

WIESŁAW HEFLIK i KONRAD KONIOR

## Intruzja cieszynitowa i skały przeobrażone w utworach podłoża okolic Bielska

**STRESZCZENIE:** W wierceniu Bielsko 4 na głębokości 1963,6—1964,3 m napotkano wśród dolnodewońskich utworów podłoża intruzję zasadowej skały magmowej przypominającej cieszynity. Badania petrograficzne wykazały, że skała ta jest niewątpliwie cieszynitem. Fakt ten potwierdza poglądy na wiek i okoliczności intruzji magmy cieszynitowej wyrażone przez K. Koniora w 1959 roku, oraz dawniejsze poglądy J. Nowaka (1930). Poniżej skały cieszynitowej wiercenie Bielsko 4 napotkało na głębokości 1970 m skały metamorficzne. Badania stwierdziły, że są to granitoidy metasomatyczne. Przypominają one skały metamorficzne z wiercenia Puńców 1 (Konior & Tokarski 1959).

### WSTĘP

Ukończone w 1963 roku głębokie wiercenie Bielsko 4 w Hałcnowie koło Bielska posiada szczególne znaczenie dla geologicznego rozpoznania brzeżnej części Karpat okolicy Bielska i jej podłoża. Wiercenie to bowiem stwierdziło: 1° bardzo nieznaczną miąższość warstw cieszynskich wynoszącą zaledwie 142 m, 2° wyjątkowo dużą w tym rejonie miąższość płaszczowiny podśląskiej, bo osiągającą aż 948 m, 3° obfitą makrofaunę helwecką (Konior & Krach 1964) pod typową dolnotortońską serią dębowiecką na głębokości 1660,5—1679,0 m, 4° że w występującej na głębokości 1721 m serii utworów paleozoicznego podłoża najmłodszym ogniwem są tu dolomity eiflu, pod którymi napotkano klastyczne osady koblencu, 5° występowanie intruzji cieszynitu poniżej dolnego dewonu, 6° w samym spodzie wiercenia na głębokości 1970 m skały metamorficzne.

Niestety, na skutek rzadkiego rdzeniowania mechanicznego oraz przeprowadzenia profilowania elektrycznego i radioaktywnego tylko do głębokości 1850 m, wgląd w stratyografię podłoża najniższego 156,1 m odcinka wiercenia jest niewystarczający.

Uzyskany fragmentaryczny materiał rdzeniowy z wiercenia Bielsko 4 został możliwie wszechstronnie zbadany przy współpracy petrografa dr W. Heflika, który przestudiował płytki cienkie przewierconych skał

zachowane w skałe nieliczne ziarna augitu z charakterystyczną dla niego łupliwością. W przestrzeniach międzyzerdkowych obserwowano także pojedyncze osobniki tytanitu. Minerale ten występuje najczęściej w charakterystycznym przekroju kopertowatym. Prócz tego na tle skały stwierdzono również występowanie dużej ilości wodorotlenków żelaza, wykształconych w postaci żółtobrunatnego pyłu.

Ciasto skalne tworzące wypełnienia interstycji jest bardzo silnie przeobrażone. Wykazuje ono zabarwienie zielonkawe i odznacza się słabym pleochroizmem. Zjawiska te wskazują na silnie zaawansowany proces chlorytyzacji szkliwa. Należy jeszcze zauważyć, że w obrębie opisywanej skały występują liczne skupienia kalcytu. Ich tabliczkowate zarysy wskazują na to, że mogą one być pseudomorfozami po augitach lub po skaleniach.

Badania mikroskopowe wykazują, iż skała magmowa z wiercenia Bielsko 4 zbudowana jest z tych samych elementów, które — według K. Smulikowskiego (1929, 1930) i J. Morozewicza (1890) — wchodzi w skład cieszynitów. Za przynależnością tej skały do cieszynitów przemawia również jej duże podobieństwo do cieszynitu napotkanego w wierceniu Cieszyn 2 na głębokości 605,4—611,0 m (pl. II, fig. 1).

### *Badania chemiczne*

Z analizy chemicznej (tab. 1), wykonanej ze skały magmowej nawierconej w otworze Bielsko 4 na głębokości 1963,6—1964,1 m, wynika, że charakteryzuje się ona stosunkowo małą zawartością krzemionki, natomiast dość znacznym udziałem alkaliów, wśród których sód przeważa nad potasem, oraz podwyższoną zawartością wapnia i wody konstytucyjnej. Podwyższona zawartość  $\text{CO}_2$  wynika z obecności kalcytu, który stwierdzony został również badaniami mikroskopowymi.

Celem bliższego scharakteryzowania chemizmu badanej skały, przeliczono wyniki analizy chemicznej na parametry Niggliego (tab. 2) i Beckego (tab. 3), a następnie na ich podstawie wykonano wykresy. W sporządzonych tabelach i wykresach zamieszczono wyniki badań uzyskane przez K. Smulikowskiego (1929, 1930), a także W. Parachoniaka (1962) z podobnych skał występujących na omawianym obszarze.

Figura 1 przedstawia trójkąt Beckego. Charakterystyczne jest, że punkty projekcyjne dla skały z wiercenia Bielsko 4 i cieszynitu z wiercenia Pogórz 7 (Parachoniak 1962) nie leżą wśród punktów układających się na linii prawie prostej, wynikającej z projekcji analiz zamieszczonych przez K. Smulikowskiego (1929). Nieco odmienne położenie tych punktów wynika z podwyższonej zawartości parametru  $c_0$ , którego zwiększenie się spowodowane jest silnym przeobrażeniem badanej skały, doprowadzającym do nieznacznego odprowadzenia między innymi alkaliów,

sensację, dlatego też wyniki obserwacji megaskopowych musiały zostać poparte przez drobiazgowo badania mikroskopowe i chemiczne. Dopiero wyniki tych badań i zestawienia porównawcze pozwoliły ostatecznie stwierdzić, że skała magmowa napotkana na głębokości 1963,6—1964,1 m jest cieszynitem.

### *Badania mikroskopowe*

Nawiercona w otworze Bielsko 4 na głębokości 1963,6—1964,1 m skała magmowa charakteryzuje się strukturą porfirową. Zbudowana jest w przewodzie z dużych źerdeł plagioklazów oraz silnie przeobrażonego ciasta skalnego (pl. I, fig. 1 i 2). Plagioklasy, podobnie jak ciasto skalne, są również intensywnie przeobrażone. Wykazują one budowę niejednorodną. Części centralne poszczególnych osobników są bardziej przeobrażone i odpowiadają typowym plagioklazom. Części peryferyczne źerdeł skaleniowych wykazują inny charakter. Są one przede wszystkim pozbawione zbliźniczenia. Barwy interferencyjne mają nieznacznie wyższe niż jądro plagioklazowe, odznaczające się charakterystycznym zmętnieniem. Własności te wskazują, że są to prawie czyste skalenie sodowe (albit). Mimo intensywnego przeobrażenia występujących wewnątrz tabliczek skaleniowych plagioklazów, na niektórych z nich pomierzono w płaszczyźnie prostopadłej (do 010) kąt maksymalnego ściemniania światła ( $\angle 010/\alpha'$ ); wynosi on  $+40^\circ$ . Wartość tego kąta wskazuje, że w plagioklazie znajduje się 70% anortytu. W badanej skale występują także nieliczne skalenie potasowe (ortoklaz). Podobnie jak plagioklasy, są one bardzo intensywnie przeobrażone. Z obserwacji skaleni wynika więc, że w opisywanej skale magmowej występują dwie generacje skaleni — starsza, reprezentowana przez zasadowe plagioklasy, i młodsza odpowiadająca albitowi i ortoklazowi. Wielkość źerdeł skaleniowych jest różna. Jedne są wydłużone, inne zaś krótkie i pozbawione własnych zarysów. Jedne i drugie rozmieszczone są w obrębie skały w sposób chaotyczny.

Obok plagioklazów występują często minerały, które niewątpliwie należą do produktów wtórnych. Wykazują one budowę włóknistą i niskie barwy interferencyjne. Są to zeolity.

Z minerałów femicznych występuje przede wszystkim hornblenda. Obserwowano ją zarówno w przekrojach równoległych, jak też i prostopadłych do osi krystalograficznej Z. Pleochroizm, na skutek przeobrażenia tego minerału, zachowany jest w bardzo nieznacznym stopniu. Należy jeszcze zaznaczyć, że — oprócz przeobrażenia o charakterze substancjonalnym — większość osobników jest silnie porozrywana. Do minerałów femicznych należą także dość licznie reprezentowane skupienia hematytu. Zarysy skupień mają charakter tabliczek i wskazują one, że pierwotnie występowały również w skale augity, których produktem przeobrażenia jest hematyt. O obecności augitu świadczą również stosunkowo dobrze

zachowane w skale nieliczne ziarna augitu z charakterystyczną dla niego łupliwością. W przestrzeniach międzyzerdkowych obserwowano także pojedyncze osobniki tytanitu. Minerale ten występuje najczęściej w charakterystycznym przekroju kopertowatym. Prócz tego na tle skały stwierdzono również występowanie dużej ilości wodorotlenków żelaza, wykształconych w postaci żółtobrunatnego pyłu.

