

Wacław RYKA

Podłoże krystaliczne polskiej części południowego Bałtyku*

Nowe materiały geofizyczne i wyniki badań petrograficznych skał z wierceń, wykonanych na polskim obszarze południowego Bałtyku, umożliwiły zestawienie schematycznej mapy geologicznej powierzchni podłoża krystalicznego. W południowo-zachodniej części krystalinik składa się prawdopodobnie z presvekofenno-karelskich granitoidów, a w północno-wschodniej – z granitoidów rapakiwipodobnych. Na północ od Rozewia – Mierzei Helskiej wychodzi w morze presvekofenno-karelska strefa fałdowa reprezentowana przez enderbity i gnejsy piroksenowe. Stwierdzono, że polskie granitoidy rapakiwipodobne są przedłużeniem transskandynawskiego łańcucha granitowego południowej Szwecji. Trudne dotychczas uzasadnienie bardzo młodego wieku „gotyjskiej” charnockityzacji, migmatytyzacji i anateksis tłumaczy się quasi-orogenezą hallandzką. Odnowienie pregotyjskich uskoków południkowych wyjaśnia się natomiast grenvillską rotacją tarczy bałtyckiej i jej kolizją z tarczą laurentyjską.

WSTĘP

Granica platformy wschodnioeuropejskiej, utożsamiana ze strefą Teisseyre’a-Tornquista, biegnie przez Polskę w kierunku zbliżonym do północno-zachodniego i nieco na zachód od Jeziora Gardno wychodzi w morze, po czym od zachodu omija Bornholm i utyka w Skanii. Strefa Teisseyre’a-Tornquista, oprócz różnych bardzo ważnych implikacji regionalnych, ma wszakże dla prekambriu tę najistotniejszą implikację, gdyż, jak dotychczas, określa granicę fizycznych możliwości badania fundamentu krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej. Badania prekambryjskiego krystaliniku na ziemiach polskich rozpoczęły się w 1954 r., ale pierwsze otwory wiertnicze lokalizowano głównie w pobliżu wschodniej granicy państwa, ze względu na cienki płaszcz skał osadowych przykrywających podłoże krystaliczne. Wiercenia na Pomorzu Gdańskim i w Koszalińskim rozpoczęto piętnaście lat później, głównie dla rozpoznania budowy geologicznej w celu wyjaśnienia nagromadzeń węglowodórów, a także dla zebrania możliwie bogatych informacji o litologii i stratygrafii skał. W latach 1969–1974 na Pomorzu, w strefie do 50 km w głąb lądu, podłoże

krystaliczne osiągnęło dziewięć otworów wiertniczych. Uzyskane rdzenie umożliwiły systematyczne badania skał podłoża krystalicznego oraz prawidłową interpretację wyników regionalnego zdjęcia grawimetrycznego i magnetycznego dla spójnego ujęcia kartograficznego badanego regionu z wcześniej zakończonymi pracami kartograficznymi w głębi łądu.

W latach 1970–1972 wykonano pomiary magnetyczne na południowym Bałtyku w pasie polskich wód przybrzeżnych o szerokości 50 mil morskich. Dały one podstawę do opracowania pierwszych jednorodnych, przeglądowych map geofizycznych, co umożliwiło A. Dąbrowskiemu i A. Uhrynowskiemu (1976) sporządzenie geologicznej mapy podłoża krystalicznego. Zastosowano wówczas metodę wyznaczania granic jednostek litologicznych skał stropu fundamentu krystalicznego opracowaną przez K. Karaczuna i in. (1975), nadal stosowaną w kolejnych modyfikacjach mapy geologicznej podłoża prekambryjskiego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (H. Pendias, W. Ryka, 1984).

A. Dąbrowski i A. Uhrynowski (1976) na mapie magnetycznie czynnego podłoża krystalicznego w skali około 1:2 500 000 wyróżnili trzy jednostki litologiczne: granitoidy, metamorficzne skały karelskie (svekofenno-karelskie) i kompleksy norytowo-anortozytowe. Dominują granitoidy (około 75%) znacznie mniej jest skał metamorficznych (około 20%), a około 5% powierzchni zajmują kompleksy norytowo-anortozytowe. Opisywana mapa jest istotnym krokiem do poznania budowy geologicznej stropu fundamentu krystalicznego, a jej trafność jest tym cenniejsza, że autorzy nie dysponowali ani nowymi wynikami badań geofizycznych, ani też rezultatami analiz skał z wierceń, wykonanych już znacznie później przez W. O. Petrobaltic. Istotny postęp w rozpoznaniu geologicznym fundamentu krystalicznego Bałtyku rozpoczął się w 1980 r. od prac wiertniczych W.O. Petrobaltic, poprzedzonych badaniami geofizycznymi. Opracowania petrograficzne skał krystalicznych z tych otworów wiertniczych wykonałem wspólnie z mgr E. Krystkiewiczową, a badania izotopowe przeprowadził dr J. Lis na zlecenie W. O. Petrobaltic. Wyrażam zatem wdzięczność Dyrekcji W. O. Petrobaltic za umożliwienie badań skał fundamentu krystalicznego południowego Bałtyku i opublikowania streszczenia obfitego materiału.

JEDNOSTKI PRESVEKOFENNO-KARELSKIE

Na Pomorzu strop fundamentu krystalicznego na brzegu platformy generalnie obniża się w kierunku południowo-zachodnim od 2300 do 7000 m, a izohipsy ułożone są równoległe do strefy Teisseyre'a-Tornquista. Na Bałtyku izohipsy początkowo przebiegają podobnie jak na łądzie, ale przed Bornholmem podłoże krystaliczne podnosi się szybko i wynurza na wyspie w formie zrębu. Na północ od wyniesienia Łeby (– 3500 m) fundament krystaliczny łagodnie wznosi się ku tarczy bałtyckiej (A. Dąbrowski, A. Uhrynowski, 1976).

