziału, zarówno wyniki analiz chemicznych, jak i radiometrycznych można wykorzystać do obliczenia zawartości potasu, uranu i toru w skale oraz dalej oszacowania ciepła radiogenicznego i dane te zostają włączone do kompilacji danych archiwalnych i literaturowych (podrozdział 8.4).

Na Figurze 8.18 przedstawiono korelacje pomiędzy metodą chemiczną, a radiometryczną. Korelacje wyznaczono dla zawartości K, U i Th oraz wartości ciepła radiogenicznego A dla 76 prób ze wszystkich przebadanych rejonów (pełne symbole w kolorze niebieskim) oraz dla 24 prób z bloku przedsudeckiego i sudeckiego (puste symbole w kolorze czerwonym). Wykresy (a, d, g, j) przedstawiają korelacje w skali liniowej pomiędzy analizami chemicznymi (oś pozioma), a radiometrycznym (oś pionowa) odpowiednio dla K, U, Th i ciepła radiogenicznego A, a na wykresach (b, e, h, k) te same korelacje w skali logarytmicznej. Każdy punkt na wykresie odpowiada jednej próbie przeanalizowanej dwoma metodami.

Wykresy (c, f, i, l) to histogramy stosunków zawartości K, U, Th i wartości ciepła radiogenicznego dla dwóch metod pomiarowych, które pokazują ilościowo rozkład rozbieżności pomiędzy metodami pomiarowymi.

Przed analizą wykresów na figurze 8.18, należy podkreślić, że porównujemy tutaj dwie metody laboratoryjne, które cechują się wysoką dokładnością pomiaru niezakłóconego przez warunki otoczenia. W przypadku pomiaru radiometrycznego badane jest ok. 175 gramów skruszonej próby skalnej, zaś w metodzie chemicznej są to pojedyncze gramy próbki. Przedstawione analizy obejmują skały magmowe, wulkaniczne i w niewielkiej ilości metamorficzne. Zaś podzbiór tych danych obejmujący Sudety i ich przedpole (24 oznaczenia) ogranicza się jedynie do granitów i pojedynczych nefelinitów. Niemniej, wszystkie dane, jak i ich sudecki podzbiór rozciągają się na dość szerokie zakresy zawartości K, U, Th i A, co pozwala na wiarygodne przedstawienie wzajemnych korelacji oznaczeń uzyskanych przez dwie metody. Zestaw danych ze wszystkich przebadanych rejonów (pełne symbole w kolorze niebieskim) koreluje się najlepiej dla potasu i toru, nieco słabiej koreluje się uran. Podobnie dobre korelacje obserwuje się dla podzbioru danych z bloku sudeckiego i przedsudeckiego (puste symbole, kolor czerwony). W przypadku tego ostatniego, dla uranu i toru linia trendu nie trafia w początek układu współrzędnych. Jest to spowodowane raczej małą ilością danych dla niskich zawartości tych pierwiastków, niż systematyczną rozbieżnością między pomiarami chemicznymi i radiometrycznymi. Ciepło radiogeniczne jest wypadkową zawartości potasu, uranu i toru, więc i korelacja dla tej wielkości jest wypadkową korelacji dla tych pierwiastków promieniotwórczych. Niskie poziomy błędów potwierdzają dodatkowo zbieżności wyników otrzymanych dwoma metodami.

Jak wspomniano wyżej, w ramach projektu HDR odwiercono otwór badawczy Czerwony Potok PIG-1. Głębokość tego otworu to 200 metrów. Na rdzeniu z tego otworu przeprowadzono szereg analiz, m.in. określenie składu chemicznego, analizy radiometryczne i petrofizyczne z pomiarem parametrów termicznych, tj. współczynnika przewodności cieplnej i ciepła właściwego dla pobranych z rdzenia prób. W otworze wykonano również profilowania geofizyczne, z których szczególnie interesującym z punktu widzenia ciepła radiogenicznego jest profilowanie gamma spektrometryczne (tzw. SGR, z ang. Spectral Gamma Ray) z rejestracją zawartości K, U i Th. Profilowanie wykonano za pomocą sondy UBR-1.

Na Figurze 8.19a prezentuje się profilowanie SGR w zakresie głębokości 4-200m (linie ciągle) wraz z nałożonymi punktowymi zawartościami K, U i Th w próbkach z rdzenia uzyskanymi w drodze badań chemicznych i gamma spektrometrycznych w laboratorium (metodyka tych pomiarów została opisana na początku tego podrozdziału). Na Figurze 8.19b przedstawiono obliczone ciepło radiogeniczne na podstawie danych z Figury 8.19a. Na przebiegu otworowego profilowania gamma widać dwa wyraźne piki uranu w okolicach 85 i 105 metra głębokości, występują one w strefie mocno spękanej charakteryzującej się metasomatycznymi przeobrażeniami granitu, gdzie mogą występować strefy podkoncepcyjowania się uranu. Trudno wyciągać wnioski nt. zmiany zawartości izotopów promieniotwórczych i ciepła radiogenicznego z głębokością ze względu na niewielką głębokość otworu. Dobre zbieżności w oznaczeniach zawartości potasu i toru daje się zauważyć pomiędzy chemicznymi i radiometrycznymi badaniami laboratoryjnymi, nieco gorzej jest dla uranu.

Dalej na Figurze 8.20 przedstawiono korelacje pomiędzy poszczególnymi metodami szacowania zawartości K, U, Th oraz wartości ciepła radiogenicznego, tj. ciągle profilowanie gamma spektrometryczne w otworze oraz gamma spektrometria i analizy chemiczne na próbkach z rdzenia. Przy czym, ze względu na niewielką liczbę laboratoryjnych analiz gamma spektrometrycznych i chemicznych przeprowadzonych na tych samych próbkach (7 wspólnych punktów) oraz ze względu na bardzo małe zróżnicowanie litologiczne zdecydowano się na przedstawienie korelacji pomiędzy metodami dla zawartości poszczególnych pierwiastków promieniotwórczych (K – kolor czerwony, U – kolor zielony, Th – kolor niebieski) oraz ciepła radiogenicznego (kolor czarny) na jednym wykresie. Podobnie, jak w przypadku Figury 8.20, korelacje przedstawia się w skali liniowej (a, d, g, j), logarytmicznej (b, e, h, k) oraz w ujęciu ilościowym, w postaci histogramów (c, f, i, l). Jak wcześniej wykazano, bardzo dobrą korelację uzyskano pomiarami laboratoryjnymi spektrometrii gamma, a analizami chemicznymi, natomiast korelacje tych dwóch metod z profilowaniem SGR wypada nieco słabiej, co może być skutkiem dużej różnicy w skali, na jakiej operują metody. W przypadku profilowania SGR pomiar jest uśrednieniem dla setek kilogramów otaczającej detektor skały, natomiast w metodach laboratoryjnych analizujemy co najwyżej setki gramów skały. Największe rozbieżności obserwuje się dla uranu.

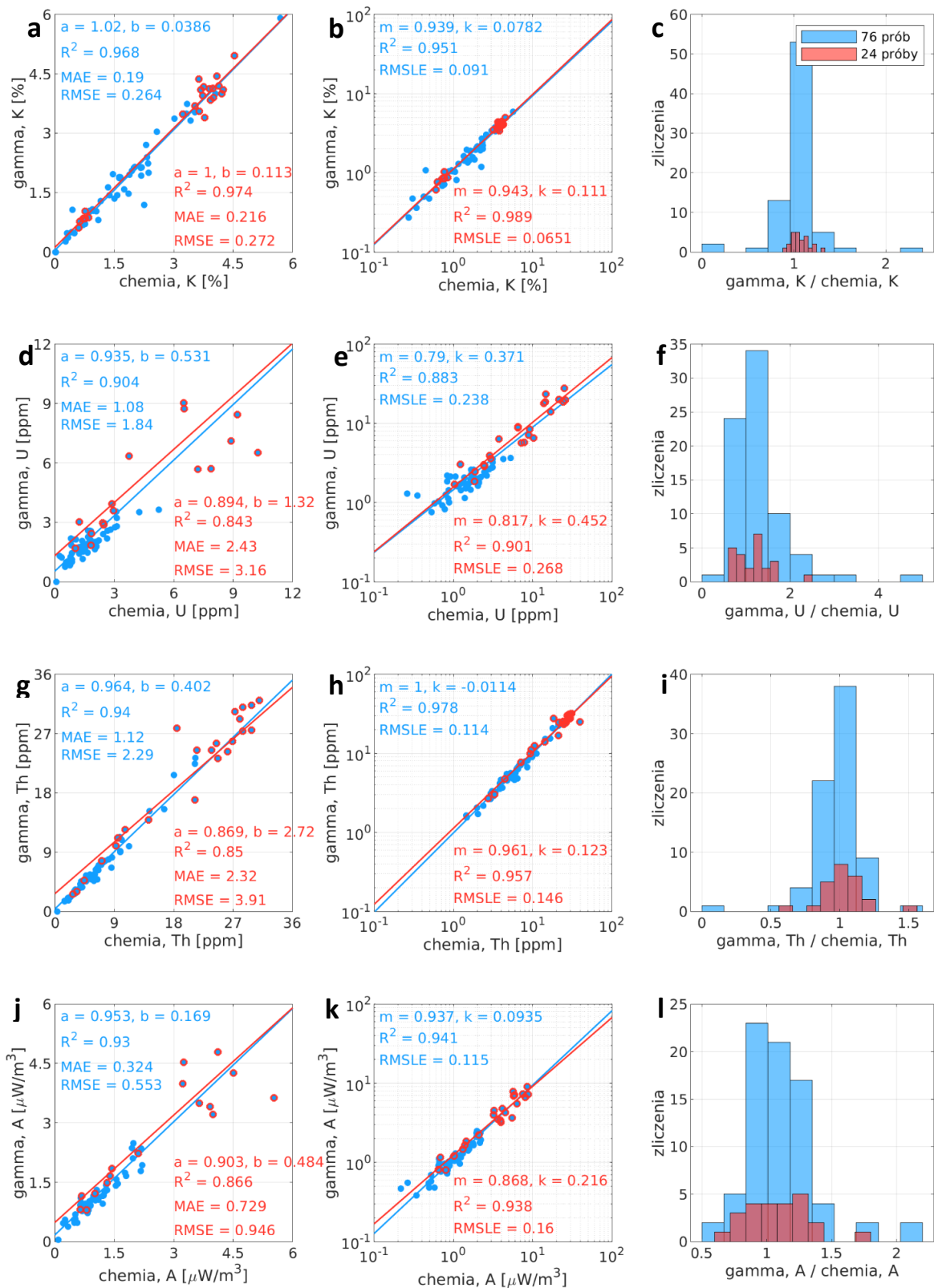


Figura 8.18 Korelacja zawartości izotopów promieniotwórczych ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th oraz ciepła radiogenicznego A wyznaczonych dwoma metodami, tj. w drodze analiz chemicznych i badań gamma spektrometrycznych. Kolorem niebieskim oznaczono 76 prób ze wszystkich rejonów perspektywicznych projektu HDR, kolorem czerwonym próby z bloku przedsudeckiego i sudeckiego. Miary błędów MAE , $RMSE$ oraz $RMSLE$ mają jednostki korelowanych wielkości.

