

# Profesor Waclaw Ryka — badacz krystalicznego podłoża NE Polski

Zbigniew Cymerman\*



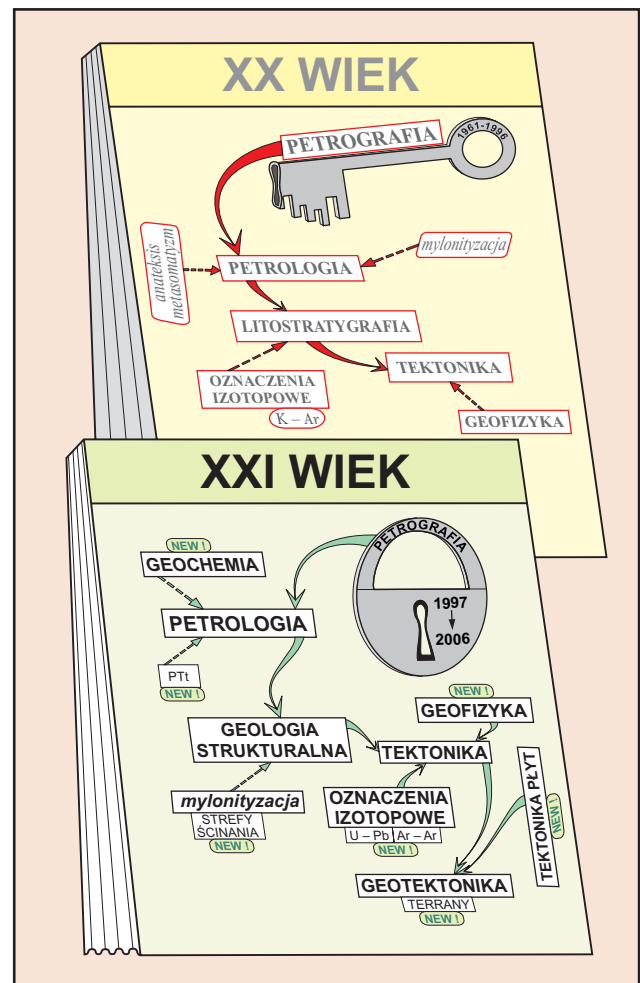
W tym roku minęła dziesiąta rocznica przedwczesnej śmierci profesora Waclawa Ryki, który w nauce polskiej pozostanie najważniejszym badaczem prekambryjskiego, krystalicznego podłoża NE Polski, o powierzchni prawie 100 000 km<sup>2</sup>, rozciągającego się od Kaszub i południowego Bałtyku (Ryka, 1974, 1993b, 1995a) aż po dorzecze Bugu (Ryka, 1967, 1969).

Dominująca pozycja tego wybitnego badacza podłoża wynika z kilku zasadniczych powodów. Jednym z najważniejszych jest fakt, że W. Ryka brał udział w opisie rdzeni od pierwszych aż do ostatnich wierceń wykonanych na obszarze NE Polski, na którym nawiercono podłoża krystaliczne tej najbardziej SW części platformy wschodnioeuropejskiej. Od 1954 r., kiedy rozpoczęto wykonywanie trzech pierwszych wierceń docierających do skał krystalicznych, aż do 1991 r. odwiercono łącznie 267 otworów, w których osiągnięto strop krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej. Łącznie przewiercono ponad 201 tys. m w skałach krystalicznych, przy czym prawie 2/3 tego metrażu (około 158 tys. m) wykonano na terenie złóż Krzemianka i Udryn w suwalskim masywie anortozytowym.

Profesor W. Ryka przez prawie trzydzieści lat uczestniczył w opisie rdzeni wiertniczych i sporządzaniu dokumentacji wyników z ponad stu otworów (np. Ryka, 1966c, 1974, 1975, 1980, 1988; Dziedzic i in., 1972, 1978, 1984; Subieta & Ryka, 1982), a także redakcji niektórych zeszytów serii *Profile głębokich otworów PIG* (np. Ryka, 1976, 1995b, 1996). Opublikował także prace na temat genezy suwalskiego masywu anortozytowego (Ryka, 1979, 1993a, 1998a, b). Badania W. Ryki nie obejmowały jedynie tego masywu. Należy podkreślić, że w niektórych latach, jak np. pod koniec lat 70., rocznie odwiercano nawet do 4 tysięcy metrów rdzeni w skałach krystalicznych (nie dotyczy to obszaru złóż rud Fe-Ti-V Krzemianka i Udryn z suwalskiego masywu anortozytowego). W latach 1970. i 1980. W. Ryka decydował lub współdecydował o lokalizacji wielu wierceń badawczych. Planowane wiercenia poprzedzały badania geofizyczne, które ułatwiały lokalizację otworów wiertniczych i umożliwiały opracowanie map petrograficznego zróżnicowania stropu podłoża krystalicznego (Kubicki i in., 1972, 1973; Kubicki & Ryka, 1982). Dane geofizyczne razem z nowym materiałem wiertniczym umożliwiały z czasem przedstawianie coraz to bardziej rozbudowanych schematów stratygraficznych, podziałów tektonicznych i modeli ewolucji skorupy NE Polski (Juskowiak & Ryka, 1968; Ryka 1973a, b, 1982, 1984).

Spośród polskich geologów prof. W. Ryka opublikował najwięcej prac o skałach krystalicznych NE Polski (np. Ryka, 1961a, b, c; 1964a, b; 1966a, b; 1967; 1969; 1973a, b, c; 1984; 1992; 1993a, b; 1995a; 1998a, b). Prof. W. Ryka pracą badawczą na przełomie lat 1950. i 1960. rozpoczął jako petrograf (Ryka, 1961a, b, c; 1964b; 1966a, b), aby stopniowo przedstawiać coraz bardziej rozbudowane schematy litostratygraficzne (Ryka, 1964b; Juskowiak & Ryka,

1968), wydzielać nowe jednostki tektoniczne coraz mniejszego rzędu, dokonywać prób korelacji regionalnych (Ryka, 1973a, c; Kubicki & Ryka, 1982) czy wreszcie zaproponować model ewolucji tektonometamorficznej skał krystalicznych NE Polski w prekambrze (np. Ryka, 1982, 1984; Kubicki & Ryka, 1982). „Trajektorię” badawczą prof. W. Ryki przedstawiono schematycznie w górnej części ryc. 1. Na symbolicznej kartce z minionego stulecia zaznaczono duży klucz PETROGRAFIA — podstawowe narzędzie badawcze prof. W. Ryki, który przez ponad 30 lat poszerzał stan rozpoznania budowy krystalicznego podłoża NE Polski.



