

Rewizja wieku „najstarszych” skał w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski

Ewa Krzemińska*, Janina Wiszniewska*, Ian S. Williams**



E. Krzemińska



J. Wiszniewska



I. S. Williams

Revision of the „oldest” rocks age in the crystalline basement of NE Poland. *Prz. Geol.*, 54: 967–973.

S u m m a r y. The oldest geochronological results between 2.69–2.57 Ga was previously obtained by using K–Ar method on biotite from pegmatite from Jastrzębna IG–1 borehole. In consequence, in many published reports up to 1998, the Mazowsze (or Masovian) granitoid massif has been regarded as Archean age structure. Therewithal, other rocks in the area, e.g. Bargłów gneiss sequence traditionally were described as Archean. Cathodoluminescence images and SHRIMP analysis were carried out for zircons and monazites from Jastrzębna IG–1 pegmatite of 514 m depth (a

historical sample previously dated by K–Ar method) and for zircon magmatic cores from Bargłów IG–2 orthogneiss of the 708 m depth. The obtained U–Pb ages of 1826 ± 12 Ma (zircon) and 1789 ± 34 Ma (monazite), and 1835 ± 28 Ma (zircon) for two rock samples respectively have shown Paleoproterozoic origin. Only 4 of the 24 analysed zircons have clearly discordant results, which are all from the Jastrzębna pegmatite, where Pb–loss was possible (in partially metamict U–rich zircon grains). The new U–Pb SHRIMP dating indicates that Jastrzębna pegmatite and Bargłów magmatic protolith of the orthogneiss is only Late Paleoproterozoic in age and in general about 700 Ma younger than previously reported by K–Ar method. Therefore, there is no unequivocal evidence of the presence of Archean rocks in crystalline basement of NE Poland. This study has been undertaken as a part of a collaborative research agreement between the Polish Geological Institute and Geochronology and Isotope Geochemistry Research School of Earth Sciences of the Australian National University in Canberra.

Key words: zircon, monazite, U–Pb SHRIMP geochronology, Late Paleoproterozoic, NE Poland

Przez wiele lat mianem „najstarszych” skał w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski określano pegmatyt z Jastrzębnej. Ze skałą tą, wiąże się również problem występowania archaiku w podłożu prekambryjskim NE Polski. Jednak obecność utworów archaicznych może potwierdzić tylko udokumentowane badaniami radiometrycznymi wiek krystalizacji lub/i (metamorfizmu) poniżej 2500 mln lat (ryc. 1). Sugestie o rozpoznaniu tak starych skał w podłożu krystalicznym NE Polski pochodzą z 1975 r., kiedy w Instytucie Geologicznym, wdrożono metodykę badań geochronologicznych metodą K–Ar. Analizowane wówczas biotyty, wyseparowane z pegmatytu (gruboziarnistego granitoidu) ze stropowej części prekambryjskiego profilu Jastrzębna IG–1, wskazały w kilku przypadkach na wiek archaiczny (neochaik) w szerokim zakresie 2688–2567 mln lat oraz 2409 mln (Depciuch i in., 1975). Od tego czasu granitoidy odwiercone w Jastrzębnej IG–1 na głębokości 514,7 m były przez prawie 20 lat uznawane za najstarsze skały w NE Polsce (Ryka, 1993). Dane radiometryczne z otworu Jastrzębna IG–1 wykorzystano ponadto jako dowód na archaiczny wiek całego masywu mazowieckiego, jednego z głównych elementów strukturalnych wyróżnianych w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. Masyw ten wykreowano w głównej mierze na podstawie dość monotonnego obrazu pola magnetycznego i grawimetrycznego (ryc. 2) — (Ryka, 1973; Kubicki

& Ryka, 1982; Ryka, 1984). Archaiczny wiek przypisano także gnejsom z otworów Bargłów IG–1 i IG–2, odwierconym na północ od paleozoicznego masywu Tajna, w obrębie jego osłony. Bliźniacze otwory znalazły się w obrębie masywu mazowieckiego, którego granice wyznaczono na podstawie mapy anomalii geofizycznych jeszcze przed wykonaniem wspomnianych wierceń. W konsekwencji swoistej zależności od interpretacji wcześniejszego modelu tektonicznego, dominujące w profilu Bargłowa (do 94%) gnejsy porfiroblastyczne (Ryka i in., 2002), zostały opisane jako utwory neoarchaiczne (Jackowicz, 2002).

Przez wiele następnych lat pogląd o archaicznym wieku jednostek tektonicznych w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej był powszechnie akceptowany w literaturze geologicznej. Na Białorusi jednostki strukturalne zdominowane przez skały granulitowe były opisywane także jako elementy archaiczne (Aksamentova & Naydenkov, 1990, 1991). Często stosowana wówczas metoda K–Ar z niskimi temperaturami zamknięcia układu izotopowego głównych geochrometrów (biotytu ok. 280°C; skalenia potasowego ok. 200°C), nie była właściwą techniką do określenia wieku skał o skomplikowanej ewolucji tektonometamorficznej. Obecnie, metody geochronologiczne K–Ar i Ar–Ar wykorzystuje się powszechnie do oznaczania wieku stygnięcia młodych skał wulkanicznych (z wyłączeniem wylewów podmorskich) wieku ostatniej fazy metamorfizmu bądź wieku stygnięcia masywów granitoidowych, jednak o prostym cyklu krystalizacji (Geyh i in., 1990).

