

Andrzej BOLEWSKI, Edward GÖRLICH, Jerzy BADAŁ

Studium petrologiczne podłoża krystalicznego w Ostrowi Mazowieckiej

WSTĘP

Wiercenie oporowe „Ostrów Mazowiecka IG-1“ wykonano we wsi Zalesie około 13 km na północny zachód od Ostrowi Mazowieckiej.

Podłoże krystaliczne napotkano na głębokości 1292,3 m. Nad skałami krystalicznymi przewiercono kwarcyty o nieustalonej miąższości. Kontakt kwarcytów ze skałami krystalicznymi nie został uchwycony, gdyż odcinek (1284,8 ÷ 1292,3 m), w którym on występował, nie był rdzeniowany. Wiercenie zatrzymano na głębokości 1312,0 m.

CHARAKTERYSTYKA MAKROSKOPOWA

Makroskopowo w badanej części rdzenia „Ostrów Mazowiecka IG“ wyróżnić można kwarcyty i granity.

Kwarcyty nie stanowią zasadniczo przedmiotu szczegółowych badań. Nie są one jednolite i na ogół charakteryzują się uziarnieniem drobnym, które na głębokości 1284,8 m dość ostro zmienia się na średnie, a później na grube. Są one brunatne, szaroróżowe lub zielonkawe, zlewne, twarde, a miejscami porowate. W niektórych partiach widoczne są w nich ziarna zwietrzałych skałeni.

Granity są dość jednolite. Drobne i lokalne zróżnicowania odnoszą się głównie do barwy. Są one na ogół lite i twarde, przeważnie barwy wiśniowobrunatnej z odcieniem różowym lub czerwonym. Struktura ich jest holokrystaliczna, średnioziarnista, tekstura ziarnista, bezkierunkowa. Ziarna minerałów wielkości 1 ÷ 8 mm wykształcone są panellotriomorficznie (ksenomorficznie). Skała jest w dużym stopniu zhomogenizowana, występują w niej jednak skupienia miodowozółtego i różowego kwarcu wielkości kilku do kilkunastu centymetrów.

Wśród izometrycznych metablastów skałenia alkalicznego wielkości 3 ÷ 8 mm występują nieliczne minerały magmiczne. Skałenie, jako składniki przeważające, nadają barwę całej skale, która wykazuje odcienie różowe i czerwone barwy wiśniowobrunatnej. Wynika to ze zmiennej zawartości oraz zagęszczenia pigmentu Fe_2O_3 , występującego zarówno w skałeniach, jak i w postaci żyłek wśród kwarcu.

CHARAKTERYSTYKA MIKROSKOPOWA

KWARCYTY

Skały te składają się z kwarcu w ilości około 95%. Mniej lub więcej obtoczone ziarna kwarcu wykazują faliste znikanie światła. Na poszczególnych ziarnach widoczne jest narastanie kwarcu (fig. 4). Na kontakcie otoczki regeneracyjnej z ziarnem kwarcu skupia się pył hematytowy. Podrzednie występują skalenie, hematyt i cyrkon.

GRANITY

Wzdłuż całego przewierconego profilu granitu pobrano próbki w celu sporządzenia preparatów mikroskopowych. Badania mikroskopowe nie ujawniły istotnych różnic w charakterze skały. Skład mineralny granitu waha się na ogół w wąskich granicach. W mikroskopowym obrazie skały (tabl. I, fig. 5) widać strukturę mozaikową (panallotriomorficzno-ziarnistą), w której ziarna kwarcu nierównomiernie i nieregularnie zazębiają się ze skaleniami.

Najliczniej ze skaleni reprezentowany jest mikropertyt mikroklinowy, w mniejszej zaś ilości mikroklin oraz mikropertyt ortoklazowy. Rzadko napotyka się plagioklasy.

Mikropertyt mikroklinowy występuje w ilości około 56%; reprezentowany jest przez duże, na ogół ksenomorficzne metablasty wielkości $2 \div 8$ mm. Większość osobników wykazuje faliste znikanie światła, co wskazuje na deformacje poblastyczne. Charakteryzuje się on strukturą kratkową (tabl. II, fig. 7), na której tle ujawniają się infiltracyjne przestrosty pertytowe. Te ostatnie występują w postaci cienkich włókienek, przeważnie rozmieszczonych nieregularnie, choć na ogół do siebie równoległe. Poszczególne włókienka pertytowe są w sposób skomplikowany rozgałęzione i rozczłonkowane, miejscami grubiejac przechodzą w zwarte plamy albitu. Ponadto prawie wszystkie osobniki mikropertytu zawierają drobne, nierównomiernie rozmieszczone wrostki kwarcu o kształtach zaokrąglonych. Wynika z tego, że mikropertyt mikroklinowy powstał zapewne w wyniku działalności metasomatycznej roztworów bogatych w sód.

W górnej części profilu granitu, wśród osobników mikropertytu mikroklinowego, występują drobne skupienia serycytu. Proces serycytyzacji skaleni zaznacza się do głębokości 1301,1 m.

Mikropertyt mikroklinowy został wydzielony w celu określenia stopnia jego tryklinizacji metodą rentgenograficzną. Przejście wysokotemperaturowej, nieuporządkowanej (jednoskośnej) fazy sanidynowej¹ w fazę uporządkowaną (trójskośną) mikroklinową ujawnia się na rentgenogramach proszkowych w postaci charakterystycznych prążków. Według Goldsmitha i Lavesa (1954) w miarę wzrostu uporządkowania w zespołach Si, Al refleks 131 sanidynu ulega rozdzieleniu na 131 i 131. Odstęp prążków dyfrakcyjnych 131 i 131 można przyjąć za miarę wzrostu uporządkowania (tryklinizacji) w układzie sanidyn-mikroklin. Wzrost uporządkowania powoduje rozsuwanie się tych prążków. Największa zaobserwowana

¹ Fazę sanidynową rozumiemy w znaczeniu przyjętym między innymi przez E. Görlicha w „Chemii krzemianów” (str. 326).

przez tych autorów różnica $d_{131} - d_{1\bar{3}1} = 0,08$. Jeżeli przyjmie się ją za 1, to współczynnik zamiany (k) wyniesie 12,5 ($k \cdot 0,08 = 1$), a wtedy $\Delta = 12,5 (d_{131} - d_{1\bar{3}1})$. Ten sposób obliczania Δ umożliwia sporządzenie skali odniesienia, w której skałek całkowicie uporządkowany (trójskośny) wykazuje $\Delta = 1$, nieuporządkowany zaś $\Delta = 0$. W tej metodzie pomiaru stopnia

Tabela 1

Wyniki badań rentgenograficznych mikropertytu mikroklinowego z Ostrowi Mazowieckiej*, mikroklinu z Madagaskaru i sanidynu syntetycznego

Mikropertyt mikroklinowy Ostrów Mazowiecka			Mikroklin** Madagaskar		Sanidyn** syntetyczny	
I	$2\theta\text{FeK}\alpha$ zmierzone	$d(kX)$	hkl	$2\theta\text{FeK}\alpha$ obliczone	hkl	$2\theta\text{FeK}\alpha$ obliczone
1	17,3	6,42	002 (001)	17,2	001	17,2
5	26,5	4,21	20 $\bar{1}$	26,5	20 $\bar{1}$	26,4
4	27,9***	4,007				
4	29,35	3,815	130	29,3		
1	29,8	3,760			130	29,6
4	30,8	3,638	13 $\bar{1}$	30,7	13 $\bar{1}$	31,0
5	32,35	3,468	221	32,4	11 $\bar{2}$	32,5
6	33,65	3,338			220	33,7
1	34,4	3,267	$\bar{2}02$	34,2	20 $\bar{2}$	34,3
10	34,8	3,230	040	34,8	040	34,6
			00 $\bar{2}$	34,7	002	35,0
10	35,45***	3,174				
3	37,35	3,017	131	37,3		
3	38,35	2,941	1 $\bar{3}1$	38,3		
1	39,05	2,891	$\bar{2}22$ (02 $\bar{2}$)	39,0		

* Badania rentgenograficzne mikropertytu mikroklinowego z granitu z Ostrowi Mazowieckiej wykonał J. Kubisz.