Podział na główne jednostki tektoniczno-strukturalne podłoża krystalicznego (W. Ryka, 1982a) znalazł potwierdzenie w budowie fundamentu prekambryjskiego obszaru południowego Bałtyku (fig. 1). W podłożu krystalicznym polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej utrwalił się podział na sześć



Fig. 1. Mapa geologiczna stropu podłoża krystalicznego obszaru południowobałtyckiego
 Geological map of the top of crystalline basement of the Southern Baltic area

- 1 – granitoidy anatektyczne i reomorficzne, 2 – granitoidy rapakiwipodobne, 3 – migmatyty, 4 – gnejsy i łupki krystaliczne, 5 – gnejsy i amfibolity, 6 – enderbity i charnockity, 7 – masywy granitoidowe, 8 – strefa Teisseyre’a-Tornquista, 9 – uskoki
- 1 – anatectic and reomorphic granitoides, 2 – Rapakivi-like granitoides, 3 – migmatites, 4 – gneisses and crystalline schists, 5 – gneisses and amphibolites, 6 – enderbitites and charnockites, 7 – granitoid massifs, 8 – Teisseyre-Tornquist Zone, 9 – faults

dużych jednostek: prekarelskie masywy granitoidowe¹, prekarelskie strefy fałdowe, karelski kompleks metamorficzno-magmowy, gotyjski kompleks metamorficzno-magmowy, quasi-platformowy kompleks subjotnicko-jotnicki i intruzje platformowe.

Na Pomorzu oraz południowym Bałtyku stwierdzono skały presvekofenno-karelskich masywów granitoidowych, presvekofenno-karelskich stref fałdowych oraz granitoidów rapakiwipodobnych zaliczanych dotychczas do gotyjskiego kompleksu metamorficzno-magmowego. Skały pozostałych jednostek nie zostały stwierdzone, co oczywiście nie dowodzi ich braku. Jest wielce prawdopodobne, że utwory metamorficzne występujące na zachód i północny zachód od Słupska są svekofenno-karelskimi łupkami krystalicznymi, podobnie jak skały położone na południowy zachód od Kościerzyny. Prawdopodobne jest także przypuszczenie A. Dąbrowskiego i A. Uhrynowskiego (1976) o występowaniu intruzji norytowo-anortozytowej w podłożu Bałtyku wzdłuż uskoku biegnącego na północny wschód od Słupska (fig. 1).

Granitoidy presvekofenno-karelskie tworzą masyw pomorski, który w rejonie Pucka – Gdańska łączy się z presvekofenno-karelskim masywem dobrzyńskim, stanowiąc prawdopodobnie jedną dużą jednostkę tektoniczno-strukturalną. Potwierdziły się również przypuszczenia o kontynuacji masywu pomorskiego na Bałtyku w kierunku Bornholmu i Skanii. Południowo-wschodnią granicę masywu pomorskiego wyznacza presvekofenno-karelska strefa fałdowa – kompleks kaszubski, położony na wschód od Kościerzyny i ciągnący się w kierunku Rozewia – Mierzei Helskiej (Darżlubie IG 1, Żarnowiec IG 1, Hel IG 1) i dalej około 40 – 60 km na północ, gdzie łączy się w kompleksie granitoidów rapakiwipodobnych. Na granicy masywu pomorskiego z granitoidami rapakiwipodobnymi występuje szereg dużych struktur metamorficznych, które mogą być relikdami głęboko zerodowanej zachodniej gałęzi kompleksu kaszubskiego.

Gruba pokrywa skał osadowych na Pomorzu i południowym Bałtyku, a także dominacja granitoidów, zacierających kontrast zróżnicowania obrazu geofizycznego, nie sprzyjają śledzeniu tektoniki uskokuwej. Niewiele uskoków wyinterpretowanych na zachód od Łeby nie wniosło istotnych elementów ani do poznania stylu budowy tektonicznej, ani też do wyjaśnienia stosunku tektonicznego występujących tam jednostek strukturalnych. Nieco więcej informacji uzyskano z obrazu fragmentu kompleksu kaszubskiego usytuowanego na północ od Rozewia – Mierzei Helskiej (fig. 1). Styl tektoniki nieciągłej zaznacza się tam kierunkami zbliżonymi od południkowych, a nieco słabiej kierunkami zbliżonymi do równoleżnikowych, i jest charakterystyczny dla kompleksu mazurskiego. Opisywany system uskoków powstał po ruchach svekofenno-karelskich, lecz przed gotyjskimi granitoidami rapakiwipodobnymi. Były one wielokrotnie odnawiane po ruchach gotyjskich (W. Ryka, 1982b).

Skały prekarelskiego masywu granitoidowego występują w południowo-zachodniej części południowego Bałtyku (fig. 1). Zajmują one znaczną powierzchnię (27,4%), która nie była penetrowana wierceniami. Tak więc o ciągłości masywu pomorskiego na Bałtyku wnioskuje się na podstawie

¹ W literaturze skandynawskiej nie ma unormowanego i ustabilizowanego nazewnictwa. W jednakowym znaczeniu stosuje się nazwy svekofenno-karelski i sveko-karelski. Ostatnio G. Gaál i R. Gorbatshev (1987) dowodzą braku podstaw wyróżniania orogenezy sveko-karelskiej i proponują powrót do starego podziału na svekofennidy i karelidy, lecz w oparciu o tektonikę płyt. We wcześniejszych pracach dotyczących polskiego prekambriu (W. Ryka, 1982a) stosowano nazwę kompleks karelski. Została ona użyta w znaczeniu stratygraficznym, a nie genetycznym. Znaczy to, że kompleks karelski (svekofenno-karelski) leży na starym podłożu prekarelskim (presvekofenno-karelskim), tzn. na masywach granitoidowych i pasmach zielenicowych.

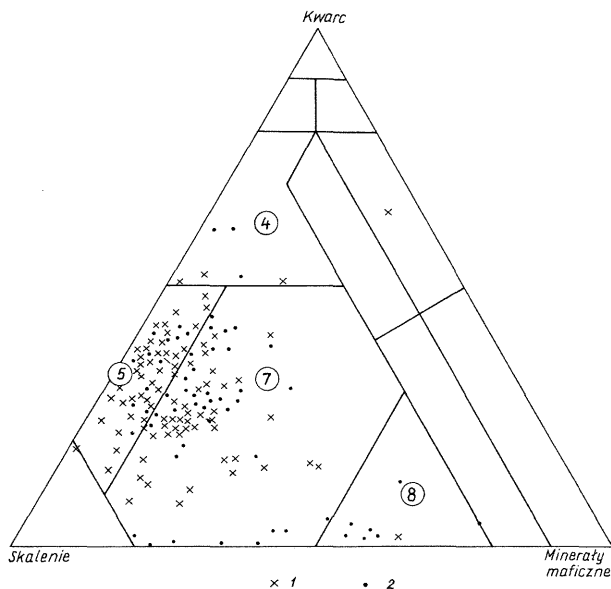


Fig. 2. Projektcja klasyfikacyjna skał metamorficznych według petrografów austriackich (*Ein Symposium*, 1962)