**Ryc. 1.** Porównanie metodyki badawczej podłoża krystalicznego NE Polski w czasie ostatnich dekad XX w. (działalność naukowa prof. W. Ryki w latach 1961–1996) z metodyką stosowaną na początku XXI w.

Celem niniejszego artykułu nie jest przedstawienie ogromnego dorobku naukowego prof. W. Ryki, ale jego ocena w świetle nowych danych strukturalnych, petrologicznych, geochemicznych, izotopowych, geofizycznych i geotektonicznych, uzyskanych w ostatniej dekadzie. Należy podkreślić, że od kilkunastu już lat w skałach krystalicznych NE Polski nie odwiercono ani jednego metra, a więc wszystkie nowe dane pochodzą z archiwalnych rdzeni wiertniczych, wcześniej opisanych i zbadanych petrogra-

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław, zbigniew.cymerman@pgi.gov.pl

ficznie przez prof. W. Rykę. Należy pamiętać, że poważnym utrudnieniem w rozpoznaniu budowy krystalicznego podłoża NE Polski jest bardzo nierównomierne rozmieszczenie otworów. Najwięcej otworów znajduje się w okolicy Suwałk (prawie 40%), gdzie odległości między otworami wynoszą od kilkuset metrów do kilku km. Dobrze rozwiercony jest obszar okolic Białegostoku (25 otworów) i Polesia Lubelskiego (23 otwory). Na pozostałym obszarze NE Polski znajduje się już tylko 114 wierceń, a odległości między otworami wynoszą tam na ogół kilkadziesiąt km.

### Dane strukturalne

Chociaż prof. W. Ryka nie był ani tektonikiem, ani geologiem strukturalnym, to jednak przedstawiał nie tylko modele prekambryjskiej ewolucji skał krystalicznych NE Polski, ale także podziały obszaru NE Polski na liczne jednostki tektoniczne. Podziały te opierały się na zakładanych schematach stratygraficznych, mapach geofizycznych i przyjętych modelach petrologicznych (ryc. 1). Jednak w świetle nowej analizy strukturalno-kinematycznej rdzeni z NE Polski (Cymerman, 2004), za pomocą której udokumentowano istnienie stref ścinania podatnego z heterogenicznie wykształconymi skałami mylonitycznymi, te podziały są do odrzucenia. Paradoksalnie, to właśnie prof. W. Ryka był pierwszym badaczem, który szczegółowo opisał liczne przejawy mylonityzacji i kataklazy w rdzeniach wiertniczych z Podlasia (Ryka, 1961a, b, c). Opisał on m.in. mylonity w gnejsach, będące wynikiem metamorfizmu dynamicznego, w których: *...smugi zmylonityzowane przebiegają przeważnie zgodnie z gnejsowością. W odcinkach profilu skały, poddanej silnemu działaniu ruchów różnicowych, smugi mylonityczne są tak częste, że mogą nadawać zasadnicze piętno skale* (Ryka, 1961a — str. 243).

Prof. W. Ryka (1961a) w swojej pierwszej tabeli stratygraficznej umieścił rozwój kataklazytów i mylonitów zaraz po drugim i trzecim etapie metamorfizmu regionalnego. Badacz ten słusznie podkreślał, że ruchy różnicowe (obecnie określane jako ruchy ścinające) wywoływały mylonityzację skał krystalicznych NE Polski. Swoje wnioski prof. W. Ryka opierał w części na mikroteksturalnej orientacji osi kwarcu i biotyту, określanej za pomocą stolika uniwersalnego. Pomiar orientacji osi kwarcu i biotyту wskazały, że np. w gnejsach z Sokółki występują tektonity typu B i S+B (Ryka, 1961 a), z dominacją B-tektonitów, czasem w celu podkreślenia ich rotacji, określane jako R-tektonity. Na podstawie analizy mikrowięzby W. Ryka (1961b) wnioskował o coraz bardziej złożonym przebiegu (nakładaniu się) ruchów ścinających — od fyllonitów poprzez gnejsy do migmatytów. Jednak przyjęcie przez tego badacza, szeroko wtedy akceptowanej w warszawskiej szkole petrografii, koncepcji regionalnej granityzacji i anateksis serii suprakrystalnych oraz frontów metasomatyzujących podczas regionalnej metamorfozy doprowadziło do pomniejszenia roli struktur mylonitycznych i kataklazytów w rozwoju podłoża krystalicznego NE Polski. Zresztą dopiero od lat 1980. w światowej geologii strukturalnej rozpoznano i doceniono znaczenie podatnych stref ścinania i ich produktów — skał mylonitycznych. W późniejszych schematach stratygraficznych W. Ryki nie pojawiły się już więcej mylonity i kataklazyty (np. Ryka, 1973a, b; Kubicki & Ryka, 1982), chociaż to gnejsy mylonityczne stanowią

podstawowe ogniwo litologiczne w wielu otworach, jak np. Krynki IG 1 i Kruszyniany IG 2 (Ryka, 1961b).

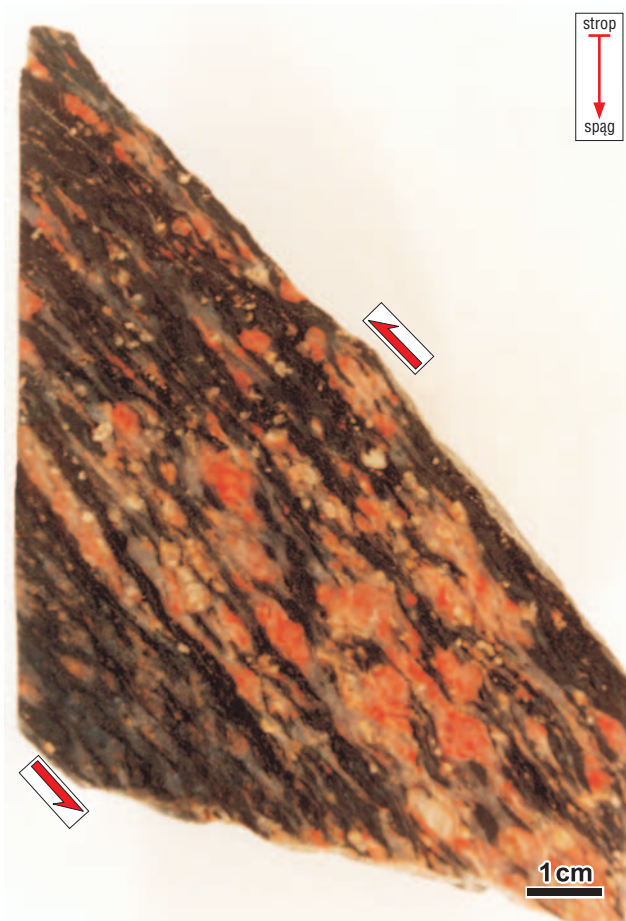
Dopiero po 30 latach i już po śmierci prof. W. Ryki przywrócono nie tylko znaczenie skał mylonitycznych, ale wykazano, że struktury mylonityczne i kataklazytowe (ryc. 2, 3) są najliczniejszymi i najważniejszymi elementami tektonicznymi w skałach krystalicznych NE Polski (Cymerman, 2004). W połowie lat 1990. prof. W. Ryka zaproponował mi badania strukturalne rdzeni z NE Polski. Rozpocząłem je już po śmierci prof. Ryki za namową i ze wsparciem Macieja Podemskiego, ówczesnego zastępcy dyrektora PIG.

