

Marta JUSKOWIAK, Olech JUSKOWIAK

## Nowe dane o paleozoicznych skałach magmowych okolic Olsztyna

### WSTĘP

Przejawy paleozoicznego magmatyzmu na pograniczu wyniesienia mazursko-suwałskiego i obniżenia nadbałtyckiego poznane zostały dotychczas tylko w kilku otworach wiertniczych. Z. Gumowska i M. Juszkowska przedstawiły w roku 1969 charakterystykę petrograficzną i chemiczną mikrosjenitu anortoklazowego z otworu Olsztyn IG-1, tworzącego żyłę w kambryjskich piaskowcach. W ostatnim okresie w otworze Olsztyn IG-2, zlokalizowanym koło Morąga, około 16 km na NW od otworu Olsztyn IG-1, stwierdzono występowanie bardziej zróżnicowanego zespołu skał magmowych w różnych stratygraficznie utworach paleozoiku (Z. Modliński, 1967).

Skały magmowe w otworze Olsztyn IG-2 odsłaniają się w czterech miejscach (fig. 1), przy czym występują one w trzech poziomach stratygraficznych (tab. 1).

Najwyższy poziom (I) nadsylurski tworzy porfirowy mikrosjenit albitowy barwy szarobrunatnej o pozornej miąższości około 19,0 m (głęb. 2163,0÷2182,0 m). W stropie porfiru występują iłowce pstrego piaskowca, w spągu natomiast czarne łupki i iłowce sylurskie. Stropowy kontakt ze skałami osadowymi został rozwiercony, natomiast spągowy kontakt z sylurskimi łupkami jest wyraźny. W stropie mikrosjenit jest przeobrażony. Odcinek rdzenia o miąższości około 5 metrów wykazuje zmianę barwy z szarobrunatnej na brunatno-popielato-fioletową.

Środkowy w profilu otworu poziom (II) tworzą żyły diabazowe, występujące wśród łupków i iłowców sylurskich. Stwierdzono tutaj dwie żyły przedzielone prawie 4-metrową warstwą skał osadowych. Górna żyła (głęb. 2293,9÷2294,5 m) o miąższości 0,6 m jest mocno przeobrażoną; ma popielatoszarą barwę i porfirową strukturę z afanitowym tłem. Dolna żyła (głęb. 2298,3÷2307,3 m) miąższości 9,0 m reprezentuje skałę świeżą, barwy ciemnoszarzielonkawej o mikroziarnistej strukturze. Cienkie strefy endokontaktowe w stropie i spągu odznaczają się jasnoszarą barwą i afanitową strukturą. W pobliżu spągowego kontaktu tej żyły (głęb. 2306,5 m) występuje w diabazie cienkie warstewka skały osadowej (łup-

ku sylurskiego), która może być warstwą rozdzielającą żyłę diabazową lub ksenolitem skały osadowej w diabazie.

Najniższy poziom (III) stanowi żyła diabazowa przecinająca piaskowce i mułowce kambryjskie (głęb. 2591,1÷2593,7 m). W stropie i spągu żyły strefy endokontaktowe o miąższości 20÷30 cm są odbarwione (przejście od skały ciemnej do jasnoszarej) i mają strukturę afanitową.

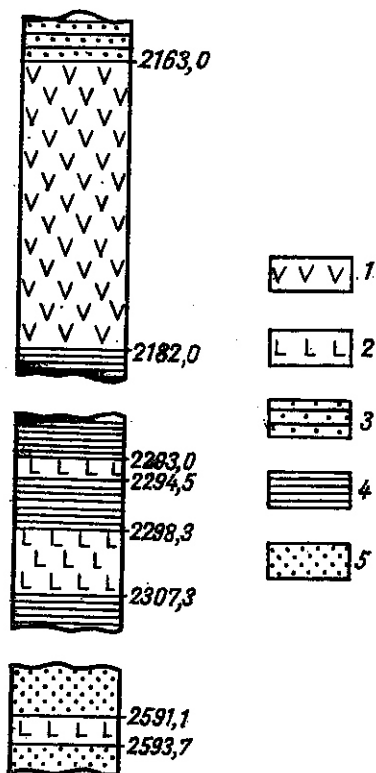


Fig. 1. Schematyczne profile skał magmowych w otworze Olsztyn IG 2

Diagrammatic sections of magmatic rocks in bore hole Olsztyn IG 2

1 — mikrosjenit albitowy; 2 — diabazy; 3 — ilowce pstrego piaskowca; 4 — łupki sylurskie; 5 — piaskowce kambryjskie

1 — albite microsyenite; 2 — diabases; 3 — claystones of Buntsandstein; 4 — Silurian schists; 5 — Cambrian sandstones

### SKŁAD PETROGRAFICZNY

I. Mikro-sjenit albitowy, kwarconośny występuje na głębokości 2163,0÷2182,0 m. Ma barwę brunatnoszarą z odcieniem popielatym oraz strukturę mikroziarnisto-porfirową. Nieliczne różowe fenokryształy skaleni osiągają średnicę kilku milimetrów. W profilu rdzenia nie dostrzeżę się zróżnicowania skały pod względem pierwotnego składu i struktury. W płytkach cienkich struktura jest holokrystaliczna, porfirowa ze skaleńkowym mikroziarnistym tłem typu bostonitowego (tabl. I, fig. 4). Wielkość ziarn mineralnych tła skalnego wynosi 0,2÷0,5 mm, natomiast nieliczne fenokryształy skaleni osiągają średnicę 3 mm.

