

Wacław Ryka

O problemach podłoża prekambryjskiego północno-wschodniej Polski w świetle badań petrograficznych skał metamorficznych z Sokółki, Kruszynian i Mielnika

Na podstawie punktów reperowych wierceń wyznaczających powierzchnię krystaliniku oraz obrazów geofizycznych skonstruowano mapę stropu podłoża krystalicznego (S. Sokołowski, J. Znosko, 1959). Obszar objęty wierceniami wykazuje słabe zróżnicowanie stropu. Do chwili obecnej krystalinik nawiercony został w 17 otworach, przy czym skały metamorficzne w 11. Pod względem petrograficznym opracowano dotychczas 7 rdzeni wiertniczych (tab. 1).

Tabela 1

Wykaz opracowanych rdzeni wiertniczych

Wiercenie	Wysokość n. p. m. w m	Bezwzględna głębokość stropu podłoża w m	Nawiercona miąższość skał krystalicznych w m
Sokółka 1	200	— 230	197,7
Sokółka 2	215	— 259	93,0
Sokółka 3	198	— 233	69,8
Kruszyniany 1	150	— 272	15,8
Kruszyniany 2	164	— 282	6,3
Krynki	130	— 232	115,4
Mielnik	145	—1601	67,0

W Sokółce (W. Ryka, 1961b) stwierdzono występowanie: skał brekcji tektonicznej (piaskowców kwarcowych, filitów, filonitów); łupków kwarcowo-magnetytowych, amfibolowo-epidotowych, amfibolowo-biotytowo-kwarcowych, piroksenowo-biotytowych; skał amfibolowych (kummingtonitowo-magnetytowych), piroksenowych, piroksenowo-plagioklazowych; amfibolitów; laminowanych gnejsów biotytowych, plagioklazowo-kwar-

cowo-biotytowych, amfibolowych, gnejsów plagioklazowo-kwarcowych, gnejsów oczkowych; migmatytów.

W Kruszynianach (W. Ryka, 1961a) występują: amfibolity; skały plagioklazowo-hiperstenowe; mylonityczne gnejsy kwarcowo-skaleniewo-biotytowo-kordierytowo-syllimanitowe, skaleniewo-kwarcowo-biotytowo-epidotowe, gnejsy amfibolowe, gnejsy oczkowe; migmatyty.

W Mielniku natomiast stwierdzono: skały plagioklazowo-amfibolowo-piroksenowe; skały skaleniewo-kwarcowo-granatowe (granulity); migmatyty.

W pracy przedstawiono analizę mikroteksturalną tych skał i ich analizę facjalną. Przeprowadzono porównania tych skał z podobnymi utworami prekambryjskimi oraz wyciągnięto wnioski odnośnie budowy geologicznej podłoża północno-wschodniej Polski na przykładzie wyników badań skał z Sokółki, Kruszynian i Mielnika. W zakończeniu przedstawiono wnioski stratygraficzne.

W czasie sporządzania rękopisu korzystałem ze stałej pomocy Prof. dr A. Łaszkiwicza, za co składam serdeczne podziękowania. Dziękuję również Prof. dr A. Gawłowi, Prof. dr K. Smulikowskiemu i Prof. dr M. Turnau-Morawskiej za cenne uwagi krytyczne.

ANALIZA MIKROTEKSTURALNA

W przypadku próbek pochodzących z wierceń obrotowych badania mikroteksturalne są ograniczone z powodu niemożliwości zorientowania okazów. Na podstawie pomiarów krzywizn otworów ogólny kierunek gnejsowatości i zapadania można przyjąć za stały (80° na SE), przy założeniu niezmienności głównej masy gnejsów i migmatytów. Próbki do badań mikroteksturalnych pobrano z wszystkich typów skał. Preparaty sporządzano wycinając płytki cienkie prostopadle do osi a (J. C. Haff, 1938). Diagramy konturowe kwarcu sporządzono na podstawie 300 pomiarów osi optycznych rzutowanych na półkulę dolną. Diagramy konturowe biotyту (muskowitu) sporządzono w oparciu o 300 pomiarów biegunów (001) rzutowanych na półkulę dolną. Izolinie poprowadzono w odstępach 1—10—20—30%.

Analizowane skały mają dobrze zaznaczoną linijność (a) i doskonale wykształconą gnejsowatość (a—b). Kierunek gnejsowatości podkreślony został następnie w ruchach różnicowych. Układ taki wykazuje zgodne ułożenie maksimów kwarcu i młk w pobliżu osi a i c. Z ułożenia takiego wynika typowy brak reorientacji kwarcu (C. B. Crampton, 1958).

Rodzaj tektonitów i ich symetria w profilu Sokółka 1 zmieniają się w bardzo małej skali. Rodzaj tektonitu zmienia się głównie w zależności od stopnia zaangażowania skały w procesach migmatytyzacji i mylonityzacji. Charakterystyka poszczególnych typów skalnych przedstawia się następująco.

Filonit (fig. 1) stanowi skałę należącą do B-tektonitu pasowego IV typu (B. Sander, 1930). Kwarc tworzy tu liczne maksima umieszczone na obwodzie pasa a—c, wokół osi obrotu b. Tektonit ten jest wynikiem działania ruchów różnicowych wokół osi b. Skała odznacza się brakiem gnejsowatości i wyglądem typowego mylonitu. Obraz taki jest typowy dla kwarcowych filitów.

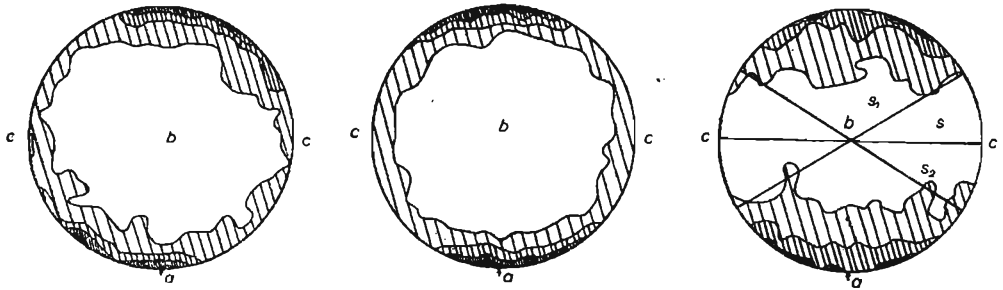


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 1. Diagram konturowy kwarcu z filonitu Sokółki 1
Contour diagram of quartz from Sokółka 1 phyllonite

Fig. 2. Diagram konturowy kwarcu z łupków kwarcowo-magnetytowych Sokółki 1
Contour diagram of quartz from Sokółka 1 quartz-magnetite shales

Fig. 3. Diagram konturowy kwarcu z gnejsów Sokółki 1
Contour diagram of quartz from Sokółka 1 gneisses

Łupek kwarcowo-magnetytowy (fig. 2) przedstawia B-tektonit IV typu. Widoczne jest tu duże rozciągnięcie maksimum osi kwarcu przypadające na biegun a. Skała ma doskonale zaznaczoną łupkowatość, której biegunami są wychodne osi b, odpowiadające układowi S-tektonitów o symetrii elipsoidy obrotowej. Powstanie wybranego schematu B-tektonitu jest wynikiem dezintegracji kwarcu w czasie mylonityzacji. Przedstawiony obraz jest również typowy dla kwarcowych filitów.

Deformacje gnejsów przedstawione zostały za pomocą diagramu konturowego kwarcu (fig. 3), którego orientacja zaznacza się w dwóch maksimach ułożonych symetrycznie wokół osi a. Maksima te odpowiadają ślizgom s_1 i s_2 , których płaszczyzny oddalone są od siebie o kąt 75° . Jest to S-tektonit powiązany z B-tektonitem II typu, w którym ruchy różnicowe zaznaczyły się zgodnie z trzema płaszczyznami ślizgów s, s_1 , s_2 . Obecność symetrycznie położonych maksimów jest w relacji J. Ladurnera (1951) wynikiem sfaldowania skały. Według tego autora maksima występujące na szczycie fałdu rozszczepiają się w partiach skrzydłowych na symetrycznie ułożone maksima. Powstanie symetrycznych maksimów jest wynikiem stopniowej reorientacji ziarn kwarcu. Rozszczepienie takie jest również widoczne na diagramach, w których wielkości pół maksimów są niejednakowe w wyniku ujęcia preparatami różnych faz na łukach fałdów. B-tektonity II typu są typowe dla prekambryjskich gnejsów zmetamorfizowanych w warunkach regionalnych (A. W. Pek, 1935). Na ruchy zgodne z płaszczyzną s wskazuje diagram konturowy biotyту (fig. 4), który odpowiada typowemu S-tektonitowi o symetrii elipsoidy obrotowej.

Diagram konturowy kwarcu z migmatytów (fig. 5) wskazuje, że ruchy różnicowe przebiegały wzdłuż pięciu płaszczyzn ślizgów: s_1 i s_2 , oddalonych od siebie o kąt 75° i odpowiadających ślizgom s_3 i s_4 z gnejsów, które są płaszczyznami charakterystycznymi dla migmatytów, oraz płaszczyzny s, znajdującej właściwe swe odbicie w diagramie biotyту (fig. 6). Bieguny płaszczyzn s_3 i s_4 , podobnie jak maksima płaszczyzn s_1 i s_2 , umieszczone są symetrycznie względem osi a. Diagramy kwarcu

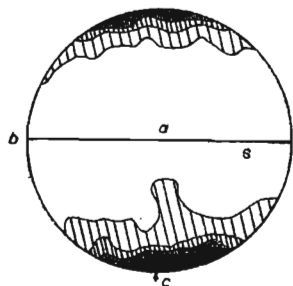


Fig. 4

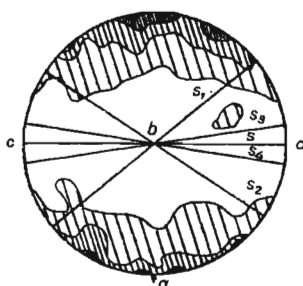


Fig. 5

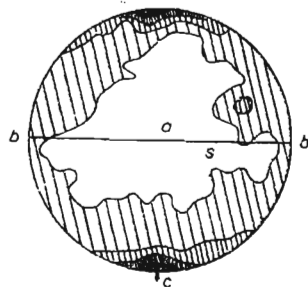


Fig. 6

Fig. 4. Diagram konturowy biotyту z gnejsów Sokółki 1
Contour diagram of biotite from Sokółka 1 gneisses

Fig. 5. Diagram konturowy kwarcu z migmatytów Sokółki 1
Contour diagram of quartz from Sokółka 1 migmatites

Fig. 6. Diagram konturowy biotyту z migmatytów Sokółki 1
Contour diagram of biotite from Sokółka 1 migmatites

i biotyту wskazują na złożony S-tektonit z B-tektonitem II typu. Maksimum biotyту jest częściowo rozmyte wzdłuż pasa b—c, co wskazywać może na blastezę postdeformacyjną tego minerału. Ponadto w prawej górnej ćwiartce projekcji zaznacza się wyraźne kwarcowo-biotytowe maksimum. Maksimum takie wskazuje zwykle na reorientację kwarcu na drodze dezintegracji granularnej nadosobników (T. Wieser, 1956). Orientacja kwarcu w mobilizacie przedstawiona została na figurze 7. Widoczne są tu dwa maksima położone symetrycznie wokół osi a, odległe od siebie o kąt 40° . Maksima te odpowiadają ślizgom s_3 i s_4 , będącym odwzorowaniem ruchów różnicowych ślizgów s_3 i s_4 z migmatytów (fig. 5).