Ciasto skalne tworzące wypełnienia interstycji jest bardzo silnie przeobrażone. Wykazuje ono zabarwienie zielonkawe i odznacza się słabym pleochroizmem. Zjawiska te wskazują na silnie zaawansowany proces chlorytyzacji szkliwa. Należy jeszcze zauważyć, że w obrębie opisywanej skały występują liczne skupienia kalcytu. Ich tabliczkowate zarysy wskazują na to, że mogą one być pseudomorfozami po augitach lub po skaleniach.

Badania mikroskopowe wykazują, iż skała magmowa z wiercenia Bielsko 4 zbudowana jest z tych samych elementów, które — według K. Smulikowskiego (1929, 1930) i J. Morozewicza (1890) — wchodzi w skład cieszynitów. Za przynależnością tej skały do cieszynitów przemawia również jej duże podobieństwo do cieszynitu napotkanego w wierceniu Cieszyn 2 na głębokości 605,4—611,0 m (pl. II, fig. 1).

### *Badania chemiczne*

Z analizy chemicznej (tab. 1), wykonanej ze skały magmowej nawierconej w otworze Bielsko 4 na głębokości 1963,6—1964,1 m, wynika, że charakteryzuje się ona stosunkowo małą zawartością krzemionki, natomiast dość znacznym udziałem alkaliów, wśród których sód przeważa nad potasem, oraz podwyższoną zawartością wapnia i wody konstytucyjnej. Podwyższona zawartość  $\text{CO}_2$  wynika z obecności kalcytu, który stwierdzony został również badaniami mikroskopowymi.

Celem bliższego scharakteryzowania chemizmu badanej skały, przeliczono wyniki analizy chemicznej na parametry Niggliego (tab. 2) i Beckego (tab. 3), a następnie na ich podstawie wykonano wykresy. W sporządzonych tabelach i wykresach zamieszczono wyniki badań uzyskane przez K. Smulikowskiego (1929, 1930), a także W. Parachoniaka (1962) z podobnych skał występujących na omawianym obszarze.

Figura 1 przedstawia trójkąt Beckego. Charakterystyczne jest, że punkty projekcyjne dla skały z wiercenia Bielsko 4 i cieszynitu z wiercenia Pogórz 7 (Parachoniak 1962) nie leżą wśród punktów układających się na linii prawie prostej, wynikającej z projekcji analiz zamieszczonych przez K. Smulikowskiego (1929). Nieco odmienne położenie tych punktów wynika z podwyższonej zawartości parametru  $c_0$ , którego zwiększenie się spowodowane jest silnym przeobrażeniem badanej skały, doprowadzającym do nieznacznego odprowadzenia między innymi alkaliów,

Tabela (Liste) 1

Analiza chemiczna cieszynitu z wiercenia Bielsko 4  
Analyse chimique de la teschénite du forage Bielsko 4

Składnik	Zawartość w % wag.	Wyniki po uproszczeniu	% wag. po uproszczeniu	Udziały drobinowe	Zawartość w % drobinowych
SiO <sub>2</sub>	43,10	43,10	47,13	0,787	50,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,93	16,93	18,52	0,182	12,00
TiO <sub>2</sub>	1,01	1,01	1,12	0,014	0,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,47	—	—	—	—
FeO	6,11	11,03	12,06	0,167	10,70
MnO	0,18	0,18	0,19	0,003	0,19
MgO	4,71	4,71	5,15	0,127	8,14
CaO	11,08	11,08	12,12	0,216	13,90
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,40	2,62	0,042	2,70
K <sub>2</sub> O	1,00	1,00	1,09	0,012	0,77
H <sub>2</sub> O+	3,16				
H <sub>2</sub> O—	1,80				
CO <sub>2</sub>	2,50				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45				
Razem	99,90	91,44	100,00	1,550	100,00

Tabela (Liste) 2

Parametry T. Niggliego dla cieszynitów Śląska Cieszyńskiego i z wierceń Pogórz 7 i Bielsko 4  
Paramètres de T. Niggli pour les teschéinites de la Silésie de Cieszyn et des forages Pogórz 7 et  
Bielsko 4

Nr anal.	Miejscowość	si	al	fm	c	alk	k	mg
1	Stafič	68	7,8	74,5	15,9	1,8	0,66	0,77
2	Kamenna hůrká u Skorotina	70	8,7	68,9	18,8	3,6	0,21	0,73
3	Prchalov	90	12,6	50,1	31,7	5,6	0,41	0,59
4	Žilina	87	10,1	61,2	22,3	6,4	0,35	0,60
5	Rybi	87	12,6	56,7	24,9	5,8	0,27	0,67
6	Grodzic	91	16,8	48,7	26,6	7,9	0,33	0,58
7	Marklowice	100	18,1	43,4	29,5	9,0	0,52	0,55
8	Paskov	95	20,3	42,9	25,0	11,8	0,24	0,38
9	Boguszowice	122	21,4	43,6	23,4	11,6	0,26	0,57
10	Čertův mlýn	104	27,5	30,7	26,6	15,2	0,32	0,31
11	Dzięgielów	124	29,2	32,2	22,3	16,3	0,29	0,37
12	Puńców	156	41,3	12,4	22,1	24,2	0,48	0,18
13	wiercenie Pogórz 7	158	41,0	21,5	21,0	16,4	0,20	0,40
14	wiercenie Pogórz 7	174	39,9	34,0	11,6	14,9	0,10	0,30
15	wiercenie Bielsko 4	133	24,2	39,7	28,9	7,2	0,21	0,43

których ubytek zaznaczył się podwyższeniem zawartości  $c_0$ . Gdyby nie ten fakt, punkt projekcyjny na trójkącie Beckego powinien znaleźć się między punktami odpowiadającymi (analizy 6, 7 i 8 według K. Smulikowskiego — 1929) typowej magmie cieszynitowej, a więc mieściłby się w projekcji w położeniu pośrednim między szeregiem atlantyckim a pacyficznym. W dolnej części wykresu (fig. 1) punkty projekcyjne znajdują się poniżej strefy, w której skały nasycone są krzemionką. W tym przypadku są one zgodne z analizami K. Smulikowskiego (1929).

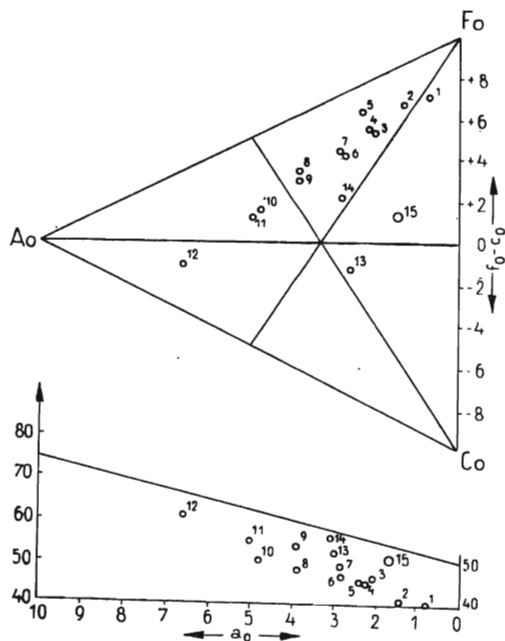


Fig. 1

Wykres projekcyjny Beckego dla cieszynitów Śląska Cieszyńskiego i z wierceń Pogórz 7 i Bielsko 4. Wykaz punktów na tabeli 3

Diagramme de la projection Becke pour les teshénites de la Silésie de Cieszyn et des forages Pogórz 7 et Bielsko 4. Spécification des points sur la liste 3

Wykres (fig. 2) skonstruowany jest na zasadzie Niggiego. Wynika z niego, że chemizm cieszynitów z wierceń Bielsko 4 i Pogórz 7 nie odbiega od składu chemicznego cieszynitów opracowywanych przez K. Smulikowskiego (1929, 1930).

Reasumując wyniki badań petrograficznych należy stwierdzić, że skała magmowa nawiercona w otworze Bielsko 4 należy do skał cieszynitowych związanych genetycznie z magmą facji cieszynitowej, występującą na obszarze południowej Polski w rejonie Cieszyn-Andrychów.