Classification projection of metamorphic rocks after Austrian petrographers (*Ein Symposium*, 1962)

Pola klasyfikacyjne: 4 – kwarcowe gnejsy, 5 – kwarcowo-skaleniove gnejsy, 7 – gnejsy, 8 – łyszczykowe gnejsy; punkty projekcyjne: 1 – gnejsy i migmatyty z Pomorza, 2 – gnejsy i migmatyty obszaru południowobałtyckiego
 Classification areas: 4 – quartz gneisses, 5 – quartz-feldspar gneisses, 7 – gneisses, 8 – mica gneisses; projection points: 1 – gneisses and migmatites from Pomerania, 2 – gneisses and migmatites of the Southern Baltic area

zależności regionalnego zdjęcia geofizycznego. Według dotychczas zebranych informacji masywy granitoidowe mają skomplikowaną budowę i genezę (S. Kubicki, W. Ryka, 1982). Są to jednostki wielokrotnie regenerowane podczas młodszych przeobrażeń tektoniczno-magmowych. Zawierają wiele śladów struktur presvekofenno-karelskich, które uległy tak silnym przeobrażeniom, że odczytanie ich pierwotnego charakteru nie jest możliwe. Masywy granitoidowe zbudowane są z czerwonych granitów ortoklazowych (mikroklizowych) z mniejszym udziałem kwarcu, oligoklaz, muskowitu i biotytu oraz rzadkim kordieritem, sillimanitem, hornblendą zwyczajną i sporadycznym piroksenem. Składem petrograficznym odpowiadają granitom beta i granodiorytom, rzadziej granitom alfa. Mają zmienną teksturę i strukturę oraz monotony skład chemiczny.

Niewielką powierzchnię południowego Bałtyku zajmują skały presvekofenno-karelskich struktur fałdowych (16,8%). Zgodnie z litostratygraficznym podziałem, wzorowanym na kompleksie podlaskim (S. Kubicki, W. Ryka, 1982), jednostka ta zbudowana jest z dwóch grup: starszej granulitowej i młodszej plagiognejsowej. Grupa granulitowa składa się z charnockitów (starszych), granulitów dwupiroksenowych, enderbitów oraz gnejsów i amfibolitów piroksenowych, natomiast grupa plagiognejsowa – z gnejsów sillimanitowo-andalazytowych, hornblendowych, biotytowych i granatowych oraz amfibolitów. Dokładne sklasyfikowanie gnejsów presvekofenno-karelskich nie zawsze jest możliwe ze względu na znaczny stopień hipergenicznego i hydrotermalnego przeobrażenia skał fundamentu krystalicznego na Bałtyku, nawiercanego płytko i sporadycznie.

Tabela 1

**Analizy chemiczne enderbitów i granitoidów rapakiwipodobnych
w procentach wagowych**

Składniki	Numery analiz			
	1	2	3	4
SiO ₂	51,42	47,94	71,34	72,88
TiO ₂	0,61	1,33	0,47	0,53
Al ₂ O ₃	13,42	17,30	13,70	12,95
Fe ₂ O ₃	3,08	3,99	0,30	0,39
FeO	6,39	7,54	2,78	1,66
MnO	0,26	0,22	0,08	0,08
MgO	7,61	6,61	0,76	0,72
CaO	11,28	6,52	0,71	2,35
Na ₂ O	3,47	3,78	3,29	2,80
K ₂ O	1,20	3,20	4,83	4,25
P ₂ O ₅	0,09	0,36	–	–
S	0,06	0,13	–	–
CO ₂	0,00	0,00	–	–
H ₂ O ⁺	0,64	0,66	–	–
H ₂ O ⁻	0,24	0,22	–	–
Straty praż.	–	–	1,38	1,15
Suma	99,77	99,80	99,64	99,78

O b j a ś n i e n i a: 1 – enderbit, B-2, głęb. 2941,5 m; 2 – enderbit, B-2, głęb. 2942,4 m; 3 – granitoid rapakiwipodobny, B-4, głęb. 1458,5 m; 4 – granitoid rapakiwipodobny, B-4, głęb. 1506,8 m; próbki 1 i 2 analizowała W. Sułkowska (Oddział Dolnośląski PIG), natomiast próbki 3 i 4 – E. Kotlarski (Oddział Świętokrzyski PIG)

Na Pomorzu skały grupy granulitowej stwierdzono w Kościerzynie IG 1 i Żarnowcu IG 1, natomiast na Bałtyku – na północ od Żarnowca – Mierzei Helskiej. Na południowym Bałtyku występują enderbity i gnejsy piroksenowe, natomiast do grupy plagiognejsowej należą przypuszczalnie gnejsy hornblendowe i biotytowe. Podział systematyczny tych skał przedstawiono na fig. 2. Z projekcji wynika, że skały Pomorza i południowego Bałtyku tworzą jeden zbiór, który stanowi kwarcowo-skalenkowe gnejsy (pole 5) i gnejsy (pole 7), sporadycznie – gnejsy łuszczkowe (pole 8) i kwarcowe gnejsy (pole 4), a ponadto wzdłuż podstawy projekcji (skalenie – minerały maficzne) – amfibolity. Na projekcji przedstawiono punkty projekcyjne presvekofenno-karelskich skał metamorficznych wraz z punktami projekcyjnymi migmatytów, skupionych głównie w polu kwarcowo-skalenkowych gnejsów. Skał tych nie rozdzielono, ponieważ skały presvekofenno-karelskie uległy zwykle w różnym stopniu migmatytyzacji oraz metasomatozie i wyznaczenie jednoznacznej granicy między nimi wymagałoby usunięcia większości punktów parametrycznych, to zaś zniekształciłoby rzeczywisty obraz zróżnicowania skał stropu podłoża krystalicznego.