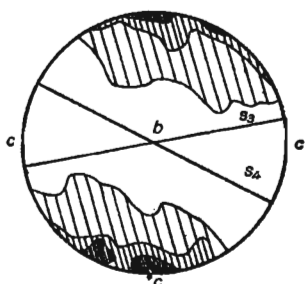


Fig. 7

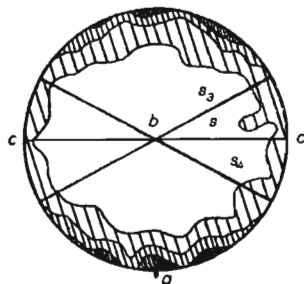


Fig. 8

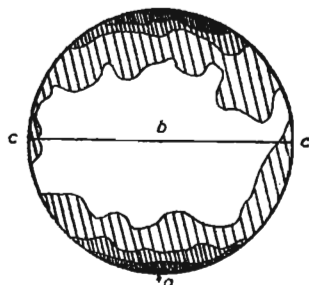


Fig. 9

Fig. 7. Diagram konturowy kwarcu z mobilisatu Sokółki 1
Contour diagram of quartz from Sokółka 1 mobilisate

Fig. 8. Diagram konturowy kwarcu z dolnej części migmatytów Sokółki 1
Contour diagram of quartz from lower part of Sokółka 1 migmatites

Fig. 9. Diagram konturowy kwarcu z gnejsów Sokółki 2
Contour diagram of quartz from Sokółka 2 gneisses

Na figurze 8 przedstawiono diagram konturowy kwarcu z dolnej części migmatytów Sokółki 1. Obraz ten różni się od typowego diagramu migmatytów (fig. 5) brakiem jednego maksimum. Na diagramie znajdują

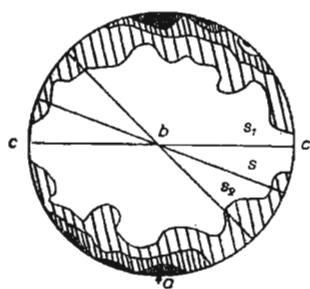


Fig. 10

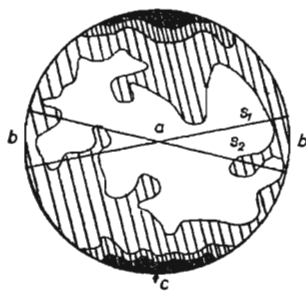


Fig. 11

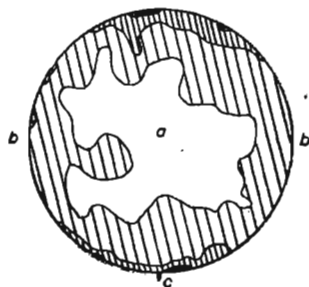


Fig. 12

Fig. 10. Diagram konturowy kwarcu z migmatytów Sokółki 3
Contour diagram of quartz from Sokółka 3 migmatites

Fig. 11. Diagram konturowy biotytu z migmatytów Sokółki 3
Contour diagram of biotite from Sokółka 3 migmatites

Fig. 12. Diagram konturowy muskowitu z gnejsów Sokółki 3
Contour diagram of muscovite from Sokółka 3 gneisses

się typowe dla migmatytów maksima ślizgów s_1 i s_2 , a ponadto pojawia się ślizg s . Maksima ślizgów s_1 i s_2 zostały osłabione i rozmyte w czasie mylonityzacji, tworząc typowy obraz mylonitów (B-tektonitu II typu) o układzie ruchów różnicowych wokół osi b . Maksimum ślizgu s odpowiada orientacji kwarcu zgodnej z gnejsowatością. Maksimum to odpowiada zatem ślizgowi s_6 , który jest zgodny ze ślizgiem s .

Gnejsy w Sokółce 2 wykazują orientację kwarcu (fig. 9) odpowiadającą B-tektonitowi I typu, uległemu słabej dezintegracji, przejawiającej się w rozmyciu maksimum wokół bieguna a . Jest możliwe, że rozciągnięte maksimum odpowiada połączonym biegunom ślizgów s_1 i s_2 gnejsów Sokółki 1.

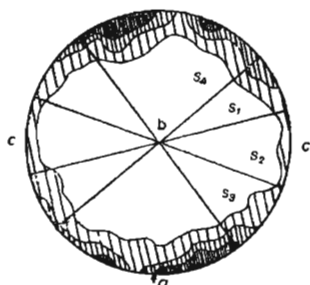


Fig. 13

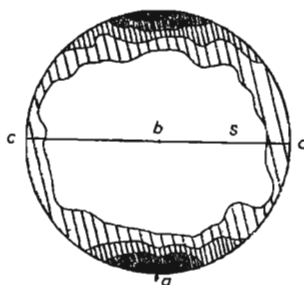


Fig. 14

Fig. 13. Diagram konturowy kwarcu z gnejsów Krynki
Contour diagram of quartz from Krynki gneisses

Fig. 14. Diagram konturowy kwarcu z gnejsów Kruszyniany 1
Contour diagram of quartz from Kruszyniany 1 gneisses

Migmatyt z Sokółki 3 reprezentuje złożony układ S+B-tektonitu II typu. Diagram konturowy kwarcu (fig. 10) wykazuje obecność trzech maksimum kwarcowych ułożonych na pasie $a-c$. Maksimum leżące przy biegunie a odpowiada ślizgowi s . Symetrycznie do niego umieszczone są

maksima ślizgów s_1 i s_2 . Odpowiadają one biegunom biotyту (fig. 11) umieszczonym w podobny symetryczny sposób w stosunku do osi c. Typowa dla tych diagramów jest wspólna orientacja kwarcowo-biotytowa przebiegająca wzdłuż ślizgów s_1 i s_2 . Maksimum ślizgu s (lub ślizgu s_6 z Sokółki 1) jest oddźwiękiem gnejsowości (a—b).

Diagram konturowy muskowitu z gnejsu Sokółki 3 wskazuje na brak orientacji tego minerału (fig. 12), a więc na blastezę postkinematyczną.

Diagramy konturowe kwarcu z gnejsów Krynek wskazują na B-tektonity II rodzaju powstałe w wyniku ruchów różnicowych doprowadzających do mylonityzacji skały. Na przedstawionym diagramie (fig. 13) wyróżnić można dwa wyraźne maksima, będące biegunami ślizgów s_1 i s_2 , oraz dwa słabo zaznaczające się maksima, powstałe w wyniku ruchów różnicowych o malejącej amplitudzie, odpowiadające ślizgom s_3 i s_4 . Maksima te powtarzają się w różnym stopniu nasilenia na innych diagramach konturowych kwarcu gnejsów z Krynek, jednakże są one zwykle zamaskowane efektami młodszych ruchów różnicowych. Tektonity gnejsów z Krynek odpowiadają w przybliżeniu migmatytom Sokółki 1, lecz słabsze maksima w gnejsach są w przeciwieństwie do migmatytów ułożone peryferycznie w stosunku do maksimów o większej amplitudzie.

Diagram konturowy kwarcu z gnejsów Kruszynian 1 (fig. 14) należy do złożonego tektonitu. Duże maksima na biegunach osi a wskazują na B-tektonit I typu. Ruchy różnicowe spowodowały tu częściową dezintegrację ziarn kwarcu, wyrażoną rozproszeniem biegunów osi a wychodnych pasa a—c w sposób typowy dla mylonitów.

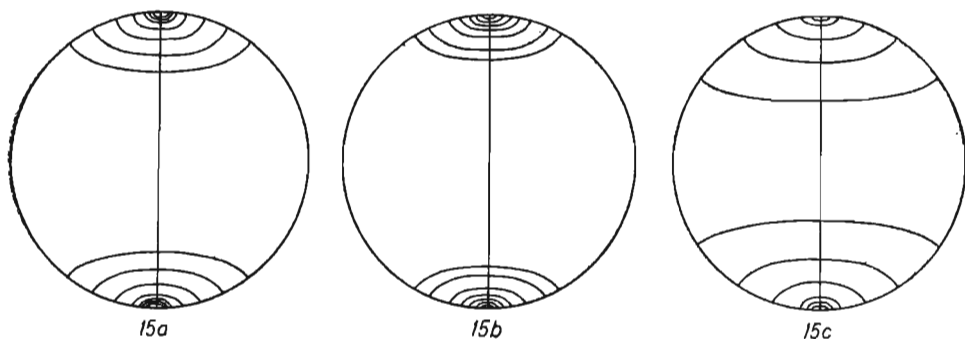


Fig. 15. Diagram konturowy pól równej gęstości izolunii sporządzony metodą F. K. Drescher-Kadena (1954)

Contour diagram of fields of equal density of isolines, prepared by the F. K. Drescher-Kaden (1954) method

a — dla kwarcu z gnejsów Krynek; b — dla biotyту z gnejsów Sokółki 1; c — dla muskowitu z gnejsów Sokółki 3

a — for quartz from Krynek gneisses; b — for biotite from Sokółka 1 gneisses; c — for muscovite from Sokółka 3 gneisses

W celu liczbowego przedstawienia pomiarów mikroteksturalnych wykonano przeliczenia metodą F. K. Drescher-Kadena (1954). W tym celu splanimetrowano pola o równej gęstości punktów wychodnych osi zawartych pomiędzy izoliniami. Otrzymane wartości przeliczono na procenty, które naniesiono na linię N—S siatki Schmidta (fig. 15 a, b, c). W oparciu o sporządzoną w ten sposób projekcję wyprowadzono ciągi

poligonalne, które przedstawiono na figurach 16 a, b, c. Przekroje sporządzono w ten sposób, że linie N—S projekcji stanowią podstawy wykresów, a w punktach przecięcia podstaw wykresów z izoliniami wyprowadzono rzędne, na których odcięto odpowiednie wartości procentów pól równej gęstości. Połączone punkty dały linie wykresów. Wykresy te w sposób liczbowy wskazują na stopień orientacji (uporządkowania) osi, a pośrednio na stopień trwałości struktury (H. Tertsch, 1954).

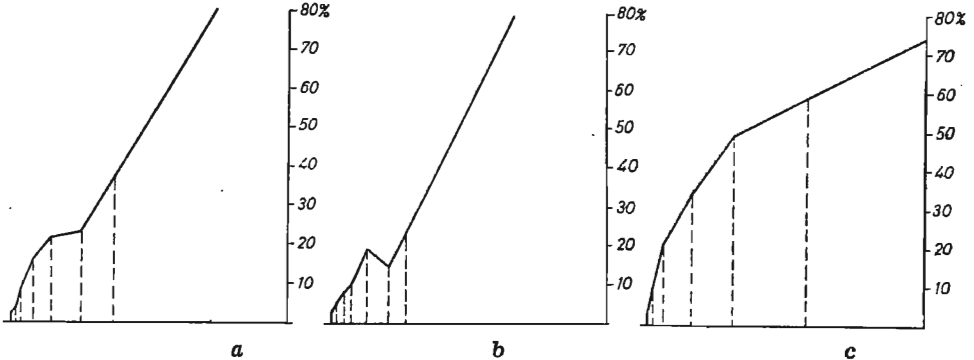


Fig. 16. Wykresy stopnia orientacji struktury sporządzone metodą F. K. Drescher-Kadena (1954)

Diagrams of degree of orientation of structure, prepared by the F. K. Drescher-Kaden (1954) method

a — dla kwarcu z gnejsów Krynek; b — dla biotytu gnejsów Sokółki 1; c — dla muskowitu gnejsów Sokółki 3

a — for quartz from Krynek gneisses; b — for biotite from Sokółka 1 gneisses; c — for muscovite from Sokółka 3 gneisses

Wartości procentowe pól pomiędzy izoliniami

Tabela 2

Pola izolinii	1	2	3	4
0 — 1	59,30	66,45	49,19	59,30
1 — 3	9,72	8,82	17,85	6,90
3 — 6	6,95	4,66	10,18	8,79
6 — 9	5,22	2,02	4,58	4,50
9 — 12	3,25	1,82	2,98	3,52
12 — 15	1,67	1,30	2,17	2,45
15 — 18	1,09	1,02	2,02	1,40
18 — 21	0,86	1,42	0,48	1,12
21 — 24	0,83	0,74	—	0,93
24 — 27	0,72	0,99	—	0,39
27 — 30	0,34	0,71	—	0,33
30 — 33	—	—	—	0,31

Objaśnienia: 1 — kwarc z łupków kwarcowo-magnetytowych Sokółki 1;
2 — biotyt z gnejsów Sokółki 1; —
3 — kwarc z migmatytów Sokółki 1;
4 — kwarc z gnejsów Krynek.

Wykresy stopnia orientacji (uporządkowania struktury) kwarcu w migmatytach, gnejsach i łupkach kwarcowo-magnetytowych są podobne. Na wykresach tych są zwykle wyraźnie zaznaczone bieguny przechodzące

szybko w pola o małej koncentracji punktów pomiarowych (wychodne osi). Krzywe są przeważnie wyrażone funkcją $y = a$. Bardziej stromy przebieg krzywej zaznacza się w łupku kwarcowo-magnetytowym; krzywą tę wyrazić można funkcją $y = 2a$. Do ostatniej krzywej zbliżone są także krzywe biotyty z migmatytów, gnejsów i łupków. Wartości procentowe pól kwarcu z łupków kwarcowo-magnetytowych, zbliżonych zasadniczo do odpowiednich wartości biotyty, przedstawiono na tabeli 2.