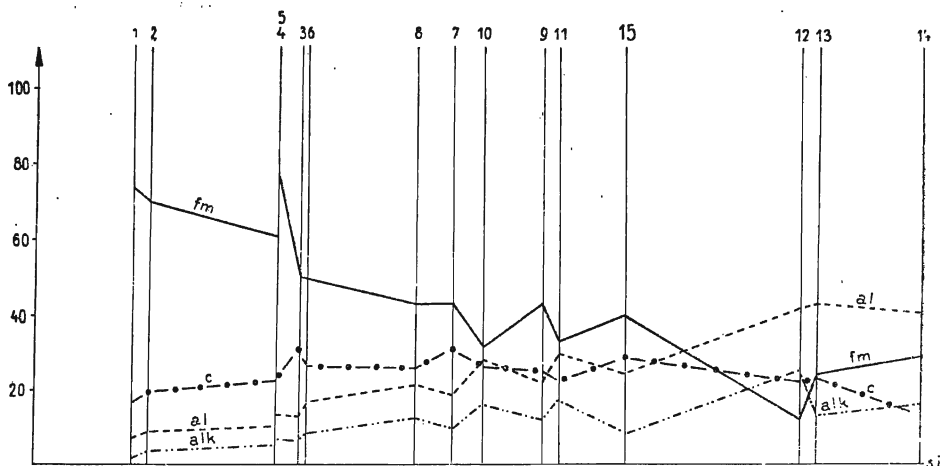


Fig. 2

Wykres dyferencyjacyjny według T. Niggliego dla cieszynitów Śląska Cieszyńskiego i z wierceń Pogórz 7 i Bielsko 4. Wykaz punktów na tabeli 2

Diagramme différentiel selon T. Niggli pour les teschenites de la Silésie de Cieszyn et des forages Pogórz 7 et Bielsko 4. Spécification des points sur la liste 2

Tabela (Liste) 3

Wartości projekcyjne F. Beckego dla cieszynitów Śląska Cieszyńskiego i z wierceń Pogórz 7 i Bielsko 4

Valeurs de la projection F. Becke pour les teschenites de la Silésie de Cieszyn et des forages Pogórz 7 et Bielsko 4

Nr anal.	Miejscowość	Si % mol	$a_0$	$c_0$	$f_0$	$f_0 - c_0$
1	Stafič	40,7	0,7	1,1	8,2	+7,1
2	Kamenna hůrka u Sko- rotina	41,2	1,3	1,0	7,7	+6,7
3	Prchalov	46,6	2,0	1,3	6,7	+5,4
4	Žilina	46,0	2,3	0,7	7,0	+6,3
5	Rybi	46,0	2,1	1,2	6,7	+5,5
6	Grodzic	47,1	2,7	1,5	5,8	+4,3
7	Marklowice	49,6	2,8	1,4	5,8	+4,4
8	Paskov	48,3	3,8	1,4	4,8	+3,4
9	Boguszowice	54,1	3,8	1,6	4,6	+3,0
10	Čertův mlýn	50,6	4,7	1,9	3,4	+1,5
11	Dziewielów	55,1	4,9	2,0	3,1	+1,1
12	Puńców	60,9	6,5	2,3	1,2	-1,1
13	wiercenie Pogórz 7	53,9	2,9	4,3	2,8	-1,5
14	wiercenie Pogórz 7	58,6	3,0	2,3	4,7	+2,4
15	wiercenie Bielsko 4	51,6	1,4	3,5	5,1	+1,6

Skała ta charakteryzuje się dużą zawartością CaO i przewagą sodu nad potasem. Nieznaczne odstępstwa w omawianej skale od magmy charakterystycznej dla typowych cieszyнитów wynikają z dość intensywnego przeobrażenia. Na pospolitost tego zjawiska zwrócił już szczególną uwagę K. Smulikowski (1929, 1930). Uważa on, iż zły stan zachowania skał cieszyнитowych obserwowanych na powierzchni spowodowany jest nadzwyczajnym rozpowszechnieniem i nasileniem metasomatozy termalnej. Natomiast zmiany dokonane w zwyczajnej temperaturze, a zatem podpadające pod właściwe pojęcie wietrzenia, zdają się odgrywać rolę całkiem podrzędną w porównaniu do przeobrażeń hydrotermalnych. Stąd też wydają się stosunkowo łatwe do wytłumaczenia dość znaczne odstępstwa poszczególnych typów opisywanych skał zarówno przez K. Smulikowskiego (1929, 1930), W. Parachoniaka (1962), jak też wykazane w niniejszej pracy.

#### SKAŁY METAMORFICZNE

Najniższą i najstarszą serię napotkaną w wierceni Bielsko 4 tworzą skały metamorficzne. Wystąpiły one w rdzeniu poniżej intruzji cieszyнитowej. Ponieważ między spodem cieszyinitu, przypadającym według pobranego rdzenia na głębokości 1964,1 m, a górą pierwszego rdzenia skał metamorficznych, przypadającą na głębokości 1970,5 m, znajduje się przerwa wynosząca 6,4 m, poprowadzenie dokładnej granicy między wspomnianymi typami skał nie jest możliwe. Sądząc po obrazie skały magmowej, jej wykształceniu i stanie zachowania, uzyskany z niej na głębokości 1963,6—1964,1 m rdzeń nie wskazuje na spąg intruzji, lecz miejsce bardziej oddalone, wewnętrzne. Z tego względu najbardziej prawdopodobne jest przyjęcie stropu skał metamorficznych w wierceni Bielsko 4 na głębokości 1970 m. Skały te przewiercono do końcowej głębokości czyli do 2006,1 m, a więc na odcinku 36,1 m. W obrębie tego interwału pobrane zostały trzy rdzenie, przy czym na sumaryczny interwał rdzeniowany wynoszący 15,4 m uzyskano zaledwie 2 m rdzenia, czyli tylko 13%. Już megaskopowe obejrzenie rdzeni pozwoliło stwierdzić występowanie głębokiego, metamorficznego podłoża. W wierceni Bielsko 4 osiągnięto je o 299 m wyżej niż w wierceni Puńców 1.

Opis rdzeni pobranych z przewierconych w otworze Bielsko 4 skał metamorficznych przedstawia się następująco.

1970,5—1975,6 m (wydobyto 0,5 m rdzenia)

Skała metamorficzna szaroróżowawa z wyraźnie zaznaczoną łupkowatością, złożona z dość dużych ziarn kwarcu i skaleni oraz blaszek muskowitu. Może to być jakiś paragnejs.

1986,4—1992,1 m (wydobyto 0,5 m rdzenia)

Skała ciemnoszara, łupkowata, metamorficzna, złożona z drobnych ziarn i blaszek kwarcu, muskowitu i biotyty, bardzo twarda. Może to być łupek kwarcowo-mikowy.



1992,1—1996,7 m (wydobyto 1 m rdzenia)

Skała ciemnoszara, metamorficzna, łupkowata, złożona z kwarcu, skaleni i muskowitu.

Nawiercone w otworze Bielsko 4 skały metamorficzne zostały podane szczegółowym badaniom petrograficznym, a mianowicie mikroskopowym i chemicznym.

### *Badania mikroskopowe*

Poniżej skały magmowej występują utwory krystaliczne, zbudowane głównie z kwarcu, skaleni i muskowitu. Rozwinięta w nich struktura glomeroblastyczna oraz częściowo zaznaczająca się tekstura warstwowa, pozwalają zakwalifikować je do granitoidów metamorficznych. Uwzględniając jednakże charakter przeobrażeń jakim podlegały, należy je zaliczyć do granitoidów metasomatycznych. Ich wykształcenie nie jest jednorodne. Dostrzega się w nich pewne zróżnicowania zaznaczające się bądź to w składzie mineralnym, bądź też w strukturze i teksturze skały.

Na głębokości 1970,5—1975,6 m występuje skała zbudowana głównie z kwarcu, którego ziarna są różnej wielkości i nie przekraczają średnicy 1 mm, miazgi skaleniowej, licznych blaszek muskowitu oraz dużej ilości skupień serycytowych.

Kwarc tworzy przeważnie różnej wielkości skupienia o charakterze glomeroblastów (pl. II, fig. 2) powstałych w procesie rekrytalizacji. Ponadto ziarna kwarcu bardzo często przerastają osobniki plagioklazów. Wzajemne przerastanie się ze sobą tych dwóch minerałów w wielu przypadkach przypomina strukturę napisową, obserwowaną w granitopegmatytach. Ściemnianie światła w większości ziarn jest jednostajne, a tylko nieliczne osobniki ściemniają w sposób falisty, spowodowany naprężeniami struktury krystalicznej wywołanymi rekrytalizacją poszczególnych ziarn.