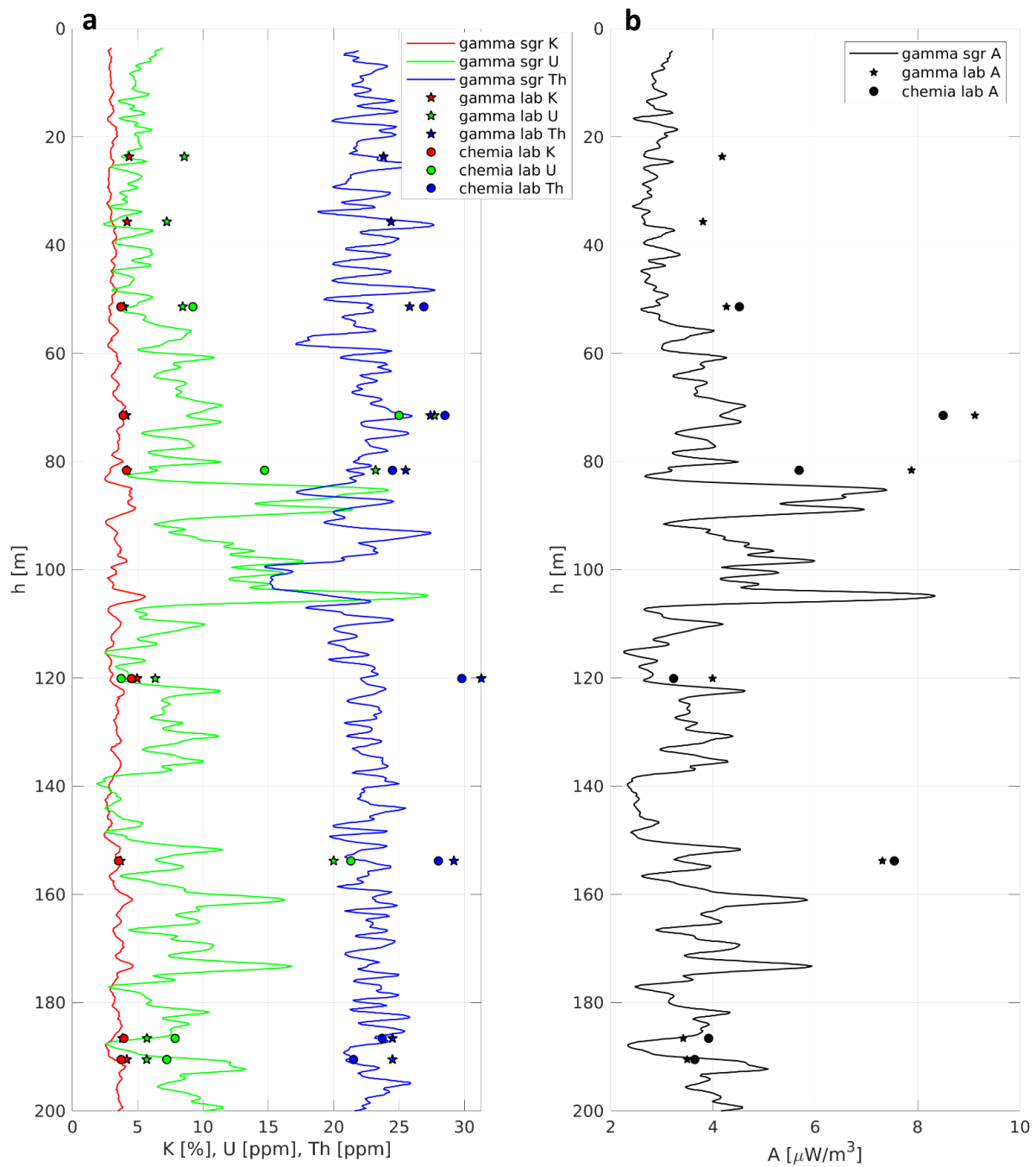


Figura 8.19 Profilowanie gamma spektrometryczne (linia ciągła) w otworze Czerwony Potok PIG-1 wraz z punktowymi oznaczeniami zawartości K, U, Th za pomocą laboratoryjnych analiz chemicznych (marker okrągły) i gamma spektrometrycznych (marker gwiazdka) na próbkach z rdzenia (a). Oszacowane ciepło radiogeniczne z użyciem trzech wspomnianych metod (b).

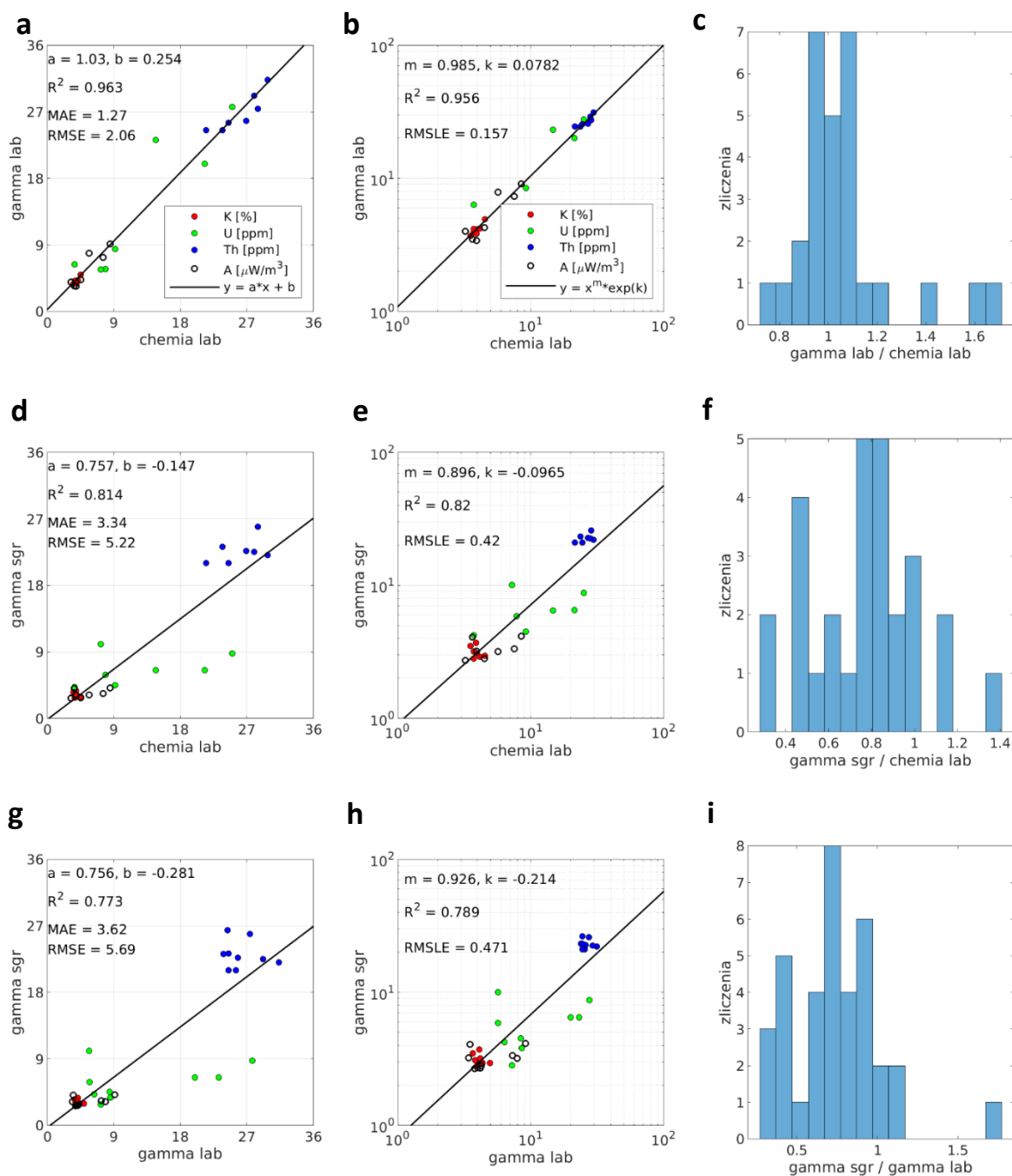


Figura 8.20 Korelacja zawartości izotopów promieniotwórczych ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th oraz ciepła radiogenicznego A wyznaczonych trzema metodami w otworze Czerwony Potok PIG-1. Miary błędów MAE , $RMSE$ oraz $RMSLE$ mają jednostki korelowanych wielkości.

8.3. Pomiary ciepła radiogenicznego skał bloku przedsudeckiego

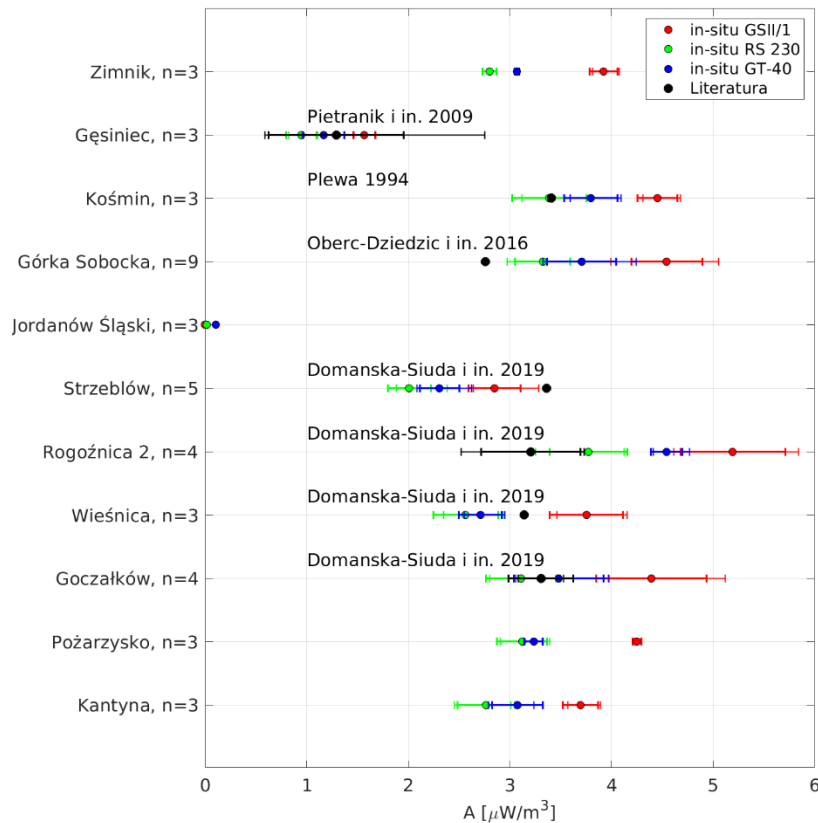


Figura 8.21 Średnie ciepło radiogeniczne dla 11 kopalni oszacowane za pomocą spektrometrów: GSII/1 (czerwony), RS230 (zielony) oraz GT-40 (niebieski). Wartości ciepła generowanego w tych kamieniołomach znalezione w literaturze oznaczono kolorem czarnym. Zakresy cienką linią pokazują wartości minimalne i maksymalne, zaś pogrubioną odchylenie standardowe od wartości średniej. Wartości n, na osi pionowej wskazują ilość pomiarów spektrometrycznych wykonanych w poszczególnych kamieniołomach.