Krzywe gnejsów i migmatytów nachylone są łagodnie, zwykle pod kątem zbliżonym do 45° . Krzywe biotyty wykazują prosty i niezaburzony przebieg. Jedynie diagramy odznaczające się częściową reorientacją biegunów płaszczyzny (001) mają krzywe odchylone w przedziałach małych wartości izolinii. Odchylenie krzywych w prawo zbliża je kształtem do połówki paraboli. Typowym przykładem takiej reorientacji jest krzywa muskowitu o blastezie postdeformacyjnej (fig. 16 c). W jednym przypadku spotkano na krzywej biotyty małe maksimum pomiędzy izoliniami 18÷21. Krzywe kwarcu z migmatytu i gnejsu są bardziej urozmaicone. Prostym przebiegiem krzywych jest zwykle rzadki. Przeważnie pojawia się maksimum pomiędzy izoliniami 6÷9, podkreślone minimum zaznaczającym się pomiędzy izoliniami 3÷6. Typowe maksimum kwarcu gnejsów z Krynek przedstawiono na figurze 16 a. W migmatytach obserwuje się słabo zaznaczone maksimum pomiędzy izoliniami 12÷15, oddzielone minimum występującym w zakresie 15÷18 izolinii. Minimum to jest zwykle częstsze od towarzyszącego mu maksimum oraz od minimum zaznaczającego się w zakresie izolinii niższych wartości.

Porównanie analiz diagramów konturowych z analizami krzywych jednakowej gęstości wychodnych osi pozwala na stwierdzenie analogii pomiędzy S-tektonitami i B-tektonitami I typu z jednej strony oraz krzywymi typu $f_{(y)} = 2a$ z drugiej strony. Diagramy konturowe B-tektonitów II typu odpowiadają natomiast krzywymi $f_{(y)} = a$. W migmatytach krzywe te wykazują obecność dwóch maksimumów niższego zakresu i minimum wyższego przedziału izolinii. W gnejsach zwykle obserwuje się maksimum i minimum niższego zakresu izolinii.

Z analizy mikroteksturalnej wynika, że skały występujące w górnej części odcinka profilu Sokółki 1 (filonity i łupki kwarcowo-magnetytowe) wykazują orientację typową dla B-tektonitów IV rodzaju. Gnejsy odznaczają się złożonymi S+B-tektonitami III rodzaju z dwoma maksimumami, a leżące pod nimi migmatyty S+B-tektonitami II rodzaju z czterema maksimumami. Ostatni typ tektonitu pojawia się najczęściej w pozostałych wierceniach.

Z profilu Sokółka 1 wnioskować można zatem o coraz bardziej złożonym przebiegu (nakładaniu się) ruchów różnicowych od filonitów, poprzez gnejsy do migmatytów. Obecność czterech maksimumów w migmatytach jest łatwa do wytłumaczenia. Skały te powstały w wyniku nałożenia się na diagramy gnejsów (S+B-tektonity II rodzaju z dwoma maksimumami) diagramów kwarcu z mobilizatu (S+B-tektonity II rodzaju z dwoma maksimumami).

Tektonity gnejsów i migmatytów świadczą o tym, że utworzenie ostatnich związane było z przeobrażeniem gnejsów odznaczających się orientacją, która nie została naruszona w poważniejszy sposób, czyli reorientacja składników nie została dokończona.

Różnica pomiędzy gnejsami i występującymi ponad nimi skałami może być w świetle analizy mikroteksturalnej wytłumaczona w dwojaki sposób:

1. Powstanie B-tektonitów IV typu może być związane z mylonityzacją skał odznaczających się orientacją charakterystyczną dla gnejsów. Zwłaszcza powstanie filonitów może odpowiadać podobnemu założeniu.

2. Łupki kwarcowo-magnetytowe wykazują wyraźne pojedyncze maksimum rozciągnięte wzdłuż pasa a—c. Rozproszenie wychodnych osi na tym pasie jest wynikiem słabego zmylonityzowania, którego produkty dostrzeżone zostały również w płytkach cienkich. Wyraźne maksimum świadczyć może o typowym S-tektonicie, który uległ następnie mylonityzacji. Ponieważ powstanie S i B-tektonitów odbywa się w sposób różny, zatem powstanie łupków magnetytowych, a więc i występujących nad nimi filonitów nie może być związane z tymi samymi warunkami, w których utworzyły się gnejsy. Warunki te mogły odpowiadać etapowi powstawania migmatytów, w których osłonie tworzyły się S-tektonity.

ANALIZA FACJALNA METAMORFICZNYCH ZESPOŁÓW MINERALNYCH

Skały podłoża krystalicznego okolicy Sokółki wykazują wiele wspólnych cech z podobnymi utworami Kruszyńian. Jednakże duża odległość pomiędzy badanymi obszarami stwarza konieczność odrębnego przeprowadzenia analizy facjalnej. Problem analizy facjalnej skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski przedstawiono kolejno dla skał Sokółki, Kruszyńian i Mielnika, a w zakończeniu przeprowadzono porównanie zespołów facjalnych w poszczególnych obszarach i naszkicowano zagadnienie granityzacji.

ANALIZA FACJALNA SKAŁ METAMORFICZNYCH Z SOKÓLKI

Zmetamorfizowane skały z Sokółki przedstawiały pierwotnie kompleks skał osadowych reprezentowanych głównie przez osady piaszczysto-mułcowe z licznymi wkładkami wapieni, margli, syderytów i piaszkowców żelazistych.

W pierwszym etapie metamorfizmu utworzyły się prawdopodobnie skały oligoklazowo-kordierytowo-andaluzytowo-kwarcowo-mikowe. Przeobrażenia te zachodziły w warunkach facji hornfelsowo-amfibolowej (W. F. Pyfe, F. J. Turner, J. Verhoogen, 1958), a więc w temperaturze $500\text{--}650^\circ$ i pod ciśnieniem 6 kilobarów. Skały te odpowiadałyby w przybliżeniu kwarcowo-muskowitowo-andaluzytowo-kordierytowo-plagioklazowym hornfelsom z regionu Orijärvi (P. Eskola, 1914, 1915), które powstały pod wpływem oddziaływania granitu.

Przeobrażenia w drugim etapie metamorfizmu zachodziły dzięki ciśnieniu podwyższonemu do około 10 kilobarów. Skały przeobrażone w tym etapie odpowiadają subfacji sylimanitowo-almandynowej.

Spośród ilowców w pierwszym etapie metamorfizmu powstały skały plagioklazowo-kordierytowo-andaluzytowo-kwarcowo-mikowe. Podwyższenie ciśnienia wpływa na utworzenie sylimanitu w miejscu andaluzytu. Przemiana ta jest jednokierunkowa i wydaje się, że jest ona charakterystyczna dla gnejsów podłoża północno-wschodniej Polski. Dla porównania warto nadmienić, że w archaicznych gnejsach mikowych z Idaho (A. Hie-

tanen, 1954) obserwuje się wszelkie możliwe kombinacje i przejścia pomiędzy dystenem, andaluzytem i sylimanitem. Kordieryt równocześnie przeobraża się w sylimanit według reakcji: kordieryt + mikroklin + woda = sylimanit + biotyt + kwarc. Reakcja ta została przedstawiona przez A. Metzgera (1945) w celu wyjaśnienia genezy kordierytu. Na taki sposób powstawania sylimanitu wskazuje jego nagromadzenie się z biotytem w pseudomorfozach po kordierycie. Tym też wytłumaczyć można brak skalenia potasowego w ciemnych laminach skały, gdyż został on przeobrażony w biotyt. Obecność granatu w jasnych laminach gnejsu wskazywać może na następującą reakcję (H. Ramberg, 1952):



Wskutek wspomnianych przemian utworzyły się gnejsy plagioklazowo-kwarcowo-biotytowo-sylimanitowe z granatem oraz reliktywnym andaluzytem i kordierytem.

Wapienie i margle zostały przeobrażone w skały plagioklazowo-diopsydowo-hornblendowo-kwarcowe, plagioklazowo-diopsydowe, diopsydowe i amfibolowe. Skały zasadowe, prawdopodobnie tufy, tufity lub intruzje zgodne przeobraziły się w amfibolity.

Skały osadowe i efuzywne zostały wprawdzie przeobrażone w pierwszym etapie metamorficznym, jednak produkty tych przeobrażeń nie są znane, gdyż nie utrwały się one w postaci żadnych śladów albo też ich zespoły mineralne i typ wykształcenia struktury nie odbiegały od charakteru skał związanych z drugim etapem metamorficznym.

Metamorfizm regresywny zaznacza się na niewielką skalę. Przejawia się on głównie w powstawaniu łupków amfibolowo-epidotowych charakterystycznych dla subfacji kwarcowo-epidotowo-biotytowej. O szybkim wynurzaniu się skał, któremu towarzyszy kataklaza, świadczyć mogą słabe przejawy epidotyzacji i albityzacji górnych partii pofilu skał z Sokółki 1. Procesy te nie doprowadziły do całkowitej przemiany łupków amfibolowo-epidotowych w łupki albitowo-epidotowo-chlorytowo-biotytowe.

W trzecim etapie metamorficznym następuje szybkie pograżenie skał w strefę ciśnień odpowiadających warunkom subfacji sylimanitowo-almandynowej i nieco wyższych temperatur. W warunkach tych powstały granitoidy metamorficzne (K. Smulikowski, 1958) z lokalnym uruchomieniem reomorficznym. W zakończeniu trzeciego etapu przeobrażeń skały bardzo szybko zostały wyniesione w strefę facji zeolitowej, przy czym wyniesieniu temu towarzyszyła kataklaza. W czasie wyniesienia utworzyły się filonity z Sokółki 1, stanowiące część składową brekcji tektonicznej. Zagadkowa jest obecność w brekcji skał zbliżonych do filitów. Skały te mogły powstać tylko w czasie ostatniego etapu metamorficznego. Odpowiadałyby one skałom osadowym powstałym pomiędzy drugim i trzecim etapem metamorficznym. Jednakże występowanie tych skał w brekcji, a więc nie *in situ*, nie pozwala na wyciągnięcie szerszych wniosków.

ANALIZA FACJALNA SKAŁ Z KRUSZYNIAN

Skały z Krynek były badane przez T. Morawskiego (1961), który sądzi, że ewolucja metamorficzna skał z Krynek odbyła się w trzech następujących etapach:

1. Przeobrażenie materiału ilasto-mułkowego w łupki plagioklazowo-kwarcowo-biotytowo-sylimanitowo-magnetytowe w warunkach facji amfibolitowej — granulitowej.

2. Blasteza kordierytu i skalenia w warunkach facji hornfelsowej.

3. Mylonityzacja.

T. Morawski (1961) wyraźnie przesuwą granicę powstawania skał z Krynek w kierunku facji granulitowej. Tak wyraźne przesunięcie granicy w kierunku skał strefy kata według U. Grubenmanna (1910) jest niewłaściwe, gdyż P. Eskola (1933) wskazuje, że w Finlandii skały prekambryjskie wykształcone są prawie wyłącznie w strefie epi i mezo, a skały strefy kata spotykane są nadzwyczaj rzadko w strefach o daleko posuniętej erozji.

W pierwszym etapie metamorficznym skały Krynek znalazły się w zasięgu facji hornfelsowo-piroksenowej. W warunkach tych z osadów ilastych powstawały prawdopodobnie skały kwarcowo-skaleniuowo (plagioklaz-skaleń potasowy) -kordierytowo-biotytowe, a ze skał zasadowych (tufy, tufity, sille) — skały plagioklazowo-hiperstenowe.