Pomijając niedokładności pomiarów analitycznych ilości potasu i argonu, już same badania skał, które podlegały metamorfizmowi, powodując rozszczelnianie układu izotopowego K–Ar nawet w warunkach facji zieleńcowej, wydają się być mało wiarygodne. Dla przykładu w samej

*Polish Geological Institute, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, Poland; Ewa.Krzemińska@pgi.gov.pl; Janina.Wiszniewska@pgi.gov.pl

**Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra ACT 0200, Australia

próbce rzekomego, archaicznego pegmatytu z otworu Jastrzębna IG-1, wiek skalenia potasowego wskazywał na mezoproterozoik (1380, 1316 mln lat). Tak rozbieżne, neoarchaiczne i mezoproterozoiczne wyniki przy tej samej metodzie K-Ar, próbowano wyjaśnić procesem odmłodzenia skał w mezoproterozoiku (Ryka, 1984, 1993). We współczesnych badaniach wieku prekambryjskich kratonów, najbardziej niezawodną techniką geochronologiczną jest analiza układu izotopowego U-Pb-Th, wykonywana najczęściej na cyrkonach. W metodzie tej, temperatura zamknięcia układu izotopowego jest bardziej zbliżona do temperatury intrudującej magmy i wynosi ponad 800°C. Użyteczność metod U-Pb nie byłaby możliwa i skuteczna bez udziału cyrkonu (Davis i in., 2003). Niezwykłą cechą tego minerału jest jego zdolność zachowywania izotopowego zapisu wielu ekstremalnych procesów geologicznych, poczynając od krystalizacji, a kończąc na policyklicznym metamorfizmie. W ciągu ostatnich 15 lat badania U-Pb na cyrkonach przyczyniają się do istotnych zmian w interpretacji budowy geologicznej kratonu wschodnioeuropejskiego (Bogdanova i in., 2005). Zastosowanie układu izotopowego U-Pb w odniesieniu do uznawanych za archaiczne granulitów z Białorusi już w 1993 r. przyniosło zaskakujące rezultaty. Wyniki datowań środkowych partii cyrkonów wskazały na wiek 1982 ± 26 mln lat z metadacytu Okolova (centralnobiałoruski pas granulitowy) oraz na wiek $1799,7 \pm 6,7$ mln lat dla maficznego granulitu (bałtycko-białoruski pas granulitowy). Zatem wiek magmowego, maficznego protolitu granulitów był paleoproterozoiczny (Bogdanova i in., 1993), a nie archaiczny, jak dotychczas zakładano. Wyniki badań cyrkonów z granulitów białoruskich były na tyle rewolucyjne, że spowodowały korektę podziału stratygraficznego dla polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. W nowym schemacie stratygraficznym podłoża krystalicznego NE Polski, strukturodo tej pory opisywanym jako archaiczne przyporządkowano wiek paleoproterozoiczny (Ryka, 1998). Jednak „problem skał archaicznych z otworu Jastrzębna pozostawiono otwarty do czasu uzyskania wyników badań izotopowych metodami U-Pb i Sm-Nd” (*ibidem*).

Definitywne rozwiązanie problemu występowania skał archaicznych w otworze Jastrzębna stało się możliwe

dopiero 2005 r. po wykonaniu serii oznaczeń izotopowych przeprowadzonych wspólnie przez autorów w ramach dwustronnej współpracy naukowej między Państwowym Instytutem Geologicznym a Państwowym Uniwersytem Australijskim w Canberze (*Geochronology and Isotope Geochemistry Research School of Earth Sciences of Australian National University*).

Dysponując wtórnymi historycznej próbki pegmatytu z Jastrzębnej IG-1, z głębokości 514,7 m (kolekcja prof. W. Ryki), a także próbkami gnejsu z głębokości 708 m z Bargłowa IG-2 (ryc. 3), przypisanego do archaiku (Ryka i in., 2002; Jackowicz, 2002), podjęliśmy próbę rozstrzygnięcia i wyjaśnienia wątpliwości związanych z występowaniem skał archaicznych w podłożu krystalicznym NE Polski (w szczególności w obrębie tzw. granitoidowego masywu mazowieckiego *sensu* Ryka). Stało się to szczególnie ważne po tym jak Cymerman (2004), na podstawie danych strukturalnych i kinematycznych, zakwestionował koncepcję podziału krystalicznego m.in. na sztywne masywy granitoidowe oraz oddzielne strefy metamorficzno-faldowe.

Procedura analityczna

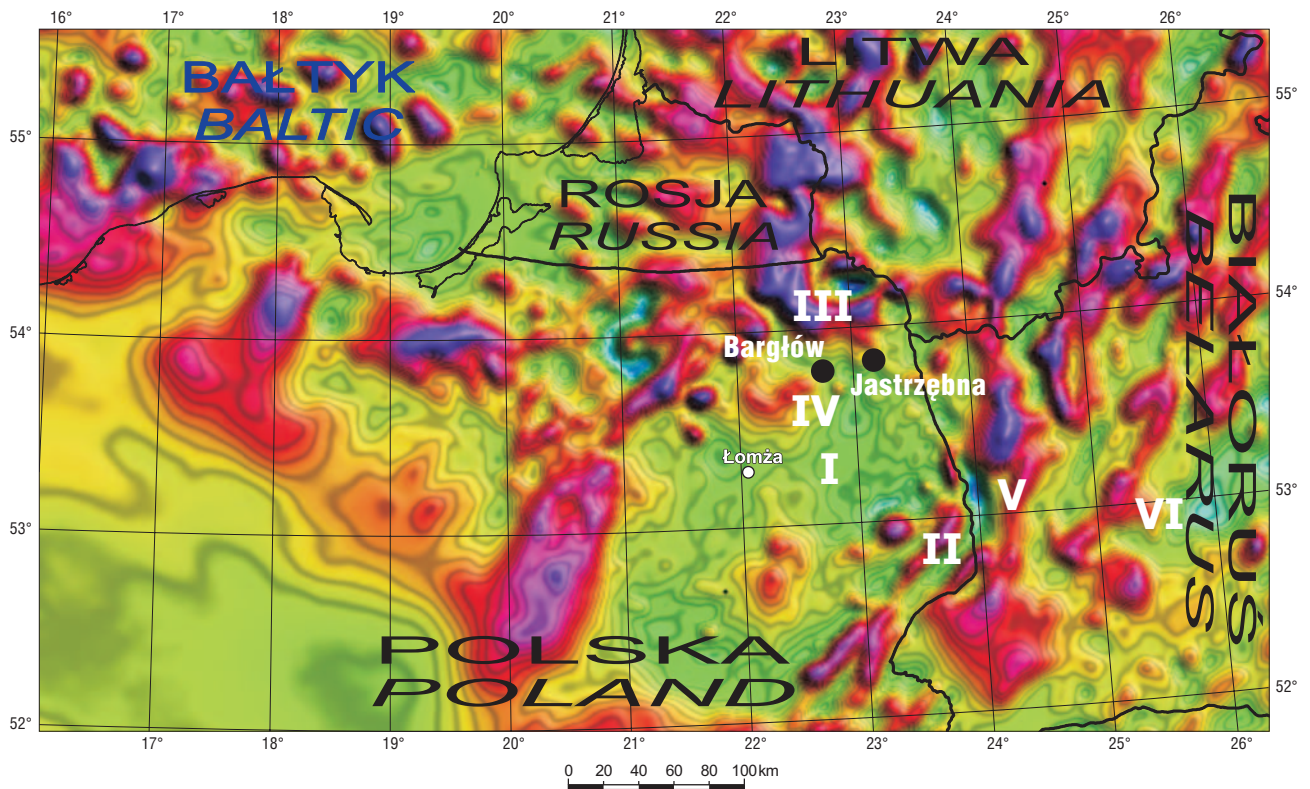
Obserwacje petrograficzne zostały przeprowadzone w pracowni Mikroskopii Elektronowej FIG. Wysokopróżniowy mikroskop skaningowy firmy LEO wykorzystano do przeglądu relacji teksturalnych i zarejestrowania obrazów BSE pojedynczych ziarn cyrkonów *in situ* w płytkach cienkich odkrytych. Równocześnie przeprowadzono badania katodoluminescencyjne SEM-CL przy użyciu detektorów do katodoluminescencji obrazowej VIS-View 900 i na spektrometrze do pomiaru CL firmy SIM GmbH. Separaty cyrkonów i monacytów zostały przygotowane przez panią Kalinę Dymną w Pracowni Separacji Mineralów Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Próbkę rdzeni wiertniczych skruszono kruszarką Fritscha. Mechaniczne przesiewanie wykonywano wytrząsarką Fritscha, z wydzieleniem frakcji: 0,25–0,18, 0,18–0,12, 0,12–0,09, oraz 0,09–0,06 mm. Po odszlamowaniu próbek i wstępnej koncentracji, do wyodrębniania frakcji magnetycznej i niemagnetycznej wykorzystano magnes stały fir-