Wykres na Figurze 8.21 potwierdza wcześniejsze wnioski nt. rozbieżności pomiarów pomiędzy GSII/1 a RS230 i GT-40, co więcej dane pozyskane z literatury potwierdzają, że pomiary wykonane RS230 i GT-40 powinny być traktowane jako referencyjne. Analizując wartości średnie ciepła radiogenicznego w poszczególnych kopalniach granitu utrzymuje się ono w wąskim przedziale od 2 do 4 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, przy czym najwyższe wartości zanotowano w Rogoźnicy 2 i potem w Górcie Sobockiej, zaś najniższe w Strzeblowie i Kantynie (kamieniołomy zlokalizowane obok siebie). W kopalni serpentynitu w Jordanowie Śląskim ciepło radiogeniczne jest bliskie zeru, w kopalni sjenitu w Kośminie oscyluje pomiędzy wartościami 3 a 4 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, a dla diorytu z Gęsińca jest na poziomie 1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Powyższe wartości wpisują się w zakresy ciepła radiogenicznego dla danych litologii (Rybach i Cermak, 1982).

8.4. Kompilacja danych literaturowych, archiwalnych i pomiarów własnych

Podrozdział ten zawiera przegląd tych spośród dotychczas przeprowadzonych badań metodami analizy ilościowej, geochemicznymi i radiometrycznymi skał obszaru bloku przedsudeckiego i sudeckiego, które mają potencjalne znaczenie dla oszacowania ciepła radiogenicznego. Następnie prezentowana jest kompilacja zawartości trzech głównych

pierwiastków promieniotwórczych, tj. K, U oraz Th, dla skał tego regionu, na podstawie których wyliczono ciepło radiogeniczne A generowane w skałach (wzór 8.2). Łącznie zebrano blisko 1200 oznaczeń zawartości K, U i Th (załącznik 8.2a) Przeanalizowane poniżej badania można podzielić na trzy grupy:

- Badania wykorzystujące tradycyjne metody analizy ilościowej do wyznaczenia zawartości K_2O , U i Th w skale;
- Badania oparte na wynikach laboratoryjnych analiz chemicznych składu skał wykonane metodą WD-XRF (z ang. *Wavelength Dispersive X-Ray Fluorescence*) lub ICP-MS/ES (z ang. *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry/Mass Spectrometry*), przy użyciu których bada się niewielką masę skały (kilka gram) i wyznacza główny skład chemiczny skały oraz zawartość pierwiastków śladowych;
- Badania promieniotwórczości naturalnej skał, głównie metodami laboratoryjnymi lub polowymi, w ramach których wyznacza się zawartość K, U i Th.

8.4.1. Badania wykorzystujące tradycyjne metody analizy ilościowej

Jeliński (1965) poddał analizom ponad 500 próbek granitu z plutonu Karkonoszy. Próbki do badań analitycznych rozdrobniono do wielkości ziaren mniejszej niż 0,2 mm, do oznaczeń toru – mniejszej niż 0,06 mm. Oznaczenie uranu zostało wykonane za pomocą perełkowej metody luminescencyjnej przystosowanej do analizowania skał nieroztwarzalnych w kwasach, zaś oznaczenie toru wykonano kolorymetrycznie przy zastosowaniu arsenazo-I w obecności kwasu winowego usuwającego zabarwienie metalokompleksów cyrkonu, tytanu i pierwiastków ziem rzadkich. Szersze opisy zastosowanych metod można znaleźć w publikacji Jelińskiego (1965) i cytowanych w niej pracach.

8.4.2. Badania oparte na wynikach laboratoryjnych analiz chemicznych składu skał wykonane metodą XRF lub ICP-ES/MS

Furnes i in. (1994) wykonali oznaczenia geochemiczne metodą WD-XRF dla metawulkanitów wczesnopaleozoicznych (kambryjsko-ordowickich i ordowicko-sylurskich) kaczawskiego pasma łupkowego.

W obrębie Gór Kaczawskich badania prowadzili również Mikulski (2005, 2014) i Adwankiewicz (2006). Mikulski (2005, 2014) przedstawił wyniki analiz chemicznych skał, wykonanych metodą WD-XRF w celu opisu złoża miedzi, złota i arsenu w Radzimowicach. Analizy obejmowały swoim zasięgiem kilka litologii: mikrogranity, dacyty, ryolity, andezyty, lamprofiry i trachity. Natomiast Adwankiewicz (2006) badał procesy dyferencjacji magmy, analizując skład chemiczny permskich wulkanitów, głównie za pomocą techniki XRF.

Floyd wraz ze współautorami (2002) badali procesy magmowe zarejestrowane w skałach ofiolitu ślezańskiego. Wykonali oni analizy chemiczne XRF dla bazaltów, dolerytów, gabr i perydotytów.

Geochronologia cyrkonu oraz geochemia gnejsów rejonu masywu orlicko-śnieżnickiego została przedstawiona przez Turniaka i in. (2000). Autorzy ci przeanalizowali próbki skalne z tego regionu przy użyciu metody ICP.

W masywie orlicko-śnieżnickim badania prowadził również Lange z zespołem (2005). Skupiały się one głównie na procesach magmowych i tektonometamorficznych. W ramach publikacji analizowano skład chemiczny gnejsów za pomocą metody ICP.

W publikacjach Kryzy i in. (2003 i 2014) przedstawiony został zestaw oznaczeń geochemicznych metodami typu ICP dla bazaltów i gabr okolic Kłodzka oraz granitów Karkonoszy.

Magmatyzmem granitoidów kłodzko-złotostockich z zastosowaniem metody XRF zajmował się Mikulski i in. (2013). W opublikowanej pracy można znaleźć zestaw analiz chemicznych dla granitów z tego regionu.

Obszerny zestaw analiz chemicznych można znaleźć w pracach Oberc-Dziedzic i in. (2005, 2010, 2015, 2016), którzy badali genezę granitoidów i ortognejsów w masywach karkonosko-izerskim, strzezińskim oraz kłodzkim, opierając się głównie na wynikach analiz chemicznych.

Domańska-Siuda i in. (2007, 2019) w swoich pracach skupili się na genezie granitoidów z masywu Strzegom-Sobótka. Autorzy ci poddali analizie chemicznej próbki skalne z tego regionu. W drugiej spośród publikacji, skład główny skał został oznaczony z użyciem metody ICP-ES zaś zawartość pierwiastków śladowych wyznaczono przy pomocy ICP-MS.

Skład chemiczny kwarcytów z warstw Jęglowej w masywie Strzelina został przedstawiony w pracy Szczepańskiego (2007).

W pracach Pietranik i Waighta (2008) oraz Pietranik i Koepkego (2009) przedstawiono rezultaty studiów nad procesami magmowymi intruzji Gęsińca w masywie Strzelina. Autorzy ci zbadali chemizm skał tej intruzji.

Mazur i in. (2010) przedstawili wyniki badań nad ewolucją mikrokontynentu Brunia w świetle wieku cyrkonów oraz powinowactwa występujących tam ortognejsów przy użyciu badań chemicznych i strukturalnych. W ramach pracy poddano analizie chemicznej próby skalne z masywu Strzelina oraz jednostek Doboszowic, Otmuchowa, Niedźwiedzia i Świdnej.

Rozkład temperatury w rejonie masywu Niedźwiedzia był badany przez Puziewicz i in. (2012). W ramach tych badań wykonano m.in. oznaczenia ciepła radiogenicznego wyliczonego na podstawie zawartości K, U, Th z analiz chemicznych metodą ICP

Metawulkanity obszaru masywu orlicko-bystrzyckiego były przedmiotem studiów Ilnickiego i in. (2013), którzy opublikowali analizy chemiczne dla skał tego regionu wykonane metodą ICP.

Badania w obrębie masywu karkonoskiego bazujące na metodach geochemicznych prowadzili Mikulski (2007), Słaby z zespołem (2008), Wójcicki in. (2013), Kryza i in. (2014). W ich pracach można odnaleźć oznaczenia składu chemicznego wykonane dla prób skalnych metodami ICP.

8.4.3. Badania promieniotwórczości naturalnej skał

Obszerne opracowanie dotyczące rozkładu parametrów termicznych na obszarze Polski na podstawie wcześniej publikowanych danych oraz prac własnych przedstawił Plewa (1994). Zawiera ono bogaty zestaw wyników badań laboratoryjnych naturalnej promieniotwórczości dla wielu typów skał z obszaru całego kraju, w tym Dolnego Śląska.

Wyniki badań nad generacją ciepła radiogenicznego przez skały krystaliczne i osadowe obszaru sudeckiego prezentuje z kolei praca zbiorowa pod redakcją Marii Plewy (1996). Oprócz oznaczenia w warunkach laboratoryjnych naturalnej promieniotwórczości, zawiera ona również wyniki oznaczeń innych parametrów petrofizycznych: elektrycznej oporności właściwej, własności sprężystych, cieplnej przewodności właściwej, współczynników porowatości efektywnej oraz parametrów elektrycznych, a także pomiarów gęstości skał tego obszaru.

Prace Malczewskiego i in. (2005 i 2019) są przykładem użycia metod spektrometrii gamma *in-situ*, gdzie zmierzono naturalną promieniotwórczość różnych odmian skalnych masywu izerskiego i sowiogórskiego.

Solecki z zespołem (2013) opublikował obszerny zestaw analiz pomiarów promieniotwórczości naturalnej wybranych surowców skalnych zwięzłych i okruchowych. Badania polowe przeprowadzone ręcznym spektrometrem gamma były poprzedzone licznymi testami metodycznymi, uwiarygadniającymi stosowaną metodę i aparaturę. Duża część badań gamma spektrometrycznych została przeprowadzona w rejonie bloku przedsudeckiego i sudeckiego na terenach kopalń surowców skalnych, jak i również na wychodniach różnych rodzajów skał o potencjalnym zastosowaniu w budownictwie. Łącznie wykonano imponującą liczbę 1371 pomiarów spektrometrycznych. Niestety, w większości przypadków autorzy przedstawili wyniki w formie zbiorczych histogramów podsumowujących dany rejon lub litologię, przez co wyników nie można użyć bezpośrednio w kompilacji, gdzie potrzeba szczegółowych danych odnośnie każdego pojedynczego pomiaru lub przynajmniej średniej wartości dla danego złoża. Niemniej, dla 6 złóż/kamieniołomów: Mikoszków, Józefów, Nasławice, Romanowo, Piławy Górnej oraz Czarnego Boru, zamieszczono osobne histogramy, z których można odczytać najczęściej występujące wartości K, U, Th w danym złożu. Przetworzone wyniki z tych kamieniołomów zostały użyte w kompilacji.

