

UKD 551.71/.72''71''551.242.5(4–11:438):552.11+552.16+551.24

Wacław RYKA

Prekambryjska ewolucja platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce

Prekambryjski magmatyzm i metamorfizm przedstawiono na tle rozwoju geotektonicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce. Obszar ten uformował się głównie w epoce prekambryjskiej, kiedy to powstały „ensialiczne” bloki granitoidowe, a w miejscach subsydencji na ścienionych obszarach kontynentu – „ensimatyczne” strefy fałdowe. Ważną rolę spełniał wówczas wulkanizm bazaltowy i diapirowy magmatyzm granitoidowy. W epoce karelskiej i gotyjskiej skały podłoża uległy znacznym przekształceniom, które nie spowodowały jednak zasadniczej zmiany starego planu strukturalnego. Rozwój platformy prekambryjskiej zakończył magmatyzm anorogeniczny i wulkanizm wendyjski.

WSTĘP

Skały prekambryjskie polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej występują w północno-wschodniej Polsce na powierzchni nieco większej od 100 000 km². Są one przykryte płaszczem skał osadowych zróżnicowanej grubości, od 400 m w części wschodniej do około 6500 m w strefie kontaktu z platformą paleozoiczną. Na platformie prekambryjskiej wyróżnia się następujące kompleksy strukturalne: podłoże krystaliczne, osadowo-wulkanogeniczny kompleks górnoprekambryjsko-karboński, osadowy kompleks permsko-mezozoiczny i kompleks kenozoiczny (S. Kubicki, W. Ryka, 1982). Podłoże krystaliczne składa się wyłącznie z prekambryjskich skał metamorficznych i magmowych, natomiast skały prekambryjskie wchodzące w skład kompleksu górnoprekambryjsko-karbońskiego są reprezentowane przez utwory wulkanogeniczno-osadowe.

Wulkanogeniczno-osadowe skały górnego prekambriu utworzyły się po erozji trwającej z niewielkimi przerwami od 1200 do 600 mln lat. Jeśli w tym czasie powstały cienkie pokrywy osadowe, to zostały prawie całkowicie zdarte. Po długotrwałej

i głębokiej erozji podłoża krystalicznego odsłoniły się skały rozmaitych jednostek strukturalnych i różnego wieku. W pierwszej kolejności destrukcji uległy skały występujące najpłycej – najmłodsze i słabo zmetamorfizowane, ale one też zachowały się miejscami w tektonicznie obniżonych częściach podłoża krystalicznego. Strop podłoża krystalicznego jest więc prekambryjską powierzchnią zrównania, zbadaną jeszcze z niewystarczającą dokładnością. Uprzywilejowane pod tym względem są obszary płytko położonego podłoża krystalicznego: strefa podlaska, mazurska i mazowiecka (S. Kubicki, W. Ryka, 1982).

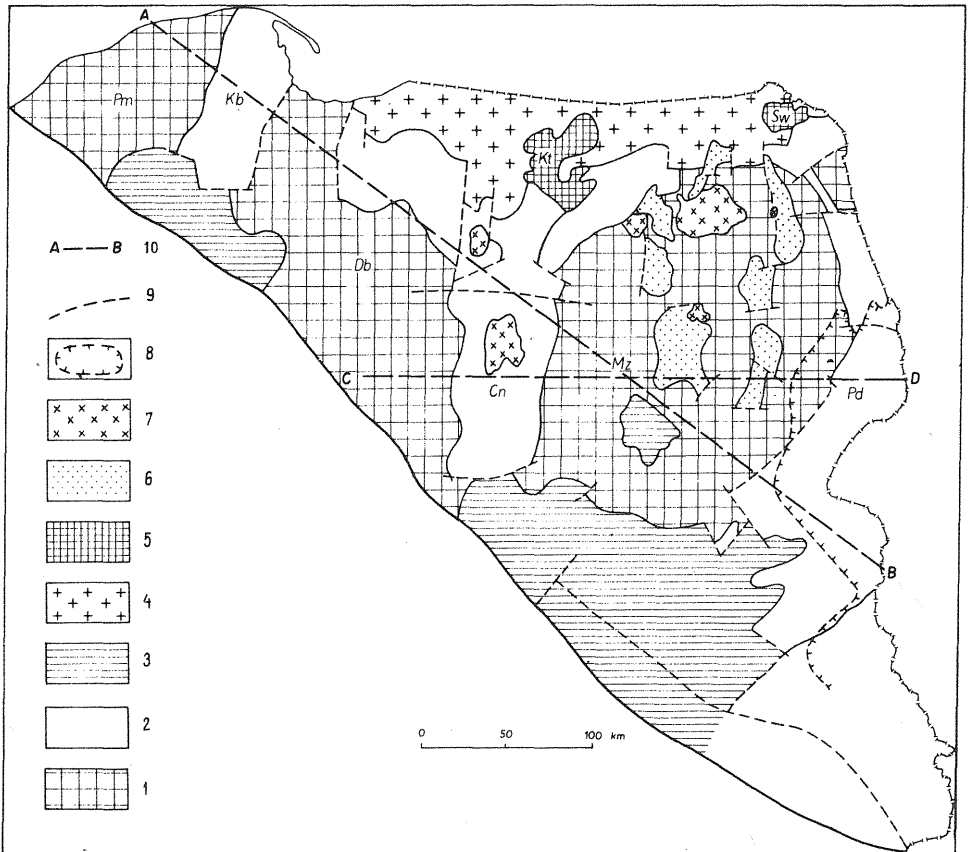


Fig. 1. Schemat tektoniczno-strukturalny powierzchni podłoża krystalicznego

Tectonic-structural scheme of crystalline basement surface

1 – prekarelskie masywy granitoidowe (Mz – mazowiecki, Db – dobrzyński, Pm – pomorski); 2 – prekarelskie strefy fałdowe (Pd – podlaska, Cn – ciechanowska, Kb – kaszubska); 3 – karelski kompleks metamorficzno-magmowy (kampinoski); gotyjska strefa metamorficzno-magmowa (mazurska); 4 – granitoidy rapakiwipodobne, 5 – masywy anortozytowe (Sw – suwalski, Kt – kętrzyński); 6 – quasiplatformowy kompleks subjotnicko-jotnicki (biebrzański); 7 – intruzje platformowe; 8 – wendyjska seria wulkanogeniczna; 9 – uskoki; 10 – linie przekrojów przedstawionych na fig. 2 i 3

1 – pre-Karelian granitoid massifs (Mz – Mazowsze, Db – Dobrzyń, Pm – Pomeranian); 2 – pre-Karelian fold zones (Pd – Podlaskie, Cn – Ciechanów, Kb – Kaszuby); 3 – Karelian (Kampinos) metamorphic-igneous complexes; Gothian (Mazury) metamorphic-igneous zone; 4 – rapakiwi-like granitoids, 5 – anorthosite massifs (Sw – Suwałki, Kt – Kętrzyn); 6 – Subjotnian-Jotnian (Biebrza) quasiplatform complex; 7 – platform intrusions; 8 – Vendian volcanic series; 9 – faults; 10 – lines of cross-sections shown in Figs 2 and 3

W podłożu krystalicznym wyróżniono sześć dużych jednostek litologicznych (fig. 1):

1. Prekarelskie masywy granitoidowe.
2. Prekarelskie strefy fałdowe.
3. Karelski kompleks metamorficzno-magmowy.
4. Gotyjską strefę metamorficzno-magmową:
 - granitoidy rapakiwipodobne,
 - masywy anortozytowe.
5. Quasiplatformowy kompleks subjotnicko-jotnicki.
6. Intruzje platformowe.