EON/EON	ERA/ERA	OKRES/PERIOD
FANEROZOIK PHANEROZOIC	Paleozoik Paleozoic	Kambr Cambrian 542 - 488 Ma
PROTEROZOIK PROTEROZOIC	Neoproterozoik Neoproterozoic	NP 1000 - 542 Ma
	Mezoproterozoik Mesoproterozoic	MP 1600 - 1000 Ma
	Paleoproterozoik Paleoproterozoic	PP 2500 - 1600 Ma
2500 Ma		
ARCHAİK ARCHEAN	Neoarchaik Neoarchean	NA 2800 - 2500 Ma
	Mezoarchaik Mesoarchean	MA 3200 - 2800 Ma
	Paleoarchaik Paleoarchean	PA 3600 - 3200 Ma
	Eoarchaik Eoarchean	EA * - 3600 Ma

* - dolna granica Eoarchaiku niezdefiniowana
lower limit of Eoarchean not defined



Ryc. 1. Tabela stratygraficzna rekomendowana przez Międzynarodową Komisję Stratygrafii ICS (2006)
Fig. 1. The Geological Time Scale recommended by International Commission on Stratigraphy (2006)

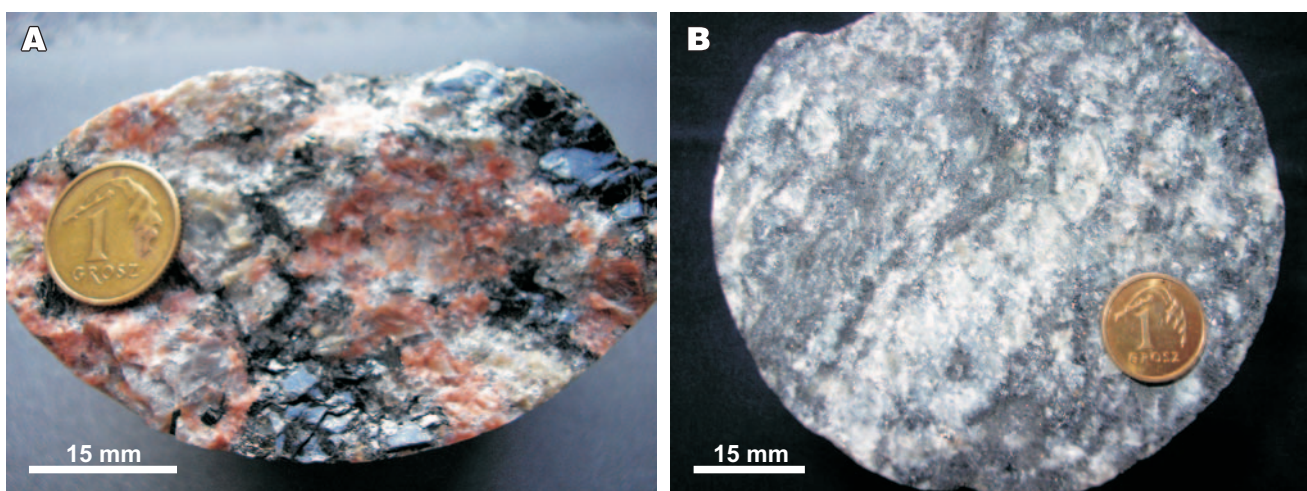


Ryc. 2. Mapa anomalii magnetycznych południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Wybraniec, 1999) z lokalizacją otworów, z których pobrano próbki do analiz radiometrycznych oraz orientacyjnym wskazaniem głównych elementów strukturalnych w podłożu krystalicznym (Kubicki & Ryka, 1982; Ryka, 1998): I — masyw mazowiecki; II — paleoproterozoiczny kompleks podlaski; III — mezoproterozoiczny suwalski masyw anortozytowy wraz z granitoidami mazurskimi; IV — Paleozoiczne masywy Ełku i Tajna; V — bałtycko-białoruski pas granulitowy; VI — centralno-białoruski pas granulitowy