Skalenie występują w dużych ilościach. Są to przeważnie polisynetycznie zbliżniaczone plagioklasy. Z pomiarów kąta ściemniania światła wynika, że są to kwaśne plagioklasy o maksymalnej zawartości 10% anortytu. Wykształcenie poszczególnych osobników jest nietypowe. Są to przeważnie fragmenty tabliczek, często porozrywanych lub poprzerastanych kwarcem. Minerale te są intensywnie przeobrażone. Zjawisko przeobrażenia podkreślone jest przez występowanie na ich powierzchniach licznych łusek serycytowych. W niektórych przypadkach przeobrażenie było tak intensywne, że po skaleniach pozostały jedynie pseudomorfozy całkowicie wypełnione serycytem. W obrębie skupień serycytowych obserwuje się ciągłe przejście od drobnych łusek do większych indywidualów odpowiadających już muskowitowi. Minerale ten występuje zarówno w obrębie skaleni, jak też i w przestrzeniach międzyziarnowych skały. Zwrócono jednakże uwagę, że nie we wszystkich skupieniach serycytowych występuje przejście do muskowitu. Bardzo często charakter

przeobrażeń skupień serycytowych przypomina proces kaolinizacji, powszechnie przebiegający w tych minerałach.

Muskowit występuje bardzo często i tworzy również skupienia o charakterze glomeroblastów. Występuje on w dwóch generacjach. Jedna z nich, uważana za starszą, powstała z przeobrażenia najprawdopodobniej biotyty. Poszczególne osobniki wchodzące w jej skład są na ogół mniejsze od generacji młodszej, która rozwinięta jest w postaci form typowo lepidoblastycznych.

W skale występują również pojedyncze silnie przeobrażone blaszki biotyty. Bardzo często obecne są po tych minerałach jedynie pseudomorfozy, wypełnione wodorotlenkami żelaza. W sąsiedztwie pseudomorfoz występują liczne kryształki cyrkonu, które zostały wypreparowane z biotyty w procesie przeobrażenia. Obserwuje się także pojedyncze ziarna apatyty.

Na głębokości 1986,4—1992,1 m nawiercono granitoid posiadający bardziej gruboziarnistą strukturę niż skała poprzednio opisana. Posiada on strukturę również glomeroblastyczną, podkreśloną przez występowanie skupień kwarcowych i skaleniowych powstałych w wyniku rekryształizacji (pl. III, fig. 1).

Kwarc tworzy zrosty wieloziarnowe. Światło ściemnia zarówno w sposób falisty jak też i prosty. Skalenie wykształcone są w postaci osobników stosunkowo dużych. Nadają one skale charakter struktury porfirowej. Posiadają tabliczkowate zarysy i są intensywnie zwietrzałe (zserycytyzowane). Znacznie intensywniejsze przeobrażenie dostrzega się w partiach centralnych tabliczek, a zwłaszcza na granicy płaszczyzn zrostów bliźniaczych. Taki sposób przeobrażenia plagioklazów pozwala przypuszczać, że ich budowa jest niejednolita. Znajduje to potwierdzenie w wynikach badań optycznych, które wskazują, że partie centralne poszczególnych osobników są bardziej zasadowe i w związku z tym mniej odporne na przeobrażenie od stref zewnętrznych, narosłych w procesie metasomatozy skały, odpowiadających na podstawie pomiaru kąta ściemniania światła albitowi.

Serycyt występuje w nieznacznej ilości. Jest on skoncentrowany głównie w obrębie skaleni. Bardzo często występuje we wspólnych skupieniach z muskowitem. Biotyt należy do rzadkości i jest intensywnie przeobrażony.

Jak widać, badana skała, podobnie jak poprzednia, należy do granitoidów metasomatycznych. Stopień przeobrażenia metasomatycznego wydaje się być w niej nieco silniejszy, wskutek czego skała ta jest pozbawiona całkowicie biotyty.

W tym samym interwale rdzeniowym napotkano skałę, która różni się od poprzednio opisanych zarówno teksturą jak też i strukturą. Przede wszystkim nie stwierdzono w niej form glomeroblastycznych, gdyż zarówno ziarna kwarcu jak też i skaleni występują pojedynczo i tworzą

przeważnie postaci soczewkowate, równoległe względem siebie ułożone (pl. IV, fig. 1), nadające skałe charakter tekstury łupkowej. W składzie mineralnym oprócz kwarcu i plagioklazu (oligoklazu) w nieznaczej ilości występuje ortoklaz, biotyt (stosunkowo dobrze zachowany) i muskowit. Z tego co powiedziano wynika, że skała opisana jest granitoidem muskowitzowo-biotytowym, w którym proces przeobrażeń metasomatycznych rozwinięty jest nieznacznie. Można ją również uznać za silnie sfeldszpazowany łupek krystaliczny.

Metasomatyczny granitoid nawiercono również na głębokości 1992,1—1996,7 m. Posiada on bardzo wyraźną strukturę porfiro-granuloblastyczną (pl. IV, fig. 2). Kwarc występuje w nim w dwóch generacjach. Jedna z nich, uważana za starszą, występuje w formie reliktywów. Powstanie drugiej, młodszej, wiąże się z rekrytalizacją metasomatyczną skały, zaakcentowaną obecnością obwódek regeneracyjnych wokół poszczególnych ziarn, bądź też cienkich żyłek przecinających w licznych miejscach skałę. Stwierdzono również, że ziarna kwarcu należące do generacji starszej reprezentowane są przez różnej wielkości osobniki. Wynika z tego wniosek, iż w skałe pierwotnej przed procesem metamorfizmu regionalnego kwarc był zróżnicowany pod względem granulometrycznym.

Skalenie reprezentowane są przez różne formy. Obok osobników dużych o zarysach wyraźnie tabliczkowatych, występują także bardzo drobne fragmenty skaleni luźno i nieregularnie porozmieszczane w obrębie skały. Wokół większych osobników dostrzega się obwódki regeneracyjne. Świadczą one o obecności dwóch generacji skaleni, przy czym części wewnętrzne plagioklazów charakteryzują się szerokimi prążkami bliźniaczymi i intensywnym przeobrażeniem, które objawia się występowaniem w ich masie licznych łusek serycytu, uniemożliwiających dokonania pomiaru kąta ściemniania światła. W częściach peryferycznych tabliczek, jako mniej przeobrażonych, określono kąt ściemniania światła, wskazujący na oligoklaz z zawartością 70% anortytu.

Serycyt prócz tego, że występuje w masie plagioklazów, tworzy liczne skupienia wspólnie z muskowitem. Blaszki muskowitu w wielu przypadkach wydają się być pochodzenia wtórnego, spowodowanego przeobrażeniem biotytu. Dowodem tego jest między innymi obecność wokół poszczególnych blaszek muskowitzowych charakterystycznych obwódek rdzawo-żółtych zbudowanych z wodorotlenków żelaza oraz licznych kryształków cyrkonu. Cyrkon może również przemawiać za magmowym pochodzeniem biotytu, w którym pierwotnie minerał ten występował.

#### *Badania chemiczne*

Analizy chemiczne objęły wszystkie próbki nawierconych skał metamorficznych (tab. 4). Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzić można pewne analogie pomiędzy badanymi skałami. Wynikają one cho-

ciażby stąd, że zawartość  $\text{Na}_2\text{O}$  we wszystkich próbkach jest wyższa od zawartości  $\text{K}_2\text{O}$ . Stwierdzenie to może zarazem świadczyć o pewnym pokrewieństwie genetycznym badanych skał. Z innych składników można jeszcze zwrócić uwagę na zawartość  $\text{CaO}$ , który we wszystkich próbkach występuje w zbliżonych ilościach. Świadczy to o podobnym charakterze plagioklazów wchodzących w skład opisywanych skał. Zwiększona zawartość żelaza wystąpiła przede wszystkim w granitoidzie o wyraźnej teksturze łupkowej, w którym żelazo związane jest w biotycie.

Tabela (Liste) 4

Zestawienie wyników analiz chemicznych granitoidów metasomatycznych z wiercenia Bielsko 4  
Liste des résultats des analyses chimiques sur les granitoïdes métasomatiques du forage Bielsko 4

Składnik	Skład chemiczny granitoidów metasomatycznych w % wag.		
	próbka z głębokości w m		
	1970,5—1975,6	1986,4—1992,1	1992,1—1996,7
$\text{SiO}_2$	73,93	61,63	74,15
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,13	17,79	16,01
$\text{TiO}_2$	0,41	0,73	0,44
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,48	6,37	1,15
$\text{FeO}$	0,07	0,13	0,15
$\text{MnO}$	ślad	0,05	ślad
$\text{MgO}$	1,75	4,71	0,32
$\text{CaO}$	1,31	1,57	1,51
$\text{Na}_2\text{O}$	4,60	3,00	3,05
$\text{K}_2\text{O}$	0,45	1,95	1,00
$\text{H}_2\text{O}+$	1,00	1,80	1,35
$\text{H}_2\text{O}-$	0,59	0,12	0,50
$\text{CO}_2$	ślad	0,09	ślad
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,04	0,05	ślad
Razem	99,76	99,99	99,63

Składnikiem, który wykazuje pewne wahania, jest  $\text{SiO}_2$ . Występuje on w nieco mniejszej ilości w granitoidzie biotytowo-muskowitowym o wyraźnej teksturze łupkowej (głębokość 1986,4—1992,1 m). Obniżenie tego składnika w porównaniu do pozostałych próbek granitoidów spowodowane jest słabiej zaznaczonym procesem metasomatozy, a tym samym większą zawartością łyseczyków w granitoidzie, o teksturze łupkowej, co zaznacza się w analizie większą zawartością  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

#### WNIOSKI OGÓLNE

Wiercenie Bielsko 4 dostarczyło wielu nowych danych w związku z budową brzeżnej strefy Karpat i jej podłoża (Konior & Krach 1964). Do najważniejszych wyników tego wiercenia w obrębie podłoża należą:

1° stwierdzenie obecności piaskowcowo-zlepieńcowo-mułowcowej serii dolnodewońskiej napotkanej pod typowymi dolomitami eiflu na głębokości 1850—1940 m, 2° nawiercenie intruzji cieszynitowej u spodu utworów dolnego dewonu obejmującej najprawdopodobniej głębokość 1940—1970 m, oraz 3° uzyskanie na głębokości od 1970 m do końcowej głębokości wiercenia 2006,1 m skał metamorficznych.