Na południowym Bałtyku skały presvekofenno-karelskie są silnie przeobrażone ze względu na metasomatozę, mylonityzację i rekrystalizację oraz hydrotermę i hipergenezę. Skały słabo zmienione są sporadyczne. Z tego też względu na uwagę zasługują enderbity z otworu B2-1/80. Średnia z 16 analiz mikrometrycznych enderbitów jest następująca: 1,8 kwarc, 46,2 plagioklaz (40%

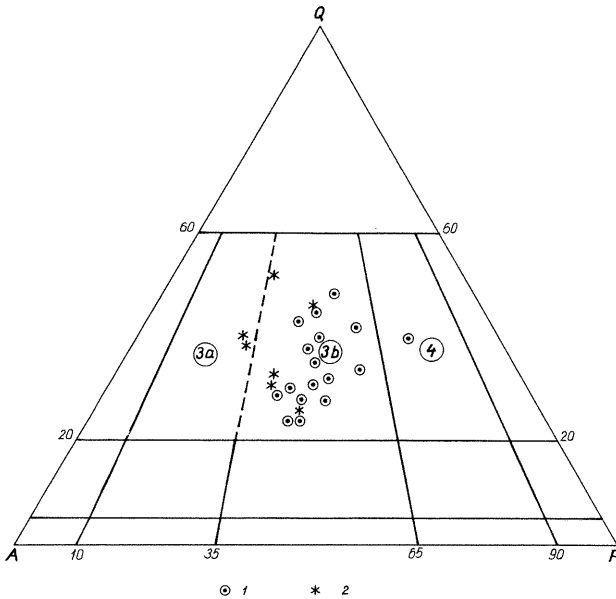


Fig. 3. Projekcja klasyfikacyjna QAP (Q – kwarc, A – skalenie potasowe, P – plagioklaz) granitoidów rapakiwipodobnych

Classification projection QAP (Q – quartz, A – K-feldspars, P – plagioclase) of Rapakivi-like granitoides

Pola klasyfikacyjne: 3a – granit alfa, 3b – granit beta (monzogranit), 4 – granodioryt; punkty projekcyjne: 1 – granitoidy z Pomorza, 2 – granitoidy obszaru południowobałtyckiego

Classification areas: 3a – alpha granite, 3b – beta granite (monzogranite), 4 – granodiorite; projection points: 1 – granitoides from Pomerania, 2 – granitoides of the Southern Baltic area

An), 3 antypertyt, 11,9 pirokseny (hipersten, augit, augit diopsydowy), 26,9 hornblenda zwyczajna (po piroksenach), 3,9 biotyt, 0,1 muskowit, 3,8 minerały nieprzezroczyste, 0,3 apatyt, 0,1 cyrkon oraz chloryt, węglany i serycyt. Zgodnie z międzynarodową klasyfikacją charnockitów, są to hiperstenowe dioryty, w których proces antypertytyzacji rozwinięty jest w inicjalnym stadium, a typomorficzna parageneza andezynu z hiperstenem i augitem, przy niewielkiej ilości kwarcu, pozwala na zaliczenie tych skał do enderbitów. W składzie chemicznym enderbitów (tab. 1) zwraca uwagę wysoka zawartość magnezu i żelaza dwuwartościowego oraz wapnia. Ilość tego ostatniego może być lokalnie obniżona w skałach silniej zmikroklinizowanych, np. w próbie nr 2 w stosunku do próbki nr 1 (tab. 1).

Stan zachowania gnejsów presvekofenno-karelskich jest znacznie gorszy, a nagromadzenie produktów wtórnych przeobrażeń uniemożliwia miejscami prawidłową identyfikację, przy czym na ogół pozostaje czytelna struktura i tekstura. Pirokseny, jeśli oparły się metasomatozie, to później zostały przeobrażone hydrotermalnie i hipergenicznie. Miejscami po minerałach tych uchroniły się tylko zarysy, a zwłaszcza wydzielienia wtórnych minerałów tytanowych w szkielecie siatki diallagowej. Nieco oporniejsza na przeobrażenia była hornblenda zwyczajna, a zwłaszcza biotyt. Plagioklaz jest oligoklazem o zmiennej zawartości cząsteczki anortytowej (8 – 14% An oraz 25 – 27% An). Powszechne

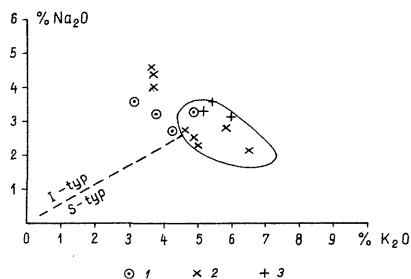


Fig. 4. Diagram $K_2O:Na_2O$ z zaznaczonym polem występowania punktów projekcyjnych fińskich granitów rapakiwi (I. Haapala i in., 1987) oraz podziałem na pola granitoidów I-typu oraz S-typu

Diagrammes $K_2O:Na_2O$ with the area marked of occurring projection points of Finnish Rapakivi granites (I. Haapala et al., 1987) and with division into areas of I-type and S-type granitoides

Punkty projekcyjne granitoidów rapakiwipodobnych: 1 – obszaru południowo bałtyckiego, 2 – Pomorza, 3 – kompleksu mazurskiego

Projection points of Rapakivi-like granitoides: 1 – of the Southern Baltic area, 2 – of Pomerania, 3 – of the Mazury complex

są przerosty pertytowe, a miejscami silnie zaawansowana mikroklinizacja. Pospolite są również: tytanit, cyrkon, allanit, apatyt i minerały nieprzezroczyste.

PROBLEM GRANITOIDÓW RAPAKIWIPODOBNYCH

Północno-wschodnią część południowego Bałtyku (w około 50% powierzchni fundamentu krystalicznego) zajmują granitoidy rapakiwipodobne (fig. 1). Migmatyty występują na około 4% powierzchni, głównie w rejonie Helu i Żarnowca, natomiast sporadyczne są granitoidy anatektyczne i reomorficzne (0,5%). Granitoidy rapakiwipodobne są dużą jednostką strukturalną ciągnącą się od Suwałk przez Gołdap i Bartoszyce (kompleks mazurski) do Mierzei Wiślanej, a następnie przez Bałtyk do Smålandu w południowej Szwecji. Nie są to skały jednorodne pod względem budowy, składu mineralnego i chemicznego.