W ramach projektu *Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (Hot Dry Rocks) w Polsce* (Wójcicki i in., 2013) przebadano 122 próbki skalne z otworów, jak i odkrywek, za pomocą laboratoryjnej spektrometrii gamma. W obrębie bloku przedsudeckiego i sudeckiego wykonano 30 oznaczeń, z czego większość w masywie karkonoskim.

Laboratoryjne pomiary spektrometryczne gamma dla prób z otworów Karpniki KT-1, Staniszków ST-1 oraz Łądek Zdrój LZT-1 można znaleźć w dokumentacjach autorstwa Łukaczyńskiego i zespołu (2014a i 2014b) oraz Rasaty i in. (2019).

8.4.4. Metodyka przygotowania kompilacji

Z wyników badań chemicznych, analiz ilościowych bądź radiometrycznych zamieszczonych w wyżej cytowanych pracach, zaczerpnięto informacje o zawartości K, U, Th w danej próbce skalnej. W większości rozważanych prac nie badano gęstości skał, przeto dla potrzeb niniejszego opracowania, do obliczenia ciepła radiogenicznego wg wzoru 8.1, przyjęto reprezentatywne średnie wartości dla poszczególnych typów litologicznych skał, których wydzielono 33. Wymieniono je w Tabeli 8.3. W pracach, w których ciepło radiogeniczne było obliczone (np. Plewa, 1994; Plewa, 1996) przyjęto wartości ciepła podane przez autorów. W pracach Jelińskiego (1965), Słaby (2008) oraz Kryzy (2014) dotyczących masywu karkonoskiego, w niektórych oznaczeniach brakowało danych dotyczących zawartości K (lub K₂O, z którego można wyznaczyć K), U lub Th. Z racji dużej liczby oznaczeń dla tego regionu, blisko 600, w oznaczeniach gdzie brakowało zawartości K, przyjęto średnią wartość dla innych dostępnych oznaczeń zawartości K z badań ilościowych i chemicznych, tj. 3,63%, natomiast brakujące zawartości U lub Th, uzupełniono bazując na średnim stosunku Th/U = 3,21 z innych dostępnych oznaczeń w masywie karkonoskim.

Tabela 8.3 Gęstość objętościowa dla poszczególnych litologii przyjęta do obliczenia ciepła radiogenicznego w kompilacji.

L.P.	Litologia	Gęstość [kg/m ³]	L.P.	Litologia	Gęstość [kg/m ³]
1	amfibolit	2960	18	hornblendyt	3200
2	andezyt	2600	19	lamprofir	2900
3	bazalt	3000	20	tupek metamorficzny	2710
4	bazalt (lawo poduszkowa)	2600	21	marmur	2700
5	bazyt	3000	22	migmatyt	2750
6	dacyt	2400	23	nefelinit	2800
7	dioryt	2800	24	peridotyt	3150
8	doleryt	3000	25	ryodacyt	3150
9	eklogit	3300	26	ryolit	2500
10	gabro	3000	27	serpentyt	2750
11	gnejs	2800	28	sjenit	2700
12	granit	2650	29	skarn	2530

13	granodioryt	2650	30	tonalit	2700
14	granulit	2570	31	trachit	2600
15	grejzen	2570	32	wapień	2640
16	hornfels	2650	33	zieleniec	2780
17	kwarcyt	2600			

Oprócz danych literaturowych z ostatnich 60 lat w kompilacji zamieszczono pomiary własne wykonane za pomocą spektrometru GT-40 (43 oznaczenia) oraz wyniki analiz chemicznych (22 oznaczenia) w kamieniołomach na terenie masywów Strzegomia-Sobótki oraz Strzelina (patrz załącznik 8.1 oraz załącznik 8.2a). Do stworzenia map oraz obliczenia średnich wartości ciepła radiogenicznego A [$\mu\text{W}/\text{m}^3$] wybrano prace, w których badano skałę „macierzystą” dla danej jednostki geologicznej tzn. pominięto utwory żyłowe, izolowane wystąpienia wulkanitów, strefy mineralizacji, enklawy i ksenolity.

Jako, że w większości tych publikacji celem badawczym nie było wskazanie ani ciepła radiogenicznego ani dokładnej zawartości Th, U oraz K w dużej objętości skały, nie ma pewności co do jakości danych źródłowych w zakresie zawartości tych pierwiastków. Tak samo lokalna (na przestrzeni dziesiątek metrów) zmienność pionowa, czy lateralna może skutkować niespójnością wyników. Dodatkowo dane zaczerpnięte z literatury często nie posiadają dokładnie podanych współrzędnych, a jedynie opisową lokalizację, co utrudnia dokładną lokalizację pomiaru. Co prawda ciepło radiogeniczne zależy od zawartości Th, U i K i jest parametrem właściwym dla danej objętości skały, jednak jego wpływ na rozkład temperatury w ośrodku związany jest z mechanizmem przewodnictwa cieplnego, czego skutkiem jest osłabienie znaczenia poszczególnych lokalnych anomalii (zarówno anomalnie wysokich jak i niskich) generowanego ciepła radiogenicznego. W związku z tym, do stworzenia map rozkładu ciepła radiogenicznego posłużono się uśrednieniem wartości w zadanym promieniu bez odtwarzania dokładnych wartości w punkcie pomiarowym.

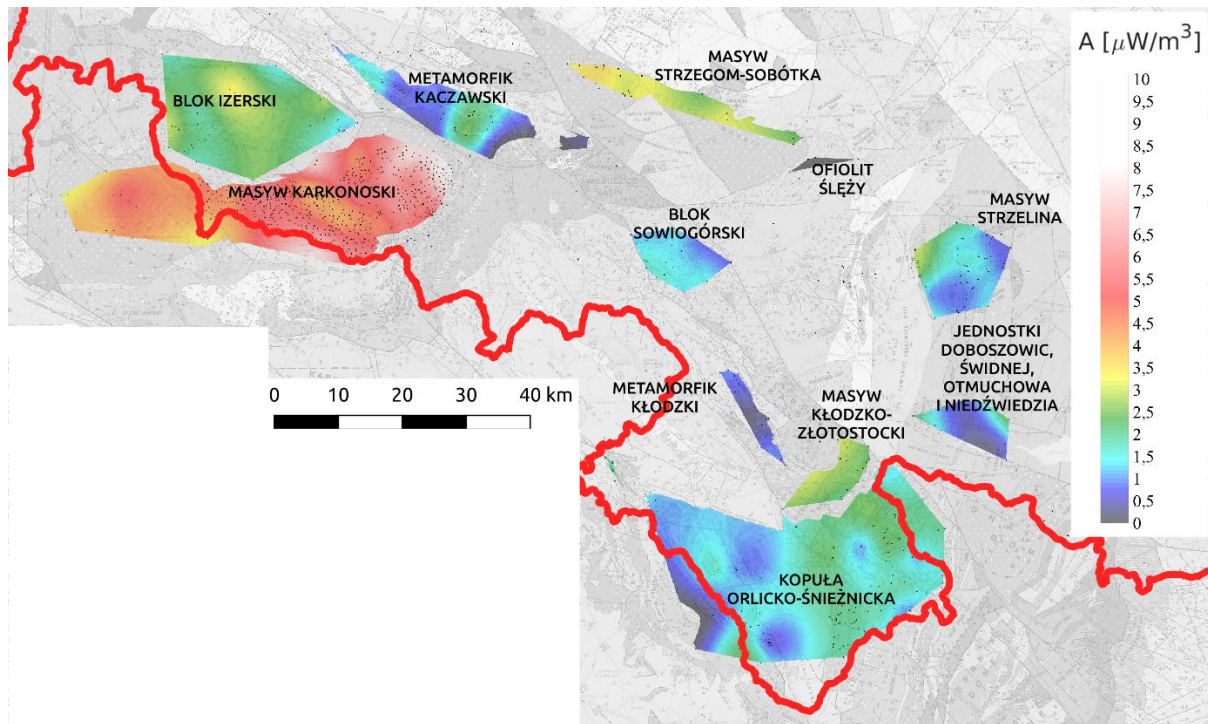


Figura 8.22 Mapa generowanego ciepła radiogenicznego na podstawie danych literaturowych i pomiarów własnych. Czarnymi kropkami zaznaczono punkty pomiarowe; czerwoną linią oznaczono granicę polsko-czeską. Mapa podkładu według Cymermana (2010). Figurę w lepszej rozdzielczości można znaleźć w załączniku 8.2b.

Przy tworzeniu map (Figury 8.22 i 8.23) posłużono się następującą metodyką:

- Wytypowano względnie spójne pod względem litologii jednostki geologiczne, w obrębie których znajdowało się minimum 10 pomiarów wykonanych w różnych odsłonięciach. Jednostki te to: masywy granitowe: karkonoski, Strzegom-Sobótka oraz kłodzko-złotostocki; skały metamorficzne wschodniej części bloku izerskiego i zachodniej części bloku sowiogórskiego; kompleksy metamorficzne: kaczawski i kłodzki; oraz masyw Strzelina. Ze względu na złożoną budowę („miks” skał metamorficznych i punktowych wystąpień granitoidów) w masywie Strzelina nie rozdzielono skał metamorficznych i magmowych. Dodatkowo przedstawiono również mapy generowanego ciepła dla granitów Kudowy, ofiolitów Ślęży oraz przedstawionych razem jednostek Doboszowic, Otmuchowa, Niedźwiedzia i Świdnej oraz kopały orlicko-śnieżnickiej.
- Pomiary co do których istniała pewność, że zostały wykonane w tym samym punkcie (kamieniołomie, otworze, odsłonięciu) uśredniono i przyjęto jako jedną wartość.
- W ramach jednostki geologicznej odrzucono skrajnie wysokie (powyżej 95 percentyla) oraz skrajnie niskie (poniżej 5 percentyla) wartości ciepła radiogenicznego;
- Do pokazania trendu najpierw obliczono uśrednione wartości generowanego ciepła w punktach pomiarowych. W tym celu wejściowe dane uśredniono (średnia ruchoma) stosując filtr o oknie okrągłym i promieniu 4 km, przy czym zastosowano średnią ważoną, z wagą liniowo malejącą wraz z odległością od uśrednianego punktu.

- e) Używając oprogramowania Matlab, na tak przygotowanych danych wykonano interpolację w celu uzyskania ciągłej mapy rozkładu generowanego ciepła. Do interpolacji użyto metody v4 (*biharmonic spline interpolation*).

8.4.5. Interpretacja map

Jednostki metamorficzne zasadniczo charakteryzują się niskimi wartościami generowanego ciepła (z zakresu ca. 0,5-2 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]), jednak złożona budowa (duża ilość pomniejszych wydzielań o odmiennej litologii) oraz ilość i przestrzenny rozkład pomiarów znacząco rzutują na jakość wykonanych map, toteż za bardziej reprezentatywne dla tych jednostek można uznać średnie wartości obliczone na podstawie wszystkich pomiarów (Figura 8.24). W dwóch przypadkach (blok izerski i kopuła orlicko-śnieżnicka) można jednak zauważyć pewne zmienności trendu poparte relatywnie dużą ilością pomiarów.