O dolnym dewonie z wiercenia Bielsko 4, z uwagi na napotkanie odpowiednich warstw w wierconym obecnie głębokim otworze Andrychów 2, będzie mowa w osobnej publikacji. Pozostają więc do omówienia: a) znaczenie faktu napotkania intruzji cieszynitowej wśród warstw paleozoicznego podłoża, oraz b) wyjaśnienie genezy nawierconych w spodzie otworu ciekawych skał metamorficznych.

W 1959 roku K. Konior opublikował pracę pt. „Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego”, w której — na podstawie badań przeprowadzonych w kamieniołomie na Goruszce koło Grodzca oraz przestudiowania materiału wiertniczego z kilkudziesięciu wierceń — przedstawił aktualne, w świetle obecnego rozeznania, poglądy na charakter i wiek cieszynitów. Z przedstawionych faktów i fotografii wynika, że cieszynity tworzą nie tylko sille — jak to ogólnie przyjmowano — lecz również dajki, co po raz pierwszy zostało stwierdzone na Goruszce (Konior 1959). Ponadto stwierdzono występowanie cieszynitów w wierceniach nie tylko w warstwach cieszyńskich, lecz również w płaszczównie podśląskiej, a nawet w dolnotortońskich utworach autochtonicznego miocenu. Powyższe fakty spowodowały, w nawiązaniu do trafnych wniosków A. Madelunga (1865) oraz wnikliwych rozważań J. Nowaka (1930), przyjęcie miocęńskiego wieku cieszynitów i powiązanie ich intruzji z momentem końcowego dosunięcia się płaszczowin karpackich na autochtoniczny miocen przedgórza. Poruszenie w dwóch pracach (Konior 1958, 1959) zagadnienia wieku cieszynitów spowodowało pewne zainteresowanie się tym problemem. Wyrazem tego stały się prace J. Szczurowskiej (1961) i W. Parachoniaka (1962).

W pierwszej z nich pt. „O wieku cieszynitów na podstawie analiz minerałów ciężkich w górnych łupkach cieszyńskich” (Szczurowska 1961), po zbadaniu jednego krótkiego profilu nad potokiem w Rudowie, autorka dochodzi do zaskakujących, a co gorsza niezgodnych z ujawnionymi faktami (Konior 1959) wniosków, których sens jest następujący:

1) cieszynity napotkane w zbadanym profilu mają charakter erupcji podmorskich,

2) erupcje te dzielą się na starsze i młodsze. Wiek erupcji starszych będących — jak pisze J. Szczurowska (1961) — „źródłem detrytycznego augitu i lamprobolitu był współczesny z osadzaniem się serii łupków cieszyńskich górnych w Rudowie”. Erupcje młodsze, według J. Szczurowskiej (1961), „ze względu na obecność zjawisk kontaktowych charakterystycznych dla silnie nasyconych wodą morską osadów (albityzacja

w rogownikach) należy uznać za nieznacznie młodsze od otaczających łupków. Mają one właściwą i dla innych wystąpień postać sillów. Do przyjęcia dla nich wieku walańzyn lub walańzyn-hoteryw skłania nadto wspólność cech mineralogicznych augitów i lamprobolitów detrytycznych z cechami odpowiednich minerałów będących składnikami głównymi sillów cieszyńskich w Rudowie”.

Przedstawione pokrótce najważniejsze wnioski artykułu J. Szczurowskiej (1961), w świetle materiału dowodowego zawartego w pracy K. Koniora (1959), a zwłaszcza ostatniego napotkania intruzji cieszyńszczyty w utworach dewońskich podłoża w wierceniu Bielsko 4, wymagają bliższego rozważenia.

W zestawieniu pt. „Stosunki ilościowe minerałów frakcji ciężkiej w górnych łupkach cieszyńskich w Rudowie” (Szczurowska 1961, tab. 1 na s. 177), wśród pospolicie spotykanych minerałów ciężkich jak cyrkon, rutyl, turmalin i granat wymienione są tylko augit i diopsyd, które mogłyby ewentualnie pochodzić ze skał cieszyńszczyty. Augit występuje w bardzo niewielkiej ilości, ponadto nie określono tego minerału bliżej, co byłoby ważne w związku z jego pochodzeniem. Gdyby chodziło tu o augit bazaltowy lub tytanowy, można by podejrzewać, że ma on związek z cieszyńszczytami. Diopsyd występuje w większej ilości, ale jego pochodzenie może być bardzo różne. Wśród minerałów istotnych dla cieszyńszczyt nie jest wymieniany. Jedynym składnikiem mineralnym charakterystycznym dla cieszyńszczyt jest lamprobolit. J. Szczurowska (1961) wymienia ten minerał wraz z augitem w tekście, jako decydujący argument uzasadniający słuszność jej poglądów, natomiast nie ma zupełnie mowy o lamprobolicie, ani też o ilościowym jego występowaniu w zestawieniu (tab. 1) stanowiącym podstawę wniosków. Jeśli lamprobolit występował, należało podać w jakiej ilości, w przeciwnym bowiem razie czytelnik ma podstawę przypuszczać, że minerału tego być może w ogóle nie napotkano, a w takim razie wnioski wyciągnięte w związku z wiekiem cieszyńszczyt na podstawie analizy minerałów ciężkich nie mają żadnego uzasadnienia. J. Szczurowska (1961) wspomina wprawdzie o wspólności „cech mineralogicznych augitów i lamprobolitów detrytycznych z cechami odpowiednich minerałów będących składnikami głównymi sillów cieszyńszczytowych w Rudowie”, ale ani nie podaje składu mineralnego tych cieszyńszczyt w Rudowie, ani też nie znalazła lamprobolitu wśród zbadanych minerałów ciężkich z łupków cieszyńskich górnych w Rudowie. Nie wiadomo też na jakiej podstawie J. Szczurowska (1961) pisała o zjawiskach „kontaktowych charakterystycznych dla silnie nasyconych wodą morską osadów (albityzacja w rogownikach)”. Przecież powstałe w wyniku przeobrażenia kontaktowego (termalnego) ze skał ilastych i ilasto-piaszczystych hornfelsy zwykle zawierają albit (Bolewski & Turnau-Morawska 1963), a nie trzeba do tego aż „silnie nasyconych wodą morską osadów”. Szkoda też, że autorka nie zadała sobie trudu dokładniejszego przestu-

diowania pracy K. Smulikowskiego (1929), gdyż zorientowałyby się, jakie znaczenie ten autor przypisuje przeobrażeniu hydrotermalnemu cieszyńnitów. Reasumując stwierdzić trzeba, że analiza minerałów ciężkich w omawianym przypadku nie dała spodziewanych wyników, co było zresztą z góry do przewidzenia.

W drugiej z wymienionych prac pt. „Cieszynity z miejscowości Pogórz koło Bielska” (Parachoniak 1962), autor ten przedstawił wyniki swych szczegółowych badań petrograficznych intruzji cieszyńnitowej nawierconej w otworze Pogórz 7 na głębokości 747,4—751,3 m. Na podstawie oznaczeń mikropaleontologicznych F. Huss, W. Parachoniak (1962) potwierdził występowanie intruzji cieszyńnitowej w warstwach płaszczowiny podśląskiej, zgodnie z wcześniejszym opisem i rozważaniami K. Koniora (1959, tabl. I, s. 462—464). Wiek warstw zawierających intruzję cieszyńnitów określony został przez J. Liszkową (Konior 1960a, b) po drobiazgowych badaniach jako dolnoeoceński. W ten sposób potwierdzony został ostatecznie młody, miocenijski wiek cieszyńnitów. Napotkanie mikropaleontologicznie udowodnionych oligocenijskich warstw krośnieńskich wśród warstw płaszczowiny podśląskiej w wierceniu Pogórz 5, położonym w pobliżu wiercenia Pogórz 7, jest jeszcze jednym z wielu argumentów w tej sprawie.