Drugi etap metamorficzny odznacza się warunkami charakterystycznymi dla subfacji sylimanitowo-almandynowej. Warunki te określone są wyższymi ciśnieniami i niższymi temperaturami w porównaniu z warunkami facji hornfelsowo-piroksenowej. W drugim etapie metamorficznym kordieryt w obecności skalenia potasowego i wody przeobraża się w sylimanit, biotyt i kwarc. Prawdopodobne jest, że przeobrażenia kordierytu w sylimanit i biotyt były uzależnione od ilości skalenia potasowego. Wskazuje na to niezakończony proces przeobrażeń kordierytu w sylimanit i brak skalenia potasowego w skałach po zakończeniu drugiego etapu metamorficznego. W tym czasie skały plagioklazowo-hiperstenowe przeobrażają się częściowo w amfibolity, gdyż piroksen rombowy w obecności plagioklazu przeobraża się w warunkach niższych temperatur w hornblendę (H. Ramberg, 1952).

W warunkach subfacji sylimanitowo-almandynowej utworzyły się również gnejsy Kruszynian 1, przy czym w skałach tych nie zaobserwowano śladów utworów starszych. Gnejsy plagioklazowo-kwarcowo-amfibolowe z Kruszynian 1 powstały z osadów piaszczysto-marglistych. Natomiast gnejsy plagioklazowo-kwarcowo-mikroklinowo-biotytowo-epidotowe z Kruszynian 2 utworzyły się z osadów kwarcowo-skaleniuowych. Gnejsy z Kruszynian 2 powstawały na pograniczu subfacji sylimanitowo-almandynowej i kwarcowo-albitowo-epidotowo-biotytowej.

W trzecim etapie zaznaczają się procesy granityzacji i migmatyzacji, których przejawy obserwuje się w postaci gnejsów oczkowych i migmatytów. Ponadto podobnie jak w Sokółce dojsć tu mogło do lokalnego uruchomienia reomorficznego, jednak proces ten jest tutaj słabo zaznaczony. W końcowym odcinku trzeciego etapu zaznaczają się bardzo silne ruchy różnicowe, dzięki którym skały metamorficzne zostały szybko wyniesione w zasięg działalności czynników powierzchniowych. Wspomniane ruchy doprowadziły do zmylonityzowania skały. W stosunkowo mniejszym natężeniu zaznaczyły się ruchy różnicowe w gnejsach Kruszynian 1.

ANALIZA FACJALNA SKAŁ Z MIELNIKA

W pierwszym etapie osad marglisty przeobrażony został w skały plagioklazowo-amfibolowe, plagioklazowo-amfibolowo-piroksenowe i plagioklazowo-piroksenowe w warunkach górnych zakresów facji hornfelsowo-amfibolowej. Podobne skały mogły również powstać w zakresie facji granulitowej. W ostatnim przypadku z osadów marglistych tworzą się skały plagioklazowo-hornblendowo-diopsydowe oraz hornblendowo-plagioklazowo-almandynowe. Skały plagioklazowo-mikroklinowo-kwarcowe mogły powstać z osadów ilastych¹, z których w warunkach facji hornfelsowo-amfibolowej tworzą się skały kwarcowo-mikroklinowo-plagioklazowe (W. S. Fyfe, F. J. Turner, J. Verhoogen, 1958). Z podobnych osadów mogły również powstać analogiczne zespoły mineralne w warunkach facji granulitowej. W facji tej z osadów kwarcowo-skaleniowych tworzą się skały kwarcowo-mikroklinowo-almandynowo-plagioklazowe.

Drugi etap przeobrażeń skał z Mielnika związany jest z oddziaływaniem granitoidów w warunkach metamorfizmu regionalnego. Powstała wówczas tekstura kierunkowa, podkreślona zgodnym ułożeniem składników i równoległym przebiegiem mobilizatu. Metamorfizm drugiego etapu ma w Mielniku charakter allochemiczny.

Tabela 3

Paralelizacja facji mineralnych z Sokółki, Kruszynian, Mielnika

Etap	Rodzaj metamorfizmu	Sokółka	Kruszyniany	Mielnik
III	Regresywny	Kataklaza		
		Facja zeolitowa		
	Progresywny	Subfacja sylimanitowo-almandynowa z lokalnym uruchomieniem reomorficznym		
II	Regresywny	Kataklaza		
		Subfacja kwarcowo-epidotowo-biotytowa		
	Progresywny	Subfacja sylimanitowo-almandynowa		Facja granulitowa
I	Regresywny			
	Progresywny	Facja hornfelsowo-amfibolowa	Facja hornfelsowo-piroksenowa	

¹ Zdaniem prof. dr K. Smulikowskiego mikroclin jest równoważnym składnikiem ortoklazu i wskutek tego skały kwarcowo-mikroklinowo-almandynowo-plagioklazowe można by uznać za granulity.

PORÓWNANIE SKAŁ FACJI MINERALNYCH SOKÓŁKI, KRUSZYNIAN
I MIELNIKA

Pierwszy etap metamorfizmu ma podobny przebieg w skałach Sokółki i Kruszyńian (tab. 3). Skały facji hornfelsowo-hornblendowej z Sokółki odpowiadają w przybliżeniu skałom facji hornfelsowo-piroksenowej z Kruszyńian.

Drugi etap metamorfizmu skał z Sokółki i Kruszyńian jest również podobny (subfacja sylimanitowo-almandynowa), z tym jednak, że skały z Krynek przeszły stosunkowo mniejsze przeobrażenia niż skały z Sokółki. Możliwe jest również, że do drugiego etapu zaliczyć należy utwory facji granulitowej z Mielnika. Wydaje się natomiast mniej prawdopodobne, aby skały z Mielnika odpowiadały warunkom facji hornfelsowej. W przypadku tym zbliżone byłyby one (bardziej do pierwszego etapu metamorficznego i wówczas w Mielniku brakowałoby utworów odpowiadających drugiemu etapowi. Możliwy jest również trzeci przypadek, w którym skały facji hornfelsowo-amfibolowej z Mielnika odpowiadałyby etapowi tworzenia się skał subfacji sylimanitowo-almandynowej z Sokółki i Kruszyńian.

Zjawiska migmatyzacji szczególnie wyraźnie zaznaczają się w Sokółce. Są one wynikiem intensyfikacji procesów na tym obszarze. Równocześnie w Krynkach procesy migmatyzacji mają charakter zanikający. Natomiast w Mielniku i Kruszyńianach 2 natężenie migmatyzacji odpowiada stopniowi pośredniemu.

Końcowy etap przeobrażeń związany jest z mylonityzacją i szczególnie silnie zaznacza się w Krynkach i Kruszyńianach 2, słabiej w Kruszyńianach 1 i Sokółce. Produktów mylonityzacji brak jest natomiast w skałach z Mielnika.

ZAGADNIENIE GRANITYZACJI

Problem granityzacji zawęża się do trzeciego etapu metamorficznego. Skały powstałe w facji hornfelsowo-piroksenowej pierwszego etapu metamorficznego mogły oscylować na granicy upłynnienia jasnych składników lub też znaleźć się w zasięgu oddziaływania granitów syntektycznych. Rozstrzygnięcie tego zagadnienia jest trudne ze względu na zamaskowanie ewentualnych wcześniejszych przejawów migmatyzacji późniejszymi przeobrażeniami w zakresie subfacji sylimanitowo-almandynowej.

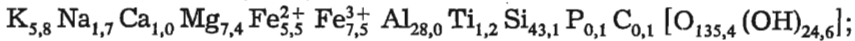
W czasie drugiego etapu metamorficznego zjawiska granityzacji najprawdopodobniej nie zachodziły, gdyż jej przejawy byłyby już możliwe do zaobserwowania.

Jeżeli za granityzację przyjmujemy „proces, dzięki któremu wszystkie skały starsze na drodze rekrytalizacji i metasomatyizmu w stanie stałym (bez częściowego nawet upłynnienia) przechodzą w skały nowe bardziej niż poprzednie podobne do granitów“ (K. Smulikowski, 1958), to należy stwierdzić, że skały podłoża północno-wschodniej Polski uległy granityzacji.

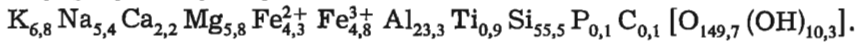
Makroskopowo skały zgranityzowane wyróżniają się metablastami (K. H. Scheumann, 1937) mikroklinu.

Zmiany wywołane granityzacją wynikają z przedstawionych przeliczeń analiz chemicznych: laminowanych gnejsów biotytowych i ich odmiany oczkowej z Sokółki 3. Przeliczenia wykonano sposobem T. Bartha (1948), stosując wzory skał w przeliczeniu jonów metali i metaloidów na 160 atomów tlenu. Wzory te przedstawiają się następująco:

laminowany gnejs biotytowy —



oczkowy gnejs biotytowy —

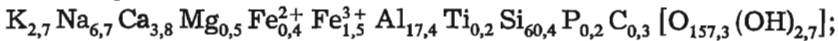


W gnejsach oczkowych zaznacza się przybytek

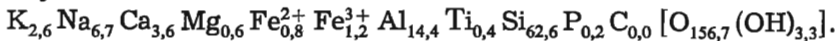
$K_{1,0}, Na_{3,7}, Ca_{1,2}, Si_{12,4}, O_{14,3}$ oraz ubytek $Mg_{1,6}, Fe_{1,2}^{2+}, Fe_{2,7}^{3+}, Al_{4,7}, Ti_{0,3}, (OH)_{10,3}$, wskazujący na migrację charakterystyczną dla granityzacji.

Podobne zestawienie wzorów przedstawiono dla odmiany oczkowej gnejsów plagioklazowo-kwarcowo-biotytowych z Sokółki 2 i powstałych z nich migmatytów. Wzory tych skał przedstawiają się następująco:

gnejs oczkowy —



migmatyt —



W migmatytach zaznacza się przybytek $Mg_{0,1}, Fe_{0,4}^{2+}, Ti_{0,2}, Si_{2,6}, (OH)_{0,6}$, ubytek $K_{0,1}, Ca_{0,2}, Fe_{0,3}^{3+}, Al_{3,0}, C_{0,3}, O_{0,6}$ oraz stabilizacja Na i P. Ilość jonów biorących udział w wymianie jest bardzo mała i dlatego, jeżeli przyjmiemy małe różnice w składzie chemicznym skały stanowiącej produkt wyjściowy dla przeobrażeń, można by założyć izochemiczny charakter przejścia gnejsów oczkowych do migmatytów.

Proces granityzacji przejawia się również w zmniejszeniu ilości komórek standardowych w kierunku skał bardziej zgranityzowanych. Na przykładzie gnejsów plagioklazowo-kwarcowo-biotytowych z Sokółki 2 widać, że sumy komórek standardowych zmieniają się następująco: gnejs laminowany 94,7, gnejs oczkowy 94,1, migmatyt 93,1% mol. Sumy te wzrastają od skał kwaśnych do zasadowych.

Z przytoczonych analiz chemicznych wynika, że w osłonie migmatytów występują skały zgranityzowane. Świadczy to o wyprzedzeniu „frontu migmatytyzacji“ przez „front granityzacji“.

Procesy metasomatyczne na przykładzie skał z Sokółki uszeregować można w następujący sposób:

1. Front zasadowy, który tworzył się w najbardziej peryferycznych częściach zbiornika. W wyniku jego oddziaływania mogła się utworzyć strefa gnejsów biotytowych, amfibolitów, skał piroksenowych i amfibolowych. Na przykładzie górnego odcinka profilu Sokółka 1 (W. Ryka, 1961 b) widać partię skał uległych bazyfikacji. Są to skały amfibolowe, skały piroksenowe, amfibolity, łupki amfibolowe, łupki piroksenowe, skały piroksenowo-plagioklazowe przekładające się z gnejsami amfibolowymi.

2. Front potasowy, młodszy od frontu zasadowego, doprowadził do wykształcenia się strefy gnejsów wskutek biotytyzacji amfibolu. Do skut-

ków oddziaływania tego frontu zaliczyć należy również powstawanie gnejsów oczkowych i migmatytów. Skały takie obserwuje się w dolnych odcinkach profilów Sokółki.

3. Front sodowy przejawia się w wytworzeniu białych sodowych granitów (A. Gawęł, 1959), które są ostatnim ogniwem przeobrażeń zespołów skalnych. Typowych przejawów tego frontu w skałach badanych dotychczas nie zaobserwowano. Można by się wprawdzie doszukiwać tych przejawów w zwiększonej ilości albitu (albityzacja) w dolnych odcinkach profilów migmatytów z Sokółki. Ponadto zdaniem prof. dr A. Gawła rezultatem dyferencjacji pneumatolitycznej w zbiorniku magmowym jest przekształcenie się ortoklazu w mikroklin w dolnych partiach gnejsów. W świetle takim również byłaby doskonalie wytłumaczalna mikroklinizacja ortoklazu z granulitów Mielnika.