Odczytanie genezy jednostek najstarszych jest szczególnie trudne, bowiem nie jest znany dokładnie charakter materiału macierzystego. Ten urozmaicony materiał przeobrażał się w różnorodnych warunkach ciśnienia i temperatury. Ponadto każdy cykl diastroficzny kończył się wypiętrzeniem górotworu i erozją, a skały płytkich stref przeobrażeń przeważnie uległy zdarciu. Dodatkową przeszkodę w badaniu przeszłości skał najstarszych stanowią przeobrażenia młodszych cykli, które doprowadziły niejednokrotnie do regeneracji i w poważnym stopniu zniszczyły wczesne typomorficzne zespoły mineralne. Z tego też względu analiza jednostek najstarszych jest oparta na skąpym materiale skalnym, który w sprzyjających warunkach tektonicznych uchronił się od przeobrażeń lub też wykazał szczególną odporność na regenerację.

PREKARELIDY

Najstarsze w podłożu krystalicznym są skały prekarelskie. Zaliczamy do nich masywy granitoidowe i strefy metamorficzne¹. Pierwsze reprezentowane są przez masyw mazowiecki, dobrzyński i pomorski (dobrzyńsko-pomorski), drugie natomiast przez strefę podlaską, kaszubską i ciechanowską, która w północnej części ulega wirgacji na gałęzie: północno-zachodnią i północno-wschodnią (fig. 1). Stosunek masywów granitoidowych do stref fałdowych nie jest całkowicie jasny pod względem wieku i tektoniki, natomiast związek prekarelidów w planie strukturalnym wydaje się oczywisty, bowiem duże i owalne struktury granitoidowe otoczone pasami metamorficznymi są regułą planu strukturalnego najstarszych elementów skorupy ziemskiej. W podłożu krystalicznym platformy prekambryjskiej brak bezpośredniego kontaktu opisywanych jednostek. Skomplikacje stwarzają strefy tektoniczne, które pospolicie występują na ich granicy.

Masywy granitoidowe mają bardzo skomplikowaną budowę i ich geneza jest hipotetyczna. Stosunkowo dokładniej rozpoznano masyw mazowiecki (fig. 1), którego obraz geofizyczny wskazuje na dużą jednorodność wynikającą z małego kontrastu licznych anomalii mozaikowych. Jest to jednostka wielokrotnie regenerowana w czasie młodszych procesów metamorficznych. Zawiera ona wiele śladów struktur prekarelskich, które uległy tak silnym przekształceniom, że obecne odczytanie ich pierwotnego charakteru jest na ogół niemożliwe. W masywie

¹ Wielu badaczy prekambryjskiej dzieli skały archaiczne na bloki granitoidowe i pasma zieleńcowe (*Superior* i *Slave* w Kanadzie, *Dharwar* w Indiach, *Kalgoorlie* w Australii, *Swaziland* w Afryce i in.), przy czym regułą jest, że bloki granitoidowe są starsze od pasm zieleńcowych. Odosobniony pogląd reprezentuje A.M. MacGregor (1951), który „granitoidowe batolity” Rodezji uważa za młodsze od pasm zieleńcowych, podczas gdy inni badacze tych jednostek uważają je za synchroniczne. W pasmach zieleńcowych wielu badaczy dopatruje się pierwszych geosynklin, inni zaś sądzą, że geosynkliny nie mogły utworzyć się przed 1000 mln lat.

mazowieckim istnieje także szereg skał, w których można dopatrzeć się związku z substratem tej jednostki. Pochodzenie substratu nie jest jasne. Skały masywów granitoidowych to czerwone granity ortoklazowe (mikroklinowe) z niewielkim udziałem oligoklaz, muskowitu i biotyty. Sporadyczne są ziarna kordierytu, zmienionego zwykle w sillimanit. Obecność kordierytu obok ortoklazu może świadczyć, że przeobrażenia prekarelskie zachodziły w warunkach średniego i niskiego ciśnienia, lecz w umiarkowanych temperaturach. Skałom tym pospolicie towarzyszą granity beta i granodiority, natomiast granity alfa są rzadkie. Dość często zmienia się tekstura granitoidów, zwłaszcza uziarnienie, natomiast skład mineralny i chemiczny jest monotony.

Wiek masywów granitoidowych jest z reguły odmłodzony w okresie regeneracji gotyjskiej. Wieki starsze uzyskane z datowania potasowo-argonowego (T. Depciuch i in., 1975) sięgają 2650 mln lat, lecz są one również odmłodzone. Słabiej regenerowane granitoidy prekarelskie stwierdzono jak dotychczas poza masywem mazowieckim, w bloku tektonicznym tkwiącym w strefie metamorficznej na południe od anortozytowego masywu suwalskiego (fig. 1). Należy więc przypuszczać, że metamorficzna osłona bloku granitoidowego wygaszała ruchy tektoniczne i stanowiła skuteczną osłonę termiczną.

W okresie poprzedzającym utworzenie się grupy granulitowej skorupa prakontynentu była cienka. Miejscami uległa ona spękanii i ścienieniu, prawdopodobnie wskutek ruchów rozciągających, a następnie cały kontynent połamano na bloki. W skrajnych przypadkach mogło dojść do całkowitego rozwarcia skorupy kontynentalnej i wówczas osady gromadziły się bezpośrednio na podłożu bazaltowym. Nie wiadomo, jakie były przyczyny inicjujące podział prakontynentu. Ogólnie przypuszcza się, że mogły to być termiczne anomalie spowodowane impakcją oraz konwekcją ciepła. W miejscach o ściennej skorupie kontynentalnej lub bezpośrednio na bazaltach grubość macierzystych skał skorupy granulitowej była znaczna, wielokrotnie większa niż na blokach relatywnie wyniesionych.

W profilu litostratygraficznym strefy podlaskiej (fig. 1) wyróżniono dwie grupy: dolną – granulitową i górną – gnejsową (S. Kubicki, W. Ryka, 1982). Grupa granulitowa składa się z granulitów dwupiroksenowych, enderbitów, piroksenowych gnejsów i piroksenowych amfibolitów. Typomorficznymi minerałami tych skał są: plagioklaz zasadowy często o składzie anortytu, hipersten, salit oraz almandyn zawierający do 21% piropu i 24% grossularu (M. Juskowiakowa, 1969). Najsilniejsze przeobrażenia zachodziły w temperaturze nieco wyższej od 750°C, natomiast ciśnienie było słabe i tylko miejscami mogło osiągać 0,5 GPa. Uwzględniając gradient termiczny w archaiku można by sądzić, że przeobrażenia zachodziły na głębokości około 15 km. W rzeczywistości zaś była ona znacznie mniejsza.