W obrębie kopuły orlicko-śnieżnickiej widoczna jest różnica pomiędzy metamorfikiem bystrzycko-orlickim (niższe wartości) a metamorfikiem Łądko-Śnieżnika (wyższe wartości), dodatkowo w obrębie metamorfiku Łądko-Śnieżnika najwyższe wartości zgrupowane są w obrębie jednostki Międzygórze charakteryzującej się podwyższonymi wartościami ciepła radiogenicznego w stosunku do okolic Łądko Zdroju i Śnieżnika, jednak ilość dostępnych pomiarów może rzutować na tę interpretację. Obszar metamorfiku Łądko-Śnieżnika od lat brany jest pod uwagę przy projektowaniu głębokich wierceń w celu ujęcia wód termalnych, dlatego uzasadnione wydaje się przeprowadzenie bardziej szczegółowych badań w tym obszarze i wykonanie dodatkowych pomiarów ciepła radiogenicznego w celu oceny prawdziwości powyższej interpretacji.

Podwyższone wartości A [$\mu\text{W}/\text{m}^3$] w bloku izerskim pozostają enigmatyczne ze względu na niepewność, co do szczegółowej lokalizacji pomiarów zaczerpniętych z literatury jak i niepewność, co do reprezentatywności tych pomiarów, dlatego też na tym etapie nie podjęto się szczegółowej interpretacji dla tego obszaru.

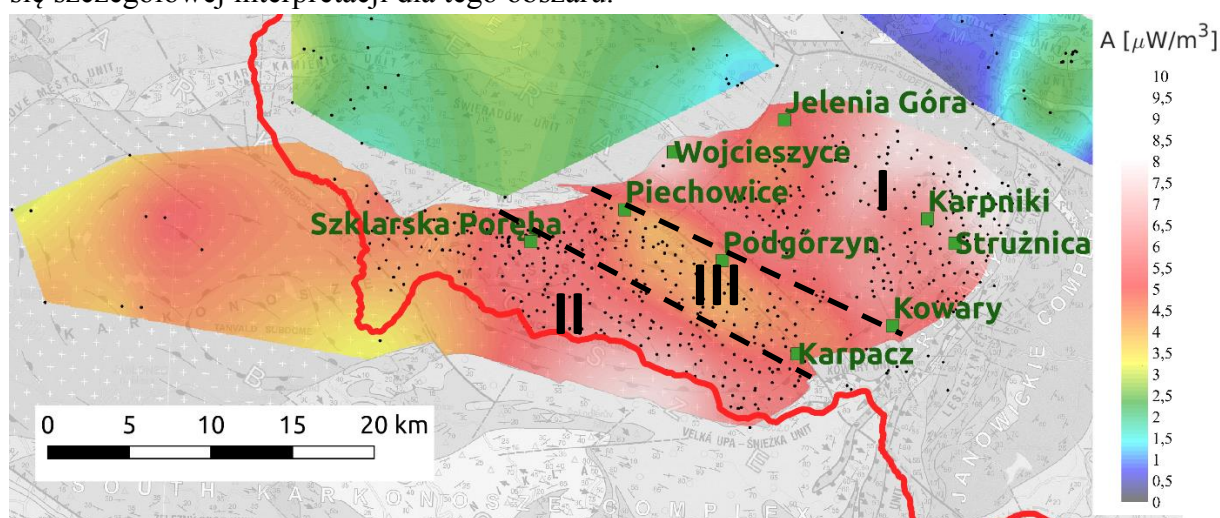


Figura 8.23 Mapa generowanego ciepła radiogenicznego na podstawie danych literaturowych dla plutonu Karkonoszy. Czarnymi kropkami zaznaczono punkty pomiarowe; czerwoną linią oznaczono granice polsko-czeską. Mapa podkładu według Cymermana (2010).

Skały metamorficzne masywu Strzelina przeważnie charakteryzują się niższymi wartościami ciepła radiogenicznego w stosunku do skał magmowych, jednak ze względu na to, że te ostatnie występują wyspowo, uśrednione wartości są niskie, z wyjątkiem okolic Nieszkowic i Górki Sobockiej. Masyw granitowy Strzegom-Sobótka wykazuje względną jednorodność pod względem wartości A [$\mu\text{W}/\text{m}^3$] z zakresu 2,4 – 3,1 przy czym obserwuje się niewielki wzrost wartości w jego północno-zachodniej części.

Masyw granitowy Karkonoszy posiada najlepsze pokrycie pomiarami zarówno pod względem ich ilości, jak i lokalizacji spośród prezentowanych w tym opracowaniu. Jako całość masyw ten charakteryzuje się najwyższym ciepłem radiogenicznym (średnia 5,44 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]) spośród zbadanych jednostek (Figura 8.22 i 8.23). Na podstawie mapy generowanego ciepła w tym masywie wyróżnić można trzy obszary (Figura 8.23) :

- I. obszar północno-wschodni, na północ od linii Podgórzyn - Strużnica o wysokich wartościach A mieszczących się w przedziale 5 – 7,5 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]
- II. obszar zachodni na linii Śnieżka-Szklarska Poręba o wartościach A w przedziale 4,5 – 6,6 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]
- III. obszar na linii Kowary – Piechowice rozdzielający dwie poprzednie części. Charakteryzuje się on niższymi w stosunku do otoczenia wartościami A (3,3 – 4,5 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]).

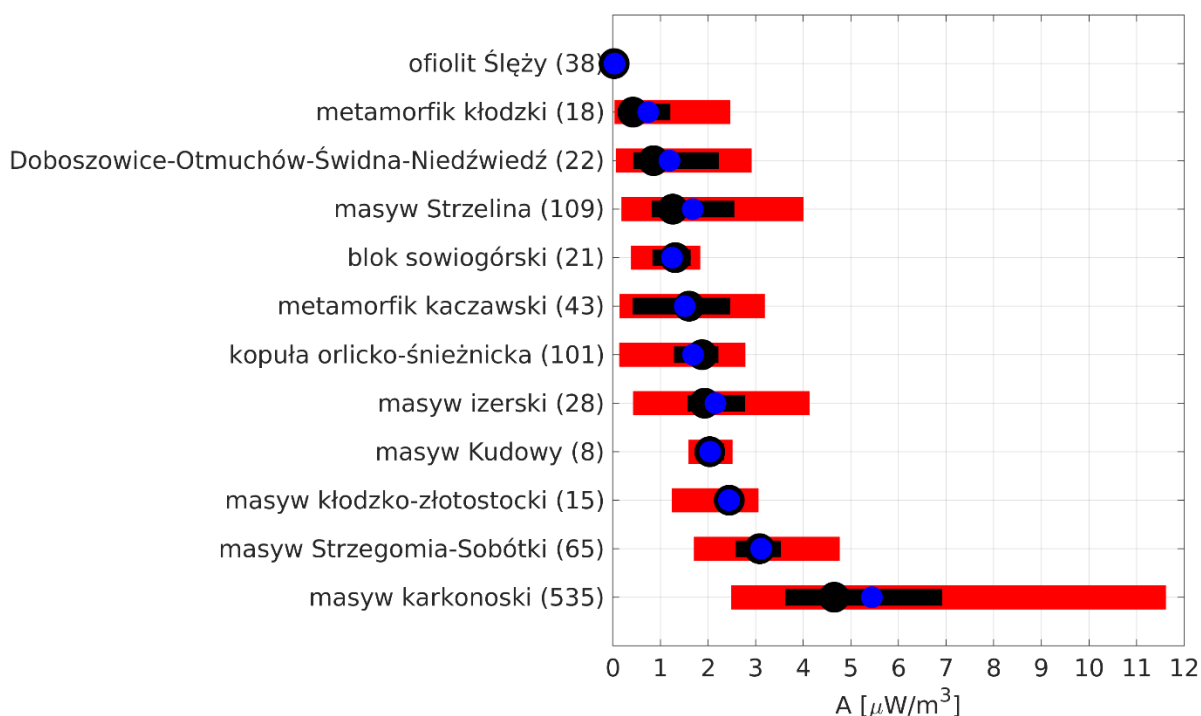


Figura 8.24 Średnie ciepło radiogeniczne dla wybranych jednostek geologicznych Sudetów i bloku przedsudeckiego. Dla każdej jednostki w nawiasie podano całkowitą liczbę pomiarów (po odrzuceniu tych poniżej 5 i powyżej 95 percentyla). Czerwona linia – cały zakres pomierzonych wartości; niebieska kropka – wartość średnia; czarna linia zakres pomiędzy 25 a 75 percentylem; czarna kropka mediana (50 percentyl).

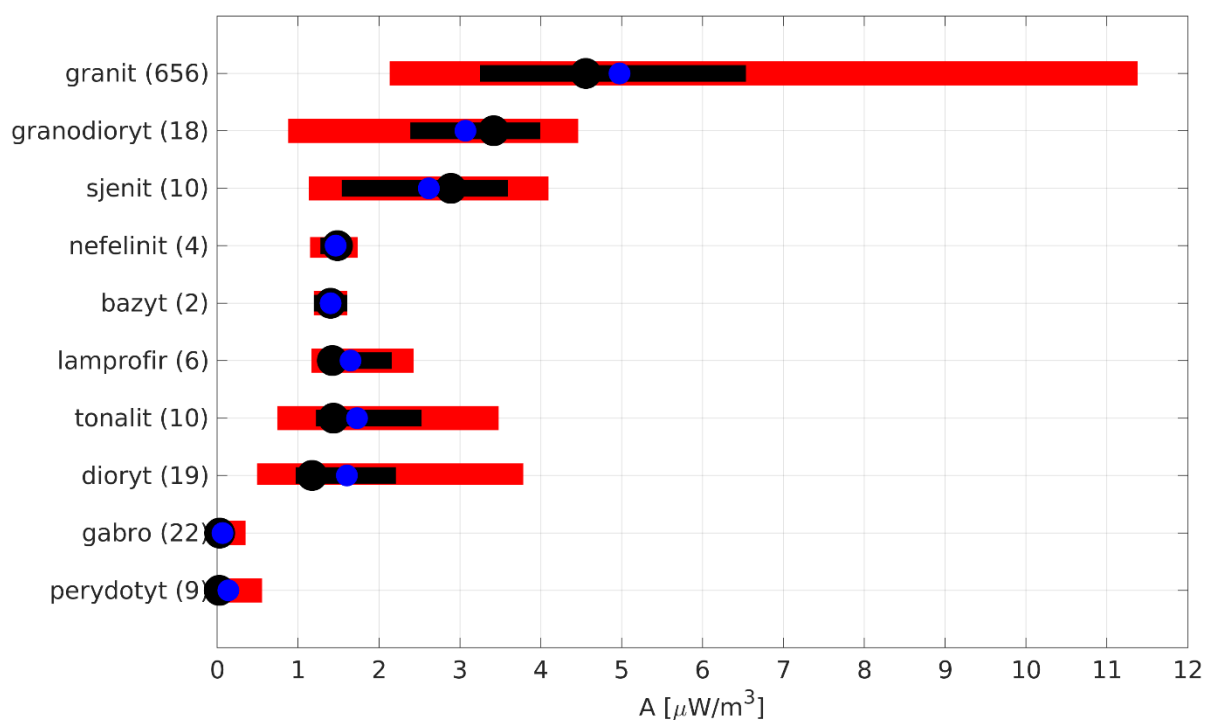


Figura 8.25 Średnie ciepło radiogeniczne dla wybranych typów skał plutonicznych bloku przedsudeckiego i sudeckiego. Dla każdej typu skały w nawiasie podano całkowitą liczbę pomiarów (po odrzuceniu tych poniżej 5 i powyżej 95 percentyla). Czerwona linia – cały zakres pomierzonych wartości; niebieska kropka – wartość średnia; czarna linia zakres pomiędzy 25 a 75 percentylem; czarna kropka mediana (50 percentyl).