Procesy mylonityzacji skał kwaśnych i zasadowych objęły w różnym stopniu wszystkie skały krystaliczne na obszarze NE Polski, a także Litwy i Białorusi. Procesy mylonityzacji, wywołane procesami deformacji niekoaksjalnej (rotacyjnej), pozostawały przez kilka dziesięcioleci w cieniu takich procesów metamorficznych, jak metasomatoza, palingeneza, anateksis czy migmatytyzacja.

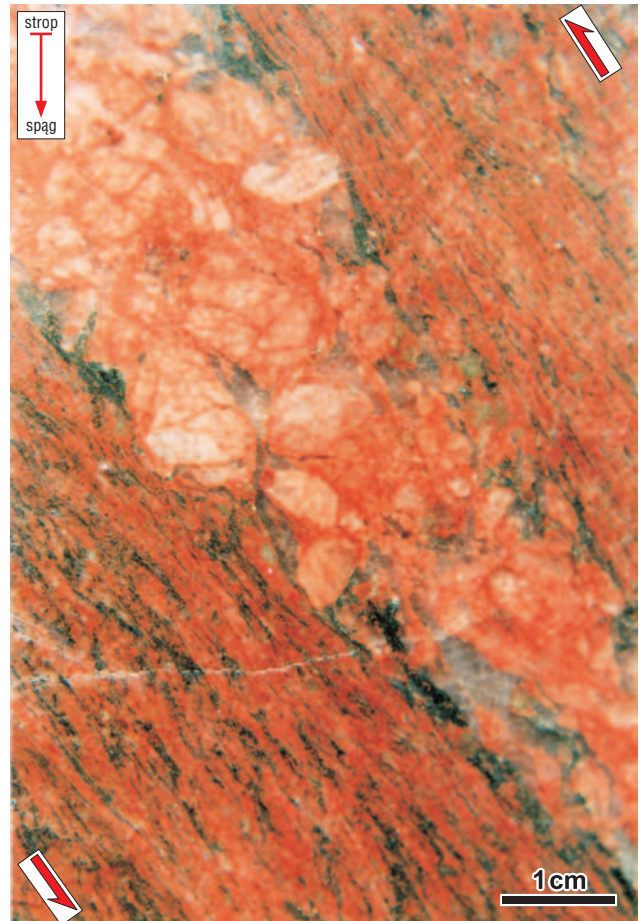
Wyniki analizy strukturalnej i kinematycznej wskazują jednak, że różnego typu skały mylonityczne z NE Polski rozwinęły się w różnym stopniu — od regionalnych stref ścinania podatnego aż po cienkie laminki i pasemka mylonityczne (Cymerman, 2004). Strefy ścinania podatnego charakteryzują się różnym stopniem mylonityzacji — od protomylonitów po ultramylonity (ryc. 2, 3). Lokalnie strefy ścinania mogą przekraczać kilkaset metrów, a może nawet kilka czy kilkanaście kilometrów. Na Kaszubach, Mazurach i Warmii skały mylonityczne rozwijały się prawdopodobnie synchronicznie z procesami migmatytyzacji i uległy one silnej rekrytalizacji oraz procesom wyżarzania. Strefy ścinania w tych regionach mogły być także przedmigmatytyzacyjne i zostały potem intensywnie zrekrystalizowane w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu regionalnego (facji granulitowej).

Procesy deformacji podatnej w wyjściowych (pierwotnych) granitoidach NE Polski są wyrażone przez rozwój zlokalizowanych, heterogenicznych stref ścinania. Gnejsy oczkowe można uznać za protomylonity (ryc. 3). W gnejsach mylonitycznych o silnym stopniu odkształcenia rotacyjnego tylko małe fragmenty mniej zdeformowanego granitu pozostają w formie soczew, otoczonych przez anastomozujące strefy ścinania. W domenach o najintensywniejszym ścinaniu prostym gnejsy wykazują zmienną teksturę — od warstwowanej do cienkołaminowanej (ryc. 2). Procesy „rozłaminowywania granitu”, czy też „zgnejsowania granitoidu” są ściśle związane z mechanizmem ścinania prostego.

Przebieg, rozmiary i lokalizacje heterogenicznych stref ścinania podatnego są trudne, a dla większej części NE Polski niemożliwe do ustalenia, z powodu braku danych wiertniczych. Na podstawie analizy skrzywienia osi otworów można próbować przedstawić orientację foliacji mylonitycznej ( $S_M$ ) w niektórych otworach, a czasem nawet w ujęciu regionalnym. Na obszarze pogranicza polsko-litewskiego regionalna foliacja  $S_M$  ma prawdopodobnie kierunek zbliżony do NW-SE lub rzadziej do W-E. Dane te wskazują, że bieg foliacji  $S_M$  jest prawie prostopadły do zakładanego wcześniej przebiegu regionalnych struktur i granic jednostek litostratygraficznych w NE Polsce (np. Kubicki i in., 1972, 1973; Kubicki & Ryka, 1974, 1982). Przy tak ustalonej orientacji regionalnej foliacji  $S_M$  i udokumentowanym nasunięciowym typie deformacji (Cymerman, 2004), transport tektoniczny domen strukturalnych odbywał się na obszarze NE Polski generalnie ku SW.