Wyniki analiz mikrometrycznych granitoidów rapakiwipodobnych przedstawiono na fig. 3. Punkty parametryczne tych skał skupiają się w polu granitu beta (monzogranitu) i przy zachowaniu niewielkiej dominacji skalenia potasowego nad plagioklazem odznaczają się dużym zróżnicowaniem zawartości kwarcu. Na ogół cechuje je większa zmienność składu mineralnego od granitu beta do granodiorytu, a nawet kwarcowego monzonitu czy też kwarcowego monzodiorytu. Oprócz składników głównych w granitoidach rapakiwipodobnych w podrzędnych ilościach pojawia się: hornblenda zwyczajna (do 9%), biotyt (do 11%), ponadto apatyt (do 4%), minerały nieprzezroczyste, cyrkon, tytanit, fluoryt oraz powszechnie minerały wtórnych przeobrażeń. Spośród wymienionych minerałów na szczególną uwagę zasługuje skałen potasowy, przeważnie młodszy mikroklin, rzadziej starszy ortoklaz. Bywa również, że ortoklaz lub mikroklin otoczone są obwódkami albitu – oligoklaz (często zsercytyzowanymi), np. w skałach z otworu B4-1/81. Wyniki analiz chemicznych tych skał przedstawiono w tab. 1 (analiza 3 i 4).

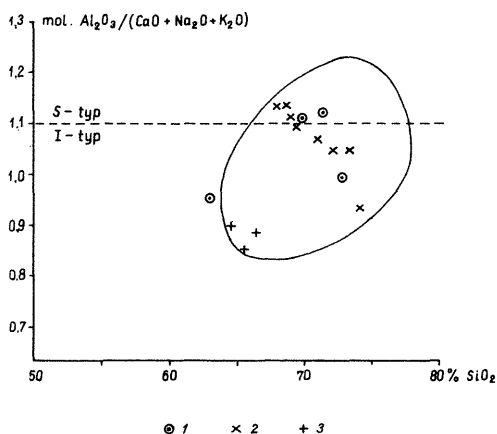
W granitoidach rapakiwi K_2O zwykle przeważa nad Na_2O , a stosunek tych składników na ogół nie przekracza ustalonych statystycznie granic. Na tej podstawie (fig. 4) I. Haapala i in. (1987) wyznaczyli pole występowania fińskich granitów rapakiwi. Granitoidy rapakiwipodobne polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej mają wyższe zawartości Na_2O w stosunku do fińskich granitoidów rapakiwi i dlatego pole koncentracji punktów parametrycznych jest nieco inne. Parametry analiz chemicznych granitoidów rapakiwipodobnych

Fig. 5. Diagram SiO_2 (w % wag.):
: Al_2O_3 ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) w % mol.
z zaznaczonym polem granitów rapakiwi (I. Haapala i in., 1987) oraz podziałem na pola granitoidów I-typu i S-typu

Diagrammes SiO_2 (in weight %):
: Al_2O_3 ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (in mole %)
with the area marked of the Finnish Rapakivi granites (I. Haapala et al., 1987) and with division into areas I-type and S-type granitoides

Punkty projekcyjne granitoidów rapakiwipodobnych: 1 – obszaru południowobałtyckiego, 2 – Pomorza, 3 – kompleksu mazurskiego

Projection points of Rapakivi-like granitoides: 1 – of the Southern Baltic area, 2 – of Pomerania, 3 – of the Mazury complex



tworzą zbiór uporządkowany w stosunku $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ równym 3:2. Podobnie ukierunkowany, lecz bardziej rozproszony jest zbiór fińskich granitów rapakiwi.

Granice podziału na granity I-typu i S-typu (fig. 4) przedstawiono według B.W. Chappella i A.J.R. White'a (*vide* I. Haapala i in., 1987). Może ona wskazywać na związek granitoidów rapakiwipodobnych z ogniskiem magmowym (I-typ), zwłaszcza skał pochodzących z południowego Bałtyku i kompleksu mazurskiego. Obfitują one w magnetyt i tytanit, pospolite także w granitoidach z Pomorza, minerały ciężkie, charakterystyczne dla I-typu granitu. Parametry granitoidów anatektycznych polskiej części fundamentu krystalicznego skupiły się poniżej pola fińskich granitów rapakiwi na obszarze wyznaczonym zawartościami 3–6% wag. K_2O i do 1,5% wag. Na_2O . Zupełnie inaczej ugrupowane są punkty projekcyjne fińskich porogogenicznych granitów mikroklinowych. Na figurze 4 pokrywają się one z polem fińskich granitów rapakiwi, natomiast na fig. 5 skupione są w środku pola projekcyjnego tych skał.

Pozycja geotektoniczna granitoidów rapakiwi nie może być jednoznacznie rozsądzona na podstawie dotychczas zebranych materiałów. Granitoidy rapakiwi powszechnie uznaje się za anorogeniczne. Tymczasem zbiór analiz chemicznych polskich granitoidów rapakiwipodobnych oraz fińskich granitów rapakiwi (fig. 4 i 5) skoncentrowany jest na granicy granitów I-typu (synorogeniczne) i S-typu (późnorogeniczne i migmatyty). S-typ granitów rapakiwi może być zatem wzorcem, jakim można się posłużyć w wyjaśnianiu genezy polskich granitoidów rapakiwipodobnych.

W odniesieniu do polskich granitoidów rapakiwipodobnych wątpliwa wydaje się przydatność minerałów ciężkich, takich jak magnetyt i tytanit, służących jako wskaźniki do odróżnienia granitów I-typu. Analiza składu chemicznego skał fundamentu krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej ujawniła charakterystyczne zmiany zawartości niektórych pierwiastków podczas jego ewolucji. Między innymi stwierdzono stały wzrost średniej zawartości tytanu od presvekofenno-karelskich masywów granitoidowych (średnio 0,5% TiO_2) do młodoproterozoicznych intruzji platformowych (piroksenity do 9% TiO_2 , a syenity 0,7–1,7% TiO_2). Tytan, występujący początkowo w formie ukrytej wśród glinokrzemianów, indywidualizuje się pod koniec proterozoiku w formach tlenkowych (tytanomagnetyt, ilmenit) lub krzemianowych (tytanit). Ostatni jest szczególnie obfity w syenitach i liczny w granitoidach rapakiwipodobnych (zawartości TiO_2 do 1,2%).