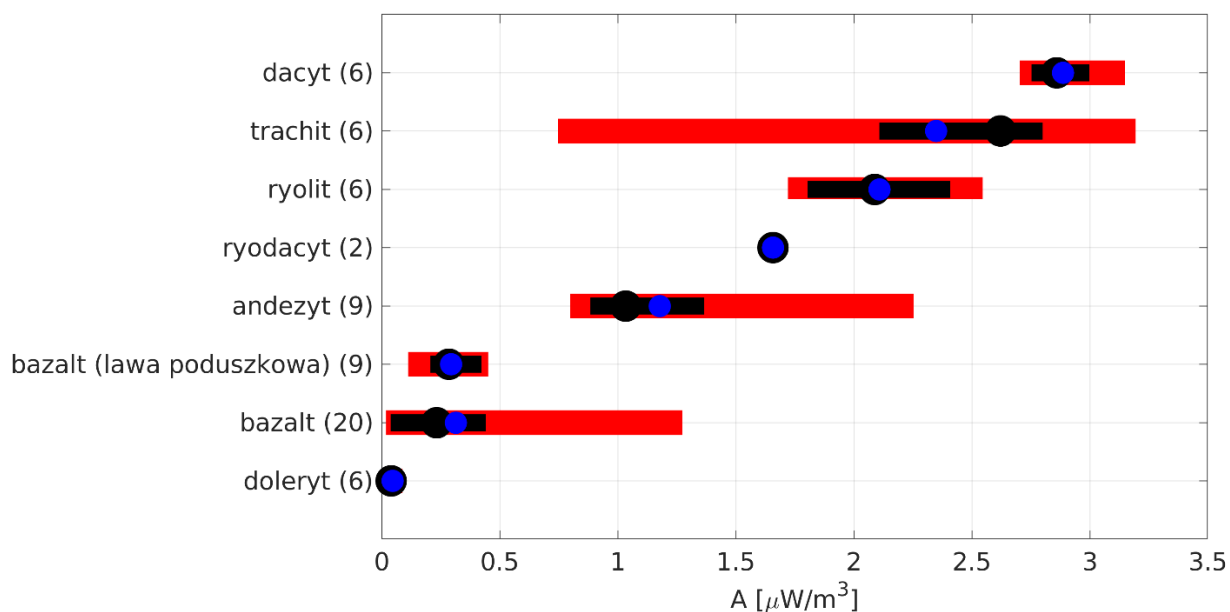


Figura 8.26 Średnie ciepło radiogeniczne dla wybranych typów skał magmowych wylewnych bloku przedsudeckiego i sudeckiego. Dla każdej typu skały w nawiasie podano całkowitą liczbę pomiarów (po odrzuceniu tych poniżej 5 i powyżej 95 percentyla). Czerwona linia – cały zakres pomierzonych wartości;

niebieska kropka – wartość średnia; czarna linia zakres pomiędzy 25 a 75 percentylem; czarna kropka mediana (50 percentyl).

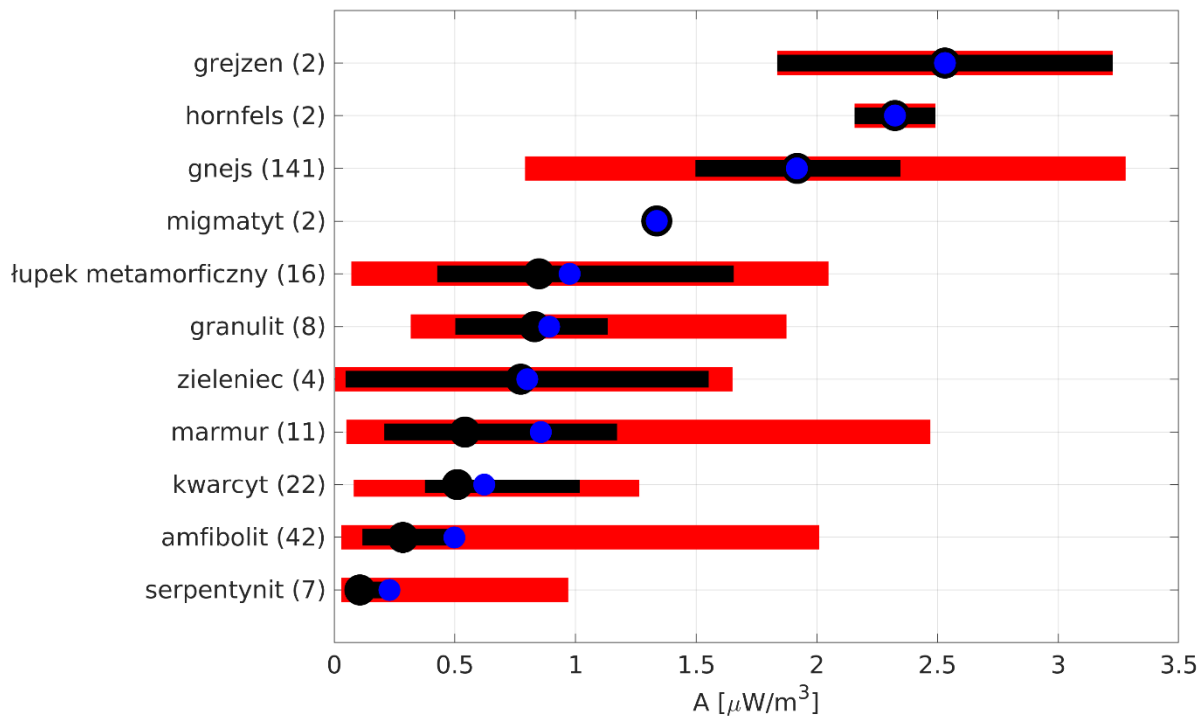


Figura 8.27 Średnie ciepło radiogeniczne dla wybranych typów skał metamorficznych bloku przedsudeckiego i sudeckiego. Dla każdej typu skały w nawiasie podano całkowitą liczbę pomiarów (po odrzuceniu tych poniżej 5 i powyżej 95 percentyla). Czerwona linia – cały zakres pomierzonych wartości; niebieska kropka – wartość średnia; czarna linia zakres pomiędzy 25 a 75 percentylem; czarna kropka mediana (50 percentyl).

W obrębie tych wydzieleni można zauważyć pomniejsze strefy podwyższonych lub obniżonych wartości A w stosunku do otoczenia. Co do ilości pomiarów, najlepiej zbadanym obszarem są okolice Szklarskiej Poręby, stąd też największa pewność co do interpretacji obszaru II, z drugiej strony silnie podwyższone wartości A pomierzone w obszarze I opierają się o znacznie mniejszą ilość pomiarów, dlatego ten obszar podobnie jak obszar III wymagają weryfikacji poprzez wykonanie dodatkowych pomiarów. Najbardziej wysunięta na północ i zachód część masywu karkonoskiego nie jest pokryta żadnymi pomiarami i ze względu na to, że znajduje się ona w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru pierwszego, wykazującego skrajnie wysokie wartości A , również powinna zostać lepiej rozpoznana pod kątem generowanego ciepła.

Najniższe, bo bliskie zera, wartości ciepła radiogenicznego, spośród rozważanych regionów, występują w obrębie ofiolitu śląskiego, gdzie przebadano głównie skały zasadowe i ultrazasadowe (gabro, perydotyt, bazalt, doleryt, serpentynit).

Figury 8.25-27 prezentują średnie ciepło radiogeniczne dla poszczególnych typów skał, przy czym, podzielono je odpowiednio na 3 grupy: skały magmowe (Figura 8.25), magmowe wylewne i wulkaniczne (8.26) oraz metamorficzne (8.27). Najwyższe poziomy ciepła radiogenicznego ($A = 2-5 \mu\text{W}/\text{m}^3$) notuje się dla skał plutonicznych i wylewnych kwaśnych i obojętnych (np. granit, granodioryt, sjenit, dacyt, trachit, ryolit) oraz ich metamorficznych przeobrażeń (grejzen, hornfels czy gnejs).

8.4.6. Wnioski

Przedstawiona kompilacja stanowi solidną podstawę do dalszego systematycznego rozpoznania ciepła radiogenicznego na obszarze bloku przedsudeckiego i sudeckiego. Wskazuje ona, że najwyższe poziomy ciepła radiogenicznego są notowane w masywach granitowych, zwłaszcza karkonoskim. Niemniej, przedstawione wyniki trzeba traktować jako pierwsze przybliżenie wartości ciepła radiogenicznego, gdyż większość oznaczeń w tej kompilacji była sporządzona nie pod kątem wyznaczenia uśrednionego ciepła radiogenicznego, tylko pod kątem innych celów badawczych, jak np. badania złóż kruszców (Jeliński 1965, Mikulski 2014), czy procesów magmowych (Słaby i Martin 2008, Pietranik i Waight 2008, Pietranik i Koepke 2009). Autorzy tych i innych prac niekoniecznie skupiali się na określeniu uśrednionych parametrów skały w regionie, a często wręcz poszukiwali anomalnych cech występujących bardzo lokalnie.

W celu sporządzenia uśrednionego powierzchniowego rozkładu ciepła radiogenicznego na terenach perspektywicznych dla poszukiwania wód termalnych, tj. w szczególności na terenach masywów granitowych, rekomenduje się szczegółowe rozpoznanie tego parametru poprzez systematyczne polowe pomiary radiometryczne wg metodyki zaproponowanej w podrozdziale 8.2.4, wspierane dodatkowo metodami laboratoryjnymi. Oprócz uzyskania nowych pomiarów, możliwe będzie zweryfikowanie przydatności oznaczeń zawartych w kompilacji na cele szacowania ciepła radiogenicznego.

Literatura

Allis, R.G., 1979 – A heat production model for stable continental crust, *Tectonophysics* 57: 151-165.

Andreoli, M., Hart, R., Ashwal, L.D. & Coetzee, H., 2006 – Correlations between U, Th Content and Metamorphic Grade in the Western Namaqualand Belt, South Africa, with Implications for Radioactive Heating of the Crust. *Journal of Petrology* 47.

Artemieva, I. M. & Mooney, W. D., 2001 – Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study, *J. Geophys. Res.* 106(B8): 16387– 16414.