PORÓWNANIA

Skały metamorficzne podłoża północno-wschodniej Polski porównano z podobnymi utworami prekambryjskimi. Kolejno przeprowadzono porównania ze skałami tarczy bałtyckiej, płyty ukraińskiej oraz platformy wschodnio-europejskiej.

PORÓWNANIA ZE SKAŁAMI TARCZY BAŁTYCKIEJ

Wśród utworów pierwszego cyklu prekambru Sikandynawii (J. J. Serderholm, 1932) występują gnejsy, łupki i amfibolity formacji swiońskiej półwyspu Kola, Finlandii, Szwecji oraz białomorskiej formacji Karelii. Natomiast z drugim cyklem związane są gnejsy, łupki, fility oraz kwarcyty magnetytowe z Laponii i z nad Ładogi.

Głównymi ogniwami skał fińskich są granitognejsy, gnejsy biotytowe, granatowo-biotytowe, granatowo-kordierytowe (kincygyty), amfibolowe, dystenowe itd. Leptyty kordierytowe przypominają mogą skały pierwszego etapu metamorficznego z Krynek i Sokółki. Również analizy chemiczne leptytów kordierytowych są zbliżone do analiz gnejsów Krynek i Sokółki. Mikroklin w gnejsach podłoża północno-wschodniej Polski, podobnie jak w skałach regionu Orijärvi (P. Eskola, 1914), jest późniejszy od kordierytu. W formacji ładoskiej pospolite są łupki amfibolowe (N. G. Sudowikow, 1954) leżące pod łupkami biotytowymi. Utwory te poprzedzielane są skałami diopsydowymi. Pospolitość w występowaniu łupków amfibolowych nasuwa przypuszczenia o analogicznej sytuacji w podłożu północno-wschodniej Polski, gdzie gnejsy amfibolowe (Sokółka 1, 2, Kruszyniany 1) stanowią podstawowe elementy kompleksów skalnych, a ponadto w Sokółce 1 przekładają się z utworami pirokse-nowymi.

Skały stanowiące wtrącenia w gnejsach podłoża północno-wschodniej Polski odpowiadać mogą zmetamorfizowanym utworom z regionu Orijärvi. W regionie tym pospolite są amfibolity, skały kummingtonitowe, diopsydowe oraz gnejsy hornblendowo-andaluzytowo-biotytowe itd. Zespoły mineralne tych skał, wyniki analiz chemicznych i sposób powstawania odpowiadać mogą składowi i genezie skał z Sokółki i Kruszynian. Zwłaszcza skała kummingtonitowo-hornblendowo-plagioklazowo-biotytowo-kwarcowa przypominać może skałę amfibolową z Sokółki 1.

Łupki amfibolowo-epidotowe z Paadane (P. Eskola, 1925) przypominać mogą skałę o analogicznym składzie mineralnym z Sokółki 1. Obie skały zbliżone są do siebie pod względem struktury, składu mineralnego i chemicznego oraz genezy. W sąsiedztwie łupków z Paadane występują skały aktynolitowo-hornblendowe, wśród których pojawia się kummingtonit, a sąsiedztwu temu odpowiadają w Sokółce 1 skały amfibolowe. Skały kummingtonitowe pojawiają się ponadto w Kalvola (P. Eskola, 1936) i wielu innych miejscach, przy czym występują one przeważnie w zespołach odpowiadających skałom górnej części profilu Sokółka 1.

Skały z Mielnika w zestawieniu z utworami regionu Oslo (V. M. Goldschmidt, 1911) wskazywać mogą na podobny sposób przeobrażania.

Migmatyty fińskie przedstawiają głównie przeobrażone leptyty i reprezentowane są przez agnatyty i arteryty (J. J. Sederholm, 1913, 1923, 1926, 1934). Ostatnie wykształcone są zwykle jako „lit par lit“, w których spotykany jest różnego stopnia rozwoju „boudinage“ i utwory ptygmatytowe. Migmatyty są utworami polimetamorficznymi typu „mish mash“. Migmatyty Sokółki mogą odpowiadać niektórym typom tych skał. Podobne nałożenie się procesów granityzacji i migmatytyzacji, jakie obserwuje się w Sokółce, zachodzi również na obszarze wschodniej Karelii (K. A. Szurkin, 1957), gdzie występują przejścia od gnejsów oczkowych, poprzez słabo zróżnicowany mobilizat do migmatytów, odznaczających się materiałem o grubej dyferencjacji.

PORÓWNANIE ZE SKAŁAMI MASYWU UKRAIŃSKO-WOŁYŃSKIEGO

Najstarszymi skałami masywu są strefy gnejsów, które zachowały się wśród migmatytów i granitów. W zachodnim obrzeżeniu masywu zostały opisane przez S. Małkowskiego (1927), P. Radziszewskiego (1925) i K. Smulikowskiego (1948) gnejsy biotytowe, biotytowo-granatowe, kwarcowo-plagioklazowe (leptytowe). Niektóre z tych gnejsów zawierają kordieryt. Mogą one odpowiadać gnejsom biotytowym i kordierytowym północno-wschodniej Polski. Spostrzeżenie to dotyczy zwłaszcza migmatytów i gnejsów z doliny Śluczy na Wołyniu.

Drugi kompleks skał zmetamorfizowanych reprezentowany jest przez serię sagsagańską złożoną z amfibolitów, filitów, łupków chlorytowych, amfibolowych, kwarcytów, skał kummingtonitowych itd. (J. I. Połowinkina, 1953). Charakterystyczną cechą serii sagsagańskiej jest obecność żelazistych kwarcytów. Skałom tym często towarzyszą łupki aktynolitowe, kummingtonitowe, biotytowo-amfibolowo-epidotowe, skały syderytowe. Współwystępowanie częściowo zsyderyzowanych skał amfibolowych, łupków kwarcowo-magnetytowych i amfibolowo-epidotowych górnej części profilu Sokółka 1 wskazywać może na zbliżony charakter tych skał do utworów serii sagsagańskiej. Porównanie to będzie pełniejsze, jeśli wspomni się, że w rejonie konkskim podobnym skałom towarzyszą łupki biotytowe i gnejsy. Syderyzację zewnętrznych partii skały amfibolowej obserwuje się zarówno w Sokółce, jak i w KMA (kurska anomalia magnetyczna).

Najwyższe ogniwa zmetamorfizowanych skał tarczy ukraińskiej reprezentowane są przez serię owrucką, która odznacza się czerwonymi barwami skał i współwystępowaniem z porfirami. Odpowiedników tych skał

w krystalniku północno-wschodniej Polski dotychczas nie stwierdzono. Występująca nad granitoidami Ostrowi Mazowieckiej seria kwarcytów (około 12 m miąższości) oraz dłutowa próbka kwarcytu i porfirytu z Pizzu mogą jednak świadczyć według J. Znoski (1960) o możliwości zachowania się płatów kwarcytów — strzępów najmłodszych utworów podłoża krystalicznego.

PORÓWNANIA ZE SKAŁAMI PLATFORMY WSCHODNIO-EUROPEJSKIEJ

W podłożu platformy wschodnio-europejskiej (E. E. Fotiadi, 1956; A. N. Geisler, 1956) występują głównie skały plutoniczne, jak granity, granodioryty, sjenity, gabronoryty (W. P. Florenski, T. Lipinska, 1952). Pospolite są granitognejsy występujące zwłaszcza w rejonie Kaługi i Serpuchowa. Paragnejsy plagioklazowo-kwarcowo-biotytowe z kordierytem, sylimanitem, staurolitem i almandynem są natomiast rzadkie i występują przeważnie w rejonie zachodniej Baszkirii i wschodniej Tatarii, a ponadto nawiercone zostały w Moskwie, Nowelu i Krestcach. Gnejsy te przekładają się ze skałami amfibolowymi i są zwykle zmigmatyzowane. Czasami nad gnejsami występują łupki chlorytowo-mikowe z granatem i syderytem. Gnejsy i migmatyty platformy wschodnio-europejskiej zaliczane są do archaiku, natomiast łupki do proterozoiku.

Problemy stratygraficzne podłoża krystalicznego platformy są analogiczne jak w północno-wschodniej Polsce. Podobne są również metamorficzne i plutoniczne zespoły skalne, reprezentowane przez paragnejsy, migmatyty, sjenity, granity i gabra. Stosunek młodszych łupków do starszego podłoża gnejsowego platformy nie został całkowicie wyjaśniony. Młodsze skały spotykane są tam sporadycznie i dotychczas nie stwierdzono ich występowania w większym kompleksie. Podobny problem jest związany z łupkami krystaliniku północno-wschodniej Polski, gdyż górna część skał z profilu wiercenia Sokółka 1 zbudowana jest z utworów płytkiej strefy metamorficznej, leżącej nad gnejsami i migmatytami.

PORÓWNANIE ZE SKAŁAMI MASYWU BIAŁORUSKIEGO

Masyw białoruski zbudowany jest ze skał, które bezpośrednio wiążą się z utworami podłoża północno-wschodniej Polski. Znajomość składu petrograficznego i podziału stratygraficznego tych skał ma podstawowe znaczenie dla rozwiązywania problematyki metamorfizmu Niziny Polskiej.

W obrazie geofizycznym Białorusi (Ż. P. Chotko, B. W. Bondarenko, 1957) występują o podobnych wielkościach anomalie geofizyczne. Podłoże krystaliczne występuje tu płytko, przeciętnie na głębokości 200–300 m, przy czym miejscami wychodzi prawie na powierzchnię. Natomiast na Litwie podłoże zanurza się stopniowo od głębokości 200 m do 2200 m (zachodnia część Litwy).

Budowa podłoża białoruskiego została przedstawiona przez E. M. Machlina (1952), A. S. Machacza (1957) i L. A. Wardanjanca (1958), a budowa podłoża Litwy przez J. A. Dalinkėvičiusa, V. K. Gudėlisa (1960) i J. Paškevičiusa (1960).

Archaiczne utwory Białorusi reprezentowane są przez drobnoziarniste biotytowo-plagioklazowe gnejsy Smiłowicz. W Głuszkowicach nawiercono gnejsy epidotowo-amfibolowe, a w Prenach gnejsy i łupki. Zmigma-

tyzowane skały Smiłowicz (E. M. Machlin, 1952) odpowiadają gnejsom serii boho-teterowskiej zachodniego Wołynia. Migmatyzacja tych skał nastąpiła w wyniku intruzji kirowogradzko-żytomierskiego granitu. Archaiczne skały reprezentowane są ponadto przez gabronoryty Zubkowicz i Moryny. Skały te uległy zgnejsowaniu i przyjęły wygląd ortoamfibolitów (A. M. Pap, 1959). W podobny sposób przebiegająca amfibolityzacja gabra została opisana przez P. Eskolę (1927). Przeobrażeniom takim uległy również gabra PISZU (E. Görlich, J. Badał, T. Morawski, 1960). Granity rozprzestrzeniły się głównie w zachodnim obrzeżeniu masywu białoruskiego i nawiercone zostały w Mińsku, Pińsku, Mirze, Stoniszkach, Wilnie i Druskiennikach. Granity te, reprezentujące kompleks kirowogradzko-żytomierski, są zgnejsowane i zmylonityzowane. Według E. M. Machlina (1952) granity Głuszkiewicz i Sienkiewicz oraz wyrowskiego typu dioryty Miłkaszewicz związane są powstawaniem z etapem ośnickim, przy czym dioryty należą do hybrydalnych skał przejściowego typu od granitów ośnickich do gabronorytów. Natomiast granity Mińska i granodioryty Pińska odpowiadają granitom kirowogradzko-żytomierskim.

W podłożu białoruskim nie zaobserwowano dotychczas odpowiedników serii krzyworońskiej, sagsagańskiej i owruckiej. Natomiast z pracy J. A. Dalinkevičiūsa, W. K. Gudelisa (1960) i J. Paškevičiūsa (1960) wynika, że skały metamorficzne podłoża Litwy reprezentowane są przez utwory archaiczne i proterozoiczne.