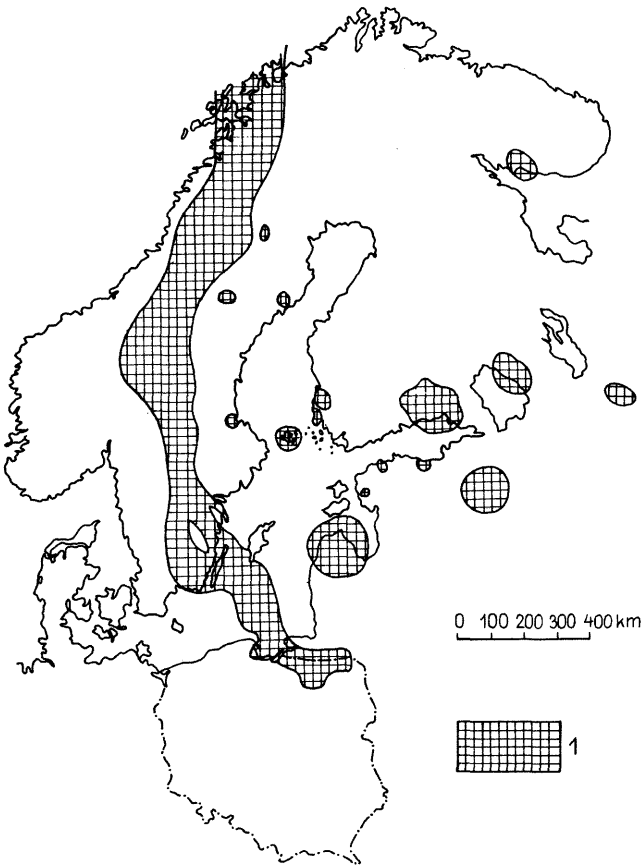


Fig. 6. Przebieg transskandynawskiego łańcucha granitów i masywów rapakiwi (1); uzupełniony przez autora schemat R. Gorbatscheva, G. Gaála (1987)

Run of the Transscandinavian belt of granites and Rapakiwi massifs (1); R. Gorbatshev's, G. Gaál's schem (1987) supplemented by the author

WNIOSKI

Analiza petrograficzna skał krystalicznych południowego Bałtyku wniosła szereg elementów pozwalających na znaczne poszerzenie informacji o ewolucji podłoża prekambryjskiego. Silnie rozwinięte przeobrażenia hydrotermalne i hipergeniczne skał nie pozwoliły natomiast na pogłębienie informacji o warunkach przeobrażeń metamorficznych, przekształceniach mineralnych i na tej podstawie wysnuciu nowych wniosków. Istotny okazał się wkład w rozpoznanie litostratygraficzne krystaliniku południowego Bałtyku, co stworzyło podstawy do porównań z prekambrem południowej Szwecji.

Presvekofenno-karelskie (karelskie) strefy fałdowe, zwane na Pomorzu kompleksem kaszubskim, wychodzą w morze, gdzie były rozpoznane otworami i udokumentowane obecnością enderbitów i gnejsów piroksenowych grupy

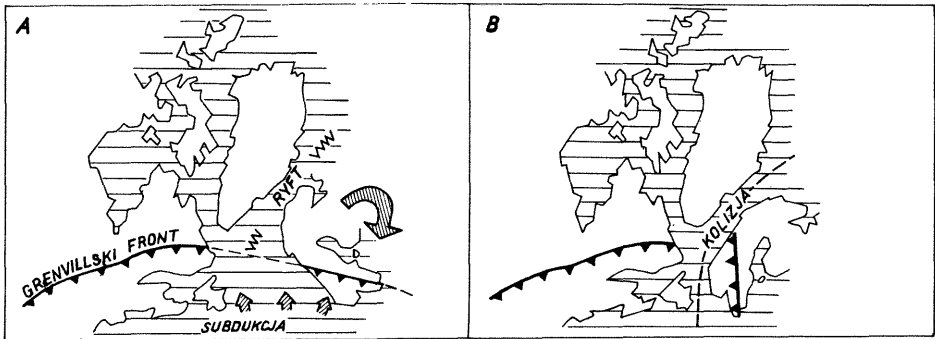


Fig. 7. Rekonstrukcja sveko-norweskiego (grenvillskiego) kontynentu; strzałka wskazuje kierunek rotacji tarczy bałtyckiej wobec tarczy laurentyjskiej w czasie 1190–1050 mln lat; A – na początku orogenezy grenvillskiej, B – w późnym okresie orogenezy grenvillskiej

Reconstruction of the Sveconorwegian (Grenville) continent; direction of the Baltic Shield rotation in relation to the Laurentian Shield (1190–1050 MY) is marked with an arrow; A – in the beginning of the Grenville Orogeny, B – in the late period of the Grenville Orogeny

granulitowej oraz gnejsów hornblendowych i biotytowych grupy plagiognej-sowej. Próby oznaczenia wieku izotopowego hornblendy zwyczajnej z enderbitów metodą $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, wykonane przez J. Lisa, wykazały: 1685, 1686, 1544 i 1550 mln lat. Są to jednak daty przeobrażenia piroksenu, którego relikty tkwią czasami w hornblendzie. Przeobrażenia piroksenu w hornblendę zachodziły więc w czasie gotyjskich przeobrażeń w południowej Szwecji. Wiek ten określa się na 1800–1500 mln lat. Oznacza on w Skandynawii tworzenie się transskandynawskiego łańcucha granitów i masywów rapakiwi (fig. 6). W wyniku stwierdzenia kontynuowania się granitoidów rapakiwipodobnych od kompleksu mazurskiego przez Mierzę Wiślaną i dalej w kierunku północno-zachodnim, wydaje się prawdopodobne ich połączenie na Bałtyku z transskandynawskim łańcuchem granitów.

W tym czasie kiedy się tworzył transskandynawski łańcuch alkaliczno-wapniowych granitów, w obrębie svekofenno-karelskiego kratonu powstawały masy rapakiwi. Izochronowy wiek polskich granitoidów rapakiwipodobnych określa się na 1470 mln lat, czyli są one młodsze od granitów łańcucha transskandynawskiego. Granitoidy żyłowe przecinające migmatyty i metasomatyczne granitoidy mają natomiast wiek izochronowy 1340 mln lat, co może wskazywać na:

- opóźnione przeobrażenia gotyjskie w brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce, na Litwie oraz Białorusi i taki pogląd reprezentowano dotychczas (W. Ryka, 1982a);

- istnienie nieznanego na platformie wschodnioeuropejskiej epizodu dość silnych wydarzeń, udokumentowanych charnockityzacją (młodsza), migmatytyzacją i anatektycznymi granitami.

Udokumentowanie przez F.H. Hubbarda (1975) quasi-orogenezy hallandzkiej w regionie Varbergu w południowo-zachodniej Szwecji skłania do rewizji poglądu o opóźnionym przebiegu wydarzeń gotyjskich w Polsce. Zbieżność natężenia przeobrażeń, takich jak charnockityzacja (młodsza) w zakresie facji amfibolitowej, migmatytyzacja i anateksis, oraz zbliżony czas przeobrażeń, a mianowicie 1500–1400 mln lat w regionie Varbergu i 1400–1340 mln lat w Polsce, zdają się świadczyć, że opóźnione przeobrażenia fazy gotyjskiej w Polsce są quasi-orogenezą hallandzką.