Skały obszarów subsydencji uległy metamorfizmowi pod wpływem temperatury spowodowanej generowaniem ciepła radiogenicznego, które z łatwością przenikało przez cienką jeszcze skorupę kontynentalną. Procesom metamorficznym nie towarzyszyły ruchy fałdowe, co udokumentowane jest w większości przypadków zgodnością kątową z wyżej leżącymi skałami grupy gnejsowej. Skały obu grup różnią się wyraźnie warunkami metamorfizmu.

W czasie wysokotemperaturowych przeobrażeń grupy granulitowej dolna jej część mogła znaleźć się w strefie ultrametamorfizmu i ulec upłynnieniu. Subsydencja mogła także spowodować uruchomienie komatyty, który przebijając się przez litosferę uległ przekształceniu i na powierzchnię wydobywał się w mocno zmienionej postaci – toleitowych bazaltów (fig. 2a). W początkowym stadium subsydencji bazalty gromadziły się szybciej niż osady. Skład toleitowych bazaltów (tab. 1, anal. 1) był nieco inny niż skład podobnych skał, które ekstrudowały pod koniec epoki granulitowej (tab. 1, anal. 1 i 2).

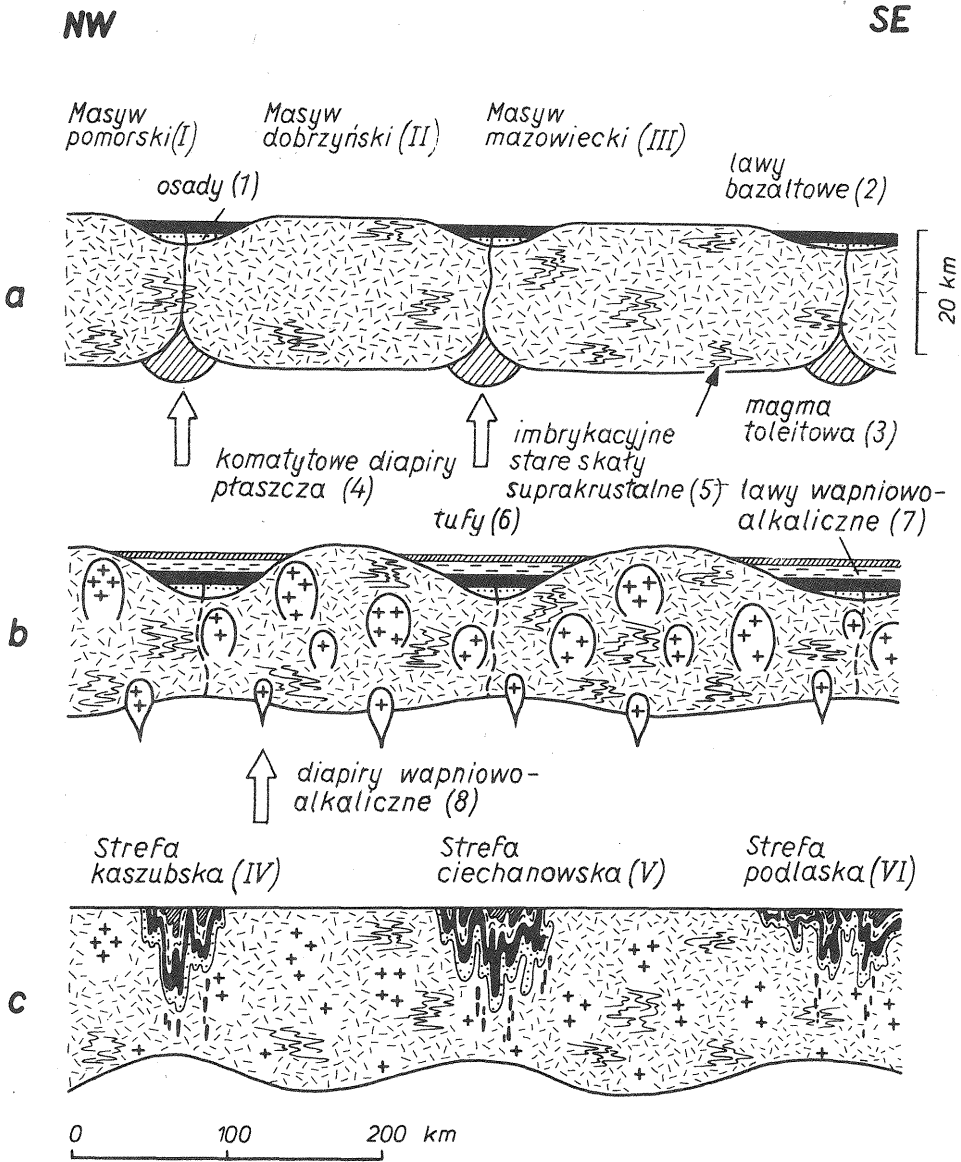


Fig. 2. Schemat tworzenia się prekarelidów, przekrój A-B (fig. 1)

Scheme of formation of the pre-Karelides, cross-section A-B (Fig. 1)

a - epoka grupy granulitowej, subsydencja i ekstruzje lawy bazaltowej; b - epoka grupy gnejsowej, wzmożona subsydencja i diapiryzm granitoidowy; c - stan po fałdowaniu prekareliskim i peneplenizacja

a - epoch of granulite group, subsidence and extrusion of basic lava; b - epoch of gneiss group, increased rate of subsidence and granitoid diapirism; c - situation after pre-Karelian folding and peneplanation; I - Pomorze massif, II - Dobrzyń massif, III - Mazowsze massif, IV - Kaszuby zone, V - Ciechanów zone, VI - Podlasie zone. 1 - sediments, 2 - basaltic lavas, 3 - tholeiitic magmas, 4 - komatiitic mantle diapirs, 5 - imbricated older supracrustal rocks, 6 - tuffs, 7 - calc-alkaline lavas, 8 - calc-alkaline diapirs

Tabela 1

Skład chemiczny bazaltów grupy granulitowej

Składniki	1	2	3
SiO ₂	48,22	46,78	46,27
TiO ₂	1,22	0,88	2,14
Al ₂ O ₃	16,97	19,63	14,26
Fe ₂ O ₃	6,97	6,24	7,05
FeO	5,62	6,15	12,41
MnO	0,60	0,08	0,14
MgO	6,76	5,43	4,07
CaO	7,86	10,21	8,55
Na ₂ O	2,33	3,71	3,12
K ₂ O	0,81	0,47	1,04
P ₂ O ₅	0,20	0,31	1,34
H ₂ O ⁺	0,30	0,06	0,17
H ₂ O ⁻	0,13	0,07	0,08
CO ₂	0,49	0,46	0,63
S	0,19	0,09	0,16

Objaśnienia: 1 – średnia 3 analiz bazaltów (amfibolitów) z Sejn; 2 – średnia 14 analiz bazaltów wysokoglinowych (amfibolitów) z Oziabłów i Wiejek; 3 – średnia 9 analiz bazaltów (amfibolitów) z Narejek

Wczesne bazalty były stosunkowo znacznie zróżnicowane chemicznie, lecz zawsze zasobne w magnez. Czasami zawierają one enklawy skał głębokiego podłoża o składzie zbliżonym do komatytu (tab. 2, anal. 1), piroksenitu (tab. 2, anal. 2) i anortozytu (tab. 2, anal. 3).