** Według Goldsmitha i Lavesa (1954).

*** Prążki albitowe nie pokrywające się z prążkami fazy mikroklinowej i sanidynowej.

Uwaga: Zdjęcie drugiej próbki mikropertytu mikroklinowego wykazywało ten sam stopień tryklinizacji, lecz mniejszą zawartość albitu. W przytoczonym diagramie prążki albitowe są bardzo wyraźne, co wskazuje na dużą jego zawartość (prawdopodobnie około 50%).

Pomiary te wykonywano z dokładnością do 0,05 mm, nie uwzględniając poprawki na absorpcję preparatu. Grubość preparatu proszkowego wynosiła $\approx 0,20$ mm. Intensywność prążków oceniano wizualnie.

tryklinizacji konieczne jest stosowanie techniki zapewniającej dobrą rozdzielczość prążków rentgenowskich. Zdjęcia proszkowe wypreparowanego mikropertytu mikroklinowego wykonano w kamerach o średnicy 114 mm promieniowaniem filtrowanym $\text{FeK}\alpha$. Wyniki pomiaru $2\theta\text{FeK}\alpha$ wraz z odpowiadającymi im odległościami płaszczyzn sieciowych d (w kX) zestawiono w tabeli 1, obok wyliczonych przez Goldsmitha i Lavesa dla sanidynu i mikroklinu wartości $2\theta\text{FeK}\alpha$. W tabeli 1 podano tylko te wartości 2θ wyliczone dla mikroklinu i sanidynu, które są najbardziej zbliżone do wartości 2θ zmierzonych dla badanego mikropertytu. Przedstawione w tej tabeli wyniki wskazują na obecność trzech faz (w kolejności ich przybliżonej zawartości): mikroklin, albit i sanidyn². Stopień tryklini-

² Sanidyn stwierdzono w badaniach rentgenograficznych, w obserwacjach mikroskopowych fazę tę określano jako ortoklaz.

zacji $\Delta = 12,5 \cdot (3,017 - 2,941) = 12,5 \cdot 0,076 = 0,95$. Jest on wysoki. Wskazuje to na zaawansowane uporządkowanie skałenia.

Mikroklin niespertytyzowany tworzy drobne ziarna wielkości do 0,1 mm, wykształcone ksenomorficznie z typową strukturą kratkową. Nie dostrzeżono w nich przerostów pertytowych, jak również wrostków kwarcu. Ilość mikroklinu niezmiennego w skale wynosi około 1,8%.

Mikropertyt ortoklazowy ujawnia na świeżym tle wrostki pertytowe. Włókienka pertytowe są na ogół cienkie, a tylko miejscami grubsze aż do utworzenia zwartych plam albitu. Są one w skomplikowany sposób rozgałęzione, jednak w przybliżeniu równoległe do siebie. Rozmieszczenie wrostków pertytowych w kryształach jest nierównomierne i sporadyczne. Zawartość mikropertytu ortoklazowego jest nierównomierna. W niektórych częściach rdzenia brak go zupełnie. Tworzy on duże osobniki wielkości do 4 mm wykształcone hipidiomorficznie. Prawie wszystkie osobniki uległy deformacjom pobrałastycznym, co znajduje odbicie w falisto-punktowym znikaniu światła. Ten typ pertytu zdaje się wskazywać na zmiany ortoklazu spowodowane infiltracją roztworów bogatych w sód.

Plagioklasy pojawiają się rzadko i tylko w nieznacznej ilości. Tworzą one drobne ziarna, dość często zbliżone według prawa albitowego. Rzadziej występują plagioklasy z wrostkami pertytowymi w postaci większych ziarn do 2 mm. Natomiast wrostki pertytowe w tych ziarnach były podobne swym charakterem do włókienek pertytowych w mikroklinach. Niekiedy obserwować można obrastanie ziarn kwarcu przez plagioklaz, przy czym granica ziarn kwarcu nie jest ostra.

Kwarc występuje w ilości około 31,1%. Tworzy on przeważnie ksenomorficzne ziarna wielkości $0,05 \div 0,4$ mm. Większe ziarna wykształcone są jako odrębne osobniki, niekiedy zrastające się nieregularnie. Miejscami drobne ziarna tworzą cienkie nieregularne żyłki wśród grubiej ziarnistych skałeni. Pospolite są również drobne, soczewkowate wrostki w skałeniach, zwłaszcza w mikropertytach mikroklinowych. Prawie we wszystkich ziarnach kwarcu obserwuje się faliste znikanie światła, świadczące o pobrałastycznej ich deformacji.

Minerały barwne są bardzo rzadkie i nieliczne. Reprezentują je resztki amfiboli oraz w niektórych odcinkach rdzenia biotyt.

Amfibole reprezentowane przez hornblendę zwyczajną są obecne tylko w górnej części nawierconego krystalniku. Hornblenda tworzy silnie schlorytyzowane odosobnione skupienia, wykazując pomiędzy nicołami równoległymi ślady odbarwienia oraz słaby pleochroizm.

Biotyt obserwowano w skałach nawierconych na głębokości 1301,1 \div 1307,1 m oraz 1309,7 \div 1311,5 m. Zawartość jego wynosi około 1,1%. Tworzy małe blaszkowate ziarna wielkości do 0,1 mm rozmieszczone nierównomierne. Biotyt występuje niekiedy w skupieniach z chlorytem i tlenkami żelaza³. Czasem ziarna jego ooczone są obwódką tlenków żelaza. Wykazuje silny pleochroizm α — jasnożółta, β i γ — zgniozielona.

Z prac E. Hellnera i R. Eulera (1957) wynika, że własności optyczne biotyty zmieniają się w zależności od temperatury jego powstawania.

³ Biotyt jest silnie zmieniony, co utrudnia ustalenie jego charakteru. Prawdopodobnie był zasobny w żelazo.

Zmianom ulegają kąt osi optycznych oraz współczynniki załamania światła. W biotycie granitu z Ostrowi Mazowieckiej kąt osi optycznych jest mniejszy od 15° , co wskazywałoby na powstanie jego w temperaturze niższej od 650°C .

Hematyt i inne tlenki żelaza występują w ilości około 5,1%. Przeważnie tworzą one nieregularne skupienia, rzadziej występują w pojedynczych ziarnach. Tlenki żelaza towarzyszą dość często chlorytowi, a niekiedy także biotytowi. Są to zapewne produkty rozkładu pierwotnych minerałów ciemnych. W niektórych preparatach tworzą one wypełnienia cienkich szczelin.

Cyrykon w niewielkiej ilości obecny jest prawie we wszystkich preparatach. Ziarna wykształcone są przeważnie hipidiomorficznie. Występuje często w pobliżu skupień chlorytu, a czasami biotyту. Nie zauważono jednak obwódek pleochroicznych. Nawiązując do pracy W. Piyadasy (1957) zmierzono wielkości elongacji ziarn cyrkonu. Pomiary wykonano na preparatach mikroskopowych, zwracając uwagę na wykształcenie ziarn. Obserwacje wykazały, że ilość ziarn o wykształceniu idiomorficznym sięga 10%. Pomiary wykonywano na ziarnach wykształconych hipidiomorficznie i idiomorficznie, nie biorąc jednak pod uwagę przekrojów prostokątnych

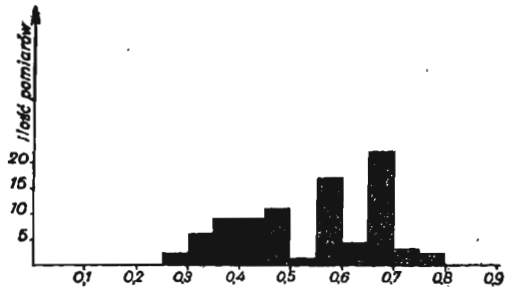


Fig. 1. Wyniki pomiarów elongacji ziarn cyrkonu w granicie z Ostrowi Mazowieckiej
Results of measurements of elongation of zircon grains in the Ostrow Mazowiecka granite

Tabela 2

Skład mineralny granitów z Ostrowi Mazowieckiej

(średnia z 7 pomiarów wykonanych przy pomocy stolika integracyjnego)

Składnik	Zawartość % wag.
Mikropertyt mikroklinowy i ortoklazowy	56,6
Kwarc	31,1
Mikroklin	1,8
Chloryt wraz z resztkami hornblendy	4,3
Biotyt	1,1
Tlenki żelaza	5,1

do osi Z i zbliżonych. Wyniki pomiarów elongacji przedstawiono na wykresie (fig. 1). Wynika z nich, że mamy tu dwie charakterystyczne wielkości elongacji: $0,3 \div 0,5$ i $0,55 \div 0,70$. Te wartości według W. Piyadasy (1957) są charakterystyczne dla granitów metamorficznych i gnejsów. Z minerałów wtórnych występuje chloryt.