Głównym składnikiem jest albit, który stanowi około 70% objętościowych skały. W znacznych ilościach występują ponadto: chloryt, biotyt, ilmenit i kwarc (tab. 2). W najświeższej partii skały zachowały się piroksen; w całym profilu rdzenia występują natomiast leukoksenowo-chlo-

Tabela 1

## Występowanie skal magmowych w otworze Olsztyn IG-2

Poziomy stratygraficzne	Głębokości w m	Pozorne miąższości w m	Nazwa skały	Skały otaczające
I	2163,0—2182,0	19,0	mikrosjenit albitowy, kwarconośny	w stropie — iłowce pstrego piaskowca; w spagu — iłowce i łupki sylurskie
II	2293,9—2294,5	0,6	przeobrażony diabaz o strukturze porfirowej z pilotaksytowym tłem	w stropie i spagu oraz między żyłami występują sylurskie łupki i iłowce; wyraźne są strefy kontaktowe
	2298,3—2307,3	9,0	diabaz kwarconośny o strukturze porfirowej z intersertalnym tłem	w sylurze występują ponadto liczne poziomy bentonitowe
III	2591,1—2593,7	2,6	diabaz o strukturze porfirowej z intersertalnym lub ofitowym tłem	występuje wśród kambryjskich piaskowców i mułowców; w spagu i stropie wyraźne zmiany endokontaktowe

Tabela 2

## Średni skład mineralny porfirowego mikrosjenitu albitowego z otworu Olsztyn IG-2

Składniki skały	Wartości w % obj.
plagioklaz	69,1
chloryty (w tym pseudomorfozy po piroksenach)	18,3
skupienia serycytowo-muskowitowe	2,4
biotyt	3,2
kwarc	4,4
minerale nieprzezroczyste	2,6

rytowe pseudomorfozy po piroksenach. Akcesorycznym składnikiem jest apatyt. Węglany występują w zmiennych ilościach w zależności od stopnia wtórnego przeobrażenia skały.

Wykształcone listewkowo plagioklasy o wymiarach 0,2÷0,5 mm tworzą tło skalne typu bostonitowego. Reprezentują albit o zawartości 2—8% An. Osobniki albitu są zmetniałe od produktów przeobrażeń, wrostków i pyłu tlenków żelaza. Zbliżniaczone są albitowo i wykazują często plamiste wygaszanie. Ilościowo podrzędne, podobnie wykształcone, czasem jednak wyraźnie pasowe fenokryształy plagioklazu mają skład oligoklazu o zawartości 12—17% An. Wśród plagioklazowego tła skały występują pozostałe składniki wypełniające interstycje lub tworzące większe skupie-

nia. Najważniejszym minerałem jest tu chloryt o zmiennej, zielonkawej barwie oraz wykształceniu w postaci blaszek, włóknistych skupień i ziarnistych agregatów. Chlorytowi towarzyszy zleukoksenizowany ilmenit, zwłaszcza w skupieniach stanowiących pseudomorfozy po piroksenach. Relikty piroksenów dostrzeżono tylko w najświeższych próbkach. Ilmenit tworzy zespoły ziarniste, formy igielkowe i szkieletowe i jest przeważnie zleukoksenizowany. Brunatne, drobne blaszki biotyту o wymiarach zbliżonych do plagioklazowego tła są częściowo przeobrażone w chloryt. Kwarc wypełnia interstycje oraz gromadzi się w nieregularne, międzyziarnowe skupienia. Drobne lub większe skupienia tworzą ponadto węglany, które występują także w żyłkach przecinających skałę. Obecne są również luseczkowe skupienia serycyту i blaszkowe formy muskowitu.

Skład mineralny i struktura badanej skały odpowiadają porfirowemu mikrosjenitowi albitowemu, kwarconośnemu (A. Jonannsen, 1949). Jest to typ skały hipabisalnej, tworzącej małą formę intruzywną. Według klasyfikacji B. Hejtmána (1957) skałę można nazwać porfirytem albitowym.

W stropie mikrosjenit jest zmieniony. Wtórne brunatno-fioletowo-zielonkawe zabarwienie związane jest głównie ze zmienną zawartością wodorotlenków żelaza, chlorytu i węglanów. Typ przeobrażeń wskazuje na warunki hipergeniczne. W mikrosjenicie widoczne są zmiany struktury w pobliżu kontaktów, a ponadto stropowy kontakt z piaskowcem jest niewyraźny i wypełniony kalcytem. Znaczna miąższość strefy przeobrażonej (około 5 m), przy nieziennej w stosunku do środkowej części intruzji mikroziarnistej skstrukturze skały, może wskazywać na okresowe odsłonięcie intruzji, z czym związana mogła być erozja jej powierzchni i oddziaływanie czynników hipergenicznych. Podobny typ przeobrażeń zaznacza się w głębszych, silnie spękanych i strzaskanych partiach mikrosjenitu.