Jest wielce prawdopodobne, że metamorficzna ewolucja polskiej części fundamentu krystalicznego trwała jeszcze w czasie orogenezy sveko-norweskiej (grenvillskiej), datowanej na 1250–900 mln lat. Potwierdzeniem jej wczesnych przejawów na ziemiach polskich są żyły granitowe wieku około 1250 mln lat, przecinające masywy granitoidowe. Istotny jest młodszy okres działalności magmowej w południowo-zachodniej Szwecji (około 1200 mln lat), uzewnętrznionej intruzjami piroksenitowo-syenitowymi, granitami, rojami dajek maficznych oraz zasadowymi wulkanitami. Realne staje się zatem porównanie do analogów polskich intruzji platformowych: intruzji syenitowych, piroksenitowo-syenitowych, lamprofirów i zasadowych wulkanitów.

Analiza tektoniki nieciągłej cokołu krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej ujawniła dwa systemy uskoków: NW–SE – równoległy do strefy Teisseyre'a-Tornquista i NE–SW – prostopadły do poprzedniego. Drugi system ma silniej rozwinięty kierunek N–S oraz słabiej W–E i jest związany z wystąpieniami lub bezpośrednim sąsiedztwem skał gotyjskich (W. Ryka, 1982b). Uskoki południkowe i równoleżnikowe stwierdzono w kompleksie mazurskim, gałęzi żuławskiej, na Pomorzu oraz na północ od Rozewia – Mierzei Helskiej. W południowej Szwecji występuje również szereg uskoków południkowych o długiej żywotności, wzdłuż których wielokrotnie lokowały się intruzje. Jedną z najbardziej żywotnych jest południkowa strefa protoginowa w południowej Szwecji, odgraniczająca granity łańcucha transskandynawskiego od domeny południowoskandynawskiej. Strefa protoginowa odgrywała ważną rolę podczas orogenezy sveko-norweskiej (grenvillskiej). Była ona wówczas frontem subdukcji, a następnie w wyniku rotacji tarczy bałtyckiej w czasie 1190–1050 mln lat (J.E.F. Stearn, J.D.A. Piper, 1984) i jej kolizji z tarczą laurentyjską (fig. 7), strefa protoginowa była silnie odkształcona, regenerowana i intrudowana. Na ziemiach polskich przypuszczalnie odnowiły się wówczas pregotyjskie uskoki południkowe, a poszczególne bloki fundamentu krystalicznego przemieszczały się względem siebie na odległość do 5 km. Na obszarze południowego Bałtyku rozstęp uskoków południkowych może być większy i wzrastać ku zachodowi. Uskoki równoleżnikowe, a zwłaszcza południkowe jeszcze wielokrotnie ożywały w młodszych okresach geologicznego rozwoju ziem polskich. Szczególnie aktywnie oddziaływała strefa protoginowa, mająca przedłużenie w strefie Odry–Nisy Łużyckiej, wzdłuż której lokowały się w czerwonym spągowcu centra powulkanicznej autometasomatozy.

Państwowy Instytut Geologiczny
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 24 lutego 1989 r.

PIŚMIENNICTWO

- DĄBROWSKI A., UHRYNOWSKI A. (1976) – Budowa podłoża krystalicznego południowego Bałtyku w świetle wyników zdjęcia magnetycznego z lat 1971–1972. *Kwart. Geol.*, **20**, p. 473–483, nr 3.
- EIN SYMPOSION (1962) – Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der Kristallinen Schiefer. *N. Jb. Min. M.-Hefte*, p. 7–8.

- GAÁL G., GORBATSHEV R. (1987) — An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research*, **35**, Spec. Issue, p. 15–52. Elsevier.
- GORBATSHEV R., GAÁL G. (1987) — The Precambrian history of the Baltic Shield. *Amer. Geophys. Union, Geodyn. Ser.*, p. 149–159.
- HAAPALA I., FRONT K., RANTALA E., VAARMA M. (1987) — Petrology of Nattanen-type granite complex, Northern Finland. *Precambrian Research*, **35**, Spec. Issue, p. 225–240. Elsevier.
- HUBBARD F.H. (1975) — The Precambrian crystalline complex of south-western Sweden. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **97**, p. 223–236.
- KARACZUN K., KUBICKI S., RYKA W. (1975) — Mapa geologiczna podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce, 1:500 000. *Inst. Geol. Warszawa*.
- KUBICKI S., RYKA W. (1982) — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Inst. Geol. Warszawa*.
- PENDIAS H., RYKA W. (1984) — Methods of research on the crystalline basement of the Precambrian Platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **347**, p. 7–15.
- RYKA W. (1982a) — Prekambryjska ewolucja platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **26**, p. 257–272, nr 2.
- RYKA W. (1982b) — Tektonika uskokowa cokołu krystalicznego platformy prekambryjskiej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **26**, p. 545–558, nr 3/4.
- STEARNS J.E.F., PIPER J.D.A. (1984) — Palaeomagnetism of the Sveco-norwegian mobile belt of the Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*, **23**, p. 201–246. Elsevier.

Вацлав РЫКА

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ПОЛЬСКОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Резюме

Результаты петрографических исследований горных пород из скважин пробуренных В. О. Петробалтик в польской части южнобалтийской акватории внесли ряд новых элементов для лучшего познания строения докембрийского кристаллического фундамента. Анализ геофизических материалов сделал возможным составление литологической карты кровли кристаллического фундамента. В результате этого анализа определено, что на север от Розевя—Хельской косы (фиг. 1) выходит в море досвекофенно-карельский Кашубский комплекс. Породы этой единицы сложены эндербитами и пироксеновыми гнейсами гранулитовой группы, а также рогообманковыми и биотитовыми гнейсами, представляющими более молодую единицу комплекса — плагиогнейсовую группу.

В юго-западной части южнобалтийской акватории находятся вероятно породы досвекофенно-карельского гранитоидного комплекса, который определяется на основании сходства геофизической картины с Добжиньско-Поморским массивом. В северо-восточной части описываемой территории были обнаружены готские рапакивиподобные гранитоиды (около 50% поверхности), которые вероятно являются продолжением мазурского комплекса, протягивающегося от Сувалк до косы Вислы и Гданьска. Здесь находятся также мигматиты и гранитоиды — продукты поздних готских преобразований развитые вдоль всей краевой части Восточноевропейской платформы.