Skład chemiczny granitu z Ostrowi

Składnik	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₅	FeO	MgO	MnO	CaO
Próbka z głębokości 1306,6— —1307,1	71,84	12,59	2,41	1,83	0,32	0,05	0,42

Analizował T. Morawski

Chloryt reprezentowany jest w całym rdzeniu w ilości około 4,3%. Powstał on jako produkt chlorytyzacji minerałów maficznych. Wykształcony jest głównie w postaci nieregularnych drobnoluseczkowatych skupień. Towarzyszą im niemal zawsze tlenki żelaza, a niekiedy również biotyt (tabl. I, fig. 6).

W celu określenia zawartości poszczególnych minerałów splanimetrowano 7 preparatów na stoliku integracyjnym, określając procentową zawartość minerałów. Wyniki tych pomiarów przedstawiono na tabeli 2.

SKŁAD CHEMICZNY GRANITU Z OSTROWI MAZOWIECKIEJ I JEGO CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNO-CHEMICZNA

W celu określenia składu chemicznego granitu z Ostrowi Mazowieckiej wykonano analizę chemiczną próbki pobranej z głębokości 1306,6 ÷ ÷ 1307,1 m (tabela 3). Porównując wyniki przeliczenia analizy chemicznej z wynikami uzyskanymi na podstawie planimetrowania preparatów stwierdzić można pewne różnice między nimi. Ilość skałeni wykazana planimetrowaniem powinna być większa, ilość zaś kwarcu mniejsza. Te różnice wynikają z tego, że dokładne określenie zawartości minerałów metodą integracji wymagałoby, jak to wynika ze statystyki matematycznej, splanimetrowania bardzo dużej ilości preparatów wobec dużych rozmiarów ziarn skałeni (do 4 mm).

Wyniki badań spektrochemicznych przytoczone w tabeli 5 wskazują na bardzo małą zawartość pierwiastków śladowych. Ubóstwo pierwia-

Tabela 4

Skład normatywny C.I.P.W. oraz parametry granitu z Ostrowi Mazowieckiej

a) Skład normatywny C.I.P.W.:

Mineral	%		
ap	0,34		
il	0,67	Minały jasne (skałenie i kwarc)	92,85%
mt	3,50		
C	0,32	Minały ciemne (ogółem)	6,51%
Q	28,58	Minały nieprzejrzyste	4,17%
hy	1,68	Minały skałeniowe	64,27%
or	37,40		
ab	25,69		
an	1,18		

b) Parametry Zawarickiego

a = 15,44	f' = 60,0	n = 42,17
b = 0,49	m' = 8,5,	t = 0,37
c = 4,69	c' = 31,5	φ = 46,82
s = 79,38		

Obliczenia wykonał E. Görlich

Tabela 3

Mazowieckiej w % wagowych

K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O +	H ₂ O—	S	V ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	ZrO ₂
6,33	3,04	0,35	0,14	0,72	0,06	—	0,004	0,0002	śl.

stków śladowych w granicie z Ostrowi Mazowieckiej wskazuje jednak, zgodnie z E. W. Heinrichem (1956), na jego prawdopodobne pochodzenie ze skał kwarcowych o małej zawartości substancji ilastych.

Tabela 5

Wyniki przeliczeń kwasowości granitu z Ostrowi Mazowieckiej i granitu średniego

Kwasowość skał	Granit z Ostrowi Mazowieckiej	Granit średni z 546 analiz wg Daly'ego
Kwasowość skały	7,60	7,56
Kwasowość (średnia) kationów metali w skale	3,47	3,68
Kwasowość (średnia) kationów metali bez glinu (jako metalu wchodzącego w skład złożonych anionów glinokrzemowych)	1,52	1,63

Obliczenia wykonał E. Görlich

Na podstawie analizy chemicznej wyliczono skład normatywny C.I.P.W. oraz parametry Zawarickiego (tabela 4), a także kwasowość skały metodą E. Görlicha (tabela 5).

PROJEKCJA ZAWARICKIEGO

Projekcja Zawarickiego (fig. 2) jest bardziej złożona niż inne, pozwala jednak uzyskać więcej danych porównawczych. Wyższe położenie na wykresie projekcji granitu z Ostrowi Mazowieckiej w stosunku do projekcji średniego granitu wskazuje na większą zawartość krzemionki, bardziej kwaśny i mniej femiczny charakter tego granitu. Punkt zaczepienia wektora na płaszczyźnie ASB leży dla granitu z Ostrowi Mazowieckiej bardziej na prawo niż dla średniego granitu, co wskazuje na większą zawartość skaleni alkalicznych. Natomiast położenie punktu zaczepienia wektora na płaszczyźnie CSB bardziej na prawo niż odpowiedniego punktu dla granitu średniego wskazuje na mniejszą zawartość normatywnego anortytu. Krótkość wektorów granitu z Ostrowi Mazowieckiej oznacza większą zawartość żelaza. Strome ułożenie wektora na płaszczyźnie ASB wskazuje na większą zawartość sodu w skaleniach. Krótkość wektorów łączy się też z małą zawartością magnezu. Bardziej poziomy przebieg wektora na płaszczyźnie ASB wskazuje na większą zawartość wapnia niż magnezu. Pozwala to również wnioskować, że w skale występują amfibole i biotyt, nie zaś pirokseny lub tym bardziej oliwiny.

W świetle tej projekcji granit z Ostrowi Mazowieckiej przedstawia w porównaniu ze średnim granitem skałę bardziej kwaśną, zawierającą więcej krzemionki, z większą zawartością skaleni alkalicznych bogatszych w potas oraz zasobniejszą w żelazo. Składnika anortytowego jest tu znacznie mniej niż w granicie średnim, z minerałów ciemnych występują amfi-

bole i biotyt. Wnioski te są zgodne z wynikami badań mikroskopowych. Skala ta mieści się w ramach rodziny granitu. Ponieważ nie wykazuje struktury i tekstury skały głębinowej, przeto można ją określić jako me-

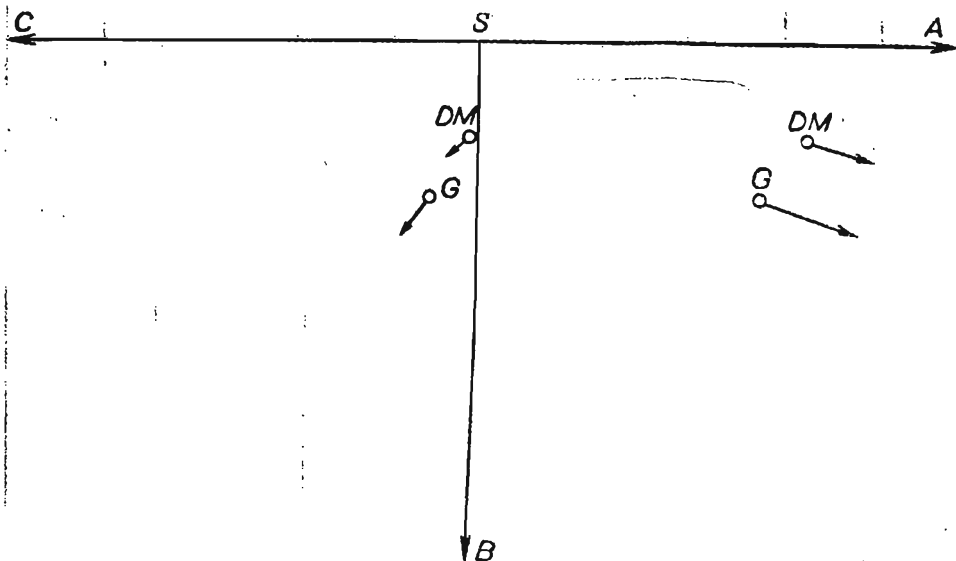


Fig. 2. Projektcja Zawaritskiego. DM — granit z Ostrowi Mazowieckiej, G — granit (średnia z 546 analiz według Daly'ego)

Zavaritsky's projection. DM — granite from Ostrow Mazowiecka, G — granite (average of 546 analyses according to Daly)

somatyczny granit alkaliczny. Jej skład chemiczny, podobnie jak skład mineralny, odpowiada leukogranitom alkalicznym.