Fig. 2. Magnetic map of the southwestern part of the East European Craton (after Wybraniec, 1999) showing the location of key boreholes and major structural units (after Ryka 1998): I — the Mazowsze massif; II — the Paleoproterozoic Podlasie Complex; III — the Mesoproterozoic Suwalki Anorthosite Massif and related Mazury granitoides; IV — the Paleozoic Ełk and Tajno massifs; V — the Baltic–Belarus Granulite Belt; VI — the Central Belarus Granulite Belt

my Erienza. Separacja frakcji niemagnetycznej odbywała się w cieczy ciężkiej, a do rozdzielu użyto poliwanadnianu sodowego (*Sodium polytungstate*) o gęstości $3,0 \text{ g/cm}^3$. Końcową separację wykonywano pod binokulem. Pozostałe prace przygotowawcze i analityczne były realizowa-

ne w Laboratorium Izotopowym ANU w Canberze. Ziarna cyrkonów i monacytów oprawiono w osobnych preparatach epoksydowych wraz z niezbędnymi wzorcami. Zastosowany materiał referencyjny, to cyrkon z Sri Lanki SL 13 (z radiogenicznym $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,0928$ i 238 ppm U)



Ryc. 3. Fotografie analizowanych próbek rdzeni wiertniczych: A) pegmatyt/grubokrystaliczny granit z Jastrzębnej IG-1, głębokość 514,7 m; B) Ortognejs z Bargłowa IG-2, głębokość 708 m. Odcinek skali oznacza 15 mm

Fig. 3. Photographs of the core samples: A) Pegmatite/coarse-grained gran from Jastrzębna IG-1, depth 514.7 m; B) the orthogneiss from Bargłów IG-2, depth 708 m. Scale bare 15 mm

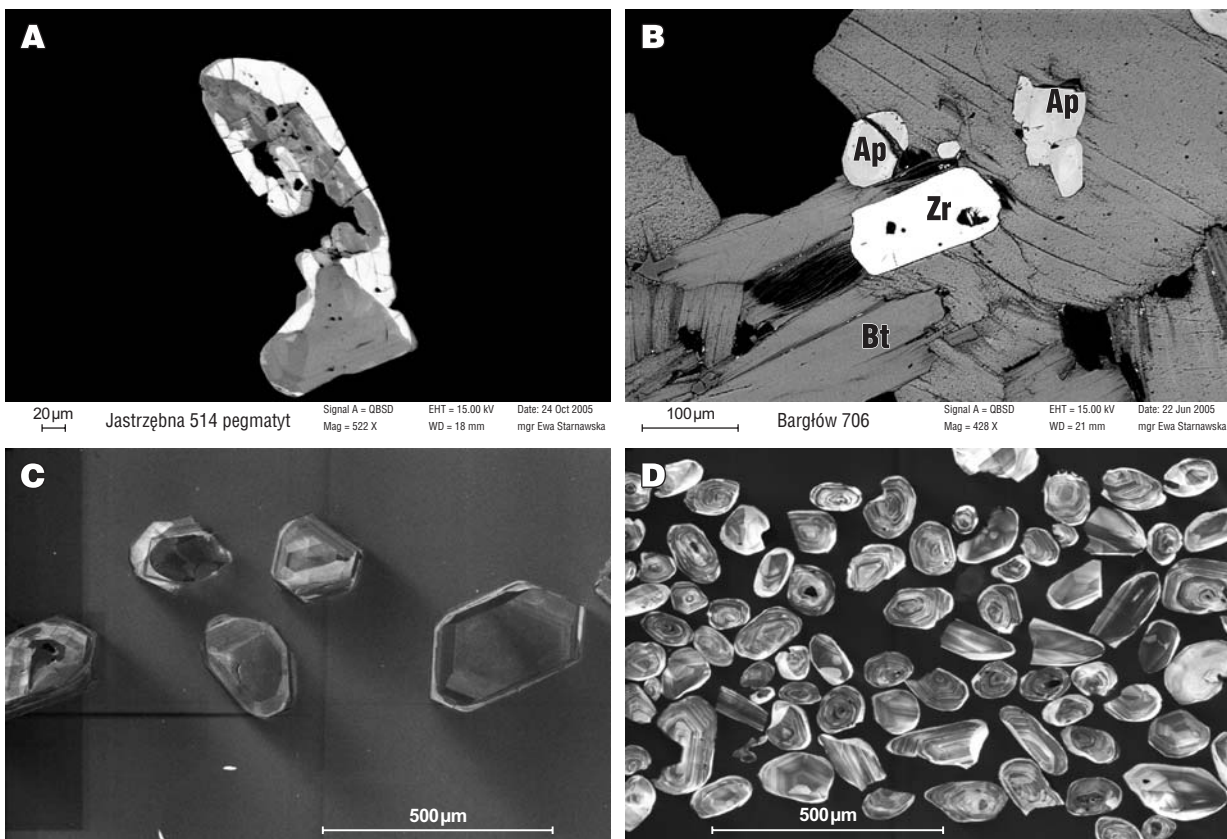
oraz monocyty z Thompson Mine WBT 329 (radiogeniczny $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,3152$ i 2100 ppm U). Utwardzone preparaty ścięto i wypolerowano dla wyeksponowania wnętrza kryształów oraz sfotografowano w świetle odbitym i przechodzącym. Ponadto, przed analizami izotopowymi preparaty napyłono warstewką złota. Tylko separaty cyrkonów poddano dodatkowym badaniom katodoluminescencyjnym dla udokumentowania wewnętrznej struktury całej populacji ziarn. Badania SEM–CL wykonywano na mikroskopie skaningowym Hitachi S–2250N (ANU). Analizy izotopowe U–Pb–Th zostały przeprowadzone na mikrosondzie jonowej SHRIMP II, zgodnie z procedurą opisaną i stosowaną przez Williamsa i Claessona (1987).