We wnioskach W. Parachoniak (1962) zajmuje niestety chwiejne i niezdecydowane stanowisko, które wymaga komentarza.

Zapominając o tym, że dopiero praca K. Koniora (1959) dostarczyła rzeczywistych dowodów o charakterze i wieku cieszyńnitów, pomija ją niemal całkowicie, a trzyma się kurczowo argumentacji J. Nowaka (1930), bardzo wnikliwej, ale wyrażonej na innym etapie rozeznania geologicznego. W chwili, gdy J. Nowak (1930) opracowywał zagadnienie wieku cieszyńnitów, dysponował kilku próbkami z jednego wiercenia i to z terenu Czechosłowacji, K. Konior (1959) rozporządzał materiałem wiertniczym i rdzeniami kilkudziesięciu wierceń z terenu Polski, z których 31 napotkało cieszyńnitę, a 19 z nich stwierdziło ich występowanie w płaszczynie podśląskiej. Tego faktu wszyscy zwolennicy starego i w świetle nowych danych przestarzałego poglądu na kredowy wiek cieszyńnitów zdają się nie dostrzegać. Wyrazem zbytelnego niezdecydowania W. Parachoniaka (1962) w wyciągnięciu wniosków z przeprowadzonych badań jest sprzeczność między trafnym sformułowaniem podstawowego wniosku, a zupełnie nierealną możliwością przyjmującą, że „cieszyńnit wraz ze skałą kontaktującą może być jedynie dużym porwakiem tektonicznym wieku kredowego”. Jako uzasadnienie tej możliwości podaje wspomniany autor „brak ciągłości w rdzeniu”. W tym konkretnym przypadku przerwa nad omawianym rdzeniem wynosi 1,1 m od głębokości 746,3—747,4 m, a pod nim 9,15 m od głębokości 750,55—759,7 m (Konior 1959, 1960b, c). Dokładne przestudiowanie sąsiadujących rdzeni oraz profilowania elektrycznego wskazuje, że nad badanym przez W. Parachoniaka (1962) rdze-

niem występuje intruzja ciężynitu o grubości 1 m, natomiast opisywana w pracy W. Parachoniaka (1962) intruzja posiada w rzeczywistości grubość 8,7 m od głębokości 748,3—757,0 m (Konior 1963a, b). W ten sposób wspomniana przerwa w rdzeniowaniu zmalała z 9,15 m do 2,7 m. Profilowanie elektryczne wskazuje, że w tej przerwie występują te same litologicznie łupki co nad intruzjami ciężynitowymi. Obiektywne wskazania badań geofizycznych w wierceniu Pogórz 7 odrzucają całkowicie zupełnie zresztą sztuczną koncepcję zakładającą występowanie „porwaka”. Autor niewątpliwie chciał w jakiś sposób podtrzymać zdeaktualizowany już pogląd F. Hoheneggera (1861), niepotrzebnie jednak zrobił to kosztem słuszności i trafności wniosków z przeprowadzonych badań.

Przystępując do wyjaśnienia faktu napotkania intruzji ciężynitowej w warstwach paleozoicznego podłoża na głębokości 1963,6—1964,3 m należy podkreślić, że jest to w ogóle pierwszy tego rodzaju przypadek.

J. Nowak (1930) stwierdził na podstawie rozmieszczenia zawartości minerałów femicznych w ciężynitach (mając jedynie do dyspozycji wyniki badań powierzchniowych) i analizy stosunków tektonicznych, że intruzje skał magmowych miały miejsce nie przed odkłuciem się płaszczowin ciężyńskich i przesunięciem ich w dzisiejsze położenie, lecz już po tym wydarzeniu. Ten pogląd został potwierdzony przez obserwacje w kamieniołomie na Goruszce (Konior 1959). Wynika więc z tego, że intruzje ciężynitowe mają charakter miejscowy, autochtoniczny i znajdują się obecnie w tym miejscu i położeniu, w którym magma z głębi przedostała się w obręb warstw budujących poszczególne jednostki geologiczne. Nie odbywały więc one wraz z płaszczowinami ciężyńską i podśląską dalekiej wędrówki, którą oceniać można na ponad 50 km (Konior 1960a). Wędrówkę płynnej magmy ku górze umożliwiały odmładzane w miocenie stare rozłamy i uskoki. Za słusznością wyrażonego przypuszczenia przemawia związek między powierzchniowym rozmieszczeniem ciężynitów a przebiegiem — odtworzonych na podstawie wierceń i prac sejsmicznych — starych, hercyńskich, podłużnych i poprzecznych dyslokacji odmłodzonych w miocenie, a wreszcie powstałych podczas miocenu dyslokacji karpackich (Konior 1963c). Wszystkie rodzaje dyslokacji, zwłaszcza zaś stare potężne dyslokacje odmłodzone, rozcinające paleozoiczne podłoża na poszczególne bloki, ułatwiały wędrówkę magmie ciężynitowej. Fakt częstości występowania ciężynitów w obu nasuniętych jednostkach fliszowych, a mianowicie w płaszczowinie ciężyńskiej i podśląskiej, znacznie rzadszego w obrębie autochtonicznego miocenu, a zupełnie wyjątkowego w paleozoicznym podłożu spowodowany jest tym, że najwięcej wierceń przebiło utwory fliszowe osiągając miocen, znacznie mniej otworów prowadziło głębsze wiercenie w miocenie, a tylko pojedyncze odwierty osiągnęły pod serią utworów paleozoicznych skały metamorficzne. Jedno jest już w tej chwili pewne, a mianowicie to, że ciężynity znane z przedpola płaszczowiny godulskiej wykazują na tym



obszarze bezpośredni związek z podłożem. Powstanie intruzji cieszynitowych łączy się bezpośrednio z naciskiem wgniatanych w głąb — wzdłuż odmładzanych dyslokacji — mas starego podłoża na jakiś zbiornik magmy zasadowej (Konior 1938). Nacisk ten związany był z formowaniem się w miocenie płaszczowinowych jednostek fliszowych. Z powyższych rozważań wynika, że fakt nawiercenia skały cieszynitowej w warstwach paleozoicznego podłoża jest jeszcze jednym argumentem przemawiającym za młodym, miocenijskim wiekiem cieszynitów.

Utwory nawiercone poniżej skały magmowej na głębokości 1970,5—1993,1 m należą do granitoidów metasomatycznych, przy czym metasomatyczny charakter zaznaczony jest w nich przez obecność struktur porfiro-granuloblastycznych i to zarówno w przypadku wykształcenia kwarcu, skaleni, jak też i muskowitu. W obrębie badanego kompleksu skał granitoidowych stwierdzono zarazem niejednakowy stopień przeobrażenia, który jest właśnie charakterystyczny dla skał pochodzenia metasomatycznego (Goospeed 1959, Heflik 1964). W pracach wymienionych autorów podane są przypadki, które potwierdzają fakt, że w obrębie skały pochodzenia metasomatycznego występuje duża zmienność wykształcenia tego samego kompleksu skalnego, co może się zaznaczyć na stosunkowo bardzo małych przestrzeniach.

Na podstawie wykształcenia skał granitoidowych jak też i ich zmienności można wysnuć pewne ogólne wnioski:

1° Skały wyjściowe, z których powstały opisywane granitoidy, miały pierwotnie jednolity charakter. Były one najprawdopodobniej skałami osadowymi, odpowiadającymi piaskowcom, w których obok kwarcu jako głównego składnika występowało spoiwo ilaste i być może nieznaczna ilość skaleni i biotyty. Wydaje się jednakże, że skały te pierwotnie były nieznacznie zróżnicowane pod względem granulometrycznym. Świadczą o tym zachowane różnej wielkości relikty ziarn kwarcu.

2° Zanim doszło do powstania granitoidów, skały pierwotne o charakterze piaskowców musiały ulec procesom regionalnej i metasomatycznej metamorfozy.

Metamorfoza regionalna przebiegała przede wszystkim przy współudziale ciśnienia i przy nieznacznie podwyższonej temperaturze. W wyniku tego procesu doszło do wyraźnej lepidoblastezy i częściowej rekryształizacji poszczególnych minerałów (głównie kwarcu). W wyniku zaś stressowo oddziaływującego ciśnienia, skała przybrała charakter łupku krystalicznego. Dowodem na to, że przeobrażenie to miało miejsce, są opisywane w niniejszej pracy granitoidy o wyraźnej teksturze łupkowej, z dużą zawartością biotyty, muskowitu, a nieznaczną feldszpatyzacją. Skała ta wykazuje bardzo duże podobieństwo do łupków biotytowych napotkanych w wierceniu Puńców 1 na głębokości 2269,5—2269,6 m (Konior & Tokarski 1959). Nieznaczne różnice polegają na tym, iż skała z Puńcowa wykazuje granaty.