Bloki wraz z przykrywającymi je osadami uległy metamorfizmowi w warunkach średnich ciśnień i umiarkowanych temperatur, podczas gdy skały stref wzmoczonej subsydencji przeobrażały się pod wpływem słabych ciśnień i wysokich temperatur.

Ciepło było więc przyczyną zasadowego wulkanizmu, który intensywnie rozwijał się w środkowej części strefy podlaskiej. Wulkanizm zaznaczył się tam grubymi pokrywami toleitowych bazaltów i ich tufów, które później zostały zmienione w granulity dwupiroksenowe i enderbity. Niektóre toleitowe bazalty wdzierały się w postaci sillów w wyżej leżące horyzonty skał grupy granulitowej i powodowały ich zhornfelsowanie. Ślady hornfelsów zachowały się w środkowej części strefy podlaskiej (W. Ryka, 1969).

Po ekstruzjach bazaltowych skały grupy granulitowej uległy erozji. Wykształciły się wówczas pokrywy wietrzeniowe, które przeobraziły się w skały zasobne w sillimanit, andaluzyt, hercynit i magnetyt. W cyklu grupy gnejsowej osadzały się grube pokrywy piaskowców zawierających przewarstwienia skał ilastych, tufów i węglanów, z których utworzyły się gnejsy sillimanitowo-andaluzytowe i biotytowe. Typomorficznymi minerałami tych skał są: oligoklaz, sillimanit, andaluzyt, diopsyd, hornblenda zwyczajna, almandyn zawierający do 27% piropu i 10% grossularu (M. Juskowiakowa, 1969) oraz sporadyczny dysten. Temperatura

Tabela 2
Skład chemiczny niektórych enklaw skał prekarelskich

Składniki	1	2	3
SiO ₂	47,00	51,58	48,50
TiO ₂	0,40	0,60	0,11
Al ₂ O ₃	8,18	8,87	29,49
Fe ₂ O ₃	4,00	7,40	0,92
FeO	5,50	4,72	1,18
MnO	0,05	0,33	0,03
MgO	20,30	14,45	1,98
CaO	7,84	8,24	15,04
Na ₂ O	1,08	1,48	2,58
K ₂ O	1,68	0,66	0,39
P ₂ O ₅	0,88	0,20	0,00
H ₂ O ⁺	1,81	0,54	0,47
H ₂ O ⁻	0,58	0,14	0,15
CO ₂	0,00	1,19	0,00
S	0,06	0,10	0,00

O b j a ś n i e n i a: 1 – skała o składzie komatytu z Michałowa (głęb. 689,6 m); 2 – skała o składzie piroksenitu z Sejn (głęb. 727,8 m); 3 – skała o składzie anortozytu z Wasiek (głęb. 775,0 m)

tury przeobrażeń dochodziły do 700°C, natomiast ciśnienie osiągało miejscami 0,7 GPa. Były to zatem przeobrażenia charakterystyczne dla średniociśnieniowej serii amfibolitowej grupy facjalnej.

Tempo sedimentacji macierzystych skał grupy gnejsowej w strefach „ensimatycznych” było przypuszczalnie wyższe niż na blokach „ensialicznych”, co spowodowało nagromadzenie się grubych pokryw skał na pierwszych oraz cienkich na drugich, gdzie miejscami mogło ich nawet brakować.

Kolizja archaicznych bloków kontynentalnych zainicjowała schyłek cyklu prekarelskiego. Bloki „ensialiczne”, znacznie już wówczas pogrubione wskutek koalescencji centrów termicznych (S.A. Drury, 1978), połamały się na mniejsze jednostki. Ułatwiło to drogę diapirom magmy wapniowo-alkalicznej, uruchomionym pod wpływem przegrzania. Masy granitoidów przeobrażały tworzywo prakontynentu. Wiele spośród nich wydostawało się na powierzchnię i ekstrudowało na obszarach „ensimatycznych” (fig. 2b). W tym samym czasie kiedy bloki „ensialiczne” uległy homogenizacji i powiększały objętość, brzegi ich napierały na strefy „ensimatyczne” powodując fałdowanie (fig. 2c).

Skały grupy granulitowej oraz gnejsowej utworzyły strome fałdy izoklinalne. Wiek fałdowania nie jest datowany ze względu na przebudowę składu mineralnego skał podczas przeobrażeń karelskich i gotyjskich. Przyпуска się jednak, że czas najstarszych przeobrażeń skał masywów granitoidowych oraz fałdowych stref prekarelskich jest zbliżony. Podczas kolizji bloków kontynentalnych, a następnie fałdowania, do stref „ensimatycznych” zostało wtłoczonych szereg mikrobloków „ensialicznych”, jak np. wspomniany już niewielki blok występujący w strefie podlaskiej, na południe od masywu suwalskiego.

KARELIDY

Po fałdowaniach i magmatyzmie prekarelskim nastąpił okres głębokiej penneplenizacji. Nowy, karelski cykl rozpoczął się gromadzeniem skał wulkanogeniczno-osadowych. Dokładne wyznaczenie rozmieszczenia obszarów subsydencji i określenie grubości pokryw wulkaniczno-osadowych nie jest możliwe, bowiem w wyniku pokarelskiej, a zwłaszcza pogotyjskiej penneplenizacji zostały one przeważnie zdarte i zachowały się tylko na obszarze równym 12% powierzchni platformy pre-