**Ryc. 2.** Mylonityczny gnejs z lewoskrętnym (nasunięciowym) zwrotem ścinania podatnego. Przekrój prostopadły do foliacji mylonitycznej i równoległy do lineacji mineralnej (mylonitycznej). Otwór Michałowo IG 1, odwiercony koło Białego-stoku, głęb. 698,7 m



**Ryc. 3.** Skataglazowany pegmatyt w zmylonityzowanym granicie. Wskaźniki kinematyczne dokumentują lewoskrętny (nasunięciowy) zwrot ścinania podatnego. Przekrój prostopadły do foliacji mylonitycznej i równoległy do lineacji mineralnej (mylonitycznej). Otwór Krzemianka IG 3, suwalski masyw anortozytowy, głęb. 1212 m

### Dane petrologiczne

Juskowiak i Ryka (1968), podobnie jak inni badacze (np. Bolewski i in., 1960) zakładali, że granitoidy w NE Polsce powstały w wyniku złożonych, wieloetapowych procesów granityzacji, przede wszystkim intensywnej metasomatozy. Ryka (1967, 1969) uznał, iż formacja czarnokitowa powstała na drodze dwóch etapów metasomatozy. Powszechnie zakładano, że skały pochodzenia suprakrustalnego uległy procesom intensywnej metasomatozy i granityzacji, które doprowadziły do rozwoju migmatytów i anatektycznych granitoidów (Kubicki & Ryka, 1982; Ryka, 1984). Takiej interpretacji przeczy dość powszechna mylonityzacja granitoidów w wyniku ścinania prostego, co doprowadziło do modyfikacji, a nawet transpozycji pierwotnej, magmowej natury skał wyjściowych (Cymerman, 2004), oraz magmowe pochodzenie datowanych radiometrycznie cyrkonów z obszaru NE Polski (Valverde-Vaquero i in., 2000; Dörr i in., 2002). W tym świetle wydaje się, że większość skał krystalicznych NE Polski jest pochodzenia magmowego. Nawet kwarcyty i łupki krystaliczne, zaliczane do „serii biebrzańskiej”, uznawanej za postorogenną formację jotnicką (Ryka, 1973c, 1996), są formacją metawulkaniczną, ściśle związaną z paleoproterozoiczną ewolucją łuku magmowego (Wisniewska i in., 2005).

Prof. W. Ryka, na podstawie własnych obserwacji petrograficznych, wydzielał wiele facji metamorfizmu, m.in. pięć facji i 11 subfacji metamorficznych w strefie podlaskiej (Ryka, 1973a). Takie ogromne zróżnicowanie warunków metamorficznych, bez ustalonych precyzyjnie ścieżek ciśnienia i temperatury (PT), uniemożliwia wykorzystanie facji i subfacji metamorficznych do korelacji regionalnych. W tej sytuacji bardzo zmienne kryterium facji metamorficznych nie może decydować o podziale tektonicznym podłoża NE Polski.

Dodatkowo, Krzemińska (2001, 2002) na podstawie wyników badań termobarometrycznych nie stwierdziła różnic PT między skałami z otworów z tzw. kompleksów metamorficznych i z „masywów granitoidowych”. Skały facji granulitowej, np. z tzw. kompleksu podlaskiego, osiągnęły  $T = 680^{\circ}\text{C}$  i  $P = 7$  kbar (Krzemińska, 2002), lokalnie parametry te były wyższe, jak w SW Litwie (Skridlaite & Motuza, 2001). Wiek skał kompleksów facji granulitowej zamyka się w przedziale około 1,81–1,55 mld lat (Skridlaite & Motuza, 2001).

### Dane geochemiczne

Typ skał wyjściowych — protolitu skał krystalicznych NE Polski nie jest dotychczas jednoznacznie ustalony. Nadal brakuje danych geochemicznych (dotyczących pierwiastków śladowych i ziem rzadkich), które mogą pomóc

w ustaleniu genezy i pozycji geotektonicznej skał krystalicznych. Na Litwie ustalono powinowactwo maficznych granulitów z prowincji zachodnioliteńskiej do niskopotasowych toleitów wysp wulkanicznych lub oceanicznych łuków wyspowych (Skridlaite & Motuza, 2001). Z kolei amfibolity i gabra z prowincji wschodnioliteńskiej wykazują geochemiczne charakterystyki typu MORB, tzn. bazaltów grzbietów śródoceanicznych, i IAT, czyli toleitów łuków wyspowych (Skridlaite & Motuza, 2001).

Wykonano szczegółowe badania geochemiczne (z uwzględnieniem pierwiastków śladowych i ziem rzadkich) granitoidów kompleksu mazurskiego (Bagiński i in., 2001; Skridlaite i in., 2003) i metawulkanicznych skał z Łomży (Wiszniewska i in., 2004). Te ostatnie skały zasadowe są produktem magmowej aktywności w środowisku subdukcyjnym sprzed około 1,8 mld lat. Dane geochemiczne umożliwiły przedstawienie hipotezy, że poszczególne masywy kompleksu mazurskiego reprezentują różne magmy, które rozwijały się nieco odmiennie w kanałach magmy; wszystkie jednak pochodziły z tego samego źródła. Wyniki tych badań doprowadziły do rozpoznania na obszarze NE Polski tzw. serii AMCG — anortozytowo-mangerytowo-czarnokitowo-granitowej (Bagiński i in., 2001; Skridlaite i in., 2003).

Reasumując, z powodu braku pełnych danych geochemicznych nie można jeszcze ustalić ani typu skał wyjściowych, ani środowiska geotektonicznego większości skał krystalicznych polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Jednak danych tych stopniowo przybywa, podobnie jak danych petrologicznych i oznaczeń izotopowych.

### Dane izotopowe

Datowania radiometryczne skał krystalicznych NE Polski miały na celu ustalenie stratygrafii tych skał. W oznaczaniu radiometrycznym prób z 39 otworów zastosowano metodę K-Ar (Depciuch i in., 1975). Wyniki tych badań wahają się w szerokim zakresie — od 1143 do 2710 mln lat — i są to tzw. wieki ochłodzenia, dokumentujące wyniesienie kompleksu skalnego na płytsze głębokości. Najmłodsze „wieki ochłodzenia” to około 1140–1226 mln lat, a najstarsze, nieliczne, to prawie 2000 mln lat. W interpretacji tych wyników stwierdzono, że zróżnicowanie „wieków ochłodzenia” nie jest zależne ani od rodzaju skały, ani od stopnia jej metamorfizmu (Depciuch i in., 1975). Większość datowań waha się od *ca.* 1340 mln do 1560 mln lat, z dwoma maksimumami —  $1386 \pm 37$  i  $1542 \pm 40$  mln lat. Anorogeniczne intruzje granitoidów typu rapakiwi ( $1472 \pm 38$  mln lat) i skał zasadowych z masywu suwalskiego ( $1391 \pm 37$  mln lat) zakończyły orogenezę gotyjską.