II. 1. Diabaz przeobrażony o strukturze porfirowej z afanitowym tłem występuje na głębokości 2293,9÷2294,5 m. Ma barwę szarą z widocznymi, jasnymi fenokryształami. W płytkach cienkich reprezentuje skałę silnie przeobrażoną, przede wszystkim skarbonatyzowaną, z pilotaksytowym tłem. W strefach kontaktowych, odznaczających się wyraźną zmianą barwy, struktura tła jest hialpoilitowa. Fenokrystały plagioklazu osiągające średnicę kilku milimetrów są całkowicie przeobrażone. Tworzą one pseudomorfozy zbudowane z kalcytu przerośniętego kaolinitem i illitem. W skałe występują ponadto drobniejsze pseudomorfozy węglanowe po piroksenach, o czym świadczą ich kryształy oraz paragenezą z ilmenitem. Wielkość składników tła skalnego wynosi 0,05÷0,1 mm. Występują tutaj plagioklazu o składzie labradoru (55—58% An), węglany, ilmenit oraz chloryt lub szkliwo.

II. 2. Diabaz kwarconośny o strukturze porfirowej z intersertalnym tłem w głębokości 2298,3÷2407,3 m ma barwę ciemnoszarą i czarnozieloną oraz strukturę drobnodziarnistą. W strefach kontaktowych, okruszczowanych siarczkami, skała jest jasnoszara i ma strukturę afanitową. W płytkach cienkich struktura skały jest porfirowo-intersertalna lub subofitowa. Wielkości kryształów zmieniają się w przekroju żyły, osiągając w części środkowej wymiary największe: około 0,4÷0,9 mm, a mniejsze od 0,1÷0,3 mm w pobliżu kontaktów. Nieliczne prakryształy plagioklazu osiągają średnicę kilku milimetrów.

Głównym składnikiem występującym w ilości około 50—60% objętościowych są plagioklasy. Pozostałe składniki stanowią: chloryty, pseudomorfozy chlorytowe lub chlorytowo-ilmenitowe po piroksenach, czasem z relikdami piroksenów, biotyt, minerały nieprzezroczyste, węglany, kwarc i apatyt. (tab. 3).

Tabela 3

Średni skład mineralny diabazów z otworu Olsztyn IG-2

Składniki skały	Diabaz kwarcowo- nośny głębokość 2298,3—2307,3 m	Diabaz głębokość 2591,1—2593,7 m
plagioklasy	53,8	59,6
pirokseny i pseudomorfozy po piroksenach	14,3	8,7
amfibole	—	7,7
biotyt	1,9	0,1
chloryt (w interstycjach i skupieniach)	15,9	8,5
węglany	2,9	9,0
minerały nieprzezroczyste	8,0	6,4
kwarc	3,0	—
apatyt	0,2	—

Plagioklasy wykształcone listewkowo o wymiarach 0,4÷0,9 mm mają skład andezynu o przeciętnej zawartości 48% An. Są one zbliżone albitowo i wykazują plamistą lub pasową budowę, która wyraźniej zaznacza się w prakryształach. W wewnętrznych strefach prakryształów stwierdzono andezyn o zmiennej zawartości anortytu (30% An — 42% An), natomiast zewnętrzna strefa (obwódka) ma skład oligoklazu (15—12% An). Plagioklasy są na ogół dość dobrze zachowane, czasem jednak są zmętniałe i zawierają wewnątrz ziarn przerosty chlorytu i węglanów.

Chloryt występujący w interstycjach pomiędzy kryształami plagioklazów lub w większych skupieniach ma barwę jasnozieloną, a wykształcony jest w postaci drobnoblaszkowych agregatów o plamistym i sferolitycznym wygaszaniu. Mniejsze skupienia chlorytu tworzą drobnoułeczkowe lub ziarniste agregaty. Chlorytowi towarzyszą często skupienia węglanów, natomiast nie spotyka się tutaj minerałów nieprzezroczystych. Chloryt występujący w pseudomorfozach po piroksenach jest włóknisty i zawiera przerosty ilmenitu lub leukoksenu, a w mniejszej ilości także węglany. W środku żyły diabazowej zachowały się pirokseny reprezentujące augit diopsydowy o kącie  $z/\gamma = 42^\circ$ . Drobne blaszki towarzyszące pseudomorfozom po piroksenach tworzy biotyt, niekiedy częściowo schłorytyzowany.

Kwarc wypełnia przestrzenie o nieregularnych kształtach pomiędzy różnymi składnikami. Minerały nieprzezroczyste reprezentuje przede wszystkim ilmenit.

Skład mineralny i struktura skały odpowiadają według ogólnie przyjętych kryteriów klasyfikacyjnych diabazowi kwarconośnemu (A. Johansen, 1949), natomiast według klasyfikacji skał żyłowych — stosowanej przez B. Hejtmana (1957) — porfirytowi diorytowemu.

Kontakt diabazu z łupkami sylurskimi w stropie i spągu zaznacza się dość cienkimi, lecz wyraźnymi strefami. Makroskopowo diabaz jest tutaj jasnoszary, a w płytkach cienkich strefa endokontaktowa wyraża się zmianą struktury i karbonatyzacją diabazu.

III. Diabaz o strukturze porfirowej z intersertalnym tłem występuje na głębokości 2591,1÷2593,7 m. Stanowi skałę ciemnoszarą z odcieniem zielonym o strukturze drobnoziarnistej. Strefy kontaktowe żyły w stropie i spągu barwy jasnoszaropopielatej mają miąższości około 20÷30 cm. W płytkach cienkich struktura diabazu jest porfirowo-intersertalna lub ofitowa (tabl. I, fig. 5). W przekroju żyły zaznacza się wyraźna zmiana wielkości kryształów. Plagioklasy tła skalnego, osiągające w środkowej części żyły wymiary 0,8—1,4 mm, w stropie mają tylko 0,3—0,8 mm, a w spągu 0,05÷0,1 mm. Średnica fenokryształów plagioklazów waha się najczęściej w granicach 2÷4 mm.