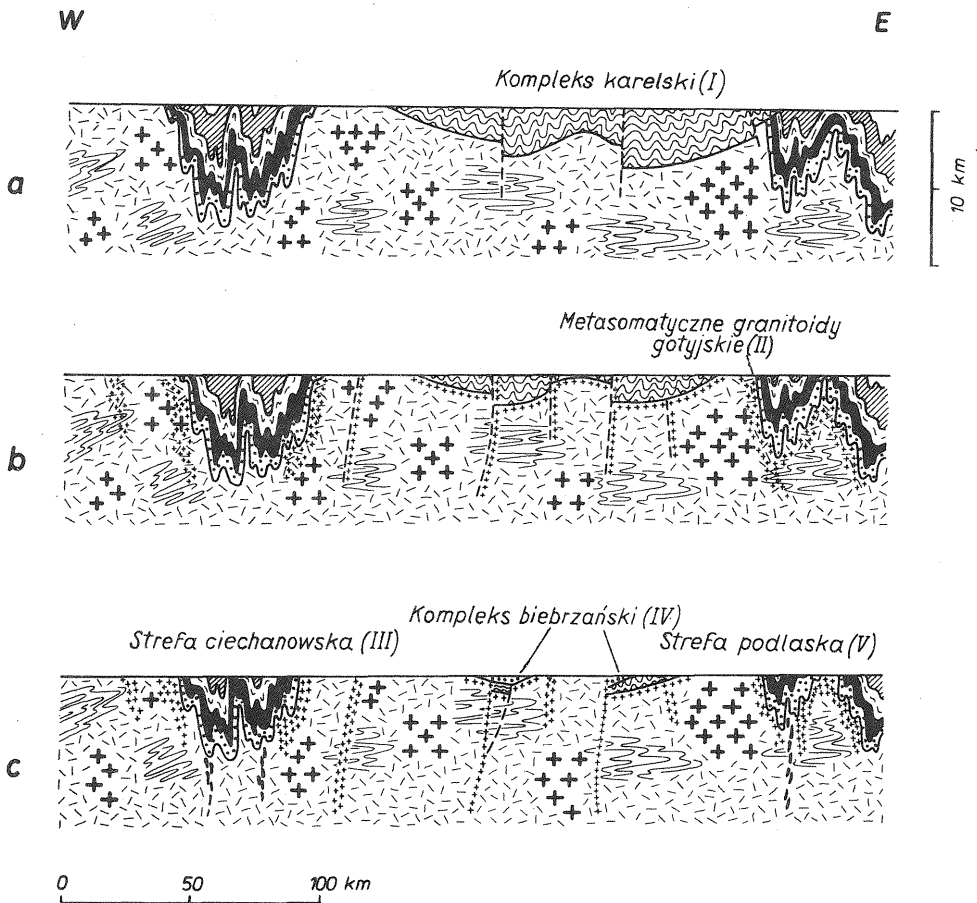


Fig. 3. Schemat rozwoju karelskiego i pokarelskiego, przekrój C-D (fig. 1)
Scheme of the Karelian and post-Karelian evolution, cross-section C-D (Fig. 1)

a – stan po fałdowaniu i erozji kompleksów karelskich; b – stan po granityzacji gotyjskiej i głębokiej erozji; c – stan po utworzeniu się kompleksów quasiplatformowych i wyrównaniu powierzchni podłoża

a – situation after folding and erosion of Karelian complexes; b – situation after Gothian granitization and deep erosion; c – situation after formation of quasiplatform complexes and peneplanation of basement surface; I – Karelian complex, II – Gothian metasomatic granitoids, III – Ciechanów zone, IV – Biebrza complex, V – Podlasie zone

kambryjskiej w Polsce, czyli są one podrzędne w stosunku do powszechnych skał prekarelskich. Być może skały te przykrywały znacznie większy obszar platformy i nie wszystkie miejsca ich występowania uwidoczniło na mapie litologicznej podłoża krystalicznego (S. Kubicki, W. Ryka, 1982). Skały karelskie leżą miejscami na prekarelskich masywach i w strefach fałdowych. Na obszarze głęboko zerodowanego podłoża krystalicznego płyty tych skał są małe i nieliczne; jeden z płytów na środkowym odcinku strefy podlaskiej koło Sokółki ma grubość 50 m i powierzchnię kilku kilometrów kwadratowych, natomiast na południowym skłonie masywu mazowieckiego skały karelskie są szeroko rozprzestrzenione.

Skały karelskie reprezentowane są w dolnej części przez utwory wulkanogeniczno-osadowe, które zostały zmienione w amfibolity wielokrotnie przekładające się z gnejsami hornblendowymi. Na obszarze masywu mazowieckiego na NE od Warszawy skały te tworzą pakiety kilkumetrowe, natomiast 50 km na południe osiągają przypuszczalnie miąższość kilku kilometrów. Wulkanizm miał charakter bazaltowy, miejscami jest dokumentowany dobrze zachowanymi teksturami ofitowymi. Dużej miąższości skały bazaltowe występują na południe od Warszawy (strefa Magnuszewska – Głowaczowa). Na podstawie zdjęcia grawimetrycznego zinterpretowanego przez A. Kozę można przypuszczać, że osiągają tam grubość około 4 km, przy czym ich strop leży na głębokości nie większej niż 8 km. Brak materiałów rdzeniowych z tego obszaru uniemożliwia wyjaśnienie genezy tych skał. Nie można więc wykluczyć hipotezy, że duże miąższości skał bazaltowych na południowym skłonie masywu mazowieckiego są wynikiem rozwarcia się prakontynentu lub też subdukcji płyt.

W górnej części profilu skały karelskie złożone są z łupków krystalicznych i fyllitów, powstałych z przeobrażenia skał osadowych i wulkanicznych. Pod koniec cyklu karelskiego dominował wulkanizm kwaśny, o czym informują liczne okruchy dacytów o teksturach trachitowych, mikroporfirowych i felsytowych. Pospolitymi minerałami typomorficznymi skał karelskich są: hornblenda zwyczajna, cummingtonit, diopsyd, albit, biotyt, chloryt, spessartyn zawierający do 2% piropu i 18% grossularu, sporadyczny zaś bywa staurolit.

Przeobrażenia metamorficzne skał karelskich zachodziły w temperaturze około 500°C, nie większej jednak niż 600°C. Ciśnienie natomiast przekraczało 0,6 GPa. Dane te pozwalają na określenie warunków przeobrażeń charakterystycznych dla grupy amfibolitowej i epidotowo-amfibolitowej, lokalnie zaś górnych zakresów grupy zieleńcowej. Pod względem ciśnienia warunki były zbliżone do grupy nisko- i średniociśnieniowej. Metamorfizmowi skał karelskich towarzyszyły ruchy tektoniczne, które spowodowały odkłucia ich od podłoża prekarelskiego. W tym czasie został uformowany system fałdów dysharmonijnych o dominujących kątach upadu 40–60° (fig. 3a).

CYKL GOTYJSKI

Jeśli w cyklu gotyjskim utworzyły się pokrywy osadowe, to zupełnie lub prawie całkowicie zostały one zniszczone podczas penplenizacji pogotyjskiej. Przeobrażenia gotyjskie zaznaczyły się przede wszystkim w powszechnej granityzacji, która objęła prawie cały obszar platformy prekambryjskiej, a szczególnie była agresywna w jej części zachodniej. W wyniku granityzacji skały grupy granulitowej przeobraziły się w charnokity, natomiast – grupy gnejsowej w granitoidy metasomatyczne.

Najbardziej pospolitymi utworami gotyjskimi są migmatyty, które wraz z granitoidami metasomatycznymi szczególnie uprzywilejowały strefy tektoniczne, występujące zwłaszcza na kontaktach różnych jednostek strukturalnych, np. masywu mazowieckiego ze strefą podlaską. Łatwość przeobrażeń była spowodowana obecnością grubych stref mylonitów utworzonych w wyniku wielokrotnego ożywiania ruchów zachodzących na styku ośrodków silnie skontrastowanych fizycznie (W. Ryka, 1970).