GENEZA GRANITU NAWIERCONEGO W OSTROWI MAZOWIECKIEJ ⁴

Parageneza mineralna stwierdzona w granicie z Ostrowi Mazowieckiej przeczy możliwości jego powstania w wyniku krystalizacji magmy. Brak struktur typowych dla skał krystalizujących w pobliżu eutektyku granitowego tym bardziej skłania do przypuszczenia, że jest to granit diatektyczny, innymi słowy, że jest on produktem procesów metamorfizujących i metasomatozy alkalicznej zasadniczo w stanie stałym.

Znacznie posunięta homogenizacja struktury i izometryzacja ziarn mineralów, zwłaszcza metablastów skałeni, wskazuje na wysoki stopień metamorfizmu. Potwierdza to obecność i kształt pojkilitycznego kwarcu w skałeniu alkalicznym.

Daleko posunięta blasteza wskazuje na zaawansowaną anatektyczną mobilizację struktury z zatarciem pierwotnego układu ziarn. W badanej skale, obok mobilizacji składników jasnych, obserwuje się tylko częściową mobilizację składników ciemnych. Wynika to z dużych różnic ruchliwości (średnich dróg migracji) obu typów składników.

⁴ Po zakończeniu opracowywania omawianego zagadnienia ukazała się z druku praca: K. Smulikowski, Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów, *Studia Geol. Pol.* I, Warszawa 1958, której autorzy z tego względu nie mogli uwzględnić w swoich rozważaniach.

Zgodnie z klasyczną pracą K. H. Scheumanna (1937) oraz z najnowszymi pracami innych autorów (K. R. Mehnert, 1957) można powstanie granitu z wiercenia z Ostrowi Mazowieckiej, ze względu na niepełną mobilizację składników ciemnych, zaliczyć do stadium diastezy i to raczej do jej środkowej lub początkowej fazy. Blasteza skałenia potasowego jest przez wielu autorów (K. H. Mehnert, 1957; V. M. Goldschmidt, 1954) wiązana ze stosunkowo wysoką temperaturą i bliskością plutonitów alkalicznych związanych z orogenezą. Kartografia geologiczna terenów dobrze odsłoniętych umożliwia często wykrycie takiego związku. W warunkach wierceń oporowych, stosunkowo rzadko rozmieszczonych w terenie całkowicie zakrytym, trudno jest znaleźć takie potwierdzenie tej tezy. Niemniej ogólny charakter alkaliczny regionu głębokiego podłoża tej części Nizy jest ujawniony również wierceniami w Wejsunach, Ełku i Krynkach. Obecność w tym rejonie sjenitów związanych z końcowymi, jak się uważa, stadiami orogenezy czyni wpływ takich intruzji na powstanie granitu z Ostrowi Mazowieckiej możliwym, choć nieudowodnionym.

Granit z Ostrowi Mazowieckiej wykazuje w badaniu mikroskopowym deformację pობlastyczną kwarcu, a częściowo także skałeni.

Na podstawie klasyfikacji E. W. Heinricha (1956) i H. Ramberga (1952) można by zaliczyć warunki powstawania granitu z Ostrowi Mazowieckiej do zakresu temperatur i ciśnień facji amfibolitowej. Wskazuje na to skład mineralny i stopień homogenizacji skały. Skład mineralny wykazujący obecność mikropertytu mikroklonowego przy braku pierwotnego albitu, a także lokalne występowanie biotyty oraz hornblendy wskazują na temperaturę nieco wyższą od 600°C. Odpowiada to wyższej facji amfibolitowej, a według E. W. Heinricha (1956) subfacji sylimanitowo-almandynowej. Na temperatury niższe od 650°C wskazuje również optyczny charakter biotyty. K. S. Heier (1955) podaje na podstawie badań rentgenograficznych, że przejście ortoklaz-mikroklon leży w pobliżu granicy facji granulitowej i amfibolitowej. Częściowe przejście mikroklonu w ortoklaz występuje już w najgłębszej facji amfibolitowej.

Brak możliwości obserwowania kontaktu badanego granitu ze skałami otaczającymi nie pozwala na bezpośrednie ustalenie, czy granit z Ostrowi Mazowieckiej ma charakter intruzywny. V. Marmo (1958a) wykazuje jednak, że granity nie muszą intrudować w stanie stopionym. Stan „płynności“, a w istocie stan bardzo podwyższonej plastyczności uzyskują bowiem masy granitowe już przy zawartości 5% wody (R. B. Sosman, 1958), przy czym stałe ziarna mineralne są tu otoczone tylko cienką błoną nadkrytycznych roztworów wodnych działających jak smar. Stwierdzenie niezgodności kontaktu granitu ze skałami otaczającymi nie jest więc całkowicie miarodajne do określenia sposobu jego powstawania. Charakter mineralny badanego granitu przemawia jednak za metasomatozą związaną z orogenezą. Brak ortoklazu, a natomiast obecność mikroklonu wskazuje według Trögera (1955) na działanie napięć dynamicznych (stressu). Według tegoż autora mikroklon jest skałeniem alkalicznym typowym dla granityzacji. Struktury panallotriomorficzne są również uważane za typowe dla rekrystalizacji w stanie stałym. Częstsze są one właśnie w wyższych stadiach facji amfibolitowej. Zgodnie z poglądami V. Marmo (1955, 1957, 1958a, 1958b) granity mikroklonowe uważać można za charakterystyczne dla obszarów przedkambryjskich. Są to głównie granity syntektoniczne

(synkinematyczne) i późnotektoniczne, utworzone zatem w czasie orogenezy. Według tego autora mikroklin pierwotny (tzn. nie będący produktem przeobrażenia ortoklazu) powstaje wówczas, gdy temperatura jest znacznie niższa niż temperatura przemiany fazy β w fazę γ (tj. ortoklaz w mikroklin — około 825°C) i przy dostatecznie powolnym dopływie substancji krystalizującej lub jej składników. Tylko w takich warunkach wykształcić się może doskonale uporządkowane rusztowanie szkieletowe Al-Si, wykazujące minimum energii swobodnej.

Według V. Marmo w pełni skryształizowany mikroklin nie może powstać w wyniku krystalizacji magmy nawet poprzez stadium ortoklazowe (1958a). W procesie granityzacji, jako długotrwałym i niskotemperaturowym, postulat Marmo jest spełniony. Powstawanie mikroklinu ułatwia również, zdaniem Marmo, obecność w magmie dużych ilości wody, co związane jest z warunkami późnotektonicznymi. Granit z wierceni w Ostrowi Mazowieckiej wykazuje niemal całkowitą tryklinizację mikroklinu oraz uporządkowanie położenia zespołu jonów AlSi_3 w jego rusztowaniu krzemotlenowym.

Powstały w początkowej fazie metasomatozy mikroklin zawierający nieco żelaza trójwartościowego uległ następnie częściowej albityzacji w stanie stałym.