Wyniki badań

Badania pegmatytu z Jastrzębnej w mikroskopie elektronowym, pozwoliły na rozpoznanie oprócz kwarcu, skalenia potasowego, biotyty i minerałów akcesorycznych obficie występującego monocyty, o ziarnach 200–300 μm długości. Cyrkonów jest znacznie mniej i są silnie zniszczone. W obrazach BSE i SEM–CL z mikroskopu elektro-

nowego możemy obserwować przykład destrukcyjnego wpływu rozpadu promieniotwórczego związanego z wysoką zawartością uranu (ryc. 4A). Wielkość ziaren najczęściej przekracza 100 μm . Została rozpoznana budowa pasowa typu magmowego, jednak o zmiennym rysunku i z małą ilością pasów, a także ze stłumioną luminescencją (ryc. 4C). Duża część ziarn cyrkonów została uszkodzona przez rozpad promieniotwórczy, a strefy metamiktyzacji są widoczne jako czarne dziury. W budowie ziaren nie zaobserwowano żadnych efektów późnomagmowych i metamorficznych modyfikacji.

Gnejs porfiroblastyczny z Bargłowa cechuje prosty skład mineralny. Obecny jest plagioklaz, K-skaleń, kwarc, biotyt, apatyt, magnetyt, ilmenit, cyrkon, monocyt, allanit i chloryt (Ryka, 2002; Jackowicz, 2002). Cyrkony są dobrze zachowane, częściowo tylko obtoczone i lokują się w blaszkach biotyty, nieco schlorityzowanych i zdeformowanych (ryc. 4B). W separacie cyrkonów przeznaczonych do badań izotopowych występuje populacja dużych (~250 μm) i mniejszych (<100 μm) ziaren, ale zawsze obtoczonych, z licznymi zatokami korozyjnymi oraz z doskonałą luminescencją i wyrazistą pasowością magmową (ryc.



Ryc. 4. Obrazy BSE mikroskopu elektronowego typowych ziaren cyrkonu w płytkach cienkich odkrytych: A) pegmatyt z Jastrzębnej z widocznymi zmetamiktzowanymi fragmentami cyrkonu bogatego w uran; B) gnejs z Bargłowa z cyrkonem (Zr) tkwiącym w schlorityzowanym biotycie (Bt). Obok widoczne kryształy apatytu (Ap); obrazy katodoluminescencyjne SEM–CL reprezentatywnych ziaren przeznaczonych do analiz izotopowych: C) cyrkon o prostej strefowości magmowej z Jastrzębnej; D) cyrkon z Bargłowa z oscylacyjną strefowością magmową i obwódkami metamorficznymi

Fig. 4. Backscattered electron image of typical zircon grains in thin sections: A) from Jastrzębna pegmatite, showing metamictization of uranium-rich zircon; B) from Bargłów gneiss showing zircon (Zr) in chloritized biotite (Bt) including also apatite grains (Ap). Cathodoluminescence images of zircon grains selected for SHRIMP analysis. C) zircons from Jastrzębna pegmatite, showing simple magmatic zoning; D) zircons from Bargłów gneiss showing oscillatory zoned cores and metamorphic rims

4D). Ziarna te charakteryzuje jednak obecność obwódki metamorficznej podkreślonej bardzo jaskrawą luminescencją. Protolit gnejsów z Bargłowa, ze względu na tak wyraźne cechy cyrkonów, jest magmowy, a skałę trzeba uznać za ortognejs.

Wyniki analiz trzech istotnych pierwiastków śladowych U, Pb, Th wraz z obliczonym stosunkiem Th/U oraz analizy izotopowe cyrkonów i monacytów, w większości wykonywane w środkowych partiach ziarn, prezentuje tabela 1. Dokumentuje ona w pierwszym rzędzie wysoką zawartość uranu w cyrkonach z pegmatytu z Jastrzębiej, najczęściej powyżej 408 ppm. Dla porównania w ziarnach cyrkonów z gnejsów z Bargłowa ilość uranu nie przekracza 190 ppm. Obserwowany tu wzrost udziału U wraz ze stopniem dyferencjacji, potwierdzają badania zawartości pierwiastków śladowych w cyrkonach z różnych typów skał magmowych (Bielousowa i in., 2002). W cyrkonach z pegmatytu z Jastrzębiej widoczna jest także wyższa zawartość toru. Natomiast, w przypadku monacytów, ich wzór ogólny:

(Ce, La, Nd, Th) PO₄ od razu podkreśla znaczący udział m.in. toru. Ilości tych pierwiastków osiągają poziom procentów wagowych (Williams i in., 2006), co doskonale ilustrują wyniki analiz Th = 0,95–0,70% wag. (tab. 1). W tabeli przedstawiono także rezultaty analiz izotopowych wraz ze wskaźnikami dokładności pomiaru (odchylenie standardowe). W żadnym z reprezentatywnych, przeanalizowanych 24 ziaren, wiek krystalizacji cyrkonów i monacytów nie zbliżył się nawet do granicy 2500 mln lat, od której rozpoczyna się najmłodszy archaik (neorchaik). Stosunki izotopowe cyrkonów z pegmatytu z Jastrzębiej nie wykazują pełnej zgodności, jednak względnie zbliżone są radiogeniczne ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, ujawniając najbardziej wiarygodny wiek ich krystalizacji na ok. 1826 ± 12 mln lat (ryc. 5A). W tej samej próbce pegmatytu, monacyty prezentują prawie jednolity wiek 1789 ± 34 mln lat, uwzględniając wskaźniki dokładności pomiaru. W gnejsie z Bargłowa, dość zgodny skład izotopowy środków cyrkonów rejestruje wiek 1835 ± 28 mln lat (ryc. 5B), który można uznać za czas krystalizacji magmowego protolitu.