Intensywnie zachodziła także granityzacja wzdłuż granicy odklucia skał karelskich od prekarelskich. Jeżeli substancje granityzujące migrowały w skałach prekambryjskich miejscami osłabień tektonicznych i natrafiały na granicę nieciągłości z wyżej leżącymi skałami systemu karelskiego, wówczas przenikały w nią i powodowały jej całkowitą przebudowę. W wyniku intensywnej granityzacji strefy odklucia brak jest bezpośrednich kontaktów skał prekarelskich z karelskimi, które z reguły rozdzielone są granitoidami gotyjskimi. Rozładowanie agresywności substancji granityzujących wzdłuż stref odklucia spowodowało znaczne osłabienie ich wpływu na skały karelskie. Dlatego też skały prekarelskie są o wiele silniej zgranityzowane od skał karelskich (fig. 3b).

Granityzacja gotyjska zachodziła przypuszczalnie pod naciskiem skierowanym z południa lub południowego zachodu. Świadczy o tym ukierunkowanie granitoidów gotyjskich w południowej części strefy podlaskiej, których osie struktur NE-SW są zgodne z biegiem skał prekarelskich. Pod wpływem nacisku strefy fałdowe odkluwały się od maszywów granitoidowych, a do powstałych na ich granicach zluźnień migrowały substancje granityzujące.

Szczególnie skomplikowana jest tektonika północnej części masywu mazowieckiego, a także ciechanowskiej i podlaskiej strefy fałdowej na granicy ze strefą mazurską. Pod wpływem nacisku strefy fałdowe napierały na substrat strefy mazurskiej i w wyniku napotkanego oporu struktury fałdowe łamały się prostopadle do biegu. Utworzone w ten sposób bloki ulegały zróżnicowanym ruchom pionowym. Skrajnie północne bloki stref fałdowych zostały wtłoczone głęboko w podłoże substratu strefy mazurskiej. Skały tych bloków łatwo ulegały dezintegracji. Z granulitów dwupiroksenowych i enderbitów powstał mobilizat, który migrował na północ i utworzył masywy anortozytowe (W. Ryka, 1979). Anortozyty suwalskie powstały na północnej granicy strefy podlaskiej, natomiast anortozyty masywu kętrzyńskiego na styku strefy ciechanowskiej z mazurską.

System równoleżnikowych uskoków na południowej granicy substratu strefy mazurskiej spowodował rozładowanie silnych ciśnień, tak że na północ od tej granicy granityzacja zachodziła już znacznie spokojniej, lecz była intensywniejsza i trwała dłużej. Wynikiem tego procesu jest prawie całkowite zgranityzowanie skał substratu strefy mazurskiej, który w postaci niezmienionej zachował się tylko w nielicznych miejscach. W strefie mazurskiej utworzyły się granitoidy rapakiwopodobne o bardzo silnie zróżnicowanym składzie mineralnym, chemicznym i teksturalnym. O długości i intensywności tych przeobrażeń świadczy nie tylko metasomatoza potasowo-krzemowa, pospolita także poza strefą mazurską, ale również metasomatoza sodowa, która intensywnie rozwijała się w końcu cyklu gotyjskiego, m.in. charakterystycznymi dla granitów rapakiwi obwódkami oligoklazą na skałeniu potasowym.

Przeobrażenia okresu gotyjskiego odbywały się w temperaturach niezbyt wysokich. Z oznaczeń głównego minerału przeobrażeń wynika, że blasteza mikroklinu zachodziła maksymalnie w temperaturze 550°C. Natomiast oznaczenia składu fazowego tlenków tytanu i żelaza ujawniły średnią temperaturę 480°C. Przypuszcza się także, że temperatury, w których tworzyła się strefa mazurska, były

nieco wyższe. Czas przeobrażeń gotyjskich jest dobrze datowany metodą potasowo-argonową (T. Depciuch i in., 1975), z czego wynika, że izochronowy wiek granitoidów rapakiwipodobnych wynosi 1472 mln lat, natomiast średnia wieku skał masywu suwalskiego około 1440 mln lat. Granitoidy żyłowe przecinające ten masyw wykazują wiek izochronowy równy 1343 mln lat i wyznaczają koniec cyklu gotyjskiego. Zbliżoną wartość do wieku granitoidów żyłowych wykazują granitoidy gotyjskie zlokalizowane w masywie mazowieckim (1360 mln lat).

KOMPLEKS QUASIPLATFORMOWY

Gotyjska penepłenizacja spowodowała głębokie ścięcia podłoża krystalicznego, niejednokrotnie aż do korzeni fałdów grupy granulitowej. Po okresie tym trwającym około pół miliarda lat powstała cienka pokrywa kompleksu biebrzańskiego, wypełniająca rowy tektoniczne i morfologiczne obniżenia stropu podłoża krystalicznego, złożona ze zlepieńców, piaskowców i mułowców. Tworzeniu się pokrywy osadowej towarzyszył wulkanizm kwasny i zasadowy, którego liczne ślady obserwuje się w skałach kompleksu biebrzańskiego oraz wśród okruców zlepieńca prewendijskiego. Płaty kompleksu biebrzańskiego leżą poziomo na utworach starszych. Tylko miejscami wykazują słabe fleksuralne ugięcia spowodowane ruchliwością bloków podłoża.

Skały kompleksu quasiplatformowego uległy słabym przeobrażeniom metamorficznym, w wyniku czego przekształciły się w łupki i piaskowce kwarcytowe, których typomorficznymi minerałami są: albit, muskowit i pirofyllit. Na podstawie trwałości pirofyllitu temperaturę przeobrażeń można wyznaczyć maksymalnie na 500°C, czyli typową dla przeobrażeń w warunkach zieleńcowej grupy facjalnej. Wiek tych przeobrażeń nie jest dokładnie znany². Przypuszcza się, że mogły one zachodzić w czasie około 700 mln lat (oznaczenia wykonane przez J. Lisa metodą potasowo-argonową), bowiem taki wiek wykazało słabo zmetamorfizowane spoiwo zlepieńców takonitowych z Łochowa, które przypuszczalnie także należą do kompleksu biebrzańskiego.

MAGMATYZM PLATFORMOWY

Intensywna tektonika gotyjska uczyniła ruchy masowe głębokiego podłoża. Wydzwignięte i silnie erodowane bloki kontrastowały z blokami zrzuconymi o długo utrzymującej się jeszcze później tendencji ruchów obniżających, co potwierdza ich przykrycie skałami kompleksu quasiplatformowego (fig. 3c). Brak równowagi głębokiego podłoża spowodowany był także nierównomiernym procesem penepłenizacji intensywnej w części wschodniej i słabszej na obszarze granicznym platformy.