Jeżeli przyjąć, że skałen sodowy rozpuszcza się w fazie wodnej fluidalnej w wyższych temperaturach niż skałen potasowy, to wynika z tego, że albityzacja następować może dopiero w warunkach hydrotermalnych, w których rozpuszczalność skałen sodowego staje się większa niż potasowego. Taki mechanizm zjawisk mógłby tłumaczyć rozdział czasowy i przestrzenny sodu od potasu w toku granityzacji.

Nie ma jednak danych, aby albityzację odnieść do warunków hydrotermalnych. Przeczy temu brak innych objawów, związanych z wyższymi temperaturami hydrotermalnymi w badanej skale. A. E. Fersman (1940) wiąże albityzację z końcowymi przejawami działalności nadkrytycznych roztworów wodnych. Najbardziej uzasadnione zatem wydaje się przypuszczenie, że rozdział potasu i sodu nastąpił w fazie fluidalnej, w toku ich wędrówki w warunkach granityzacji, w której potas migruje szybciej niż sód. Przenikając z intruzji plutonitu alkalicznego w skały otaczające, potas wyprzedza zatem sód. Wyparty w wyniku albityzacji potas przenika dalej w skały otaczające.

W przypadku granitu z Ostrowi Mazowieckiej proces granityzacji odbywał się głównie w fazie stałej w drodze dyfuzji międzyziarnowej i śród-sięciowej (H. Ramberg, 1952), z pewnym jednak uplastycznieniem skały (rozpychanie składników ciemnych przez skałen i kwarc). Wraz z wodą (*quasi* destylacja z parą wodną) dyfundują tu, w błonkach wodnych międzyziarnowych i między blokami „mozaiki” ziarn mineralnych, również takie składniki, jak K, Na, Al, Si w postaci jonów prostych lub złożonych $[\text{AlO}_4]^{5-}$ itp. Mobilizacja tych połączeń następuje w fazie fluidalnej (temperatury 800°C ÷ 400°C). Para wodna w stanie nadkrytycznym rozpuszcza obficie składniki skałen alkalicznych. SiO_2 uruchamiane jest już w temperaturach najniższych, nawet hydrotermalnych, a więc poniżej 400°C . Stąd w obecności wody najłatwiej z wymienionych składników jest mobilizowana krzemionka, a potem skałen alkaliczne. Plagioklasy uruchamiane są trudno, łatwo natomiast ulegają one rekrystalizacji na miejscu. Chlory-

tyzacja hornblendy oraz rozkład biotyty mógł nastąpić w niższych temperaturach hydrotermalnych lub w wyniku wietrzenia.

Występujący w granicie drobny i czysty mikroklin kratkowany utworzył się niezależnie od głównego skalenia, tj. dużego, niejednorodnego, załb'ytzowanego mikroklinu, i zapewne później od niego. Być może nastąpiło to w stadium ochłodzenia, kiedy sód utracił już ruchliwość, a resztki wypartego przezeń potasu jeszcze ją zachowały.

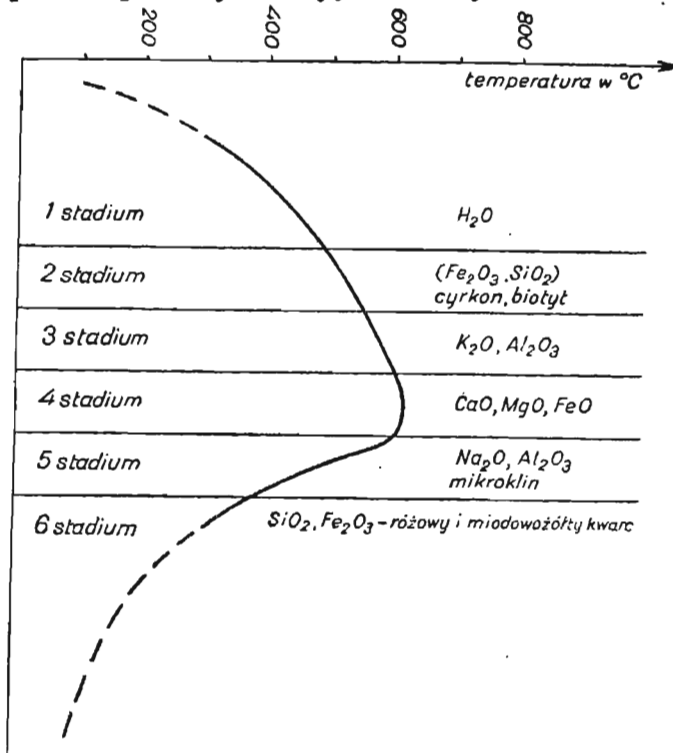


Fig. 3. Wykres temperatury oraz mobilizacji składników w poszczególnych stadiach powstawania granitu z Ostrowi Mazowieckiej

Diagram of temperature and mobilization of components in the individual stages of formation of the Ostrow Mazowiecka granite

Pewne światło na zjawiska rozpatrywane w związku z zagadnieniem powstawania badanego granitu rzucają również prace H. G. F. Winklera (1957) nad syntezą granitu. Poddał on gliny illitowe ciśnieniu 2000 atmosfer i temperaturom 400 ÷ 750 °C. W temperaturze 700 ÷ 720 °C około 40 ÷ 65% pierwotnego materiału utworzyło stop o charakterze leukogranitowym. Temperaturę facji amfibolitowej Winkler ustalił na 525 ÷ 665 °C. Początek tworzenia się biotyty zaobserwował w temperaturze 525 °C. Można jednak przyjąć, że przy większej zawartości wody, alkaliów i żelaza trójwartościowego, jak w przypadku granitu z wietczenia „Ostrow Mazowiecka IG-1“, temperatury te uległy pewnego obniżeniu. Bardzo łatwo jest również mobilizowane Fe^{3+} .

Pogląd o szybszej wędrówce żelaza niż potasu w warunkach przepływów fluidalnych znalazł silne uzasadnienie w pracy H. H. Woodarda (1957). Podobny obraz przedstawiają porwaki trachitowe w sjenicie sodalitowym napotkanym w wierceniu oporowym wykonanym w Elku. Obie te obserwacje wykazują, że żelazo przemieszcza się na zewnątrz, zostawiając skałę potasowy w położeniu pierwotnym, jako mniej więcej czystą strefę tego minerału.

Stwierdzone ubóstwo pierwiastków śladowych zdaje się wskazywać na niską zawartość składników ilastych w pierwotnej skale, którą mógł być np.: piaskowiec o spoiwie krzemionkowym. Przypuszczenie to popiera duża zawartość kwarcu w skale. Pierwiastki śladowe przewodnie (E. W. Heinrich, 1956) występują w skale w małych ilościach (tabela 6), z wyjątkiem do pewnego stopnia baru i miedzi.

Wyniki półilościowych badań spektroskopowych

Pierwiastek	Ag	Al	As	Au	B	Ba	Bc
Granica wykrywalności	5	1	100	10	10	1	1
Próbka z głębokości 1306,6—1307,1	+	×	—	—	nieoznacz.	++++	—

Pierwiastek	Fe	Ga	Gd	Ge	Hg	In	K
Granica wykrywalności	5	10	100	3	10	3	1
Próbka z głębokości 1306,6—1307,1	×	++	?	—	—	?	×

Pierwiastki	Pb	Pr	Pt	Sb	Sc	Si	Sn
Granica wykrywalności	10	100	10	50	10	1	20
Próbka z głębokości 1306,6—1307,1	śl.	—	—	—	—	×	+

Badania wykonał C. Harańczyk

Objaśnienia:

— w granicach wykrywalności metody nie stwierdzono obecności pierwiastka

? oznaczenia niepewne

Duża zawartość mikroklinu (E. W. Heinrich, 1956) wskazywać może również na pierwotnie osadowy charakter skały, z której powstał badany granit. Przemawia za tym także mała zawartość składników maficznych.