Łaskiewicz (1960) i Znosko (1960) podjęli pierwsze próby ustalenia stratygrafii skał krystalicznych NE Polski. Łaskiewicz (1960) sugerował, że polska część platformy wschodnioeuropejskiej długo zachowywała cechy geosynkliny i przyrosła do kontynentu dopiero u schyłku proterozoiku. Znosko (1960) w pierwszym schemacie stratygraficznym podzielił skały na 3 serie: 1) starszego prekambru (gnejsy i migmatyty), 2) młodszego prekambru (zielenice, parałupki biotytowe, fyllity i granity) i 3) najmłodszego prekambru (kwarcyty typu jotnickiego). Podobny, trójczłonowy, ale bardziej rozbudowany, podział przedstawił Ryka (1961a, 1964a), który do archaiku lub dolnego proterozoiku zaliczył granulity, enderbity, hornfelsy i gnejsy piroksenowe; do dolnego i środkowego proterozoiku — gnejsy, amfibolity, łupki i fyllity z środkowoproterozoicznymi anortozytami, norytami, gabrami i granitami; a do górnego

proterozoiku — kwarcyty, diabazy, porfiry i syenity. Podobny schemat stratygraficzny przyjęto w pracy Juszkowiaka i Ryki (1968).

Wyniki tzw. wieków modelowych  $[T(Nd)_{DM}]$ , określonych na podstawie stosunków izotopów neodymu, wskazują na wiek paleoproterozoiczny — około 2,0–2,5 mld lat (Claesson i in. 1995; Claesson & Ryka, 1999), zarówno tzw. masywów granitoidowych, jak i pasów metamorficznych. Główna faza deformacji i metamorfizmu w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego odbyła się w czasie orogenezy swekofeńskiej — 1,93–1,87 mld lat temu (Claesson, 1996; Claesson i in., 2001). Dla granitoidów mazurskich otrzymano modelowe wieki zubożonego płaszczka  $[T(Nd)_{DM}]$  od 2,1 do 2,2 mld lat. Wieki modelowe anortozytów i gabra masywu suwalskiego wahały się od 1,7 do 2,3 mld lat (Claesson, 1996; Claesson i in., 2001).

Biorąc pod uwagę nowe datowania radiometryczne, Ryka (1998a) odrzucił schemat Simonena (1960), na którym przez prawie 30 lat opierał swoje schematy litostratygicznego podziału skał krystalicznych NE Polski (Ryka, 1964a, 1973a, b; Kubicki & Ryka, 1982). W nowym ujęciu tego badacza (Ryka, 1998a), archaiczne struktury zaliczono do utworów paleoproterozoicznych, a struktury dolno-proterozoiczne uznano za mezoproterozoiczne. Jednak stary podział litostratygiczny utrzymano na *Mapie tektonicznej Polski w skali 1 : 500 000* (Znosko, 1998), której współautorem był W. Ryka.

Claesson i Ryka (1999) dostarczyli następnych 10 analiz wieku modelowego  $[T(Nd)_{DM}]$ . W 8 próbach wieki modelowe  $[T(Nd)_{DM}]$  wynoszą od 1990 do 2090 mln lat, a tylko w dwóch próbach z okolic Suwałk są one starsze — 2250 mln lat. Te dane radiometryczne jednoznacznie wskazują, że na obszarze NE Polski nie stwierdzono skał archaicznych. Potwierdzają to dalsze oznaczenia magmowych cyrkonów (Valverde-Vaquero i in., 2000; Dörr i in., 2001; Marheine & Valverde-Vaquero, 2002; Wiszniewska i in., 2004). Wieki radiometryczne biotytów, określone metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , są o prawie 100 mln lat młodsze i wskazują na relatywnie powolne tempo ochłodzenia podczas wynoszenia tych skał — ok.  $2^\circ\text{C}/\text{mln lat}$  (Valverde-Vaquero i in., 2000; Dörr i in., 2001; Wiszniewska i in., 2004.).

W świetle dotychczasowych danych radiometrycznych można stwierdzić, że na obszarze NE Polski nie występują skały archaiczne. Krystaliczne podłoże NE Polski uformowało się w czasie orogenezy swekofeńskiej (ok. 1,95–1,77 mld lat) oraz orogenezy gotyjskiej (1,70–1,50 mld lat) lub nieco młodszej duńsko-polskiej (Bogdanova, 2005).

### Dane geofizyczne

Zakładając, że głównym czynnikiem różnicującym obraz anomalii geofizycznych obszaru jest zróżnicowanie litologiczne, w latach 1970. rozpoczęto sporządzanie map geologicznych podłoża krystalicznego NE Polski. Przyjęto, że największe obszary NE Polski zajmują granitoidy metasomatyczne (Ryka, 1973a; Kubicki i in., 1973), chociaż praktycznie nigdzie takich granitoidów nie nawiercono. Na mapach tych brakuje natomiast skał amfibolitowych, nawierconych w kilkunastu otworach. Wydaje się, że powodem tego było uznanie skał amfibolitowych za relikty serii suprakrystalnej, zachowanej w małych enklawach wśród rozległych granitoidów metasomatycznych.

Jednak na podstawie analizy nowych map magnetycznych i grawimetrycznych NE Polski (np. Wybraniec, 1999; Królikowski & Petecki, 2000), można podjąć próbę wydzielenia nowych wystąpień skał metazasadowych

(amfibolitów i granulitów maficznych), zlokalizowanych głównie na Mazowszu i Podlasiu. Wystąpienia te mogą być tektonicznie rozczłonkowanymi relikami sekwencji ofiolitowej oceanu paleoproterozoicznego (swekofeńskiego?). Najważniejsza geologiczna nieciągłość w obrębie swekofeńskiego pasa orogenicznego w NE Polsce występuje na granicy Podlasia z Mazowszem. Ranga tej regionalnej strefy tektonicznej, o cechach szwu kolizyjnego, jest potwierdzona anomalią grawimetryczną ciągnącą się od strefy TESZ przez całą NE Polskę (Cymerman, 2004).