Po osadzeniu się kompleksu quasiplatformowego nastąpiła potężna kolizja

² W południowej Szwecji (*Älmesåkra* i *Blekinge*) skały molasy starszej od 970 mln lat nie są, na ogół zmetamorfizowane, natomiast w *Tärnö* wykazują słabe przeobrażenia datowane na 870 mln lat. Znacznie starsze są molasy w północnej Szwecji, gdzie w *Västernorrland* wykazują wiek 1220 mln lat. Jeżeli przyjmiemy punkt widzenia E. Welina i T. Lundquista (1975), że ku południowi molasy są coraz to młodsze, to prawdopodobnie staje się przewidywanie wieku kompleksu biebrzańskiego na 900–700 mln lat.

na południu kontynentu wschodnioeuropejskiego. Spowodowała ona tektonikę uskokową, w wyniku której wyniesione i silnie speneplenizowane bloki o niedobrze mas w głębokim podłożu łamały się i obniżały. Zjawiska te zachodziły intensywnie zwłaszcza na silniej wyniesionych blokach przyległych do południowej granicy strefy mazurskiej, zainicjowały je natomiast tensyjne ruchy wzdłuż długiej i głęboko zakorzenionej równoleżnikowej strefy tektonicznej. W pierwszej fazie ruchów gwałtownie obniżyły się fragmenty bloków wyniesionych i w miejscach zluźnień tektonicznych tworzyły się poligeniczne i policykliczne masywy syenitowe. W tym samym czasie na obniżającym się bloku środkowej części strefy ciechanowskiej powstał masyw mławski, a na masywie mazowieckim – łomżyński, który jednak nie został odsłonięty procesami peneplenizacji. Masywy syenitowe zbudowane są z kwarcowych syenitów, mikroklinowych syenitów i nefelinowych syenitów. W drugiej fazie ruchów przez masywy syenitowe przebiegały się intruzje piroksenitów (masyw tajnowski) oraz gabroidów (masyw śniardwiański). W końcowej fazie masywy syenitowe pocięły dajki lamprofirów, nefelinitów i mikro-syenitów.

Wiek intruzji platformowych nie jest dokładnie znany. Na pewno przecinają one skały kompleksu biebrzańskiego i mogły go lokalnie przeobrazić, starsze są natomiast od wendu³. W świetle przedstawionych danych realny staje się przedwendyjski wiek intruzji platformowych (według informacji uzyskanych od J. Lisa wiek zregenerowanego amfibolu ze syenitu oznaczony metodą K-Ar wynosi 517 mln lat).

WULKANIZM WENDYJSKI

Po intruzjach platformowych nastąpił kolejny okres zrównania powierzchni podłoża krystalicznego, zarejestrowany w obecnym różnicowaniu litologicznym i strukturalnym. Sporadyczne gromadzenie się skał górnoryfejskich (serii poleskiej) oraz bardziej już pospolitych – wendyjskich zainicjowało tworzenie się następnego planu strukturalnego – pokrywy platformowej. Rozwój nowego kompleksu zapoczątkowany został w najwyższym prekambrze, w którym już nie stwierdza się żadnych przeobrażeń regionalnych. W obrębie prekambryjskiej pokrywy osadowej występują natomiast skały wulkanogeniczne, zaliczane do serii wisznickiej (sławatyckiej). Seria skał wulkanogenicznych występuje na piaskowcach serii sławatyckiej, miejscami zaś bezpośrednio na podłożu krystalicznym. Bazalty, ich tufy oraz utwory autoklastyczne rozprzestrzenione są na powierzchni około 7000 km² i kontynuują się poza granicami na obszarze Polesia i Wołynia.

Bazalty oraz ich odpowiedniki piro- i autoklastyczne tworzą cztery cykle.

³ Większość intruzji syenitowych na platformie wschodnioeuropejskiej jest datowana na 1900–1600 mln lat, w tym agpaitowe syenity Norra Kärr (Västergötland, Szwecja). Masyw ten został odmłodzony w czasie orogenezy grenvilskiej, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izochrona minerałów lakarpiritu wskazuje bowiem na 1250 mln lat, a łyszczyki z pułaskitu badane metodą K-Ar 1010 mln lat (A.B. Blaxland, 1977). Wiek syenitu Vaggeryd (Småland, Szwecja) oznaczony został na 1127 ± 67 mln lat (P.J. Patchelt, 1978), przy czym łyszczyki są odmłodzone do około 900 mln lat. Przypuszcza się, że odmłodzenie syenitów południowej Szwecji spowodowały tensyjne ruchy tektoniczne, szczególnie intensywne w strefie kontaktu ze svekonorwegidami. W południowej Szwecji strefa ta ma długość około 600 km i została obficie wypełniona dolerytami wieku 1000–850 mln lat (dajki dolerytów w środkowej i północnej Szwecji oraz Finlandii są starsze od 1150 mln lat). Równocześnie wyraźnie wydłużono wiek syenitów na Półwyspie Kolskim, masywu łowozierskiego i chibińskiego. Obecnie sądzi się, że powstały one w czasie około 600, a nawet 1000 mln lat, natomiast ich formowanie się zostało zakończone w czasie około 400 mln lat.

Są one zróżnicowane chemicznie i dzielą się na starsze mugearyty, skupione głównie w części południowej plateau, oraz młodsze bazalty alkaliczne występujące przede wszystkim w części północnej (H. Pendias, W. Ryka, 1982). Wulkaniczne skały wendu osiągają maksymalną miąższość w południowo-wschodniej części plateau, gdzie grubość serii jest większa od 400 m, zaś poszczególnych pokryw bazaltów na ogół nie przekracza 20 m.

Instytut Geologiczny
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 4 stycznia 1982 r.

PIŚMIENNICTWO

- BLAXLAND A.B. (1977) – Aegaitic magmatism at Norra Kärr? Rb–Sr isotopic evidence. *Lithos*, **10**, p. 1–8.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H. (1975) – Wiek izotopowy K–Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **19**, p. 759–778, nr 4.
- DRURY S.A. (1978) – Basic factor in Archaean geotectonics. W: *Archaean geochemistry* (ed. B.P. Windley, S.N. Naqvi), p. 3–23. Elsevier. Amsterdam.
- JUSKOWIAKOWA M. (1969) – Granaty podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **225**, p. 45–108.
- KUBICKI S., RYKA W. (1982) – Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Inst. Geol. Warszawa*.
- MacGREGOR A.M. (1951) – Some milestones in the Precambrian of Southern Africa. *Proc. Geol. Soc. S. Africa*, **54**, p. 27–71.
- PATCHELT P.J. (1978) – Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. *Sver. Geol. Unders. Ser. C*, nr 747, *Arsb.*, **72**, nr 9.
- PENDIAS H., RYKA W. (1982) – Chemizm skał magmowych Polski w ujęciu regionalnym i genetycznym. *Arch. Miner.*, **38**, p. 83–144, z. 1.
- RYKA W. (1969) – Czarnokity z Podlasia. *Biul. Inst. Geol.*, **225**, p. 109–217.
- RYKA W. (1970) – Development of the crystalline basement of North-Eastern Poland. *Mater. i Pr. Zakł. Geof. PAN*, **34**, p. 97–106.
- RYKA W. (1979) – On the origin of anorthosites and associated iron ores of the Suwałki Massif (North-Eastern Poland). *Biul. Inst. Geol.*, **318**, p. 11–23.
- WELIN E., LUNDQUIST T. (1975) – K–Ar ages of Jotnian dolerites in Västernorrland county, central Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **97**, p. 83–88.