Na podstawie wyników przeprowadzonych badań oraz piśmiennictwa przyjąć tu można następujący przebieg granityzacji (fig. 3). Wyróżnić tu można 8 stadiów tego procesu:

1. Rekrytalizacja skały, przypuszczalnie kwarcytu lub piaskowca krzemionkowego, otaczającego intruzję, zapewne sjenitu alkalicznego lub granitu, pod wpływem pary wodnej w stanie nadkrytycznym. Uwolniona w trakcie wstecznej destylacji magmy para wodna przenikała w skałę

pierwotną wskutek dyfuzji międzyziarnowej i międzymozaikowej (dyfuzji powierzchniowej), a następnie w drodze dyfuzji objętościowej (sieciowej). Temperatura $400 \div 450^{\circ}\text{C}$.

2. Mobilizacja Fe_2O_3 i SiO_2 oraz ich dyfuzyjne przenikanie w skały otaczające. Temperatura około $450 \div 500^{\circ}\text{C}$. Wskazać tu można, że przeprowadzone ostatnio badania porównawcze składu izotopowego tlenu, pochodzącego z kwarcu i ortoklazu niektórych pegmatytów powstałych w stosunkowo niskich temperaturach, potwierdziły, że kwarc w fazie fluidalnej powstaje w niższej temperaturze niż mikroklin (S. R. Silvermann, 1951; P. Baertschi, S. R. Silvermann 1951a; P. Baertschi, H. Schwander, 1952; H. Schwander, 1953; F. S. Grant, 1954). Stadium to zostało w granicie z Ostrowi Mazowieckiej przypuszczalnie zatarte w następnych stadiach granityzacji.

Tabela 6

micznych granitu z Ostrowi Mazowieckiej

Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Dy	Eu	Er
10	10	50	100	5	5	7	100	100	100
—	×	—	śl.	—	?	++	—	—	—

La	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Nd	Ni	P
10	5	1	5	5	1	100	100	5	1000
śl.	+	+++	+++	śl.	×	—	—	śl.	śl.

Sr	Ta	Th	Ti	Tl	U	V	W	Y	Zn	Zr
5	100	10	5	5	100	10	100	10	100	10
++	—	?	++++	—	—	+	—	?	+	+

++
+++
++++
x

średnie zawartości pierwiastków

składniki główne

3. Mobilizacja potasu i glinu, powstanie mikroklinu. Tylko nieznaczna ilość sodu i potasu (średnio około 0,5% atomów) może przejść w postać siarczków lub chlorków albo fluorków bardziej lotnych, gdyż zawartość S, Cl i F jest w magmie bardzo mała w porównaniu z krzemianami. Temperatura około 600°C (H. Ramberg, 1952; E. W. Heinrich, 1956).

4. Maksymalne natężenie granityzacji. Nieznaczna mobilizacja składników ciemnych, głównie hornblendy. Zgodnie z badaniami izotopowymi (J. H. Reynolds, J. Verhoogen, 1953) biotyt w pegmatytach powstaje z fazy fluidalnej; powstał on tu w temperaturze dużo niższej niż 650°C . Tempe-

ratura tego stadium wynosiła zapewne tylko nieco powyżej 600°C (H. Ramberg, 1952; E. W. Heinrich, 1956).

5. Częściowa albityzacja mikroklinu. Powstają infiltracje γ -albitu w metablastach (dyfuzja objętościowa). Potas wyparty przez sód uchodzi w skały otaczające, częściowo zaś przy udziale resztek glinu powoduje powstanie czystego mikroklinu w skale. Temperatura tego stadium jest według A. E. Fersmana niższa od 500°C (do 400°C). Nie jest jednak wykluczone, że lotność (rozpuszczalność albitu w fazie fluidalnej) wzrasta stosunkowo nieznacznie ze wzrostem temperatury, podobnie jak np. rozpuszczalność NaCl w wodzie. Wówczas decydowałyby nie różnice temperatur, lecz wyłącznie prędkość wędrówki sodu. Temperatura zatem mogłaby być zbliżona do temperatury panującej w poprzednim stadium.

6. Zanikająca działalność roztworów fluidalnych. Spadek temperatury do 450°C i niżej. W tym stadium tworzą się w kurczącej się skale szczeliny umożliwiające powstawanie żył i skupień różowego i miodowożółtego kwarcu.

7. Ustanie przepływu roztworów fluidalnych wskutek spadku prężności pary wodnej. Zanik zjawisk fluidalnych i zakończenie ostateczne granityzacji. Badania izotopowe (D. L. Reynolds, 1947; 1953) potwierdzają ogólny fakt, że granity powstają w wyniku procesu metasomatozy fluidalnej. Dyfuzja stężeniowa, niesłychanie wolna, w nieruchomym ośrodku ma znaczenie podrzędne, a termodyfuzja ustaje w warunkach izotermicznych wskutek szybkiego wyrównania temperatur. Następuje przerwa w procesach geochemicznych. Brak objawów serycytyzacji w głębszych partiach skały, brak okruszcowania siarczkowego, brak wyższej fazy hydrotermalnej.

8. Wypełnienie hematytem szczelin odnieść można do końcowych procesów hydrotermalnych. Limonityzacja i chlorytyzacja to przejawy zjawisk niskotemperaturowych. Czwarty pozostaje problem, czy powstały one w wyniku wietrzenia przy dopływie wód powierzchniowych (wówczas środowisko utleniające, ubogie jednak w CO₂), czy też pod wpływem wystudzonych resztek wód pomagmowych. Raczej jednak przypuszczać można, że są to początki wietrzenia.

Z przytoczonych rozważań wynika, że maksimum temperatury w procesie powstawania granitu ujawnionego wierceniem oporowym „Ostrów Mazowiecka IG-1” nie przekracza znacznie 600°C. Żelazo, a potem potas, zatrzymały się dalej na linii niższych izoterm maksymalnych.

Jeśli jest możliwe nakreślenie kartograficzne izoterm maksimum temperatury wokół intruzji magmowej, to wtedy można określić rozmieszczenie punktów sprzyjających koncentracji poszczególnych pierwiastków. Złoża, np. tlenków żelaza, powinny się znaleźć w pobliżu peryferii objawów granityzacji na izotermie maksimum około 450°C. Być może analiza petrologiczna i geochemiczna skał z wierceń w Krynkach i Suwałkach rzuci pewne światło na to zagadnienie. Maksimum temperaturowe terenu dotychczas objętego wierceniami oporowymi w północno-wschodniej Polsce wydaje się leżeć w obrębie intruzji sjenitów alkalicznych Elku i sjenito-monzonitów Wejsun. Minima południowe i zachodnie pogrążone są zapewne w geosynklinie, a wschodnie i północne leżeć mogą w pobliżu granicy państwa.

Na podstawie składu mineralnego, struktury i tekstury oraz kryteriów ogólnych i porównawczych możliwych do przyjęcia w tym przypadku można, z zadowalającym prawdopodobieństwem, wyrazić przypuszczenie, że granit odwiercony w Ostrowi Mazowieckiej powstał w wyniku granityzacji starszych skał osadowych. Nosi on cechy granitu przedkambryjskiego, przypuszczalnie syntektonicznego.

Katedra Mineralogii i Petrografii AGH
Nadesłano dnia 24 kwietnia 1960 r.