Porównania z metamorficznymi skałami Białorusi wykazują, że brak jest tam niektórych odpowiedników skał podłoża północno-wschodniej Polski, jak utworów amfibolowych i łupków kwarcowo-magnetytowych. Natomiast gnejsy i migmatyty podłoża północno-wschodniej Polski zbliżone są charakterem do skał z wierceń Smiłowicze i Preny.

WNIOSKI O BUDOWIE PODŁOŻA KRYSZALICZNEGO NA PRZYKŁADZIE SKAŁ Z SOKÓŁKI I KRUSZYNIAN

Bezpośrednie dane o budowie i składzie petrograficznym skał podłoża są możliwe do uzyskania dzięki rdzeniom wiertniczym. Ponadto o budowie podłoża wnioskować można pośrednio na podstawie obrazu geofizycznego. Magnetycznie i grawimetrycznie zróżnicowany obraz jest odwzorowaniem budowy i składu petrograficznego skał podłoża krystalicznego oraz morfologii jego stropu. Pewne zaburzenia wywoływać również mogą młodsze ogniwa efuzywne eokambriu.

Opierając się na obrazach geofizycznych i wynikach wierceń można w budowie północno-wschodniej Polski wyróżnić trzy główne elementy:

1. Ogólne tło słabo zróżnicowane grawimetrycznie i niezróżnicowane magnetycznie. Tło to rozpościera się pomiędzy nakładającymi się na wschodzie anomaliami grawimetryczno-magnetycznymi, przebiegającymi wzdłuż linii Mielnik — Krynki — Nowy Dwór i zachodnią strefą anomalii wyspowych, układających się wzdłuż linii Krasnopol — Pisz — Elk — Gołdap. W obrębie tła nie przeprowadzono dotychczas wierceń i wskutek tego nie są znane występujące tu typy skał. Monotonność geofizyczna tego obszaru wskazuje na brak w podłożu eksponowanych form makrostrukturalnych i poważniejszego zróżnicowania petrograficz-

nego. Skłaniam się do przypuszczeń, że na tym obszarze występują granitoidy, gnejsogranity i granitognejsy.

2. Północną i zachodnią granicę antekliny mazursko-suwańskiej wyznaczają kopulaste anomalie magnetyczne i grawimetryczne zarówno dodatnie, jak ujemne. W szczytowych punktach anomalii usytuowano wiercenia Elk, Pisz i Suwałki, które weszły w zróżnicowane pod względem petrograficznym skały — sjenit, gabro, amortozyt. Z obrazu geofizycznego wynika, że omawiana strefa zbudowana jest z granitoidów, granitognejsów i gnejsogranitów, w które wdarły się intruzje szerokości 10–25 km.

3. Przygraniczna strefa sierpowej anomalii grawimetrycznej pokrywa się zasadniczo z pasem wąskich dodatnich anomalii magnetycznych. Strefa ta jest najbardziej interesująca pod względem petrograficznym i najlepiej zbadana wierceniami. Należy przypuszczać, że omawiane anomalie wywołane są obecnością leżącej nad granitoidami strefy gnejsowej. Na możliwości związku pomiędzy wyżem grawimetrycznym i gnejsami Krynek zwrócił już poprzednio uwagę J. Znosko (1959).

Na dwóch odcinkach strefy gnejsowej dzięki odpowiedniemu zagęszczeniu wierceń możliwe jest skonstruowanie profilów. W profilu Sokółki zaznacza się zależność wartości γ od grubości strefy gnejsowej (tab. 4; fig. 17, 18).

Tabela 4

Zależność wartości γ od grubości strefy gnejsowej

Wiercenie	Wartość γ	Miąższość gnejsów w m
Sokółka 1	2080	90
Sokółka 2	1035	55
Sokółka 3	940	40

Teoretyczne wychodnie stropu migmatytów przypadająby na obrzeżenie sierpowej anomalii północno-wschodniej Polski. W tym przypadku skały podścielające migmatyty odpowiadałyby utworom środkowej części antekliny mazursko-suwańskiej, a więc granitoidom, granitognejsom, gnejsogranitom.

Ze szczegółowego zdjęcia magnetycznego Kruszyńian (N. Tarass, 1960) wynika, że anomalia jest bardzo wąska, a jej maksimum zaznacza się w odległości 25 km na północny wschód od Kruszyńian. Maksimum to wykazuje wartość ponad 3400 γ i przypuszczalnie w tym miejscu pokrywa gnejsowa osiąga największą miąższość (w Krynkach nie przebito pokrywę gnejsowej). Z wyników wierceń wynika, że strop podłoża krystalicznego jest bogato urzeźbiony (fig. 19). W kierunku zachodnim strefa gnejsów ulega prawdopodobnie spłyceniu, a następnie w rejonie Białegostoku „wychodzi w powietrze”. Obraz grawimetryczny okolicy Kruszyńian przedstawia się jako stale wzrastająca z zachodu na wschód anomalia, która w terenach przygranicznych osiąga wartość 28 mgł. Obraz ten może być odwzorowaniem serii efuzywnej, której miąższość wzrasta ku wschodowi. Seria efuzywna nie przykrywa podłoża w całości ze względu na jego duże zróżnicowanie morfologiczne.

Urozmaicona budowa skał podłoża krystalicznego i duża zmienność facjalna nie są jednak wynikiem nałożenia się jakichś skomplikowanych procesów metamorficznych, lecz rzeźby erozyjnej, która odsłania skały przeobrażone w różnych strefach metamorficznych, oraz tektoniki uskokuwej.

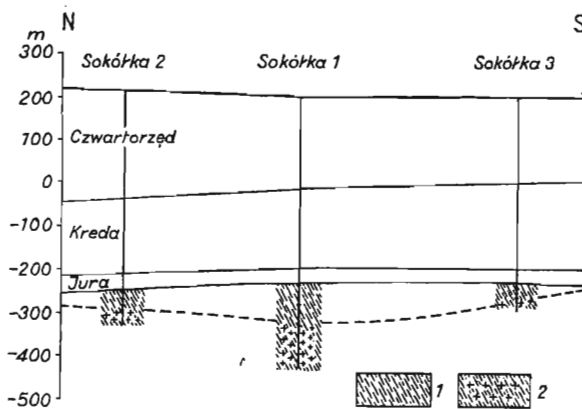


Fig 17.

Fig. 17. Przekrój północ—południe przez wiercenia w Sokółce

N — S section through Sokółka bore-holes

1 — gnejsy; 2 — migmatyty

1 — gneisses; 2 — migmatites

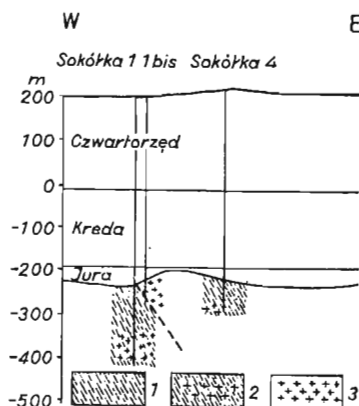


Fig 18.

Fig. 18. Przekrój zachód — wschód przez wiercenia w Sokółce

W — E section through Sokółka bore-holes

1 — gnejsy; 2 — migmatyty; 3 — granitoidy

1 — gneisses; 2 — migmatites; 3 — granitoids

Z obserwacji materiałów z wierzeń oporowych wynika, że skały zmetamorfizowane wykazują przeważnie doskonale wykształconą kierunkowość, jako foliację i laminację. Kierunkowość we wszystkich wierzeniach widoczna jest w stromym ułożeniu kierunków gnejsowości pod kątami

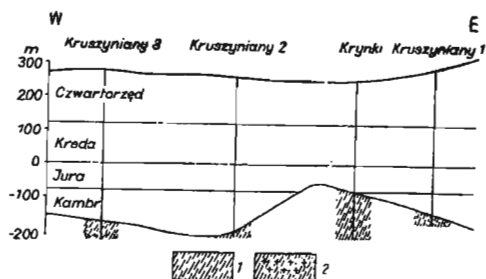


Fig. 19. Przekrój zachód — wschód przez wiercenia w Kruszynianach

W — E section through Kruszyniany bore-holes

1 — gnejsy; 2 — migmatyty

1 — gneisses; 2 — migmatites

$75 \div 90^\circ$. Jedynie w Mielniku kąty zapadania są mniejsze i wynoszą około $60 \div 70^\circ$. O kierunku zapadania gnejsów można wnioskować na podstawie pomiarów krzywizn otworów inklinometrem. Pomiaru takie zostały wykonane w Sokółce. W Sokółce 1 skały brekcji tektonicznej i skały amfibolowe zapadają najprawdopodobniej ku północnemu wschodowi, gnejsy i skały piroksanowe zapadają ku południowemu wschodowi, natomiast

w migmatytach kierunek stopniowo zmienia się na północno-wschodni. W Sokółce 2 i 3 kierunek południowo-wschodni jest stały. Na Litwie (J. Paškevičius, 1960) stwierdzono natomiast stałe utrzymywanie się kierunku północno-wschodniego w skałach archaicznych i kierunku SSW w skałach proterozoicznych.

WNIOSKI STRATYGRAFICZNE

Wyniki obserwacji mikroskopowych, badania chemiczne i mikroteksturalne, analiza facjalna oraz porównania z podobnymi skałami prekambryjskimi stwarzają kryteria pozwalające na wysnuć niektórych wniosków związanych z problematyką przejawów metamorfizmu w krystalniku podłoża północno-wschodniej Polski. Problematyka ta wynika w związku ze schematem stratygraficznym, którego rozwiązanie polega na: ustaleniu ilości i kolejności faz metamorficznych w podłożu północno-wschodniej Polski oraz na określeniu wieku faz przeobrażeń.

Całkowite rozwiązanie tego zagadnienia w chwili obecnej nie jest możliwe. Trudności w rozwiązywaniu problemów wynikają z ograniczonych możliwości dotarcia do skał krystalicznych, które udostępnione zostały punktowymi nakłuciami wierceń i to tylko utworów występujących w najbardziej stropowych partiach podłoża.

Na podstawie wyników analizy facjalnej i mikroteksturalnej można sądzić, że procesy metamorficzne przebiegały w kilku — co najmniej w trzech etapach (tab. 3). Pierwszy etap przeobrażeń polegał na zmetamorfizowaniu skał w warunkach facji hornfelsowej (Sokółka, Kruszyniany). W rozdziale dotyczącym analizy facjalnej zwróciłem uwagę na możliwości istnienia rozbieżności w czasie tworzenia się skał Sokółki — Kruszynian z jednej oraz Mielnika z drugiej strony. Utwory Mielnika mogą być zatem młodsze od skał Sokółki — Kruszynian. Podobnego typu skały hornfelsowe znane są z archaicznych kompleksów innych obszarów, przy czym przeważnie reprezentują one ogniwa stratygraficznie najniższe.

Drugi etap metamorfizmu przebiegał w warunkach wyższych ciśnień niż w etapie pierwszym i odpowiadał subfacji sylimanitowo-almandynowej (Kruszyniany — Sokółka). W etapie tym zachodził zgnejsowanie skał facji hornfelsowej. Równocześnie skały z Mielnika mogły znaleźć się w strefie intensywnych przeobrażeń facji granulitowej.

Trzeci etap metamorfizmu charakteryzuje się temperaturami i ciśnieniami graniczącymi z punktem częściowego upłynnienia jasnych składników skały. W skałach występujących w osłonie migmatytów obserwuje się jednocześnie procesy granityzacji.

W końcowym odcinku każdego etapu metamorficznego tworzyły się intruzje granitoidowe. Na przykładzie tych skał, które przecinają skały metamorficzne, można wyróżnić trzy etapy magmowe.

Pierwszy etap magmowy pozostawił ślady w postaci utworów pegmatytowych pierwszej generacji (W. Ryka, 1961 a), przeobrażonych w etapie zgnejsowania hornfelsów — „boudinage“. Pomiedzy drugim i trzecim etapem metamorficznym utworzyć się mogły gruboziarniste granitoidy z Sokółki 1. Granitoidy pomigmatytowe są pospolite. Tworzą one dajki przecinające skały metamorficzne równoległe lub prostopadłe do kierunku gnejsowości. Reprezentowane są przez czerwonawe, średnioziar-

niste skały. Okres tworzenia się tych skał można by nazwać etapem dajkowym. Cykl tworzenia się dajek jest sukcesywny w stosunku do przemian metamorfizmu regionalnego. Zwykle w okresie regresji czynników wywołujących zjawiska metamorficzne tworzą się spekania wypełnione materiałem granitowym. Podobne zjawiska znane są na tarczy ukraińskiej (N. P. Semenenko, 1957). W zakończeniu drugiego i trzeciego etapu metamorficznego przebiegały ruchy różnicowe wywołujące mylonityzację. Ruchy te mogły wynosić skały w zasięg działalności czynników hipergeniczych. Mogły one wywoływać również wewnętrzne przemieszczenia pakietów skalnych.