Tab. 1. Wyniki analiz izotopowych U–Th–Pb cyrkonów i monacytów z pegmatytu z Jastrzębiej oraz cyrkonów z ortognejsu z Bargłowa

Table 1. U–Th–Pb isotopic analyses of zircon and monazite grains from Jastrzębna pegmatite and zircons from Bargłów orthogneiss

Nr ziarna Grain No	U	Th	Th/U	Pb*	206Pb [#]	206Pb/ ²³⁸ U	±1σ	207Pb/ ²³⁵ U	±1σ	207Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	Wiek (mln lat) age (in m.g.)					
												206/238	±1σ	207/235	±1σ	207/206	±1σ
Cecha Feature	(ppm)				(%)							206/238	±1σ	207/235	±1σ	207/206	±1σ
Jastrzębna-514: pegmatyt, cyrkony (pegmatite, zircons)																	
8/UZ	978	164	0,17	322	0,060	0,3315	0,0035	5,058	0,065	0,1107	0,0007	1846	17	1829	11	1810	11
5/CZ	694	776	1,12	134	1,033	0,1827	0,0021	2,868	0,056	0,1139	0,0017	1082	12	1374	15	1862	26
2/UZ	518	180	0,35	176	0,044	0,3271	0,0045	5,042	0,081	0,1118	0,0008	1825	22	1826	14	1829	13
4/CZ	505	311	0,61	135	3,392	0,2605	0,0032	4,009	0,133	0,1116	0,0033	1493	17	1636	27	1826	54
7/BZ	496	302	0,61	144	1,096	0,2842	0,0030	4,336	0,083	0,1107	0,0016	1613	15	1700	16	1810	27
3/CZ	489	286	0,59	139	0,418	0,2772	0,0033	4,286	0,073	0,1121	0,0012	1577	17	1691	14	1834	20
9/UZ	446	204	0,46	141	0,031	0,3097	0,0034	4,787	0,066	0,1121	0,0008	1739	17	1783	12	1834	13
6/SZ	420	225	0,53	135	0,063	0,3087	0,0035	4,786	0,072	0,1125	0,0010	1734	17	1782	13	1839	16
1/UZ	408	132	0,32	131	0,055	0,3108	0,0038	4,762	0,076	0,1111	0,0010	1745	19	1778	13	1818	16
10/UZ	295	61	0,21	97	0,032	0,3266	0,0047	5,043	0,083	0,1120	0,0008	1822	23	1827	14	1832	12
Jastrzębna-514: pegmatyt, monacyty (pegmatite, monazite)																	
2	1278	95001	74	7984	0,047	0,3255	0,0062	4,942	0,136	0,1101	0,0020	1816	30	1809	24	1801	33
4	790	70034	89	5927	0,080	0,3279	0,0095	4,973	0,175	0,1100	0,0019	1828	46	1815	30	1799	31
3	702	77439	110	6253	0,180	0,3190	0,0105	4,816	0,185	0,1095	0,0018	1785	51	1788	33	1791	30
5	681	80247	118	6583	0,330	0,3227	0,0091	4,832	0,181	0,1086	0,0023	1803	44	1790	32	1776	40
6	678	91608	135	7456	0,168	0,3200	0,0086	4,812	0,161	0,1091	0,0019	1790	42	1787	29	1784	31
1	635	74773	118	6340	0,089	0,3315	0,0145	4,956	0,253	0,1084	0,0023	1846	71	1812	44	1773	40
Bargłów-708: ortognejs, cyrkony (orthogneiss, zircon)																	
środek (centre)																	
7/CZ	190	120	0,63	70	0,083	0,3308	0,0068	5,066	0,125	0,1111	0,0012	1842	33	1830	21	1817	20
1/CZ	190	139	0,73	72	0,070	0,3336	0,0060	5,129	0,159	0,1115	0,0026	1856	29	1841	27	1824	42
6/CZ	154	111	0,72	56	0,176	0,3260	0,0077	4,895	0,139	0,1089	0,0014	1819	37	1801	24	1781	24
2/CZ	149	109	0,73	56	0,117	0,3323	0,0082	5,309	0,157	0,1159	0,0016	1850	40	1870	26	1893	24
8/CZ	124	102	0,82	47	0,119	0,3294	0,0083	5,208	0,161	0,1147	0,0017	1835	41	1854	27	1875	27
3/CZ	108	82	0,76	40	0,159	0,3302	0,0060	5,140	0,166	0,1129	0,0028	1839	29	1843	28	1847	45
brzeg (rim)																	
5/BZ	1362	1264	0,93	425	0,174	0,2647	0,0018	3,819	0,040	0,1047	0,0008	1514	9	1597	9	1708	14
4/CZ	239	193	0,81	123	0,053	0,4314	0,0059	9,323	0,155	0,1567	0,0012	2312	27	2370	15	2421	13

*Radiogenic Pb; # procentowy udział zwyczajnego ²⁰⁶Pb; cechy cyrkonu: UZ — niestrefowy, CZ — koncentryczna strefowość, SZ — sektorowa strefowość, BZ — wstęgowa strefowość
*Radiogenic Pb: corrected for laboratory-derived surface common Pb using ²⁰⁴Pb; # percentage of common ²⁰⁶Pb. UZ: unzoned, CZ: concentric zoning, SZ: sector zoning, BZ: banded zoning