Вацлав РЫКА

**ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В ПОЛЬШЕ****Резюме**

Кристаллический фундамент докембрийской платформы в Польше сформировался в основном в докарельскую эпоху, когда образовались гранитоидные „энсиалические” блоки и „энсиматические” складчатые зоны. Первые являются многократно регенерированным субстратом коры пракоинтента, вторые образовались в областях её растяжения, где сравнительно быстро шла седиментация и преобладал базальтовый вулканизм. Немного моложе был гранодиоритовый диапиризм, проявившийся в „энсиалических” зонах, где некоторые порции магмы вырвались на поверхность „энсиматических” блоков в виде лавы и пирокластических материалов. В результате регионального метаморфизма толеитовые базальты и сопутствующие им пирокластические материалы создавали гранулитовую группу, а младшие кальцево-щелочные лавы, и связанные с ними пирокластические материалы сформировали гнейсовую группу. Докарельские породы преобразовались в то время в условиях гранулитовой фации, сначала под давлением 0,5 GPa и при температуре 750°C (гранулитовая группа), а затем под давлением 0,76 GPa и температуре 600°C (гнейсовая группа) образовались крутые изоклинальные складки, были вывинуты кверху и эродированы.

Породы карельского цикла были, вероятно, распространены очень широко, но в условиях глубокой довендской денепленизации в большинстве своём были разрушены и сохранились на площади, равной 12% всей территории. Старшие карельские породы представлены амфиболитами, переслоенными роговообманковыми гнейсами, а в младших характер вулканизма изменился со щелочного на кислый, продукты которого преобразовались в кристаллические сланцы и филлиты. Метаморфизм проявился в условиях, характерных для амфиболитовой и эпидотово-амфиболитовой группы, под давлением около 0,66 GPa и при температуре 500—600°C.

В готийскую эпоху интенсивно проявлялась гранитизация, особенно в докарельских породах. Метасоматоз охватывал в первую очередь породы, преобразённые динамически, путями гранитизирующей эманации служили нарушения, зоны милонитизации, границы структурных перерывов, в том числе плоскость откола пород карельского комплекса от древнего фундамента. Гранитизация происходила при сильном нажиме с юга или юго-запада. Гранитоиды, образовавшиеся в таких условиях, скоплялись в тектонически ослабленных зонах, ориентированных в СВ-ЮЗ направлении, особенно вдоль контактов различных структурных элементов. Гранитоидные массивы и складчатые зоны под давлением ломались на блоки, перемещались на север и достигнув субстрата мазурской зоны, отделённого с юга широкими глубинными разломами, увязали в нём. В мазурской зоне давление было ниже, чем на юге и здесь массово происходил процесс метасоматического образования рапакивиподобных гранитоидов. Краевые северные блоки складчатых структур были втиснуты в субстрат мазурской зоны и подверглись дезинтеграции. Из гранулитов активизировался мобилизат, который был веществом анортозитовых массивов. Сувалкский массив образовался на северной границе подляской зоны, а кентшинский на пограничьи цехановской и мазурской зон.

После периода глубокой денепленизации, продолжавшейся около полмиллиарда лет, окончательно сформировалась морфология кровли кристаллического фундамента. В то же самое время образовался тонкий покров квазиплатформенного комплекса, заполняющий тектонические впадины и морфологические понижения в кровле кристаллического фундамента. Кварцевые песчаники образовались при кислом вулканизме. Эти породы были метаморфизованы при температуре свыше 500°C, они залегают горизонтально, а местами смяты во флексуры.

В карельскую и готийскую эпоху докарельские породы подверглись значительной перестройке, что, однако, не изменило в существенной мере тектонического плана. Развитие докембрийского фундамента заканчивается платформенным магматизмом и вендским вулканизмом.

Wacław RYKA

PRECAMBRIAN EVOLUTION OF POLISH PART OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM

Summary

Crystalline basement of Polish part of the East-European Platform has been primarily shaped in the pre-Karelian epoch, in times of formation of „ensialic” granitoid blocks and „ensimatic” fold zones. The former represent repeatedly regenerated substratum of pracontinental crust whereas the latter were originating in places where the crust was subjected to tension, the rate of sedimentation fairly high and basic volcanism predominating. Granodiorite diapirism, somewhat younger, appeared in „ensialic” zones but some portions of magma were reaching surface of „ensimatic” blocks in the form of lava and pyroclastic materials. In result of regional metamorphism, tholeiite basalts and accompanying pyroclastic materials have formed granulite group, and younger calc-alkaline lavas and related pyroclastic materials – gneiss group. At that time the pre-Karelian rocks were subjected to metamorphism under granulite facies conditions. Pressure was initially close to 0.5 GPa and temperature – to 750°C (granulite group), thereafter changing to close 0.7 GPa and 600°C, respectively (gneiss group), under which conditions the rocks were subjected to isoclinal folding, uplift and erosion.

Rocks of the Karelian cycle were presumably widely distributed. However, deep pre-Vendian peneplanation resulted in removal of the bulk of them so they are nowadays present in area of 12% of the platform only. Older Karelian rocks are represented by amphibolites alternating with hornblende gneisses and the younger ones, in connection with a change in character of volcanism from basic to acid, by products of metamorphism of its products – crystalline schists and phyllites. The metamorphism was developing under conditions typical of the amphibolite and epidote-amphibolite groups: pressure about 0.6 GPa and temperature ranging from 500 to 600°C.

Granitization was intensively developing in the Gothian epoch, being especially aggressive in relation to pre-Karelian rocks. Metasomatosis was primarily affecting dynamically altered rocks and granitizing emanations were moving along faults, mylonitization zones and structural discontinuities, including decollement planes between rocks of the Karelian complex and old basement. The granitization was accompanied by strong stress directed from the south or south-west. Such conditions resulted in concentration of granitoids in NE–SW oriented zones of tectonic looseness, especially those connected with contact of different structural units. The pressure resulted in break-up of granitoid massifs and fold zones into blocks and their northward shift. Moving in that direction, the blocks were reaching substratum of the Mazury zone, delineated by deep crustal fractures in the south, and sinking in it. The pressure was lower in the Mazury zone than in the south which resulted in large-scale development of metasomatic processes of formation of rapakiwi-like granitoids there. The most northward blocks of fold structures became pressed into the substratum of the Mazury zone and subjected to disintegration. Mobilizate, formed from granulites, gave rise to anorthosite massifs. The Suwałki massif originated at northern boundary of the Podlasie zone, and the Kętrzyn – at contact of the Ciechanów and Mazury zones.

The final morphological image of top of the crystalline basement originated after the time of deep peneplanation which was continuing for about 500 m.y. A thin cover of the quasiplatform complex.

infilling tectonic troughs and morphological depressions in the top of the crystalline basement, has originated in the same time. Deposition of quartz sandstones was accompanied by acid volcanism. The rocks were subjected to metamorphism at temperatures not higher than 500°C and they are flat-laying except for local flexural bends.

Pre-Karelian rocks were subsequently subjected to marked alterations in the Karelian and Gothian epochs but this did not change the basic structural pattern. The development of Precambrian basement ended with Vendian platform magmatism and volcanism.