PIŚMIENNICTWO

- BAERTSCHI P., SILVERMAN S. R. (1951) — The determination of the relative abundance of the oxygen isotopes in silicate rocks. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1, p. 317—328. London.
- BAERTSCHI P., SCHWANDER H. (1952) — Ein neues Verfahren zur Messung der Unterschiede in C¹⁸ Gehalt von Silikatgesteinen. *Helv. Chim. Acta*, 35, p. 1748—1751. Basel.
- ФЕРСМАН А. Е. (1940) — *Иерматиты*, 1. Москва.
- GOLDSCHMIDT V. M. (1954) — *Geochemistry*. Oxford.
- GOLDSMITH J. R., LAVES P. (1954) — The microcline-sanidine stability relations. *Geoch. et Cosm. Acta*, 5, p. 1—19. London.
- GÖRLICH E. (1957) — *Chemia krzemianów z podstawami krystalochemii i geochemii krzemianów*. Wyd. Geol. Warszawa.
- GRANT F. S. (1954) — The geological significance of variations in the abundances of the isotopes of silica in rocks. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 5, p. 225. London.
- HEIER K. S. (1955) — The formation of feldspar perthites in lightly metasomatic gneisses. *Norsk. geol. Tidsskrift*, 35, p. 87—97. Oslo.
- HEINRICH E. W. (1956) — *Microscopic petrography*. New York.
- MARMO V. (1955) — On the microcline of the granitic rocks of Central Sierra Leone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 35, p. 155—167 i 298—299. Bern.
- MARMO V., PERMINGEOT (1957) — A propos de feldspath potassique du granite d'Azegour (Maroc). 80, p. 589—622.
- MARMO V. (1958a) — Orthoclase and microcline granites. *Amer. Journ. Sc.*, 256, p. 308—364. New Haven.
- MARMO V. (1958b) — The problem of the late-kinematic granites. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 38, p. 19—42. Bern.
- MEHNERT K. H. (1957) — Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwalde. *N. Jb. Min.*, [II], 90, p. 39—90. Stuttgart.
- MEHNERT K. H., WILLGALLIS A. (1957) — Zum Alkalihaushalt der Granitisation. *N. Jb. Min.*, [II], 91, p. 104—130. Stuttgart.
- PIYADASA W. (1957) — Studies of zircon types in Ceylon precambrian complex. *J. Geol.*, 65, p. 117. Chicago.
- RAMBERG H. (1952) — The origin of metamorphic and metasomatic rocks. New Brunswick.
- REYNOLDS D. L. (1947) — The association of basic „fronts“ with granitisation. *Sci. Papers*, 35, p. 205—219. Guildford.
- REYNOLDS D. L., VERHOOGEN J. — Natural variation in the isotopic constitution of silicon. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 3, p. 224—234. London.

- SCHEUMANN K. M. (1937) — Metateksis und Metablastesis. *Min. Petr. Mitt.*, 48, p. 402—412. Wien.
- SCHWANDER H. (1953) — Bestimmung der relativen Sauerstoffisotopen. Verhältnissen in Silikatgesteinen und Mineralien., *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 4, p. 26. London.
- SILVERMANN S. R. (1951) — The isotope geology of oxygen. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 2, p. 26—42. London.
- SOSMAN R. B. (1958) — Origin of granite. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 28, p. 116—117. Lancaster.
- TRÖGER W. E. (1955) — Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. *Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone*, 4, [I]. Frankfurt a/M.
- WINKLER O. G. F. (1957) — Experimentelle Gesteinsmetamorphose. (I), *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 13, p. 42—69. London.
- WOODARD H. H. (1957) — Diffusion of chemical elements in some naturally occurring silicate inclusions. *J. Geol.*, 65, p. 61—84. Chicago.

Анджей БОЛЕВСКИ, Эдуард ГЕРЛИХ, Ежи БАДАК

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ВСКРЫТОГО В ОСТРОВИ МАЗОВЕЦКОЙ (ВОСТОЧНАЯ ПОЛЬША)

Резюме

Кристаллический фундамент в Острови Мазовецкой вскрыт на глубине 1292,3 м, причем вплотную на кристаллических породах залегают кварциты (ок. 12 м). В керне не сохранился контакт кварцитов с кристаллическими породами. Бурение прекращено на глубине 1312,0 м.

Авторами приводится общая характеристика, результаты микроскопических (фиг. 1, таблица 2 — стр. 831, фот. 4—7) и рентгенографических (таблица 1) исследований. Для определения химического состава гранита произведено химический анализ образца из глубины 1308,6 — 1307,1 м (таблица 3). На этом основании вычислены: нормативный состав CIPW, параметры Заварицкого (таблица 4) и кислотность породы (таблица 5). Составлено проекцию Заварицкого (фиг. 2).

Парагенезис минералов в граните из Острови Мазовецкой исключает возможность кристаллизации гранита из магмы. Отсутствие структур типичных для пород кристаллизующих вблизи гранитного эвтектика указывает, что это диатектонический гранит, т.е. является результатом метаморфических процессов и щелочного метасоматизма принципиально в твердой среде.

Значительная гомогенизация структуры и изометризация зерен минералов, а особенно метабластов полевых шпатов, указывает на высокую степень метаморфизма этой породы. Это подтверждается наличием и формой пойкилитового кварца в щелочном шпате.

Сильный бластез указывает на анатектоническую мобилизацию структуры с затухающим первичным распределением зерен. В исследуемой породе рядом с мобилизацией светлых компонентов наблюдается только частичная мобилизация темных компонентов. Это является следствием большой разницы в подвижности обоих типов компонентов.

Гранит из Острова Мазовецкой проявляет в микроскопе послебластическую деформацию кварца, а частично и полевых шпатов, что согласуется с господствующим мнением на образование гранитов этого типа во время (синтектонично) или непосредственно после окончания (посттектонично) орогенных движений. Исследования указывают на синтектоническое образование описуемой породы из Острова.

На основании принятой классификации (E. W. Heinrich, 1956; H. Ramberg, 1952) можно отнести условия образования гранита из Острова Мазовецкой к пределам температур и давлений амфиболитовой фации. На это указывает минеральный состав и степень гомогенизации породы. Наличие микроклинового микропертита, а отсутствие первичного альбита, местное появление биотита и роговой обманки, указывает на температуру немного выше 600°. Это соответствует высшей амфиболитовой фации, а согласно Гейнриху (1956) субфации силлиманит-альмандиновой. На температуру ниже 650° указывает оптический характер биотита. К. С. Гейер (1955) на основании рентгенографических исследований считает, что переход от ортоклаза к микроклину происходит вблизи границы гранулитовой и амфиболитовой фаций. Частичный переход микроклина в ортоклаз — этот постепенный процесс — появляется уже в самой верхней амфиболитовой фации.

В виду преобладающего полевошпатово-кварцевого характера породы и скудности мафических минералов трудно установить температуру ее образования.

На фигуре 3 приведены диаграмма температуры и мобилизация растворов в отдельных стадиях образования гранита из Острова Мазовецкой.

Andrzej BOLEWSKI, Edward GÖRLICH, Jerzy BADAŁ

PETROLOGICAL STUDIES OF CRYSTALLINE SUBSTRATUM TOUCHED BY BORING AT OSTRÓW MAZOWIECKA (EASTERN POLAND)

Summary

At Ostrów Mazowiecka, (Eastern Poland) the crystalline substratum has been touched by boring at the depth of approximately 1292.3 m.; the crystalline rocks are overlain by quartzites of undetermined thickness (about 12 m.). The contact between quartzites and crystalline rocks has not been determined. In the bore-hole, drilling work has been terminated at the depth of 1312.0 m.

The authors present the megascopic characteristic of the crystalline rocks, the results of microscopic examinations (Fig. 1, Table 2, Pl I, II, Photos 4—7), and of X-ray examinations (Table 1). In order to determine the chemical composition of the granite, they have carried out the chemical analysis of a sample taken from the depth of about 1306.8—1307.1 m. (Table 3). On this basis they have computed normative composition CIPW and the Zavaritsky's parameters (Table 4), as well as the acidity of the rock (Table 5). They also carried out a Zavaritsky's projection (Fig. 2).

The mineral paragenesis ascertained in the granite from Ostrów Mazowiecka contradicts the possibility of the granite origin having been produced by crystallization from the magma. The absence of structures typical for rocks crystallizing in the vicinity of a granite eutectic rather suggests that this is a diatectic granite, — in other words, that it is the product of metamorphosing processes and of an alkaline metasomatism taking place chiefly in a solid state.

The considerably advanced homogenization of structure and the isometry of the mineral grains, especially of the feldspar metablasts, indicate a high degree of metamorphism of this rock. This opinion is confirmed by both the presence and the form of poikilitic quartz in the alkaline feldspar.

The far advanced blastesis points to a considerable progress of the anatectic mobilization of the texture combined with the obliteration of the original grain arrangement. Aside of the mobilization of the light coloured constituents of the investigated rock, there also may be observed a partial mobilization of its dark constituents. This is caused by marked differences in mobility existing between both these types of constituents.