Artemieva, I., Thybo, H., Jakobsen, K., Sørensen, N. & Nielsen, L., 2017 – Heat production in granitic rocks: Global analysis based on a new data compilation GRANITE2017. *Earth-Science Reviews* 172.

Ashwal, L.D., Morgan, P., Kelley, S.A. & Percival, J.A., 1987 – Heat production in an Archean crustal profile and implications for heat flow and mobilization of heat-producing elements, *Earth and Planetary Science Letters* 85(4): 439-450

Awdankiewicz, M., 2006, Fractional crystallization, mafic replenishment and assimilation in crustal magma chambers: geochemical constraints from the Permian post-collisional intermediate-composition volcanic suite of the North-Sudetic Basin (SW Poland). *Geologia Sudetica* 38(39-61): 39-61.

Barker, J., Downing, RA, Gray, DA, Findlay, J, Kellaway, GA., Parker, R & E. Rollin, K., 2000 – Hydrogeothermal studies in the United Kingdom. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 33: 41-58.

Bea, F., 1996 – Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: Implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology* 37: 521–552.

Bea, F., 2012 – The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat producing elements. *Lithos* 153: 278–291.

Beamish D, White J., 2014 – TellusSW: airborne geophysical data and processing report. British Geological Survey Open Report, OR/14/014.

Beamish, D., Busby, J., 2016 – The Cornubian geothermal province: heat production and flow in SW England: estimates from boreholes and airborne gamma-ray measurements. *Geothermal Energy* 4.

Birch, F., 1954 – Heat from radioactivity. In: Faul, H. (Ed.), *Nuclear Geology*. John Wiley and Sons, New York, N.Y, pp. 148–174.

Birch, F.D., Roy, R.F., & Decker, E.R., 1968 – Heat flow and thermal history in New England and New York.

Bizzarro, Martin & Baker, Joel & Haack, Henning & Lundgaard, 2008 – Rapid Timescales for Accretion and Melting of Differentiated Planetesimals Inferred from ²⁶Al-²⁶Mg Chronometry. *The Astrophysical Journal Letters* 632: L41.

Brady RJ, Ducea MN, Kidder SB & Saleeby JB., 2006 – The distribution of radiogenic heat production as a function of depth in the Sierra Nevada Batholith, California. *Lithos* 86: 229–244

Caruso, L. & Simmons, G., 1985 – Uranium and microcracks in a 1,000-meter core, Redstone, New Hampshire. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90: 1-17.

Čermak, V. & Bodri, L. & Rybach, L. & Buntebarth, G., 1990 – Relationship between seismic velocity and heat production: comparison of two sets of data and test of validity. *Earth and Planetary Science Letters* 99: 48-57.

Charbonneau, B.W., Darnley, A.G., 1970 – Radioactive precipitation and its significance to high-sensitivity gamma-ray spectrometer surveys, Project 670052, Geological Survey of Canada

Cymerman, Z., 2010 – Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic block (Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego), 2nd Ed., Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

Domańska-Siuda J., Slaby E., Szuszkiewicz A., 2019 - Ambiguous isotopic and geochemical signatures resulting from limited melt interactions in a seemingly composite pluton: a case study from the Strzegom-Sobótka massif (Sudetes, Poland). *International Journal of Earth Sciences* 108(3): 931962.

Domańska-Siuda J., 2007 - The granitoid Variscan Strzegom-Sobótka massif. *Granitoids in Poland*, AM Monograph, 1:179191.

Downing, R. A. , Gray, D. A., 1986 – Geothermal resources of the United Kingdom. *Journal of the Geological Society* 143 (3): 499–507.

Erdi-Krausz G., Matolin M., Minty B., Nicolet J.P., Reford W.S., Schetselaar E.M., 2003 - Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data: also as open access e-book . *International Atomic Energy Agency* (IAEA).

Floyd P.A., Kryza R., Crowley Q.G., Winchester J.A., Abdel Wahed M., 2002 - Ślęza Ophiolite: geochemical features and relationship to lower palaeozoic rift magmatism in the bohemian massif. *Geological Society*, London, Special Publications 201(1): 197215.

Fountain, D.M., 1986 – Is there a relationship between seismic velocity and heat production for crustal rocks?, *Earth and Planetary Science Letters* 79(1-2): 145-150

Fountain, D.M., 1987 – The relationship between seismic velocity and heat production—reply, *Earth and Planetary Science Letters* 83(1–4): 178-180.

Fujinami, N., 1996. Observational study of the scavenging of radon daughters by precipitation from the atmosphere. *The Natural Radiation Environment* VI 2,181–185

Furlong K.P.& Chapman D.S., 1987 – Thermal state of the lithosphere, *Rev. Geophys.* 25(6): 1255–1264.

Furnes H., Kryza R., Muszynski A., Pin C., Garmann L.B., 1994 - Geochemical evidence for progressive, rift-related early Palaeozoic volcanism in the western Sudetes. *Journal of the Geological Society* 151(1): 91-109.

Gilmore G., 2011 - Practical gamma-ray spectroscopy. *John Wiley & Sons*.

Grasty R. L., Holman P.B., Blanchard Y.B., 1991 - Transportable calibration pads for ground and airborne gamma-ray spectrometers 90. *Geological Survey of Canada*.

Greenfield, M. B., Domondon, A. T., Tsuchiya, S., Tomiyama, M., 2003 – Monitoring precipitation rates using γ rays from adsorbed radon progeny as tracers, *Journal of Applied Physics* **93**, 5733

Hasterok, D. & Webb, J., 2017 – On the radiogenic heat production of igneous rocks. *Geoscience Frontiers* 8.

Hasterok, D., Gard, M. & Webb, J., 2018 – On the radiogenic heat production of metamorphic, igneous, and sedimentary rocks. *Geoscience Frontiers* 9.

Hendriks P.H.G.M., Limburg J., De Meijer R.J., 2001 - Full-spectrum analysis of γ –ray natural spectra. *Journal of Environmental Radioactivity* 53(3): 365-380.

Huang, Y., Chubakov, V., Mantovani, F., Rudnick, R. L., & McDonough, W. F. , 2013 – A reference Earth model for the heat-producing elements and associated geoneutrino flux, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14: 2003– 2029,

Huenges, E., 1997 – Factors controlling the variances of seismic velocity, density, thermal conductivity and heat production of cores from the KTB Pilot Hole. *Geophysical Research Letters* 24: 341-344.

IAEA, 1989 - Construction and use of calibration facilities for radiometric field equipment. *Technical Reports Series No. 309* International Atomic Energy Agency.

IAEA, 2003, *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*, International Atomic Energy Agency.

Ilnicki S., Szczepański J., Pin C., 2013 - From back-arc to rifted margin: Geochemical and isotopic records in Neoproterozoic?-Cambrian metabasites of the Bystrzyckie and Orlickie Mountains (Sudetes, SW Poland). *Gondwana Research* 23(3):1104-1121.

Jaupart, C. & Mareschal, J.-C., 2003 – Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data. *Treatise on Geochemistry* 3.

Jeliński A., 1965 - Geochemia uranu w granitowym masywie Karkonoszy z uwzględnieniem innych masywów granitoidowych Dolnego Śląska. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 193: 5-110.

Kern, H. & Siegesmund, S., 1989 – A test of the relationship between seismic velocity and heat production for crustal rocks, *Earth and Planetary Science Letters* 92(1): 89-94

Ketcham, R., 1996 – Distribution of heat-producing elements in the upper and middle crust of southern and west central Arizona: Evidence from the core complexes. *Journal of Geophysical Research* 101: 13611-13632.

Korzeniowska-Rejmer E., 2008 - Radon w gruncie i techniki redukcji jego stężenia w obiektach budowlanych. *Czasopismo Techniczne. środowisko* 105:73-88.

Kremenetsky, A.A., Milanovsky, S.Yu. & Ovchinnikov, L.N., 1989 – A heat generation model for continental crust based on deep drilling in the Baltic Shield, *Tectonophysics* 159(3-4): 231-246.

Kryza R., Pin C., Oberc-Dziedzic T., Crowley Q.G., Larionov A., 2014 - Deciphering the geochronology of a large granitoid pluton (Karkonosze Granite, SW Poland): an assessment of U-Pb zircon sims and Rb-Sr whole-rock dates relative to U-Pb zircon Ca-id-tims. *International Geology Review* 56(6):756782.

Kryza R., Mazur S., Pin C., 2003 - Subduction and non-subduction-related igneous rocks in the central european variscides: geochemical and nd isotope evidence from the Kłodzko Metamorphic Complex, Polish Sudetes. *Geodinamica acta* 16(1): 39-57.

Kukkonen, I.T. & Peltoniemi, S., 1998 – Relationships between thermal and other petrophysical properties of rocks in Finland, *Physics and Chemistry of the Earth* 23(3): 341-349.

Kumar, P.S & Reddy, G.K., 2004 – Radioelements and heat production of an exposed Archaean crustal cross-section, Dharwar craton, south India, *Earth and Planetary Science Letters* 224(3-4): 309-324.

Lachenbruch, A.H., 1970 – Crustal temperature and heat production: implications of the linear heat-flow relation. *J Geophys Res.* 75: 3291–300..

Lachenbruch, A.H. & Bunker, C.M., 1971 – Vertical gradients of heat production in the continental crust, 2. Some estimates from borehole data, *J. Geophys Res.* 76: 3852-3860.

Łukaczyński I., Polaczek P. 2014a – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne ujęcia wód termalnych otworem KT-1 w Karpnikach k/ Jeleniej Góry, gm. Mysłakowice, pow. jeleniogórski, woj. Dolnośląskie, nr archiwalny: 38/2015,CAG PIG, Warszawa.

Łukaczyński I., Polaczek P., 2014b – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne ujęcia wód termalnych otworem ST-1 w Staniszowie k/ Jeleniej Góry, gm. Podgórzyn, pow. jeleniogórski, woj. Dolnośląskie, nr archiwalny: 39/2015,CAG PIG Warszawa.

Malczewski D., Sitarek A., Żaba J., Dorda J., 2005 – Promieniotwórczość naturalna wybranych skał krystalicznych bloku izerskiego. *Przegląd Geologiczny* 53(3): 237-244.

Malczewski, D., Żaba, J., 2019 – In situ gamma-ray measurements of ^{40}K , ^{232}Th and ^{238}U in high-grade metamorphic rocks from the Sowie Mountains (Sudetes, SW Poland). *Geological Quarterly* 63(3): 493-504.

Mareschal, J.-C., Jaupart, C., 2013 – Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust, *Tectonophysics* 609: 524-534.

Mazur S., Kröner A., Szczepański J., Turniak K., Hanžl P., Melichar R., Rodionov N.V., Paderin I., Sergeev S.A., 2010 – Single zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoid gneisses from SW Poland: evidence for an Avalonian affinity of the Brunian microcontinent. *Geological Magazine* 147(4):508-526.

McKenzie N.J., Grundy M.J., Webster R., Ringrose-Voase A.J., 2008 - Guidelines for surveying soil and land resources. *Csiro Publishing*.