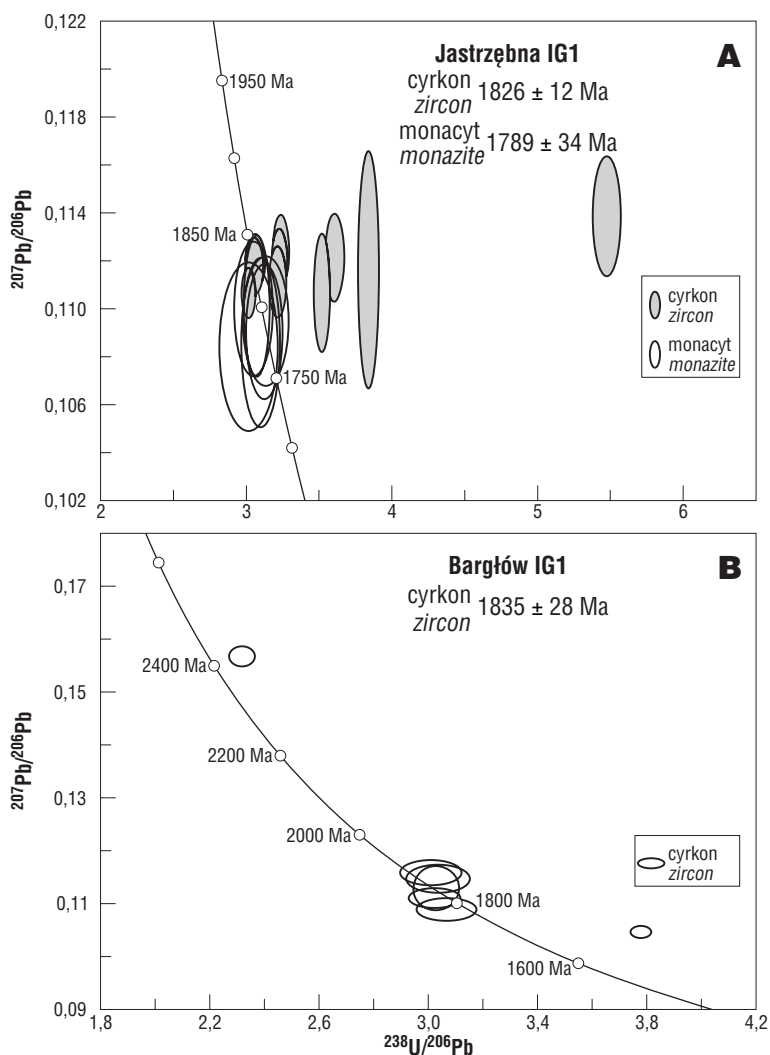
Przedstawione dane izotopowe U–Pb metodą SHRIMP jednoznacznie wskazują na późny paleoproterozoik, jako wiek powstania pegmatytów z Jastrzębnej i protolitu ortognejsów z Bargłowa. Dowodzą jednocześnie, że wyniki badań tych skał metodą K–Ar (Depciuch i in., 1975) były zawyżone o prawie 700 mln lat.

Dyskusja

Występujące w cyrkonie układy izotopowe U–Pb–Th umożliwiają realizowanie oznaczeń geochronologicznych, wynikających z zachodzących reakcji radiogenicznych, na podstawie co najmniej trzech stosunków izotopowych, np: $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, które w sposób naturalny wzajemnie dostarczają testu zgodności pomiarów izotopowych i oznaczeń wieku. W formie graficznej doskonale kontroluje to diagram konkordii (ryc. 5A, B), porównujący wybrane stosunki izotopowe, np. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ i $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ z uwzględnieniem rachunku błędów pomiarów (elipsy) i różnych stałych rozpadu (kształt krzywej konkordii). Jeśli układ będzie dostatecznie zamknięty na ruchliwość izotopów radiogenicznych, wówczas wyniki z obu stosunków izotopowych powinny być zbliżone a nawet zupełnie zgodne i projektować się na wspólnej linii (konkordii). Można to obserwować w przypadku analiz środkowych, magmowych partii cyrkonów z gnejsu z Bargłowa oraz w analizach monacytów z pegmatytu z Jastrzębnej. Brak

zgodności części stosunków izotopowych cyrkonów z pegmatytu Jastrzębna, czyli projekcja powyżej linii konkordii, ma swoje źródło w ubytkach Pb, a konkretnie w zjawisku metamiktyzacji. Proces przeobrażeń metamiktycznych prowadzi do uwodnienia cyrkonu, a przede wszystkim usuwa tak istotny pierwiastek jak Pb (a gromadzi Fe i Ca), tworząc tym samym partie minerału o zredukowanej ilości radiogenicznego Pb i nieprzydatne do analiz izotopowych (Corfu i in., 2003). Cyrkony, zniszczone rozpadem promieniotwórczym, ze słabnącą luminescencją, z wysoką zawartością U potwierdzoną analizami, są powszechnie widoczne w pegmatycie i dobitnie świadczą o problemie metamiktyzacji. Stąd w sposób oczywisty musiało dochodzić do rozszczelnienia układu izotopowego i strat Pb, a konsekwencją jest obecność części dyskordantnych wyników. Wprawdzie punkty analityczne były projektowane na podstawie obrazu SEM–CL gwarantującego wizualnie niezmiennione ziarno, jednak straty ołowiu notuje się już od częściowo do silnie zmetamiktowanych cyrkonów (Metzger & Krogstad, 1997) i dlatego tylko z części cyrkonów można było uzyskać konkordantne i najbardziej wiarygodne rezultaty.

Wiek krystalizacji pegmatytu (1826 ± 12 mln lat), gwarantowany dwoma stosunkami izotopowymi cyrkonów jest dodatkowo jeszcze potwierdzony analizami izotopowymi monacytu z tej samej próbki, z konkordantnym wiekiem krystalizacji (1789 ± 34 mln lat). W dość zbliżonym czasie,



Ryc. 5. Diagram konkordii dla wyników analiz izotopowych: A) cyrkonów i monacytów z Jastrzębnej oraz B) cyrkonów z Bargłowa
Fig. 5. Concordia plots for SHRIMP: A) zircon and monazite analyses of Jastrzębna pegmatite and B) zircon analyses of Bargłów gneiss. Error ellipse of each analysis is 1 sigma confidence, whereas intercept ages and weighted average ages are 2 sigma uncertainties

aktywność magmowa (1835 ± 28 mln lat) spowodowała krystalizację protolitu dla ortognejsów z Bargłowa. Bardziej na południe, jednak stale na obszarze definiowanym jako tzw. masyw mazowiecki, w rejonie Łomży (ryc. 2) badania U–Pb metodą SHRIMP na pojedynczych cyrkonach z ortoamfibolitów wskazały na późnopaleoproterozoiczny wiek (1802 ± 9 mln lat) magmowego protolitu (Krzemińska i in., 2005). Istotnego znaczenia nabierają ponadto wyniki badań izotopowych Sm i Nd oraz wieku modelowego 10 próbek reprezentujących różne jednostki tektoniczne z podłoża krystalicznego NE Polski (w tym 3 próbki z obszaru masywu mazowieckiego). W żadnym z przypadków nie udało się stwierdzić wieku poniżej 2,5 mld lat. Rezultaty w zakresie 1,99–2,2 mld lat wyraźnie dowodzą paleoproterozoicznego wieku skorupy w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Claesson & Ryka, 1999).