### Dane geotektoniczne

Kubicki, Ryka i Znosko (1972) opracowali ramowy schemat tektoniczny i wydzielili główne jednostki geologiczno-tektoniczne podłoża NE Polski. Schemat ten był potem wielokrotnie powtarzany (Ryka, 1973a; Kubicki i in., 1973; Kubicki & Ryka, 1974, 1982). Ryka (1973a) podzielił skały krystaliczne NE Polski na jednostki geologiczne różnego rzędu. Do jednostek I rzędu zaliczył masywy centralne, systemy fałdowe i prekambryjską okrywą platformową. Masywy centralne (mazowiecki, dobrzyński i pomorski), zbudowane z silnie zhomogenizowanych (zgranityzowanych) skał, uznał za najstarsze. Tak zwane systemy fałdowe podzielono na dwie grupy wiekowe, starsze (karelskie) i młodsze (swekofeńskie). Systemy fałdowe podzielono na jednostki II rzędu, określone jako kompleksy, a te na jednostki strukturalne III rzędu, określane jako serie. W kompleksie karpinoskim sugerowano istnienie aż 5 serii, a w kompleksie podlaskim nawet 9 serii. W poszczególnych seriach próbowano wydzielać jeszcze mniejsze jednostki (jednostki IV rzędu), do których zaliczono ławice i pakiety skał metamorficznych. Ten rozbudowany podział oparto na facjalnej systematyce petrograficznej.

Odrzucenie koncepcji podziału krystaliku na starsze, jądro masywy granitoidowej, otoczone przez wąskie pasma fałdowe (Ryka, 1964a, 1973a, b, 1984; Kubicki & Ryka, 1974, 1982), wynika głównie z rozpoznania deformacji rotacyjnej zarówno na obszarach tzw. stref fałdowych, jak i „masywów granitoidowych”. Nie ma żadnych danych radiometrycznych, które potwierdzałyby odmienny wiek skał z „masywów granitoidowych” od tych z tzw. stref fałdowych, jak i danych geochemicznych wskazujących na ich odrębne środowiska geotektoniczne. Oprócz tego skały „masywów granitoidowych” i „stref fałdowych” zostały zmetamorfizowane w dość zbliżonych warunkach regionalnego metamorfizmu, głównie w facji amfibolitowej i granulitowej (Krzemińska, 2002). Krzemińska (2002) stwierdziła, że dotychczasowy podział litostratygraficzny w NE Polsce nie jest dopasowany do formacji skalnych wydzielanych w państwach sąsiednich, gdzie na podstawie badań geochemicznych i izotopowych wyróżnia się odmienne genetycznie kompleksy skalane — metaosadowe i metamagmowe (Bogdanova i in., 2001; Skridlaite & Motuza, 2001; Taran & Bogdanova, 2001).

Hipoteza transportu tektonicznego domen strukturalnych i litotektonicznych na obszarze NE Polski generalnie ku SW lub WWS (Cymerman, 2004), znajduje potwierdzenie w rozważaniach regionalnych. Konsumpcja paleoproterozoicznej skorupy oceanicznej w okresie od 1,75 do 1,55 mld lat wywołała akrecję łuku magmowego ze sporadycznym magmatyzmem, tworząc większość elementów litotektonicznych SW Szwecji i SE Norwegii. Ten trwający prawie 200 mln lat okres wzrostu skorupy Baltiki ku W lub SW jest określany jako orogeneza gotyjska (Åhäll & Connelly, 1998). Subdukcja paleoproterozoicznej płyty oce-

anicznej ku E wywołała rozwój nadsubdukcijnej strefy granitoidowej — transskandynawskiego pasma magmowego (Gorbatschew & Bogdanova, 1993). Te i inne regionalne fakty z SW części tarczy bałtyckiej (Åhäll i in., 1996; Åhäll & Gower, 1997) dobrze korespondują z modelem skorupowych nasunięć ku SW na obszarze położonym na południe od Morza Bałtyckiego (Cymerman, 2004).

Ze względu na powtarzalność danych strukturalnych i kinematycznych w sąsiednich otworach i regionach dane takie można uznać za bardzo wiarygodne. Dotyczy to także kierunków transportu tektonicznego, które są prawie zawsze prostopadłe do skomplikowanej w przebiegu granicy zakładanego szwu kolizyjnego między terranami bałtyckim i polsko-łotewskim (Cymerman, 2004). Granica ta jest wyznaczona przede wszystkim wystąpieniami prawdopodobnie rozległych i soczewkowatych ciał metabazytowych oraz intensywnym rozwojem skał mylonitycznych.

W ostatnich kilkunastu latach opracowano nowe modele budowy geologicznej i ewolucji kratonu wschodnioeuropejskiego, zakładające istnienie terranów swekofeńskich od Morza Bałtyckiego do Morza Czarnego (np. Gorbatschew & Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 2001). Połączenie Fennoskandii (Baltiki), Sarmacji i bloku Wołga-Ural, o odmiennej wewnętrznej budowie tektonicznej i archaicznej lub proterozoicznej ewolucji, nastąpiło około 1,85 mld lat temu. Pomiędzy nimi pozostały jednak linie podziału w postaci systemu ryfejskich, transkratonicznych aulakogenów, które prawdopodobnie wykorzystują paleoproterozoiczne strefy szwów kolizyjnych (Gorbatschew & Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 2001).

### Podsumowanie

Z niezwykle bogatej i wszechstronnej spuścizny naukowej po prof. W. Ryce najważniejsze i nadal aktualne pozostają szczegółowe dane petrograficzne. Dane te przedstawiono schematycznie na ryc. 1 w formie zamkniętej na klucz symbolicznej kłódki. W XXI wieku nie ma nowych wierceń w Polsce NE i nie ma też nowych opisów petrograficznych skał krystalicznych z NE Polski. Ale te zamknięte w magazynach CAG materiały wiertnicze stanowią bezcenny dla wielu pokoleń materiał badawczy do dalszych, wąkospecjalistycznych badań, jak np. oznaczenia wieku cyrkonów metodą SHRIMP czy ustalania prowincji geotektonicznych za pomocą diagramów dyskryminacyjnych.

Wszystkie prace prof. W. Ryki, które wykroczyły poza specjalizację petrografa, stały się już na początku XXI wieku nieaktualne, dotyczy to zwłaszcza stratygrafii, kartografii geologicznej, geologii strukturalnej i geotektoniki. Wynika to z wprowadzenia nowych narzędzi badawczych, takich jak datowania radiometryczne cyrkonów i innych minerałów, a także analizy strukturalnej z elementami kinematyki, do badania krystalicznego podłoża NE Polski.