Новые результаты исследований докембрийских отложений Поморья и польской южнобалтийской территории сделают возможным их сравнение с соответствующими породами южной Швеции. Результатом этого сравнения является пересмотр существующих до сих пор мнений в области эволюции горных пород польской части кристаллического фундамента Восточноевропейской платформы в протерозое. Установлено, что польские рапакивиподобные гранитоиды являются юго-восточным продолжением трансскандинавского пояса готских гранитоидов и они протягиваются через южную Литву до тектонических разломов определяющих границу Белорусско-Прибалтийской гранулитовой зоны (В. Рыка, 1982b). Возраст польских рапакивиподобных гранитоидов (1470 млн. лет) немного моложе возраста гранитов трансскандинавской цепи (1800–1500 млн. лет). Зато жильные гранитоиды пересекающие чарнокиты, мигматиты и метасоматические граниты имеют изохронный возраст 1340 млн. лет и их причисляли до сих пор к конечным отзвукам готских преобразований, которые имели место на всей краевой части Восточноевропейской платформы, не только в Польше, но также на территории Литвы и Белоруссии. В настоящее время эти процессы, вместе с закрывающими гранитоидными интрузиями связывают с галландским квази-орогенезом (Ф.Х. Хуббард, 1975), удокументированными в районе Варберга в южно-западной Швеции, где он обозначился в период 1500–1400 млн. лет сильными преобразованиями в условиях амфиболитовой фации, чарнокитизацией, мигматитизацией и анатексис. На польских землях такие изменения происходили в период 1400–1340 млн. лет, с опозданием как и готские преобразования, по отношению к подобным процессам обнаруженным в южной Швеции.

Следует ожидать новых изменений в схеме эволюции докембрийского фундамента польских земель в результате пересмотра существующих до сих пор мнений касающихся самых поздних магматических процессов зарегистрированных в юго-западной Швеции. Свеко-норвежским (гренильским) орогенезом вероятно можно будет выяснить возраст некоторых гранитоидов, пересекающих древние досвекофенно-карельские комплексы, датированные на около 1250 млн. лет, что соответствует гренильскому орогенезу в период 1250–900 млн. лет. Дальнейшие исследования могут решить проблему возраста польских платформенных интрузий, если удастся попытка корреляции с анорогенными пироксениново-сиенитовыми и гранитоидными интрузиями, множеством мафических даек, а также основными вулканитами из южной Швеции, датированными на около 1200 млн. лет.

Установлен возраст возобновления доготских меридиональных сбросов. Этот процесс объясняется ротацией Балтийского щита, а потом его столкновением с Лаврентийским щитом в период 1190–1050 млн. лет (фиг. 7).

Wacław RYKA

THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE POLISH PART OF THE SOUTHERN BALTIC

S u m m a r y

Results of petrographic investigations of rocks from boreholes carried out by W. O. Petrobaltic in the Polish part of the Southern Baltic showed some new elements increasing the knowledge of the Precambrian crystalline basement structure. Analysis of geophysical materials allowed to make out the lithological map of the top of crystalline basement. As a result, it has been stated, that to the north of Rozewie — the Hel Bay Bar (Fig. 1) the Presvecofenno-Karelian Kasubian complex come out into

the sea. The rocks of this unit are built of enderbites and pyroxene gneisses – the older rocks of the complex – called the granulite group and hornblende gneisses and biotite gneisses – representing the younger unit of the complex – the plagiogneiss group.

In the south-western part of the Southern Baltic area occur likely the Presvecofenno-Karelian rocks of granitoid complex, considered as such on the base of similarity of geophysical picture to the Dobrzyń-Pomerania Massif. In the north-eastern part of the said area, it has been stated the Gothian Rapakivi-like granitoides (about 50% area), that are most likely an extension of the Mazury complex expanding from Suwałki to the Vistula Bay Bar and Gdańsk. Migmatites and anatexitic granitoides are secondary and the considered as the products of Late Gothian transformation, they were developed in the entire peripheral part of the East-European Platform.

New results from investigations of the Pomerania Precambrian and Polish part of the Southern Baltic allowed to compare with corresponding rocks of Southern Sweden. In the result of these there is a revision of hitherto existing views on evolution of rocks of the Polish part of the East-European crystalline platform in Proterozoic. It has been stated that Polish Rapakivi-like granitoides form the south-eastern extension of the Transscandinavian belt of the Gothian granites and they extended through Southern Lithuania up to tectonic fissures determined the Byelorussian-Baltic boundary of the granulite zone (W. Ryka, 1982b). The age of Rapakivi-like granitoides (1470 MY) is slightly younger than the age of the Transscandinavian granite belt (1800–1500 MY). Vein granitoides cutting charnockites, migmatites and metasomatic granites are of the isochrone age of 1340 MY and up to now were described as final repercussion of the Gothian transformation occurring in the whole border part of the East-European Platform, not only in Poland, but also in Lithuania and Byelorussia. The above processes along with the closing granitoid intrusions are connected with the Hallandian event (F.H. Hubbard, 1975), described in the Varberg area, South-western Sweden. The orogeny marked result (1500–1400 MY) with a strong transformation in the conditions of amphibolite facies, by charnockitization, migmatitization and anatexis. Similar changes took place in the Polish area in 1400–1340 MY, thus they also late, also the Gothian transformations were late in comparison with the similar processes observed in Southern Sweden.

Changes in the evolution pattern of the Polish part of the Precambrian basement can be expected in the result of revision of hitherto existing opinions concerning the youngest magmatic processes described in South-western Sweden. The Sveconorwegian (Grenville) Orogeny may explain the age of some granitoides cutting the old Presvecofenno-Karelian complexes dated about 1250 MY. This corresponds to the Grenville Orogeny – 1250–900 MY. Further investigations may solve the problem of age of the Polish platform intrusions, if there are successful correlation tests with the anorogenic pyroxenite-syenite, granitoid intrusions, swarm mafic dykes and basic volcanites of Southern Sweden, dated about 1200 MY.

The age of the meridian fault regeneration predating the Gothian Orogeny been determined. This process is explained by rotation of the Baltic Shield, and then its collision with the Laurentian Shield (1190–1050 MY) – Fig. 7.