Określenie wieku skał utworzonych w poszczególnych etapach metamorficznych możliwe jest dzięki bezwzględnemu datowaniu geologicznemu, przeprowadzonemu metodą A^{40}/K^{40} na biotytach. Wyniki kilku oznaczeń wieku bezwzględnego skał podłoża krystalicznego zostały przedstawione przez A. Łaszkiwicza (1960):

sjenit z Elku	— $0,63 \cdot 10^9$ lat;
gnejsy z Sokółki 1	— $1,26 \cdot 10^9$ „
gnejsy zgranityzowane z Sokółki 1	— $1,38 \cdot 10^9$ „
gnejsy z Krynek	— $1,60 \cdot 10^9$ „

Prawdopodobne jest, że obniżenie wartości wieku skał górnego odcinka profilu Sokółka 1 wywołane zostało przeobrażeniami diaforycznymi. Możliwe jest również, że gnejsy i łupki reprezentują okres metamorfizmu osadów wykształconych pomiędzy drugim i trzecim etapem metamorficznym. O młodszym charakterze skał górnego odcinka profilu Sokółka 1, związanych z trzecim etapem metamorficznym, świadczyć mogą również mikroteksturalne diagramy konturowe filonitów i łupków kwarcowo-magnetytowych, wskazujące na odrębny typ wykształcenia B-tektonitów IV rodzaju, odbiegający wyraźnie od pozostałych typów diagramów. Zagadnienie to skomplikowane jest ponadto wskutek rozwiercenia skał na odcinku ewentualnego przejścia od serii starszej do młodszej. Wydobyty rdzeń był pokruszony i przedstawiał luźne kawałki skały amfibolowej, skały zsyderytyzowanej i skalcytyzowanej, łupków amfibolowych, łupków kwarcowo-magnetytowych, utworów żyłowych pierwszej generacji i gnejsów laminowanych. W zespole tym łupki kwarcowo-magnetytowe mogły wyznaczać ewentualną granicę obu serii (A. A. Polkanow, 1953), w którą wdarła się dajka granitoidowa wykorzystująca strefę nieciągłości.

Bardziej zawiła sytuacja wynika w związku z najslabiej zmetamorfizowanymi utworami brekcji tektonicznej. Występujące tu utwory należą do filonitów, piaskowców i przypuszczalnie filitów. J. Znosko (1960) pod wpływem moich uwag, własnych obserwacji rdzenia i porównań ze skałami Krzywego Rogu przyjmuje zdecydowanie granicę pomiędzy „zielenicami“ i słabiej zmetamorfizowanymi skałami górnej części profilu Sokółki 1 („fylitami“). „Fylity“ zalicza on do najwyższego ogniwa młodszego prekambriu, a gnejsy i migmatyty do starszego proterozoiku.

Odmienny pogląd reprezentuje O. Juskowiak (1961), który zalicza utwory metamorficzne do starszego proterozoiku, a skały plutoniczne do młodszego proterozoiku. O proterozoicznym wieku skał podłoża ma świadczyć według A. Łaszkiwicza (1960) fakt przyłączenia się w tym okresie geosynkliny do obrzeżenia platformy wschodnio-europejskiej. Natomiast

w opracowaniu utworów podłoża północno-wschodniej Polski, przygotowanym przeze mnie wraz z O. Juszkowiakiem (1961), sugerowałem wiek metamorficznych skał podłoża odpowiadający dolnemu i górnemu archaikowi, według schematu J. I. Połowinkinej (1953) i N. P. Semenienki (1953). Pogląd ten w świetle badań uzupełniających nie uległ zmianie. Proponowany schemat skał podłoża krystalicznego przedstawiony został w tabeli 5.

Tabela 5

Proponowany schemat stratygraficzny utworów prekambryjskich podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski na przykładzie wierceń w Sokółce, Kruszynianach i Mielniku

Proterozoik	górný	Sjenit z Ełku (i Pisu ?)
	dolny	Kwarcyty z Ostrowi Mazowieckiej i Pisu, ortoamfibolity z Pisu
Archaik	górný	Dajki plutoniczne z Sokółki, granitoidy z Wisznic, Krasnopola, Ostrowi Mazowieckiej, anortozyt z Suwałk, gabro z Pisu
		Katakazyty i mylonity Migmatyty (III etap metamorficzny)
	dolny	Granitoidy z Sokółki 1 Katakazyty i mylonity. Gnejsy z Sokółki, Kruszynian oraz granulity z Mielnika (II etap metamorficzny)
		Pegmatoidy najstarszej generacji Hornfelsy z Sokółki i Kruszynian (I etap metamorficzny)

Z porównania skał krystaliniku północno-wschodniej Polski z podobnymi prekambryjskimi skałami wynika, że hornfelsy z Sokółki i Kruszynian prawdopodobnie utworzyły się w dolnym archaiku i odpowiadają suprakrustalnym skałom z Ukrainy, gnejsom leptytowym z Finlandii, paragnejsom ze Smiłowicz oraz łupkom i gnejsom biotytowym z Prenów. Etap zgnejsowania przypada prawdopodobnie na okres intruzji kirowo-gradzko-żytomierskich granitów, którym odpowiadają również granity Pińska i Mińska. Intruzjom ośnickim odpowiada prawdopodobnie etap migmatytyzacji gnejsów, równoczesny z tworzeniem się formacji botnickiej. Grupa skał plutonicznych (sjenit z Ełku) związana jest prawdopodobnie z wykształceniem się serii owruckiej, kompleksu korosteńskiego lub granitu rapakiwi.

Powyższe rozważania wiekowe przedstawione zostały w sposób dyskusyjny, gdyż w chwili obecnej nie jest jeszcze możliwe skonstruowanie jednoznacznego schematu stratygraficznego.

PIŚMIENICTWO

- BARTH T. F. (1948) — Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations. *J. Geol.*, **56**, p. 50—60. Chicago.
- ХОТЬКО Ж. П., БОНДАРЕНКО Б. В. (1957) — Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части русской платформы. *Сов. геол.*, **59**, стр. 3—24. Москва.
- CRAMPTON C. B. (1958) — Muscovite, biotite and quartz fabric reorientation. *J. Geol.*, **66**, p. 28—34. Chicago.
- DALINKEVICIUS J. A., GUDELIS V. K. (1960) — Geological structure of the Lithuanian SSR. Report of XXI Session Norden., **21**, p. 119—130. Copenhagen.
- DRESCHER-KADEN F. K. (1954) — Zur Darstellung des Regelungsgrades eines Gefüges. *Tschermak's Mitt.*, **4**, p. 159—177. Wien.
- ESKOLA P. (1914) — On the petrology on the Orijärvi Region in Southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finl.*, **40**, pp. 227. Helsingfors.
- ESKOLA P. (1915) — On the relations between the chemical and mineralogical compositions in the metamorphic rocks on the Orijärvi Region. *Bull. Comm. géol. Finl.*, pp. 107. Helsingfors.
- ESKOLA P. (1925) — On the petrology of Eastern Fennoscandia. *Fennia*, **45**, pp. 93, nr 19. Helsinki.
- ESKOLA P. (1927) — Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finland. *Forsch. Min.*, **11**, p. 57—112. Jena.
- ESKOLA P. (1933) — Extrait des comptes rendus de la Société géologique de Finlande. **7**, p. 47—48. Helsingfors.
- ESKOLA P. (1936) — A paragenesis of gedrite and cummingtonite from Ispää in Kalvola, Finland. *Soc. géol. Finl.*, **9**, p. 475—487. Helsingfors.
- ФЛОПЕНСКИЙ В. П., ЛИПИНСКАЯ Т. А. (1952) — Материалы по петрографии архейских пород центральной и восточной частей русской платформы по результатам глубокого бурения. *Докл. Акад. Наук СССР*, **83**, стр. 141—144. Москва.
- ФОТИАДИ Э. Э. (1956) — О строении кристаллического фундамента русской платформы по данным опорного бурения и региональных геофизических исследований. *Докл. Акад. Наук СССР*, **110**, стр. 440—443. Москва.
- FYFE W. S., TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1958) — Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Am.*, **73**, pp. 239. New York.
- GAWEL A. (1959) — Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich. *Blul. Inst. Geol.*, **149**, p. 107—1115. Warszawa.
- ГЕЙСЛЕР А. Н. (1956) — Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части русской платформы. Материалы по геологии Европейской территории СССР, новая серия, **14**, стр. 174—184. Москва.
- GOLDSCHMIDT V. M. (1911) — Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-gebiet. *Videnskr. Selskr. Skr. Mat. Natur.*, **1**. Oslo.
- GÖRLICH E., BADAŁ J., MORAWSKI T. (1960) — Badania petrochemiczne skał podłoża krystalicznego nawierconego w Wejsunach koło Pisu. *Kwart. geol.*, **4**, p. 845—865, nr 4. Warszawa.
- GRUBENMANN U. (1910) — Die kristallinen Schiefer. Berlin.

- HAFF J. C. (1936) — Preparation of petrofabric diagrams. *Am. Miner.*, 23, p. 534—574. Washington.
- HIETANEN A. (1954) — Kyanite, andalusite and sillimanite and the schists in Buehls Quadrangle, Idaho. *Amer. Miner.*, 39, p. 331—332. Washington.
- JUSKOWIAK O. (1961) — Geologia prekambriu na Niziu Polskim. *Geologia Regionalna Polski — Níž Polski* (w przygotowaniu do druku).
- JUSKOWIAK O., RYKA W. (1961) — Uwagi o skałach prekambryjskich z wierceń w północno-wschodniej Polsce — komunikat wstępny. *Pr. Inst. Geol.*, (w przygotowaniu do druku).
- LADURNER J. (1951) — Beiträge zur Typisierung von Quarzfallen. *Tschermak's Mitt.*, 2, p. 47—66. Wien.
- LASZKIEWICZ A. (1960) — Skały i minerały krystalicznego podłoża Niziu Polskiego. *Kwart. geol.*, 4, p. 819—824, nr 4. Warszawa.
- МАХЛИН Е. М. (1952) — Докембрий южной части Белорусской ССР. *Докл. Акад. Наук СССР*, 84, стр. 571—573. Москва.
- МАХНАЧ А. С., СТЕФАНЕНКО А. Я., ЦАПЕНКО М. Н., КОЗЛОВ М. Ф. (1957) — Краткий очерк геологии Белоруссии. Изд. Акад. Наук БССР. Москва.
- MAŁKOWSKI S. (1927) — O budowie geologicznej północno-zachodniego naroża masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 4, p. 1—52, nr 1¹—2. Warszawa.
- METZGER A. (1945) — Zur Geologie der Inseln Alö und Kyrklandet in Pargas-Parainen, S. W. Finland. *Acta Acad. Aboensis Mat. Phys.*, 15, pp. 103. Abo.
- MORAWSKI T. (1961) — Utwory krystaliczne z wiercenia Krynki. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* (w druku).
- ПАП А. М. (1959) — Основные породы кристаллического фундамента Белорусско-Литовского массива. *Докл. Акад. Наук СССР*, 125, стр. 1341—1344. Москва—Ленинград.
- PAŠKEVIČIUS J. (1960) — The crystalline substratum in the south of the east Baltic territory. *Collected Papers for the XXI Session of the Inter. Geol. Congress*, p. 23—27. Wilno.
- ПЭК А. В. (1935) — Материалы по тектонике Хибин. *СОПС. Материалы по петр. геох. Кольского II-ва*, 1, стр. 9—11, ч. 6. Москва.
- ПОЛКАНОВ А. А. (1953) — Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. *Труды Лаб. Геол. Докембрия*, 2, стр. 11—28. Москва — Ленинград.
- ПОЛОВИНКИНА Ю. И. (1953) — Стратиграфия, магнетизм и тектоника докембрия Украинской ССР. *Труды Лаб. Геол. Докембрия*, 2, стр. 47—71. Москва—Ленинград.
- RADZISZEWSKI P. (1925) — Opis mikroskopowo-petrograficzny skał krystalicznych wołyńskich na południe od rz. Słucz. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 3, p. 225—270. Warszawa.
- RAMBERG H. (1952) — The origin of metamorphic and metasomatic rocks. pp. 300. Chicago.
- RYKA W. (1961a) — Skały metamorficzne podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce (Kruszynie, Krynki, Mielnik). *Kwart. geol.*, 5, p. 242—267, nr 2. Warszawa.