### Literatura

- ÅHÄLL K.I., BREWER T., CONNELLY J.N. & LARSON S.Å. 1996 — Temporal and spatial relationship between intra-cratonic magmatism and 1.70–1.55 Ga westward growth of the Baltic Shield. *Geol. Fören. Forh.*, Jubilee Issue, A5, Stockholm, 118.
- ÅHÄLL K.I. & CONNELLY J. 1998 — Intermittent 1.53–1.13 Ga magmatism in western Baltica: age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precamb. Res.*, 92: 1–20.
- ÅHÄLL K.I. & GOWER C.F. 1997 — The Gothian and Labradorian orogens: Variations in accretionary tectonism along a late Paleoproterozoic Laurentia-Baltica margin. *Geol. Fören. Forh.*, 119: 181–191.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.-C., MARTIN H., VANDER-AUWERA J. & WISZNIEWSKA J. 2001 — Petrology and geochemistry of rapa-

- kivi-type granites from the crystalline basement of NE Poland. *Geol. Quart.*, 45, 1: 33–52.
- BOGDANOVA S.V., PAGE L.M., SKRIDLAITE G. & TARAN L.N. 2001 — Proterozoic tectonothermal history in the western part of the east European Craton:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints. *Tectonophysics*, 339: 39–66.
- BOGDANOVA S.V. 2005 — The East European Craton: some aspects of the Proterozoic evolution in its south-west. *Min. Soc. Poland — Sp. Papers*, 26: 18–24.
- BOLEWSKI A., GÖRLICH E. & BADAŁ J. 1960 — Studium petrologiczne podłoża krystalicznego w Ostrowi Mazowieckiej. *Kwart. Geol.*, 4: 827–842.
- CLAESSON S. 1996 — U-Pb age determination from the Precambrian of Lithuania and Poland, 4<sup>th</sup> EUROBRIDGE Workshop, Oskarshamn, Sweden.
- 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.
- CLAESSON S., SUNBLAD K., RYKA W. & MOTUZA G. 1995 — The Mazury Complex in N Poland, rapakivi granites and the SE-wards extension of the Fennoscandian Shield. Abstracts. 22<sup>nd</sup> Nordic geological Winter Meeting, Finland.
- CLAESSON S. & RYKA W. 1999 — Nd model ages of the Precambrian crystalline basement of NE Poland. [In:] *Between Eurobridge and TESZ. 7<sup>th</sup> EUROBRIDGE Workshop*, Szelmeń-Suwałki. Państw. Inst. Geol.
- CYMERMAN Z. 2004 — Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. *Pr. Geol. Państw. Inst. Geol.*, 180: 129.
- DEPCIUCH T., LIS J. & SYLWESTRZAK H. 1975 — Wiek izotopowy K-Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, 19: 759–779.
- DÖRR W., BELKA Z.Z., MARHEINE D., SCHASTOK J., VALVERDE-VAQUERO P. & WISZNIEWSKA J. 2002 — U-Pb and Ar-Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury complex, NE Poland. *Prec. Res.*, 20: 1–20.
- DZIEDZIC A., EKIERT E., JUSKOWIAKOWA O., JUSKOWIAK O., KUBICKI S., KURBIEL H., RYKA W. & SIEMIĄTKOWSKI J. 1972 — Wyniki wiercenia Sejny IG 1. CAG.
- DZIEDZIC A., KRYSZKIEWICZ E. & RYKA W. 1978 — Badania petrograficzno-geochemiczne skał fundamentu krystalicznego z otworów wiertniczych Holeszów 1, Lubień 12, Łuków 3, Podedwórze 4, Podedwórze 5, Radzyń 9 i Wyhalew 1. CAG.
- DZIEDZIC A., KRYSZKIEWICZ E. & RYKA W. 1984 — Profil litologiczny podłoża krystalicznego. [W:] E. Krystkiewicz i in. (red.), *Dokumentacja wynikowa wiercenia Elk IG 2*. CAG.
- GORBATSCHÉV R. & BOGDANOVA S.V. 1993 — Frontiers in the Baltic shield. *Prec. Res.*, 64: 3–21.
- JUSKOWIAK O. & RYKA W. 1968 — Prekambr. [W:] *Budowa geologiczna Polski*. T. 1, cz. 1. Wyd. Geol.
- KRÓLIKOWSKI C. & PETECKI Z. 2000 — Mapa anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna. Państw. Inst. Geol.
- KRZEMIŃSKA E. 2001 — Warunki PT proterozoicznego metamorfizmu w granulitach i gnejsach kompleksu podlaskiego, w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *Prz. Geol.*, 49: 344–345.
- KRZEMIŃSKA E. 2002 — Kompleksy metamorficzne w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego; badania warunków P-T metamorfizmu związanego z akrecją paleoproterozoicznych terranów. CAG.
- KUBICKI S. & RYKA W. 1974 — Krystalinik platformy wschodnioeuropejskiej. [W:] *Budowa Geologiczna Polski*, 4. Tektonika, cz. 1. Wyd. Geol.
- KUBICKI S. & RYKA W. (red.) 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wyd. Geol.
- KUBICKI S., RYKA W. & ZNOSKO J. 1972 — Tektonika podłoża krystalicznego prekambrzyjskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.*, 16: 523–545.
- KUBICKI S., RYKA W. & ZNOSKO J. 1973 — Tektonika. [W:] Łaszkiwicz A. (red.), *Skały platformy prekambrzyjskiej w Polsce*, cz. 1. Podłoże krystaliczne. *Pr. Inst. Geol.*, 68: 129–137.
- ŁASZKIEWICZ A. 1960 — Skały i minerały krystalicznego podłoża Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 4: 819–825.
- MARHEINE D. & VALVERDE-VAQUERO P. 2002 — Recognition of pre-Sveconorwegian cooling ages in the Eastern European Craton, Central Poland: new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating in the 1.8 Ga Kampinos Complex. *Prec. Res.*, 118: 169–177.
- RYKA W. 1961a — O problemach podłoża prekambrzyjskiego północno-wschodniej Polski w świetle badań petrograficznych skał metamorficznych z Sokółki, Kruszynian i Mielnika. *Kwart. Geol.*, 5: 497–525.
- RYKA W. 1961b — Skały metamorficzne podłoża północno-wschodniej Polski (Kruszynian, Krynki, Mielnik). *Kwart. Geol.*, 5: 241–267.
- RYKA W. 1961c — Skały metamorficzne podłoża północno-wschodniej Polski (Sokółka). *Kwart. Geol.*, 5: 269–297.