Głównym składnikiem skały są plagioklasy, które stanowią około 60% objętościowych. Poza tym występują: pseudomorfozy po piroksenach, amfibole, chloryt, biotyt, węglany i minerały nieprzezroczyste (tab. 3).

Listewkowe plagioklasy tła skalnego mają skład andezynu zmienny w zakresie 31—46% An. Zmiany składu andezynu związane są z niejednorodną pasową budową i zmiennością składu plagioklazów w profilu żyły. W niektórych miejscach obwódki plagioklazów tła skalnego mają skład oligoklazu (do 20% An). Fenokryształy plagioklazów, reprezentujące labrador o średniej zawartości około 60% An, mają zwykle dobrze rozwiniętą budowę bliźniaczą i pasową. Skład ich zmienia się więc od bytownitu (jądra do 80% An) do andezynu (zewewnętrzne obwódki do 45% An). Często jest tutaj wielokrotna i rekurencyjna budowa pasowa. Plagioklasy fenokryształów i tła są dobrze zachowane.

Pirokseny są całkowicie przeobrażone; częste są jednak pseudomorfozy o typowych postaciach popiroksenowych, zbudowane z węglanów i chlorytu wraz z ilmenitem. Strefowy układ produktów przeobrażeń w pseudomorfozach świadczy o zmiennym pierwotnym składzie piroksenów. Dobrze zachowane są amfibole reprezentowane przez brunatną hornblendę o kącie  $\alpha/\gamma = 12^\circ$ . Zielonkawy chloryt wykształcony w postaci blaszkowych lub ziarnistych agregatów wypełnia interstycje; inna odmiana chlorytu występuje natomiast w pseudomorfozach po piroksenach. Węglany biorą również udział w budowie pseudomorfoz lub też występują w postaci nieprawidłowych skupień. Sporadycznie spotyka się blaszki biotyту. Dość dużo jest minerałów nieprzezroczystych, reprezentowanych głównie przez ilmenit i częściami przez magnetyt.

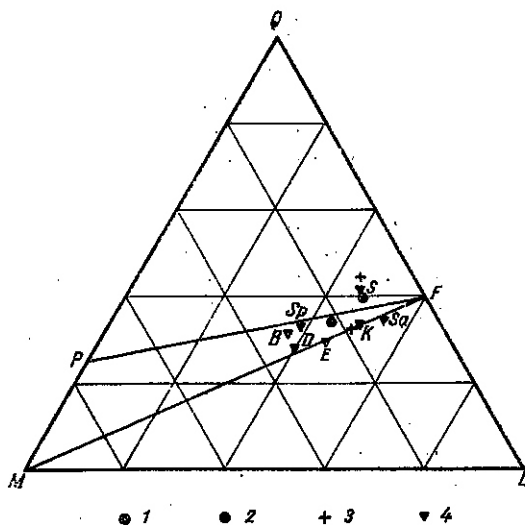
Kontakty diabazu z otaczającymi skałami są dobrze rozwinięte i świadczą o wzajemnym oddziaływaniu skał podczas intruzji diabazu. W stropie żyły strefa endokontaktowa diabazu z piaskowcem jest cieńsza niż w spągu, gdzie z diabazem stykają się skały mułowcowo-piaszczyste z przewarstwieniami ilasto-węglanowymi. Strefy endokontaktowe w diabazie wyrażają się zmianą struktury oraz silną karbonatyzacją. Piaskowce na kontakcie z diabazem uległy rekryształizacji.

Tabela 4

Skład chemiczny skał żyłowych z otworu Olsztyn IG-2

Składniki	Mikrosjenit albitowy głębokość 2175,0 m		Diabaz kwarconośny głębokość 2304,5 m	
	procent wagowy	wartość molekularna	procent wagowy	wartość molekularna
SiO <sub>2</sub>	57,76	963	47,67	794
TiO <sub>2</sub>	1,32	16	3,12	39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	158	14,90	146
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	7	3,51	22
FeO	5,17	72	7,60	106
MnO	0,16	2	0,10	1
MgO	3,25	81	5,28	132
CaO	2,32	41	5,65	100
Na <sub>2</sub> O	5,18	84	4,31	69
K <sub>2</sub> O	3,54	37	1,78	19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	4	0,47	4
CO <sub>2</sub>	0,34	—	1,70	—

Fig. 2. Skały magmowe okolic Olsztyna na diagramie QLM według P. Niggliego  
Magmatic rocks of the Olsztyn vicinity on QLM diagram according to P. Niggli



1 — mikrosjenit z otworu Olsztyn 2; 2 — diabaz z otworu Olsztyn 2; 3 — mikrosjenit anortoklazowy z otworu Olsztyn 1 według Z. Gumowskiej; 1 M. Juskowiakowej (1989); 4 — analizy średnie według R. A. Daly; S — sjenit; Sa — sjenit alkaliczny; K — komptonit; E — essek-syt; Sp — spesartyt; D — diabaz; B — bazalt

1 — microsyenite from bore hole Olsztyn 2; 2 — diabase from bore hole Olsztyn 2; 3 — anorthoclase microsyenite from bore hole Olsztyn 1, according to Z. Gumowska and M. Juskowiakowa (1989); 4 — average analyses according to R. A. Daly; S — syenite, Sa — alkaline syenite; K — comptonite; E — essexite; Sp — spessartite; D — diabase; B — basalt

## BADANIA CHEMICZNE

Analizy chemiczne wykonano z mikrosjenitu albitowego oraz diabazu kwarconośnego (tab. 4). Obie próbki reprezentujące odmienne typy skał różnią się zawartością prawie wszystkich głównych składników, co ilustrują również przeliczenia na minerały według P. Niggliego (tab. 5).