In microscopic examination the Ostrów Mazowiecka granite discloses a post-blastic deformation of quartz, partly of feldspars too; this seems to agree with the prevalent opinion of this type of granites having been formed during syntectonically (or immediately after posttectonically), the occurrence of orogenic movements. The examinations of the authors rather point to a syntectonic origin of the discussed rocks revealed in the Ostrów bore-hole.

On the basis of the classification suggested by E. W. Heinrich (1956) and H. Ramberg (1952), the conditions of formation of the Ostrów Mazowiecka granite may be assigned to those of temperatures and pressures of the amphibolite facies. This seems to be indicated by both the mineral composition and the degree of homogenization of the rock. The mineral composition shows the presence of microcline microperthite, with the absence of primary albite; the local occurrence of biotite and hornblende is proof of temperatures somewhat exceeding 600°C. This temperature corresponds to the higher amphibolite facies and, according to E. W. Heinrich (1956), to the sillimanite-almadine subfacies. A temperature below 650°C is indicated by the optical character of biotite. On the basis of his X-ray examination K. S. Heier (1955) reports that the orthoclase-microcline transition lies near the boundary between the granulite and the amphibolite facies. An incomplete transition of microcline into orthoclase — and indeed this process goes forth very gradually — may already be observed in the highest amphibolite facies.

The predominant feldspar-quartz character of the rock, as well as its scantiness in mafic minerals, creates difficulties in establishing the exact range of temperatures in which this rock may have been produced.

In Fig. 3 the authors have presented a diagram of temperatures and of the mobilization of solutions during the individual stages of the formation of the Ostrów Mazowiecka granite.

TABLICA I

Fig. 4. Regeneracja ziarn kwarcu w kwarcycyle — widoczne obwódki narastania oddzielone od pierwotnych ziarn kwarcu drobnymi ziarnami hematytu. „Ostrów Mazowiecka IG-1“, głębokość 1280,0–1281,3 m. Nikole skrzyżowane. Powiększenie 45 ×

Regeneration of quartz grains in quartzite — visible are coatings of growth, separated by tiny hematite grains from primary quartz grains. Bore-hole “Ostrów Mazowiecka IG-1”, depth 1280.0–1281.3 m. Crossed nicols, × 45

Fig. 5. Granit z mikroperytytem mikroklinowym i kwarcem. „Ostrów Mazowiecka IG-1“, głębokość 1306,6–1307,1 m. Nikole skrzyżowane. Powiększenie 25 ×

Granite with microcline microperthite, and with quartz. Bore-hole “Ostrów Mazowiecka IG-1”, depth 1306.6–1307.1 m. Crossed nicols, × 25

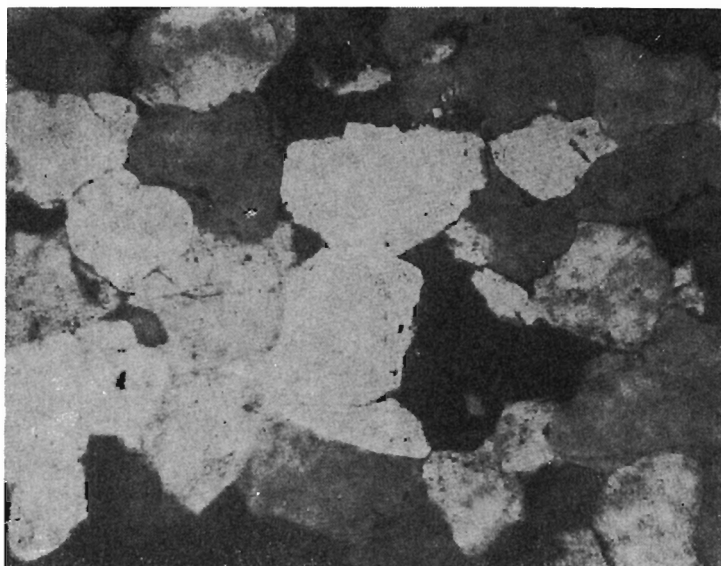


Fig. 4



Fig. 5

Andrzej BOLEWSKI, Edward GÖRLICH, Jerzy BADAŁ — Studium petrologiczne
podłoża krystalicznego w Ostrowi Mazowieckiej

TABLICA II

Fig. 6. Skupienia tlenków żelaza, chlorytu z resztkami hornblendy oraz biotyту. „Ostrów Mazowiecka IG-1”, głębokość 1306,6÷1307,1 m. Nikole równoległe. Powiększenie 35 ×

Accumulation of iron oxides, chlorite with hornblende remnants, and biotite. Bore-hole “Ostrów Mazowiecka IG-1”, depth 1306.6÷1307.1 m. Parallel nicols, × 35

Fig. 7. Mikropertyt mikroklinowy infiltracyjny. „Ostrów Mazowiecka IG-1”, głębokość 1311,5÷1312,0 m. Nikole skrzyżowane. Powiększenie 35 ×

Microcline infiltration micropertthite. “Ostrów Mazowiecka IG-1”, depth 1311.5÷1312.0 m. Crossed nicols, × 35

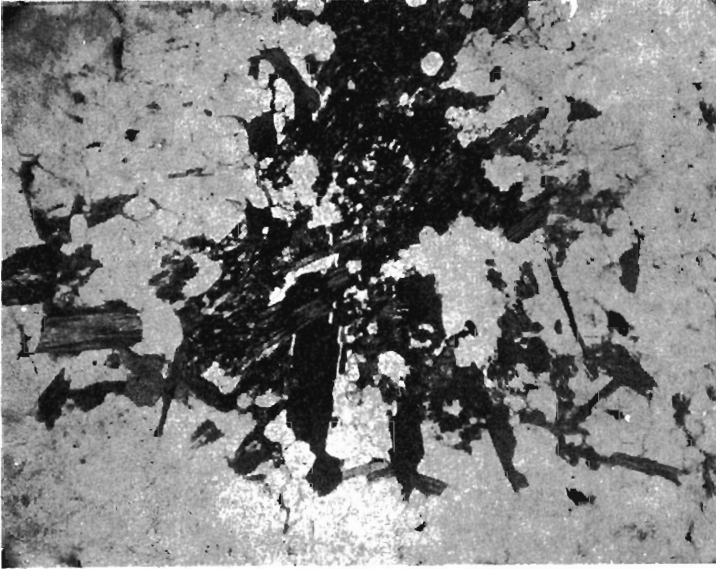


Fig. 6

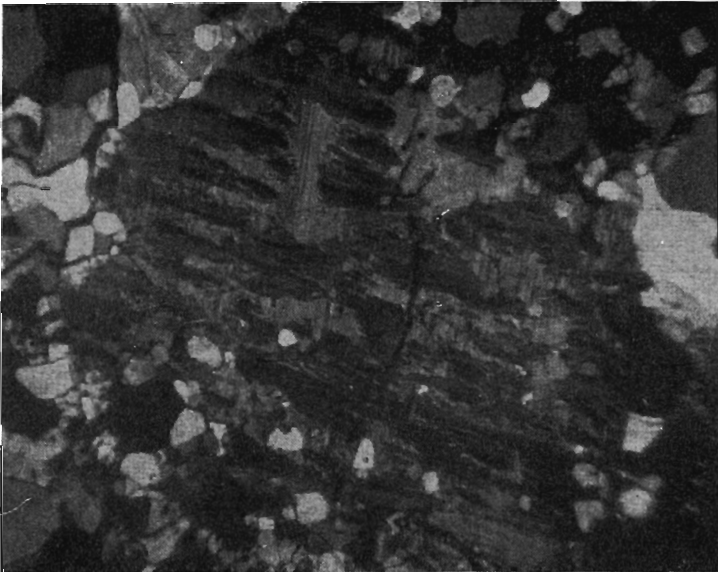


Fig. 7

Andrzej BOLEWSKI, Edward GÖRLICH, Jerzy BADAŁ — Studium petrologiczne podłoża krystalicznego w Ostrowi Mazowieckiej