- RYKA W. 1964a — O budowie i stratygrafii krystaliniku północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, 8: 42–57.
- RYKA W. 1964b — Wyniki badań petrograficznych skał proterozoicznych z otworu Tłuszcz. *Kwart. Geol.*, 8: 907–908.
- RYKA W. 1966a — O genezie zespołów amfibolitowych z Łukowa. *Kwart. Geol.*, 10: 20–30.
- RYKA W. 1966b — Reakcje mineralne typu „metasomatycznego” na przykładzie krystaliniku z Rajska. *Kwart. Geol.*, 10: 539–540.
- RYKA W. 1966c — Dokumentacja wynikowa wiercenia Łuków IG 1. Prekambr. CAG.
- RYKA W. 1967 — Budowa i skład petrograficzny krystaliniku w rejonie Białowieży-Białegostoku. *Biul. Inst. Geol.*, 207: 7–58.
- RYKA W. 1969 — Czarnokity z Podlasia. *Biul. Inst. Geol.*, 225: 109–205.
- RYKA W. 1973a — Struktury metamorficzne. [W:] Łaszkiwicz A. (red.), *Skały platformy prekambrzyjskiej w Polsce*, cz. 1. Podłoże krystaliczne. *Pr. Inst. Geol.*, 68: 19–59.
- RYKA W. 1973b — Stratygrafia. [W:] Łaszkiwicz A. (red.), *Skały platformy prekambrzyjskiej w Polsce*, cz. 1. Podłoże krystaliczne. *Pr. Inst. Geol.*, 68: 138–148.
- RYKA W. 1973c — Formacja jotnicka. [W:] Łaszkiwicz A. (red.), *Skały platformy prekambrzyjskiej w Polsce*, cz. 1. Podłoże krystaliczne. *Pr. Inst. Geol.*, 68: 113–120.
- RYKA W. 1974 — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego (parametryczno-strukturalnego) Słupsk IG 1. Prekambr. CAG Państw. Inst. Geol.
- RYKA W. 1975 — Podłoże krystaliczne. [W:] A. Dziedzic i in., *Wyniki wiercenia Ochrymy 1*. CAG.
- RYKA W. (red.) 1976 — Jastrzębna IG 1. Prof. Głęb. Otw. Wiert. *Inst. Geol.*, 36.
- RYKA W. 1978 — Podłoże krystaliczne. [W:] Kabata-Pendias A. i in. (red.), *Wyniki wiercenia Prostki IG 2*. CAG.
- RYKA W. 1979 — On the origin of anorthosites and associated iron ores of the Suwałki Massif (North-Eastern Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 318: 11–24.
- RYKA W. 1980 — Podłoże krystaliczne. [W:] Bareja E. i in. (red.), *Dokumentacja wynikowa wiercenia Elk IG 3 i Elk IG 4*. CAG.
- RYKA W. 1982 — Precambrian evolution of the Polish part of the East European Platform. *Geol. Quart.*, 26: 257–272.
- RYKA W. 1984 — Precambrian evolution of the East-European Platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 347: 17–28.
- RYKA W. 1988 — Dokumentacja otworu Wigry PIG 1. Wyniki badań petrograficznych. CAG.
- RYKA W. 1992 — Geology of the Tajno Massif carbonites. *Pr. Państw. Inst., Geol.*, 139: 43–75.
- RYKA W. 1993a — Fundament krystaliczny Suwalszczyzny. *Prz. Geol.*, 41: 546–551.
- RYKA W. 1993b — Crystalline basement of the Polish part of the Baltic Sea. *Kwart. Geol.*, 37: 329–344.
- RYKA W. 1995a — Crystalline basement. [In:] *Geological Atlas of the Southern Baltic 1 : 500 000*. Państw. Inst. Geol., Sopot-Warszawa.
- RYKA W. (red.) 1995b — Łomża IG 1, Łomża IG 2, Łomża IG 3. Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol., 81.
- RYKA W. (red.) 1996 — Mońki IG 1, Mońki IG 2. Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol., 84.
- RYKA W. 1998a — Geological position of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 161: 19–26.
- RYKA W. 1998b — Views on the origin of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 161: 161–182.
- RYKA W. & KRYSZKIEWICZ E. 1975 — Wyniki badań petrograficznych. [W:] Dziedzic A. i in., *Wyniki wiercenia Ochrymy 1*. CAG.
- SIMONEN A. 1960 — Pre-Cambrian stratigraphy of Finland. *Rep. XXI Intern. Geol. Congr., Sec. 9, Copenhagen*.
- SKRIDLAITE G. & MOTUZA G. 2001 — Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics. *Tectonophysics*, 339: 113–133.
- SKRIDLAITE G., WISZNIEWSKA J. & DUCHESNE J.-C. 2003 — Ferro-potassic A-type granites and related rocks in NE Poland and S Lithuania: west of the East European Craton. *Precambrian Res.*, 124: 305–326.
- SUBIETA M. & RYKA W. 1982 — Karta otworu wiertniczego: Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1. CAG.
- TARAN L.N. & BOGDANOVA S.V. 2001 — The Fennoscandia-Sarmatia junction in Belarus: new inferences from a PT-study. *Tectonophysics*, 339: 193–214.
- VALVERDE-VAQUERO P., DÖRR W., BELKA Z., FRANKE W., WISZNIEWSKA J. & SCHASTOK J. 2000 — U-Pb single-grain dating of detrital zircon in the Cambrian of central Poland: implications for Gondwana versus Baltica provenance studies. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 184: 225–240.
- WISZNIEWSKA J., KRZEMIŃSKA E. & WILLIAMS I. 2004 — Metavolcanic rocks from Łomża, NE Poland: geochemistry, age and geotectonic interpretation. *Pr. Sp. Pol. Miner.*, 24: 397–400.
- WISZNIEWSKA J. & KRZEMIŃSKA E. 2005 — Precambrian crystalline basement of northeastern Poland — new approach. *Pr. Sp. Pol. Tow. Miner.*, 26: 96–103.
- WISZNIEWSKA J., KRZEMIŃSKA E., SKRIDLAITE G., MOTUZA G., WILLIAMS I. & WHITEHOUSE M. 2005 — Metasedimentary and metavolcanic rocks from NE Poland and Lithuania implications for Precambrian crustal evolution. *Pr. Sp. Pol. Tow. Miner.*, 26: 104–108.
- WYBRANIEC S. 1999 — Transformations and visualization of potential field data. *Polish Geol. Inst. Sp. Papers*, 1: 88.
- ZNOSKO J. 1960 — Uwagi o stratygrafii podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, 4: 281–287.
- ZNOSKO J. 1998 — Mapa tektoniczna Polski 1:500 000. [W:] Znosko J. (red.), *Atlas tektoniczny Polski*. Państw. Inst. Geol.