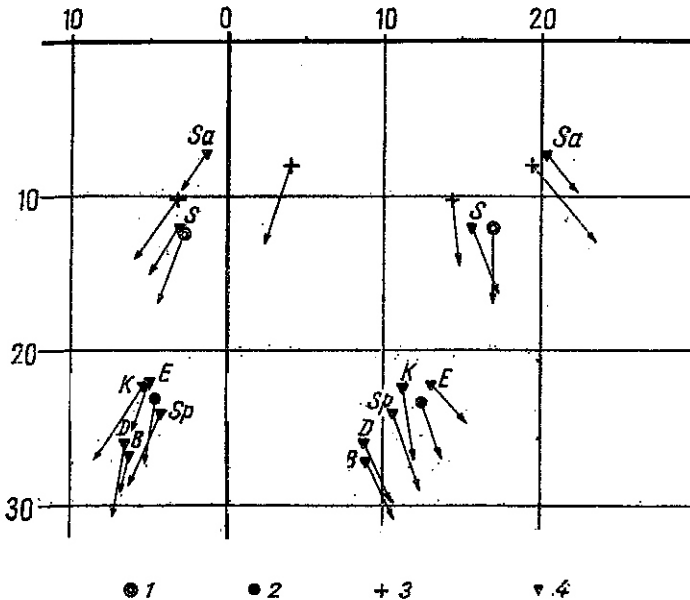


Fig. 3. Skály magmowe okolic Olsztyna na diagramie A: N. Zawarickiego.  
 Magmatic rocks of the Olsztyn vicinity on A. N. Zawaricki's diagram  
 Objaśnienia wektorów jak przy fig. 2  
 Explanations of vectors as in Fig. 2

Tabela 5  
 Minały skał żyłowych z otworu Olsztyn IG-2 według P. Niggiego

Minały	Mikrosjenit albitowy głębokość 2175,0 m	Diabaz kwarconofny głębokość 2304,5 m
Q	37,1	29,4
Ru	0,9	2,3
Kp	12,6	6,7
Ne	28,7	24,2
Cal	3,9	10,2
Cs	—	0,8
Sp	2,4	—
Fa	5,7	7,5
Fo	5,7	11,6
Mt	1,2	3,8
Cp	1,1	1,2
Cc	0,7	2,3

Mikrosjenit albitowy zawiera w swym składzie jako główne minerały Q (37,1%), Ne (28,7%) i Kp (12,6%), gdy tymczasem w diabazie wartości tych minerałów są niższe, natomiast wyższe wartości osiągają minerały: Fo (11,6%), Fa (7,5%), Cal (10,2%) i Mt (3,8%). Różnice w normatywnym



składzie skał powodują różnicowanie ich parametrów podstawowych: Q, L i M (fig. 2). Na projekcji A. N. Zawarickiego (fig. 3) wektory mikrosjenitu zbliżone są do średniego sjenitu według R. Daly i reprezentują skałę szeregu normalnego o odmiennych nieco właściwościach chemicznych od peralkalicznego mikrosjenitu anortoklazowego z otworu Olsztyn IG-1 (Z. Gumowska, M. Juskowiakowa, 1969). Wektory diabazu z Olsztyna reprezentują skałę kwaśniejszą od średniego składu diabazu lub bazaltu według R. Daly, o ryczałtowym składzie chemicznym, zbliżonym do średniego składu esseksytu — komponitu — spesartytu.

### PORÓWNANIA I WNIOSKI

Badania petrograficzne skał magmowych z otworu Olsztyn IG-2 wykazały duże ich różnicowanie. Stwierdzono tutaj cztery żyły przecinające skały osadowe różnych poziomów stratygraficznych (tab. 1). Badania mikroskopowe i chemiczne skał magmowych z Olsztyna wykazały, że reprezentują one dwie różne grupy, w najwyższym — nadsylurskim — poziomie występuje mikrosjenit albitowy, natomiast utwory sylurskie i kambryjskie przecinają diabazy.

Mikrosjenit albitowy o strukturze porfirowej i składzie chemicznym odpowiadającym średnim sjenitom nie ma wyraźnych stref kontaktowych. W przekroju intruzji struktura skały nie ulega zmianie, w stropie natomiast charakterystyczne są przeobrażenia typu hipergenicznego miąższości około 5 metrów. Cechy te mogą wskazywać na okresowe odsłonięcie intruzji, z czym związana mogła być erozja jej powierzchni i przemiany typu wietrzeniowego.

Diabazy występujące wśród utworów sylurskich i kambryjskich są różnicowane pod względem składu mineralnego i stopnia wtórnych przeobrażeń. Łupki sylurskie przecina diabaz kwarconośny o strukturze porfirowo-intersertalnej, utwory kambryjskie natomiast diabaz typowy o strukturze porfirowej, z tłem intersertalnym lub ofitowym. W żyłach diabazowych dobrze wykształcone są strefy endokontaktowe, zaznaczające się zmianą barwy i struktury oraz silnym przeobrażeniem, głównie karbonatyzacją.