Metamorfoza metasomatyczna zaznaczona jest w opisywanych skałach bardzo wyraźnie. Efektem jej działania są powstałe glomeroblasty kwarcu i skaleni przy wzmożonej sylifikacji i feldszpatyzacji skały. W procesie tym dochodziło zarazem do prawie całkowitego wypierania biotyту (stąd też w granitoidach minerał ten występuje bardzo rzadko, a często pozostają po nim jedynie relikty w postaci pseudomorfoz). Wobec tego żelazo z biotyту musiało być odprowadzone na zewnątrz utworów przeobrażanych. Składnikami, które niewątpliwie były doprowadzane z zewnątrz, są alkalia i  $\text{SiO}_2$ . Z alkaliów musiał być doprowadzony przede wszystkim sód, bo we wszystkich analizowanych skałach występuje przewaga tego składnika nad potasem. Potas natomiast w wyniku intensywnej albityzacji był raczej odprowadzany, bądź też tylko częściowo wchodził w skład tworzącego się serycytu.

Zachodzi pytanie, co było źródłem dostarczającym wymienionych składników, biorących udział w przyjętym schemacie przeobrażeń metasomatycznych. Odpowiedź na to pytanie nie jest łatwa. Wydaje się natomiast prawdopodobne, że źródłem tym mogła być magma cieszynitowa, której skały znane z dotychczasowych opisów (Smulikowski 1929, Konior 1959, Parachoniak 1962) mają pewne cechy wspólne z opisanymi skałami granitoidowymi. Przeobrażenia metasomatyczne mogły się więc wiązać z postmagmatyczną działalnością intruzji cieszynitowej, objawy działalności której znane są z prac J. Morozewicza (1890) i K. Smulikowskiego (1929, 1930).

*Katedra Surowców Mineralnych  
Akademii Górniczo-Hutniczej  
Kraków, Al. Mickiewicza 30  
i  
Karpacka Stacja Terenowa  
Instytutu Geologicznego  
Kraków, ul. Grzegórzecka 81  
Kraków, we wrześniu 1964 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- BOLEWSKI A. & TURNAU-MORAWSKA M. 1963. Petrografia. Wydawn. Geol. Warszawa.
- GOODSPEED E. 1959. Some textural features of magmatic and metasomatic rock. — Amer. Miner., vol. 44, no. 3.
- HEFLIK W. 1964. Skała skaleniowa z Kotliny — Dolny Śląsk (Rock feldspar from Kotlina — Lower Silesia). — Prace Geol., nr 23. PAN, Oddz. w Krakowie. Komis. Nauk Geol. Warszawa.
- HOHENEGGER F. 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen. Gotha.
- KONIOR K. 1938. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko (Études sur la structure géologique du bord Karpatique dans la région de Biała-Bielsko). — Prace geologiczne śląskie Pol. Akad. Um., nr 5. Kraków.

- 1958. Sur l'âge des teschenites. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim. Géol. Géogr., vol. 6, no. 11. Varsovie.
- 1959. Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego (Le caractère et l'âge des intrusions des roches magmatiques de la Silésie de Cieszyn). — Acta Geol. Pol., vol. 9, nr 4. Warszawa.
- 1960a. Tektoniczne przeobrażenie warstw jako wskaźnik dziejów i warunków formowania się płaszczowiny podśląskiej (Tectonic beds-metamorphism as indicator of history and conditions of subsilesian nappe formation). — Nafta, R. 16, nr 4. Katowice.
- 1960b. Stratygrafia utworów płaszczowiny podśląskiej w odwiercie P. 7 koło Bielska (Stratigraphy of subsilesian nappe in P. 7-well near Bielsko). — Ibidem, R. 16, nr 10.
- 1960c. Szczegółowe badania mikropaleontologiczne jako warunek ostatecznego ustalenia stratygrafii Karpat fliszowych (Detailed micropalaeontological research as one of the agents for determining stratigraphy of the flysch Carpathians). — Kwartalnik Geol., t. 4, z. 4. Warszawa.
- 1963a. Rzeczywiste grubości intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego między Cieszynem a Bielskiem (Real thicknesses of the magmatic rock intrusions on the Cieszyn Silesia, between Cieszyn and Bielsko). — Przegląd Geol., nr 6. Warszawa.
- 1963b. Wyznaczanie skał magmowych i ich miąższości w nierzedzeniowych odcińkach głębokich wierceń Śląska Cieszyńskiego (Identification of magmatic rocks and their thicknesses in coreless sections of deep bore-holes in Cieszyn Silesia). — Kwartalnik Geol., t. 7, z. 3. Warszawa.
- 1963c. O budowie paleozoicznego podłoża w brzeżnej części Karpat obszaru Cieszyn-Andrychów (On the Paleozoic substratum structure in the marginal part of the Carpathians in the Cieszyn-Andrychów area). — Ibidem, t. 7, z. 4.
- KONIOR K. & KRACH W. 1964. Autochthonous Miocene of the B 4 borehole in the West-Carpathian Foreland. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 12, no. 3. Varsovie.
- KONIOR K. & TOKARSKI A. 1959. Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna (New deep key bore-hole south of Cieszyn). W: Z badań struktur podłoża Polski, t. 5 (In: Investigation of the substratum structures of Poland, v. 5). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 140. Warszawa.
- MADELUNG A. 1865. Über das Alter der Teschenite. — Jb. Geol. Reichsanst., Bd. 15. Wien.
- MOROZEWICZ J. 1860. Kontakt cieszynitu z marglem w Boguszowicach. — Pam. Fizjogr., t. 10. Warszawa.
- NOWAK J. 1930. Zur Altersfrage der Intrusionsgesteine der Teschener Decken. — Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr., Cl. Sci. Math.-Nat., Sér. A. Cracovie.
- PARACHONIAK W. 1962. Cieszynity z miejscowości Pogórz koło Bielska (Teschenites from Pogórz near Bielsko — Carpathians). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 32, z. 2. Kraków.
- SMULIKOWSKI K. 1929. Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. — Arch. Tow. Nauk., Dział III, t. 5, z. 1. Lwów.
- 1930. Skały magmowe strefy podbeskidzkiej Śląska i Moraw (Les roches éruptives de la zone sub-beskidique en Silésie et Moravie). — Kosmos, t. 54, z. 3/4, ser. A. Lwów.
- SZCZUROWSKA J. 1961. O wieku cieszynitów na podstawie analiz minerałów ciężkich w górnych łupkach cieszyńskich (Age of teschenites on the basis of an analysis of their heavy minerals from the Upper Teschen shales). — Kwartalnik Geol., t. 5, z. 1. Warszawa.

W. HEFLIK &amp; K. KONIOR

**L'INTRUSION DES TESCHÉNITES ET LES ROCHES MÉTAMORPHISÉES  
DANS LE SUBSTRATUM AUX ENVIRONS DE BIELSKO**

(Résumé)

Dans le forage Bielsko 4, à la profondeur de 1963,6 à 1964,3 m on a rencontré — entre les dépôts du substratum, appartenants sans doute au Dévonien — une roche gris-foncée, microgrenue, dure. On l'a déterminé comme une roche éruptive-basique, semblable aux teschénites fraîches ou aux diabases. Les analyses détaillées, microscopiques et chimiques (liste 1) ont confirmé, que cette roche appartient en effet aux teschénites. Les différences insignifiantes entre la roche éruptive du forage Bielsko 4 (fig. 1 et 2) et le magma caractéristique des teschénites typiques (liste 2 et 3) résultent du métamorphisme assez intense. C'était déjà K. Smulikowski (1929, 1930), qui a attiré attention particulière sur la communauté de ce phénomène. La présence de la teschénite entre les couches du substratum paléozoïque donne un argument important en faveur de l'âge jeune (Miocène) des teschénites (Konior 1958, 1959).

La série la plus ancienne, trouvée le plus bas dans le forage Bielsko 4, au-dessous de la profondeur de 1970 m, est constituée par les roches métamorphiques. Elles apparaissent dans le noyau au-dessous de l'intrusion des teschénites. Les analyses microscopiques et chimiques (liste 4), effectuées sur ces roches métamorphiques, ont permis de les attribuer aux granitoïdes métagénétiques. Les roches protogènes de ces granitoïdes métagénétiques avaient originellement le caractère uniforme. C'étaient le plus probablement les roches sédimentaires, qui correspondaient au grès, où outre du quartz (élément principal) il y avait un ciment argileux et peut-être les feldspaths et la biotite en petit nombre. Avant que ces roches protogènes de caractère des grès ont pris la forme des granitoïdes, elles devaient subir les processus du métamorphisme régional et de la métagénétisation. Les transformations métagénétiques pourraient être dues à l'action post-magmatique de l'intrusion des teschénites, dont les symptômes sont connus des travaux de J. Morozewicz (1880) et de K. Smulikowski (1929, 1930).