- RYKA W. (1961b) — Skały metamorficzne podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce (Sokółka). *Kwart. geol.*, 5, p. 270—297, nr 2. Warszawa.
- SANDER B. (1930) — *Gefügekunde der Gesteine*. Wien.
- SEDERHOLM J. J. (1913) — Über Entstehung der migmatitischen Gesteine. *Geol. Rdsch.*, 4, p. 174—185. Leipzig—Berlin.
- SEDERHOLM J. J. (1923) — On migmatites and associated precambrian rocks of Southwestern Finland, part 1, the Pelling Region. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 58, pp. 153. Helsingfors.
- SEDERHOLM J. J. (1926) — On migmatites and associated precambrian rocks of Southwestern Finland, part 2, the Region around the Báröunds fjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Area. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 77, pp. 143. Helsinki.
- SEDERHOLM J. J. (1932) — On the geology of Fennoscandia with special reference to the precambrian. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 98, pp. 30. Helsinki.
- SEDERHOLM J. J. (1934) — On migmatites and associated pre-cambrian rocks of Southwestern Finland, part 3, the Åland Islands. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 107, pp. 68. Helsinki.
- СЕМЕНЕНКО Н. П. (1953) — Докембрий Украинской ССР. Труды Лаб. Геол. Докембрия, 2, стр. 24—43. Москва—Ленинград.
- СЕМЕНЕНКО Н. П. (1957) — Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Изд. Акад. Наук УССР. Киев.
- SCHEUMANN K. H. (1937) — Metatexis und Metablastesis. *Min. Petr. Mitt.*, 48, p. 402—412. Zürich.
- SMULIKOWSKI K. (1948) — Notatki petrologiczne z okolic Korca i doliny Słuczy na Wołyniu. *Arch. miner.*, 17 (1947), p. 1—89. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. (1958) — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. *Studia geol. pol.*, 1. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J. (1959) — Projekt mapy tektonicznej Polski jako część mapy tektonicznej Europy. *Kwart. geol.*, 3, p. 1—22, nr 1. Warszawa.
- СУДОВИКОВ Н. Г. (1954) — Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Труды Лаб. Геол. Докембрия, 4, стр. 1—196. Москва—Ленинград.
- ШУРКИН К. А. (1957) — К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. Труды Лаб. Геол. Докембрия, 7, стр. 74—108. Москва—Ленинград.
- TARASS N. (1960) — Badania geofizyczne w okolicach Krynek i opracowanie ich wyników. *Kwart. geol.*, 4, p. 801—816, nr 3. Warszawa.
- TERTSCH H. (1954) — Bemerkungen zum Problem der Gefügesfestigkeit. *Tschermak's Mitt.*, 4, p. 225—231. Wien.
- ВАРДАНАНЦ Л. А. (1958) — Геологическое строение СССР. Госгеолтехиздат, 1, стр. 72—74, 2, 26—28, 3, 11—14. Москва.
- WIESER T. (1956) — Petrofabric analysis of topaz greisen from the Iser Mountains (Poland). *Arch. miner.*, 19, (1955), p. 75—87, nr 1. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1959) — Projekt robót geologicznych dla obszaru północno-wschodniej Polski. *Arch. Inst. Geol. (maszynopis)*. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1960) — Uwagi o stratygrafii podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, 4, p. 281—288, nr 2. Warszawa.

Вацлав РЫКА

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ПОЛЬШИ НА ОСНОВАНИИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИЗ СОКУЛКИ, КРУШИНЯН И МЕЛЬНИКА

Резюме

В работе автор опирается на петрографическом изучении кернов из скважин: Сокулка 1, 2, 3, Крушиняны 1, 2, Крынки и Мельник (В. Рыка, 1961 а, б). Излагаются результаты микроструктурного анализа горных пород фундамента и их фациальный анализ. Проводится сравнение метаморфических пород и докембрия соседних стран. Сделаны выводы относительно геологического строения фундамента северо-восточной Польши. В заключении даются выводы по стратиграфии.

Из микроструктурного анализа следует, что породы из кровли разреза Сокулки 1 (филлониты и кварцево-магнетитовые сланцы) проявляют ориентировку В-тектонитов IV типа. Гнейсы являются сложными S + В-тектонитами II типа с двумя максимумами, а мигматиты таким же самым типом, как гнейсы с четырьмя максимумами. Последний тип тектонита чаще появляется и в других скважинах. Самым древним тектонитом является В-тектонит II типа с двумя максимумами, на которые накладываются два следующих максимума в следствие мигматизации, т. е. реорентировки кварца в мобиллизате. Позднейшим является S-тектонит и В-тектонит IV типа возникший вследствие сложных дифференциальных движений приводящих главным образом к дезинтеграции зерен кварца.

Из фациального анализа следует, что в кристаллическом фундаменте отмечается по крайней мере три этапа метаморфоза (табл. 3).

Первый этап проходил одинаково в породах Сокулки и Крушиняны. В этом этапе образовались роговики. Второй этап тоже сказывается сходно в целом районе, а метаморфоз происходил в силлиманит-альмандиновой субфации. Роговики тогда преобразились в гнейсы с перестройкой минерального состава (возникновение силлиманита, алмандина вместо андалузита, кордиерита, мусковита и калиевого полевого шпата). В то-же самое время в Мельнике происходил метаморфоз в гранулитовой фации. В третьем этапе породы подверглись мигматизации в условиях силлиманит-альмандиновой субфации вместе с частичным реоморфическим расплавлением вещества.

В третьем этапе происходили явления гранитизации. В кровле мигматитов возникают очковые гнейсы, а в них происходит миграция компонентов характерная для гранитизации. Наоборот мигматиты отличаются изохимическим характером. На примере пород из Сокулки можно выделить три фронта метасоматических изменений:

- 1) фронт базификации выражающийся в возникновении амфиболитов роговообманковых и пироксеновых пород;
- 2) фронт калиевый сказывающийся в появлении очковых гнейсов и мигматитов;
- 3) фронт натриевый подчеркнутый образованием мигматитов обогащенных мусковитом, альбитом и микроклином. Отмечается отсутствие белых альбитовых гранитов (А. Гавел, 1959).

Сравнение пород фундамента с соседними докембрийскими образованиями указывает, что роговики из Сокулки и Крушинян вероятно соответствуют супра-крупальным породам Украины, лептитовым гнейсам Финландии, парагнейсам из Смилович и биотитовым гнейсам из Приеней. Это породы архейского возраста. Этап преобразования в гнейсы приурочен вероятно к периоду кировоградско-житомирского комплекса, которому соответствуют также и граниты Пинска и Минска. Этап мигматизации соответствует вероятно осницкой интрузии, а самая поздняя группа плутонических пород может быть связана с коростенским комплексом и гранитом рапакиви. Предлагаемая стратиграфическая схема представлена на таблице 5.

По результатам бурений и геофизических исследований предполагается, что центральный район Мазурско-сувальского антеклизы, очень слабо дифференцированного в геофизическом отношении, состоит из гранитоидов. Западное окаймление этого района, отмечающееся островками положительных и отрицательных аномалий, состоит тоже из гранитоидов с проникшими в них интрузиями сиенита (Элк), анортозита (Сувалки) и габбро (Пиш). Восточная зона вытянутой гравиметрической и магнитной аномалии вдоль линии Мельник — Крыяки — Новый Двур вызвана залеганием гнейсов. На двух отрезках этой зоны проведены профили Сокулка, Крушиняны (фиг. 17, 18, 19).

Wacław RYKA

ON PROBLEMS OF THE PRECAMBRIAN SUBSTRATUM OF NORTHEASTERN POLAND, IN VIEW OF PETROGRAPHIC INVESTIGATIONS OF METAMORPHIC ROCKS FROM SOKÓLKA, KRUSZYNIANY AND MIELNIK

S u m m a r y

This paper is a summary of petrographic-chemical material previously published from the following bore-holes: Sokółka 1, 2 and 3, Kruszyńiany 1 and 2, Krynki and Mielnik (W. Ryka, 1961 a, b). In this paper the author presents the results of a petrofabric and facial analysis of these rocks, and their facial analysis. Furthermore, he compares the metamorphic rocks with similar Precambrian rocks, and draws his conclusions regarding the geological structure of the substratum of Northeastern Poland on the basis of examinations of rock samples from Sokółka, Kruszyńiany and Mielnik. Concluding, the author sets forth his stratigraphical deductions.

From the above petrofabric analysis it appears that the rocks of the upper part of the section of the Sokółka 1 section (phylionites and quartz-magnetite schists) show an orientation of B-tectonites of the 4th order. The gneisses are distinguished by complicated S + B-tectonites of the 2nd order with 2 maxima, whereas the migmatites show the same type as the gneisses, with 4 maxima. As a rule, the last tectonite type appears in the remaining bore-holes. The oldest tectonite is B-tectonite of the 2nd order with 2 maxima, on top of which 2 further maxima are superimposed due to migmatization, i.e. to a reorientation of quartz

within the mobilisate. Younger is S-tectonite and B-tectonite of the 4th order, formed due to complicated differential movements which chiefly lead to disintegration.

From facial deliberations it appears that the crystalline substratum must have undergone at least three phases of metamorphism (Table 3).

The first phase shows a similar course in the rocks encountered at Sokółka and at Kruszyński. In this phase, hornfels rocks developed. The second phase has also a similar course in this region; here, the metamorphism took place in a sillimanite-almandite subfacies. Due to this metamorphism the hornfels rocks undergo gneissification and mineral changes (sillimanite and almandite is formed in place of andalusite, cordierite, muscovite and potassium feldspar). At the same time, in Mielnik rocks of a granulite facies are formed. During the third phase the rocks became migmatized in conditions of a sillimanite-almandite subfacies adjoining the formation of a rheomorphic material.

In the third phase there occur symptoms of granitization. In the migmatite mantle, eugen gneisses are formed disclosing a migration of components characteristic for granitization. On the other hand, the migmatites show an isochemical character. Using the rock from Sokółka as example, we may distinguish three fronts of metasomatic alterations;

- 1) fronts of basification in the shape of amphibolites, as well as amphibole and pyroxene schists,
- 2) a potassium front in the shape of eugen gneisses and migmatites,
- 3) a sodium front in the shape of migmatites enriched in muscovite, albite and microcline. Noticeable is the absence of white albite granites (A. Gawel, 1959).

It appears from a comparison of the rocks of the substratum with similar Precambrian rocks that presumably the hornfels rocks from Sokółka and Kruszyński correspond to the supracrustal Ukraine rocks, the Finnish leptite gneisses, the Smilowicze paragneisses and the biotite gneisses from Preny. These rocks originated in the Archaean. The period of their gneissation probably coincided with the period of the Kirovograd—Żytomierz intrusion to which are also correlated the Pińsk and Mińsk granites. The period of migmatization probably corresponds to the Ośnick intrusions. On the other hand, the youngest group of plutonic rocks may be connected with the Korosten complex and the Rapakivi granite. The stratigraphical system suggested by the author has been presented in Table 5.

On the basis of results obtained from bore-holes and geophysical investigations it seems possible that the central area of the Masurian—Suwałki anticline, weakly differentiated from the geophysical point of view, is built of granitoids. The western periphery of this area, featured by both positive and negative island-like anomalies, is also built of granitoids into which have intruded syenite (Ełk), anortosite (Suwałki) and gabbros (Pisz); however, unidentified are the rocks which produced the Goldap anomaly. The eastern zone of the elongate gravimetric-magnetic anomaly, observed along the Mielnik — Krynki — Nowy Dwór line, has been caused by the occurrence of gneisses. In two parts of this zone, cross-sections have been drawn, at Sokółka and at Kruszyński (Figs. 17, 18, 19).