Badania petrograficzne paleozoicznych skał magmowych z otworu Olsztyn IG-2 wraz z opublikowanymi przez Z. Gumowską i M. Juskowiakową (1969) wynikami badań mikrosjenitu z otworu Olsztyn IG-1 stanowią materiał do ogólniejszej charakterystyki paleozoicznego magmatyzmu tego rejonu w strefie granicznej wyniesienia mazursko-suwalskiego i obniżenia nadbałtyckiego. Poznane tutaj skały reprezentowane są przez asocjację diabazów i sjenitów alkalicznych, przechodzących w odmiany peralkaliczne. Skały te występują w postaci drobnych intruzji typu hipabisalnego — niewielkich miąższości żył lub dajek, o czym świadczą zarówno cechy strukturalne skał, jak i rozwój stref kontaktowych. Przecinają one skały osadowe kambru, ordowiku i syluru oraz występują pomiędzy sylurem i cechsztynem. Forma geologiczna występującej na osadach syluru intruzji mikrosjenitu nie może być jednoznacznie zdefinio-

wana, gdyż w jej stropie dostrzega się wpływ procesów denudacji. Na obszarze badań brak jest osadów dewonu i karbonu, wobec czego rola procesów magmowych w tych okresach jest również nieznana. W najbliższych okolicach Olsztyna diabazy przecinające piaskowce kambryjskie nawiercone zostały przed kilku laty również w Pastęku, a ostatnio także Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych nawierciło paleozoiczne skały magmowe w Dębowicach Wielkich. M. Juskowiak i J. Pokorski (1970) opisali ponadto otoczaki i gładziki porfirów oraz mikrosjenitów alkalicznych i peralkalicznych występujące na złożu wtórnym w osadach czerwonego spagowca okolic Goldapi.

Dokładniejsze ustalenie etapów magmatyzmu paleozoicznego jest obecnie niemożliwe ze względu na słaby dotychczas stan rozpoznania wierceniemi tych skał. Wzmoczenie działalności magmatycznej związane jest na pewno z okresem ordowickim i sylurskim. W utworach tych bowiem oprócz licznych żył diabazowych bardzo pospolite są zbentonizowane osady piroklastyczne. Według A. Kuźniarowej (1971) zbentonizowane osady litofacji piroklastycznej występują w otworze Olsztyn w kilkunastu poziomach. Obecność osadów piroklastycznych w sylurze i ordowiku może świadczyć o rozwoju procesów wulkanicznych w tym czasie, z którymi związane mogą być subwulkaniczne i hipabisalne intruzje diabazów.

Alkaliczny i peralkaliczny magmatyzm paleozoiczny, zamykający się okresem przedcechsztyńskim jako górną granicą nie stanowi również pojedynczego epizodu, lecz jak wykazują dotychczasowe wyniki badań, rozwinął się na przestrzeni dłuższego czasu. Wiek bezwzględny mikrosjenitów oznaczony przez T. Depciucha (1971) metodą K-Ar z otworu Olsztyn IG-1 (głęb. 2025 m) wynosi  $289 \cdot 10^6$  lat, a z otworu Olsztyn IG-2 (głęb. 2174 m) —  $292 \cdot 10^6$  lat. Badania Z. Gumowskiej i M. Juskowiakowej (1969) wykazały, że mikrosjenit anortoklazowy z otworu Olsztyn IG-1, którego odpowiedniki znajdowano również wśród materiału okrucowego, reprezentuje końcowe produkty dyferencjacji magmy szeregu agpaitowego. Autorki sugerują genetyczny związek mikrosjenitu z Olsztyna ze sjenitami alkalicznymi intruzji ełckiej (O. Juskowiak, 1971), których wiek w świetle dotychczasowych datowań jest ciągle dyskusyjny (A. Łaszkiwicz, 1960; K. Przewłocki i in., 1962). Należy w tym miejscu zaznaczyć, że wykonane ostatnio przez T. Depciucha (1971) oznaczenia wieku sjenitu ełckiego metodą argonową wskazują na młodszy od prekambru, paleozoiczny wiek tych skał. O. Juskowiak i W. Ryka (1969) badając selwsbergit z Ciechanowa próbowali również ustalić wzajemną sukcesję niektórych skał alkalicznych Niżu na podstawie ich właściwości chemicznych. Podkreślając, że sodowe skały magmowe znane są na obszarach platformowych jako najmłodsze elementy kończące długotrwałe procesy metamorficzno-magmowe, wykazali oni, że sjenity intruzji ełckiej i sjenity przecinające gabro śniardwiańskie są bardziej potasowe od selwsbergitu z Ciechanowa i żył mikrosjenitów z Ełku oraz Olsztyna.