McLaren, S., Sandiford, M., Hand, M., Neumann, N., Wyborn, L.A.I. & Bastrakova, I., 2003 – The hot southern continent: Heat flow and heat production in Australian Proterozoic terranes. *Geological Society of Australia Special Publication* 22: 151-161.

McLaren, S., Sandiford, M., Powell, R., Newmann, N. & Woodhead, J., 2006 – Palaeozoic intraplate crustal anatexis in the Mount Painter Province, South Australia: timing, thermal budgets and the role of crustal heat production. *Journal of Petrology* 47, 2281e2302.

Mercier, J.-F., Tracy, B.L., d'Amours, R., Chagnon, F., Hoffman, I., Korpach, E.P., Johnson, S., Ungar, R.K., 2009 – Increased environmental gamma-ray dose rate during precipitation: a strong correlation with contributing air mass, *Journal of Environmental Radioactivity* **100**, 527–533.

Middleton, M.F., 2013 – Radiogenic heat generation in the Darling Range, Western Australia. *Exploration Geophysics* 44: 206-214.

Mikulski S.Z., 2005 - Geological, mineralogical and geochemical characteristics of the Radzimowice Au-As-Cu deposit from the Kaczawa Mountains (Western Sudetes, Poland): an example of the transition of porphyry and epithermal style. *Mineralium Deposita* 39(8): 904-920.

Mikulski S. Z., 2007 – The late Variscan gold mineralization in the Kaczawa Mountains, Western Sudetes. *Polish Geological Institute Special Papers* 22: 21-162.

Mikulski, S. Z., Williams, I. S., Bagiński, B., 2013 – Early Carboniferous (Viséan) emplacement of the collisional Kłodzko–Złoty Stok granitoids (Sudetes, SW Poland): constraints from geochemical data and zircon U–Pb ages. *International Journal of Earth Sciences* 102(4): 1007-1027.

Mikulski, S. Z., Williams, I. S. , 2014 – Zircon U-Pb dating of igneous rocks in the Radzimowice and Wielisław Złotoryjski auriferous polymetallic deposits, Sudetes, SW Poland. *In Annales Societatis Geologorum Poloniae* (Vol. 84, No. 3, pp. 213-233).

Minty, B. , Wilford, J., 2004 – Radon effects in ground gamma-ray spectrometric surveys, *Exploration Geophysics* 35, 312-318.

Morgan, P., Sass, J.H., 1984 – Thermal regime of the continental lithosphere. *J. Geodyn.* 1: 143–166.

Nicolaysen, L. O., Hart, R. J. & Gale, N. H., 1981 – The Vredefort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow, *J. Geophys. Res.*, 86(B11): 10653– 10661.

Oberc-Dziedzic T., Pin C., and Kryza R., 2005 - Early palaeozoic crustal melting in an extensional setting: petrological and Sm-Nd evidence from the Iżera granite-gneisses, Polish Sudetes. *International Journal of Earth Sciences* 94(3): 354-368.

Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Mochnacka K., Larionov A., 2010 - Ordovician passive continental margin magmatism in the central-european variscides: Upb zircon data from the se part of the Karkonosze-Iżera Massif, Sudetes, SW Poland. *International Journal of Earth Sciences* 99(1): 27-46.

Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Pin, C., 2015 – Last stage of Variscan granitoid magmatism in the Strzelin Massif (SW Poland): petrology and age of the biotite-muscovite granites. *Geological Quarterly* 59(4): 718-737.

Oberc-Dziedzic T., Pin C., Madej P., Kryza R., 2016 - Three generations of granitoids emplaced over a 300 my time span in the Strzelin Massif, Fore-Sudetic block, SW Poland: mutual relationships and implications for secular crustal evolution. *Journal of Geosciences* , 61(4): 289308.

Papadopoulos, A., Christofides, G., Koroneos, A., Papastefanou, C. & Stoulos, S., 2014 – Distribution of ²³⁸U, ²³²Th and ⁴⁰K in plutonic rocks of Greece. *Chemie der Erde - Geochemistry* 74.

Pascal, C. & Rudlang, T., 2016 – Discovery of highly radioactive granite in the Bergen region. *Norwegian Journal of Geology* 96, 10.17850/njg96-4-03.

Pietranik A., Waight T.E., 2008 - Processes and sources during late Variscan dioritic-tonalitic magmatism: insights from plagioclase chemistry (Gęsiniec Intrusion, NE Bohemian Massif, Poland). *Journal of Petrology* 49(9):1619-1645.

Pietranik A., Koepke J., 2009 - Interactions between dioritic and granodioritic magmas in mingling zones: plagioclase record of mixing, mingling and subsolidus interactions in the

Gęsiniec Intrusion, NE Bohemian Massif, SW Poland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158(1):17.

Plewa, S. (red.), 1994 – Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Kraków: CPPGSMiE PAN.

Plewa M. (red.), 1996 - Badania ciepła radiogenicznego skał krystalicznych i osadowych obszaru sudeckiego: praca zbiorowa . Wydaw. Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energii PAN, Kraków.

Pollack, H.N. & Chapman, D.S., 1977 – On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics* 38: 279-296

Pribnow, D. F., & Winter, H. R., 1997 – Radiogenic heat production in the upper third of continental crust from KTB. *Geophysical Research Letters* 24(3), 349-352.

Puziewicz, J., Czechowski, L., Krysiński, L., Majorowicz, J., Matusiak-Malek, M., & Wróblewska, M., 2012 – Lithosphere thermal structure at the eastern margin of the Bohemian Massif: a case petrological and geophysical study of the Niedźwiedź amphibolite massif (SW Poland). *International Journal of Earth Sciences* 101(5), 1211-1228.

Rasała M., Ciężkowski W., Wąsik M., Kielczawa B., 2019 - Dokumentacja geologiczna z wykonania prac geologicznych niekończących się udokumentowaniem zasobów złoża kopaliny w związku z wykonaniem otworu poszukiwawczego za wodami termalnymi LZT-1 w Łądku Zdroju, gm. Łądek Zdrój, pow. kłodzki, woj. dolnośląskie, nr archiwalny: 9119/2019 Arch. CAG PIG, Warszawa.

Rasilainen, K., Lahtinen, R. & Bornhorst, T.J., 2007 – The rock geochemical database of Finland manual. In: *Geological Survey of Finland, Report of Investigation* 164 (38pp).

Rasilainen, K., Lahtinen, R. & Bornhorst, T.J., 2008 – Chemical Characteristics of Finnish Bedrock – 1:1 000 000 Scale Bedrock Map Units. *Geological Survey of Finland, Report of Investigation* 171, 94pp.

Roy, R.F., Blackwell, D.D. & Birch, F., 1968 – Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces, *Earth Planet. Sci. Lett.* 5: 1-12,

Rudnick, R. L. & Fountain D., 1995 – Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics.* 33: 267–309

Rudnick, R.L., McDonough, W. & O'Connell, R.J. (1998) Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology* 145: 395–411

Rybach, L., 1976 – Radiometric heat production in rocks and its relation to other petrophysical properties, *Pure Appl. Geophys.* 114: 309-318,.

Rybach, L., 1979 –The relationship between seismic velocity and radioactive heat production in crustal rocks: an exponential law, *Pure Appl. Geophys.* 117: 75-82,

Rybach, L. & Buntebarth, G., 1982 – Relationships between the petrophysical properties density, seismic velocity, heat generation, and mineralogical constitution. *Earth and Planetary Science Letters.* 57: 367-376.

Rybach, L. & Buntebarth, G., 1984 – The variation of heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere, in Terrestrial heat flow studies and the structure of the lithosphere. *Tectonophysics.* 103: 335-344.

Rybach, L. & Buntebarth, G., 1987 – The relationship between seismic velocity and heat production— critical comments, *Earth and Planetary Science Letters* 83(1-4): 175-177.

Rybach, L., 1988 – Determination of heat production rate. In: Haenel, R., Rybach, L., Stegena, L. (Eds.), Handbook of Terrestrial Heat-flow Density Determination. Kluwer Academic Press, pp. 125–142.

Rybach L., Čermak V., 1982 – Radioactive heat generation in rocks. *Landolt-Bornstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, Group V.* Angenheister G (ed), Springer-Verlag, Berlin , pages 353-371.

Sawka, W.N. & Chappell, B.W., 1988 – Fractionation of uranium, thorium and rare earth elements in a vertically zoned granodiorite: Implications for heat production distributions in the Sierra Nevada batholith, California, U.S.A., *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(5): 1131-1143

Scharfenberg, L., Regelous, A., & De Wall, H. (2019). Radiogenic heat production of Variscan granites from the Western Bohemian Massif, Germany. *Journal of Geosciences* 64(4): 251-269.

Slagstad, T., 2008 – Radiogenic heat production of Archean to Permian geological provinces in Norway. *Norwegian Journal of Geology* 88: 149-166.

Slagstad, T., Balling, N., Elvebakk, H., Midttømme, K., Olesen, O., Olsen, L. & Pascal, C., 2009 – Heat-flow measurements in Late Palaeoproterozoic to Permian geological provinces in south and central Norway and a new heat-flow map of Fennoscandia and the Norwegian - Greenland Sea. *Tectonophysics.* doi: 10.1016/j.tecto.2009.03.007.

Słaby, E., Martin, H., 2008 – Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). *Journal of Petrology* 49(2): 353-391.

Solecki A. (red.), 2015 – Radioaktywność surowców skalnych – nowe metody dokumentowania. Poltegor – Instytut Wrocław, 2013.

Szczepański J., 2007 - A vestige of an early Devonian active continental margin in the East Sudetes (SW Poland) evidence from geochemistry of the Jegłowa beds, Strzelin Massif. *Geological Quarterly* 51(3): 271-284.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985 – The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, Oxford. 312

Tilling, R.I., Gottfried, D. & Dodge, E.C.W., 1971 – Radiogenic heat production of contrasting magma series: Bearing on interpretation of heat flow, *Geol. Soc. Am. Bull.* 81: 1447-1462

Turcotte, D. L. , 1980 – On the thermal evolution of the Earth, *Earth Planet. Sci. Lett.*,48: 53–58.

Turniak K., Mazur S., Wysoczański R., 2000 - Shrimp zircon geochronology and geochemistry of the Orlica-śnieżnik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. *Geodinamica Acta* 13(5): 293-312.

Veikkolainen, T. & Kukkonen, I., 2019 – Highly varying radiogenic heat production in Finland, Fennoscandian Shield. *Tectonophysics*. 750, 93-116. 10.1016/j.tecto.2018.11.006.

Vilà, M., Fernández, M. & Jiménez-Munt, I., 2010 – Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics* 490: 152-164.

Wójcicki A. (red), 2013 Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (hot dry rocks) w Polsce (raport końcowy), Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy na zlecenie Ministerstwa Środowiska, nr archiwalny: 3738/2020,CAG PIG Warszawa.

Yakymchuk, C & Brown, M., 2019 – Divergent behaviour of Th and U during anatexis: Implications for the thermal evolution of orogenic crust. *J Metamorph Geol.* 37: 899– 916