Wnioski

Wyniki analiz U–Pb SHRIMP na cyrkonach i monacytach z pegmatytu z Jastrzębnej IG–1, a także na cyrkonach z ortognejsu Bargłowa, dokumentują paleoproterozoiczny wiek skał uważanych dotychczas za najstarsze w podłożu krystalicznym NE Polski. Wyniki 1826 ± 12 mln lat (pegmatyt z Jastrzębnej) i 1835 ± 28 mln lat (magma protolitu ortognejsu z Bargłowa) potwierdzają ogólną tendencję odnotowaną w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego, gdzie także dominuje paleoproterozoiczny wiek skorupy (Claesson i in., 2001). Skały archaiczne są ograniczone tylko do NE Fennoskandii (Karelia) i bloku Sarmacji (Bogdanova i in., 2005).

Odrzucenie koncepcji podziału tektonicznego podłoża krystalicznego NE Polski ze starymi masywami, a konkretnie z masywem mazowieckim, postulowane na podstawie danych strukturalnych i kinematycznych ze 101 głębokich otworów wiertniczych (Cymerman, 2004), znajduje kolejny znaczący argument w postaci wyników analiz izotopowych U–Pb SHRIMP skał w tym rejonie (Jastrzębna — 1826 mln lat, Bargłów — 1835 mln lat oraz Łomża — 1800 mln lat).

Praca finansowana ze środków grantu KBN 5.12.0401.27.0, przyznanego J. Wiszniewskiej i E. Krzemińskiej.

Literatura

AKSAMENKOVA N.V. & NAYDENKOV I.V. 1990 — Geological Map of Crystalline basement of Belorussia and Adjoining Areas in the scale 1:1 000 000. Institute of Geochemistry and Geophysics of the Academy of Sciences of the Belorussian SSR, Minsk.
AKSAMENKOVA N. V. & NAYDENKOV I. V. 1991 — Explanatory note of the Geological Map of Crystalline basement of Belorussia and Adjoining Areas in the scale 1 : 1 000 000. Institute of Geochemistry and Geophysics of the Academy of Sciences of the Belorussian SSR, Minsk: 1–78.
BELOUSOVA E., GRIFFIN W.L., O'REILLY S.Y. & FISHER N. I. 2002 — Igneous zircon: trace element composition as indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143: 602–622.

BOGDANOVA S.V., BIBIKOVA E.V. & GORBATSCHEV R. 1994 — Palaeoproterozoic U–Pb zircon ages from Belorussia: new geodynamic implications for the East European Craton. *Precambrian Research*, 68: 231–240.
BOGDANOVA S.V., GORBATSCHEV R. & GARETSKY R.G. 2005 — The East European Craton. [In:] Selley R.C., Cocks L.R. & Plimer I.R. (eds) — *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, 2: 34–49.
CLAESSON S. & RYKA W. 1999 — Nd model ages of the Precambrian crystalline basement of the NE Poland. Between EUROBRIDGE and TESZ, Abstr. Seventh Eurobridge Workshop: May 26–30, 1999. Szelmeż Poland, 17.
CLAESSON S., BOGDANOVA S.V., BIBIKOVA E.V. & GORBATSCHEV R. 2001 — Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. *Tectonophysics*, 339: 1–18.
CORFU F., HANCHAR J.M., HOSKIN W.O. & KINNY P. 2003 — ATLAS OF ZIRCON TEXTURES [In:] Hanchar J. M., Hoskin W. O. (ed.) — *Zircon, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53: 469–495.
CYMERMAN Z. 2004 — Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: Tektonika i rozwój skorupy. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 180: 1–129.
DAVIS D.W., WILLIAMS I.S. & KROGH E.B. 2003 — Historical development of geochronology. [In:] Hanchar J. M., Hoskin W. O. (ed.) — *Zircon, Rev. Mineralogy & Geochemistry*, 53: 145–181.
DEPCIUCH T., LIS J. & SYLWESTRZAK H. 1975 — Wiek izotopowy K–Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, 19: 759–779.
GEIH M. A., SCHLEICHER H. & NEWCOMB C. 1990 — Absolute Age Determination. *Physical and Chemical Dating Methods and Their Application*. Springer Verlag, Berlin: 1–503
JACKOWICZ E. 2002 — Wyniki badań skał podłoża krystalicznego. [In:] Jackowicz E. (red.) — *Profile głębokich otworów wiertniczych PIG Bargłów IG–1 IG–2*, 101: 22–48.
KRZEMIŃSKA E., WILLIAMS I.S. & WISZNIEWSKA J. 2005 — A Late Paleoproterozoic (1.80 Ga) subduction-related mafic igneous suite from Łomża, NE Poland. *Terra Nova*, 17: 442–449.
KUBICKI S. & RYKA W. 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Inst. Geol. Warszawa*.
KUBICKI S. 2002 — Wstęp oraz Wnioski [In:] Jackowicz E. (red.) — *Profile głębokich otworów wiertniczych PIG Bargłów IG–1 IG–2*, 101: 5–7; 60.
MEZGER K. & KROGSTAD E. J. 1997 — Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: an evaluation. *J. Metamorphic Petrol.*, 15: 127–140.
RYKA W. 1984 — Precambrian evolution of the East European Platform in Poland. *Biull. Inst. Geol.*, 347: 17–28.
RYKA W. 1993 — fundament krystaliczny Suwalszczyzny. *Prz. Geol.*, 41: 546–551.
RYKA W. 1998 — Geologic position of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 161: 19–26.
RYKA W., JACKOWICZ E. & ŻACZKIEWICZ B. 2002 — Podłoża krystaliczne [In:] Jackowicz E. (red.) — *Profile głębokich otworów wiertniczych PIG Bargłów IG–1, IG–2*, z.101: 13–15.
WILLIAMS I.S. & CLAESSON S. 1987 — Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U–Th–Pb. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 97: 205–217.
WILLIAMS M. L., JERCINOVIC M.J., GONCALVES R. & MAHAN K. 2006 — Format and philosophy for collecting, compiling and reporting microprobe monazite ages. *Chem. Geol.*, 225: 1–15.
WYBRANIEC S. 1999. — Transformation and visualization of potential field data. *Polish Geological Institute, Special Papers* 1: 1–88.

Praca wpłynęła do redakcji 08.05.2006 r.

Akceptowano do druku 27.09.2006 r.