## PIŚMIENNICTWO

- DEPCIUCH T. (1971) — Badania geochronologiczne. W: Skąły podłoża północno-wschodniej Polski. Pr. Inst. Geol., 60. Warszawa.
- GUMOWSKA Z., JUSKOWIAKOWA M. (1969) — Mikrosjenit anortoklazowy z Olsztyna. Biul. Inst. Geol., 225, p. 221—244. Warszawa.
- HEJTMAN B. (1957) — Systematická petrografie vyvřelých hornin. Praha.
- JOHANNSEN A. (1949) — A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago.
- JUSKOWIAK M., POKORSKI J. (1970) — Osady permu w synekklizie perybałtyckiej. Biul. Inst. Geol., 224. Warszawa.
- JUSKOWIAK O. (1969) — Sjenity masywu ełckiego. Kwart. geol., 13, p. 691—692, nr 3. Warszawa.
- JUSKOWIAK O. (1971) — Skąły plutoniczne północno-wschodniej Polski. Biul. Inst. Geol., 245, p. 7—103. Warszawa.
- JUSKOWIAK O., RYKA W. (1969) — Selwbergit z Clechanowa — peralkaliczny sjenit hipabisalny. Kwart. geol., 13, p. 491—500, nr 3. Warszawa.
- KUZNIAKOWA A. (1971) — Nowe dane o petrografii ordowiku i syluru na Niżu Polskim. Biul. Inst. Geol., 245, p. 253—347. Warszawa.
- LASZKIEWICZ A. (1960) — Skąły i minerały podłoża Niżu Polskiego. Kwart. geol., 4, p. 819—825, nr 4. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1967) — Dokumentacja wyników głębokiego wiercenia Olsztyn IG-2 Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H. H., FAUL H. (1962) — Age of some granitic rocks in Poland. Geochim. cosmochim. Acta. 26, nr 10, p. 1069—1075. Oksford-London-New York.

Марта ЮСКОВЯК, Олех ЮСКОВЯК

О ПАЛЕЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ  
ОКРЕСТНОСТЕЙ ОЛЬШТЫНА

Резюме

Проявления палеозойского магматизма на границе Мазурско-Сувальского поднятия и Прибалтийской впадины до сих пор изучены только в нескольких буровых скважинах. Петрографические и химические исследования магматических пород, пробивающих палеозойские осадочные породы различных стратиграфических горизонтов (таб. 1), скважины Ольштын IG 2 показали, что они представлены диабазами и альбитовым микросенитом.

Альбитовый микросенит порфировой структуры с бостонитовым матриксом, состоит из альбита и хлорита, а также других второстепенных минералов (таб. 2), а его химический состав соответствует средним сенинтам (таб. 4, фиг. 2 и 3). Диабазы, залегающие среди силурских и кембрийских отложений дифференцированы с точки зрения минерального состава и вторичных преобразований (таб. 3). Силурские сланцы пробивает кварценосный диабаз порфирово-интерсертальной структуры, а в кембрийских песчаниках залегает типичный диабаз порфировой структуры с интерсертальным фоном. Диабазы образуют мелкие интрузии гипабиссального типа — жилы и дайки небольшой мощности, о чем свидетельствуют их структурные свойства и развитие контактных зон. Трудно однозначно определить геоло-

гическую форму интрузии микросиенита, имеющую место в отложениях силура, так как в её кровле отмечается влияние процессов денудации.

Четкое установление этапов палеозойского магматизма ещё является трудным из-за слабой разведанности. Усиление магматической деятельности вероятно связано с ордовиком и силуrom. В этих отложениях, кроме множества диабазовых жил, обычными являются бентонитизированные пирокластические отложения (А. Кузнецова, 1971). Алкалический и пералкалический палеозойский магматизм, верхней границей которого является докембрийский период, также развивался в течение долгого времени. Определенный методом  $K-Ar$ , абсолютный возраст анортоклазового микросиенита из скважины Ольштын ИГ 1 (глуб. 2025 м) составляет  $289,10^6$  лет, а альбитового микросиенита из скважины Ольштын ИГ 2 (глуб. 2174 м) —  $292,10^6$  лет (Т. Дешкох, 1971).

З. Гумовска и М. Юсковяк (1969) считают, что анортоклазовый микросиенит из скважины Ольштын ИГ 1 представляет собой конечный продукт дифференциации магмы агпайтового ряда и генетически связан с алкалическими сиенитами эльсской структуры (О. Юсковяк, 1971).

О. Юсковяк и В. Рыка (1969), подчеркивая, что самыми молодыми элементами на платформенных территориях являются натриевые магматические породы, показали, что сиениты эльсской интрузии и сиениты, прорезающие скарпидвианские габбро, являются более калиевыми, чем сельсбергерит из Цеханова и из жил микросиенитов в Эльке и Ольштыне.

Marta JUSKOWIAK, Olech JUSKOWIAK

## ON PALAEOZOIC MAGMATIC ROCKS IN THE VICINITY OF OLSZTYN

### Summary

Phenomena of the Palaeozoic magmatism between the Mazury-Suwałki elevation and the Peri-Baltic syncline have so far been recognized in some bore holes only. Petrographical and chemical examinations of magmatic rocks that cut the Palaeozoic sedimentary formations of various stratigraphical horizons (Table 1), observed in bore hole Olsztyn IG 2, have demonstrated that these rocks represent both diabases and albite microsyenite.

The albite microsyenite, characterized by porphyry texture with hostite groundmass, is built of albite and chlorite and of other subordinate minerals (Table 2), its chemical composition corresponding to intermediate syenites (Table 4, Figs. 2 and 3). Diabases that are found within the Silurian and Cambrian formations are differentiated, mainly as concerns their mineral composition and secondary alterations (Table 3). The Silurian schists are cut by quartz-bearing diabase of porphyry-interstitial texture, whereas the Cambrian sandstones reveal type diabase, characterized by porphyry texture with interstitial or ophitic groundmass. The diabases make small intrusions of hypabyssal type, mainly thin veins and dikes, as proved by their structural features and by the development of contact zones. The geological form of the microsyenite intrusion that occurs on the Silurian deposits, may hardly be defined univocally, since its top is strongly affected by denudation processes.

A detailed definition of the individual stages of the Palaeozoic magmatism is difficult due to insufficient reconnaissance of the area considered. An increased magmatic activity was most probably related to the Ordovician and Silurian periods,

since these formations reveal, in addition to numerous diabase veins, also numerous layers of bentonitized pyroclastic deposits (A. Kuźniarowa, 1971). Alcalic and peralcalic Palaeozoic magmatism, the upper boundary of which ends with the pre-Zechstein period, developed longer. The absolute age of the anorthoclase microsyenite (bore hole Olsztyn IG-1, depth 2025 m), determined by K-Ar method, amounts to 280, 10<sup>6</sup> years, and that of the albite microsyenite (bore hole Olsztyn IG 2, depth 2174 m) — 292 . 10<sup>6</sup> years (T. Depciuch, 1971).

According to Z. Gumowska and M. Juskowiak (1969) the anorthoclase microsyenite from the bore hole Olsztyn IG 1 represents the final products of magma differentiation of the agpaite series, and genetically is related to the alkali syenites of the Elk intrusion (O. Juskowiak, 1971).

Emphasizing that the youngest elements found within the platform area are built of sodium magmatic rocks, O. Juskowiak and W. Ryka (1969) have demonstrated that the syenites of the Elk intrusion and the syenites that cut the Śniardwy Lake gabbro are more potassic than the sölvbergite from Ciechanów and the microsyenite veins from Elk and Olsztyn.

#### TABLICA I

- Fig. 4. Porfirowy mikrosjenit albitowy. Otwór Olsztyn 2, głęb. 2182,0 m. Polaroidy skrzyżowane, pow. 18 X  
Porphyry albite microsyenite. Bore hole Olsztyn 2, depth 2182,0 m. Crossed polaroids, enl. X 18
- Fig. 5. Diabaz o strukturze porfirowej z intersertalnym tłem. Otwór Olsztyn 2, głęb. 2592,7 m. Polaroidy skrzyżowane, pow. 18 X  
Diabase of porphyry structure with intersertal matrix. Bore hole Olsztyn 2, depth 2592,7 m. Crossed polaroids, enl. X 18

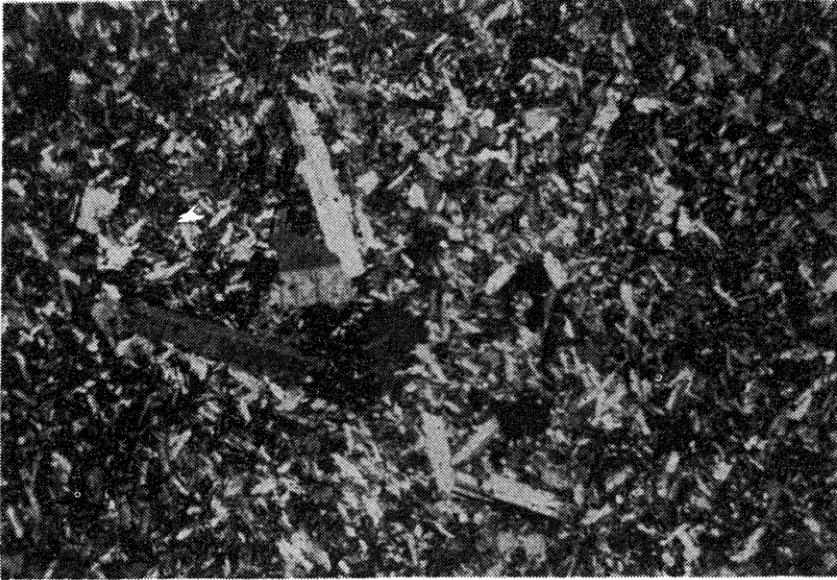


Fig. 4

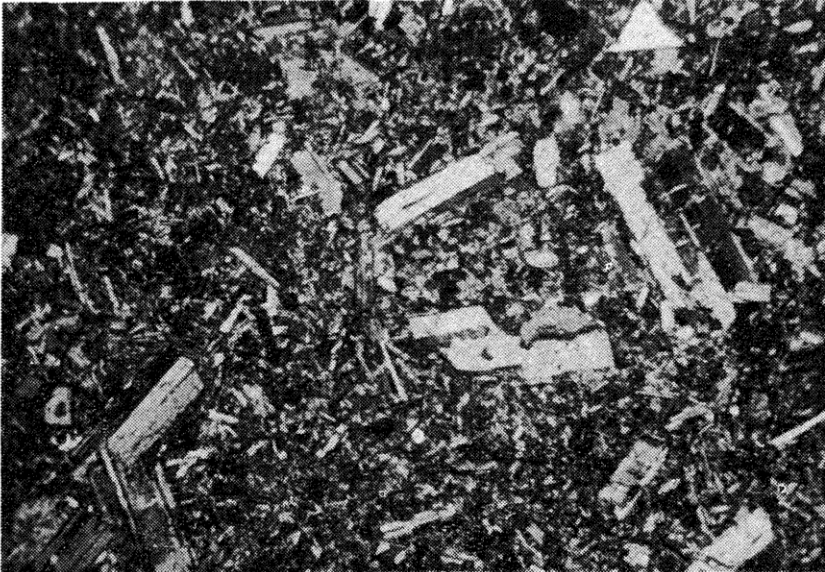


Fig. 5