*Chaire des Gîtes Minéraux  
de l'Académie des Mines et de la Métallurgie  
Kraków, Al. Mickiewicza 30*

*et  
Section Carpathique  
de l'Institut Géologique  
Kraków, ul. Grzegorzeczka 81  
Cracovie, en septembre 1964*

---

## OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—IV

## DESCRIPTION DES PLANCHES I—IV

## PL. I

## Fig. 1

Płytką cienką cieszynitu z wiercenia Bielsko 4, głębokość 1963,6—1964,3 m. Widoczne drobne kryształki plagioklazu, magnetytu i przeobrażonej hornblendy na tle schlorytzowanego szkliwa

× 20

Nikole równoległe

Plaque mince de la teshénite du forage Bielsko 4, profondeur 1963,6—1964,3 m. On voit les cristaux menus du plagioclase, de la magnétite et de la hornblende transformée; la pâte est représentée par le verre chloritisé

× 20

Nicols parallèles

## Fig. 2

Płytką cienką cieszynitu z wiercenia Bielsko 4, głębokość 1963,6—1964,3 m × 20  
Nikole skrzyżowane

Plaque mince de la teshénite du forage Bielsko 4, profondeur 1963,6—1964,3 m × 20  
Nicols croisés

## PL. II

## Fig. 1

Płytką cienką cieszynitu z wiercenia Cieszyn 2, głębokość 605,4—611,0 m. Widoczna mikrostruktura

× 20

Nikole równoległe

Plaque mince de la teshénite du forage Cieszyn 2, profondeur 605,4—611,0 m. On voit la microstructure

× 20

Nicols parallèles

## Fig. 2

Płytką cienką granitoidu metasomatycznego z wiercenia Bielsko 4, głębokość 1970,5—1975,6 m. Widoczne glomeroblasty kwarcu

× 20

Nikole skrzyżowane

Plaque mince du granitoïde métasomatique du forage Bielsko 4, profondeur 1970,5—1975,6 m. On voit les gloméroblastes du quartz

× 20

Nicols croisés

## PL. III

Płytką cienką granitoidu metasomatycznego z wiercenia Bielsko 4, głębokość 1986,4—1992,1 m. Widoczne duże skupienia kwarcu i skaleni

× 40

Nikole skrzyżowane

Plaque mince du granitoïde métasomatique du forage Bielsko 4, profondeur 1986,4—  
—1992,1 m. On voit des grands concentrations du quartz et des feldspaths × 40  
Nicols croisés

## PL. IV

## Fig. 1

Płytką cienką granitoïdu metasomatycznego z wiercenia Bielsko 4, głębokość  
1986,4—1992,1 m. Widoczne równoległe ułożenie względem siebie drobnych ziarn  
skaleni i kwarcu × 20  
Nikole skrzyżowane

Plaque mince du granitoïde métasomatique du forage Bielsko 4, profondeur 1986,4—  
—1992,1 m. Les grains menus des feldspaths et du quartz sont arrangés paral-  
lélement × 20  
Nicols croisés

## Fig. 2

Płytką cienką granitoïdu metasomatycznego z wiercenia Bielsko 4, głębokość  
1992,1—1996,7 m. Widoczna struktura porfiro-granuloblastyczna × 20  
Nikole skrzyżowane

Plaque mince du granitoïde métasomatique du forage Bielsko 4, profondeur 1992,1—  
—1996,7 m. On voit la structure porphyro-granoblastique × 20  
Nicols croisés

*Wszystkie fotografie wykonał Cz. Tylek*  
*Toutes les photographies furent exécutées par Cz. Tylek*

---

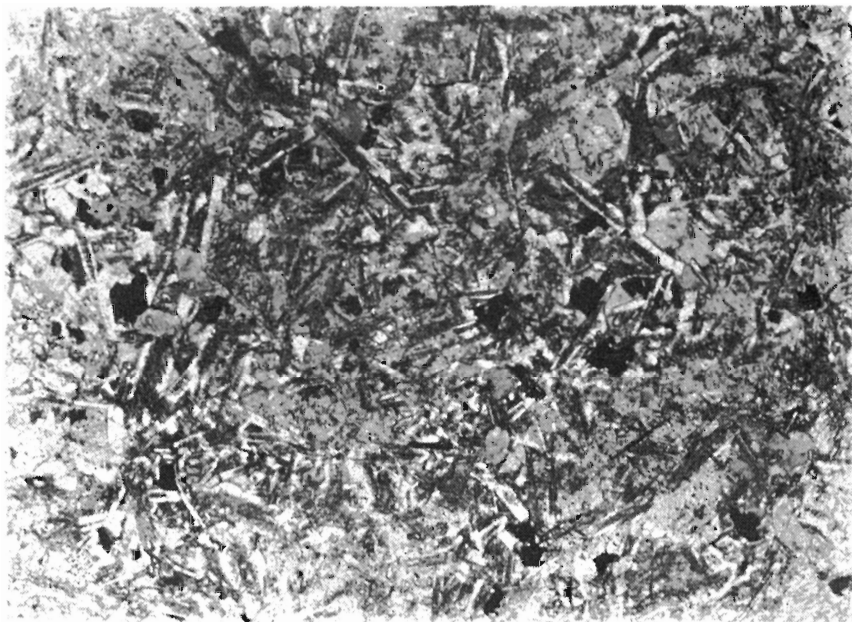


Fig. 1

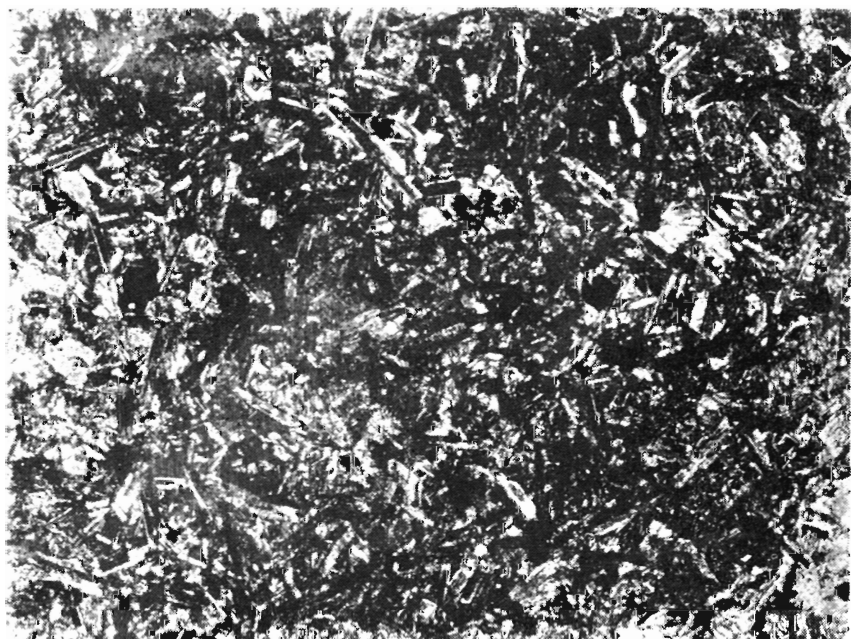


Fig. 2

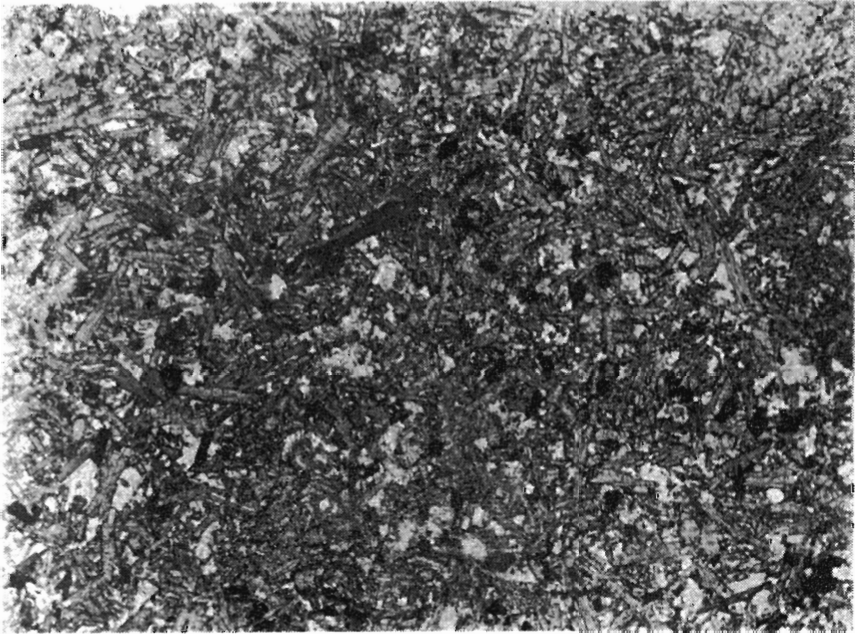


Fig. 1

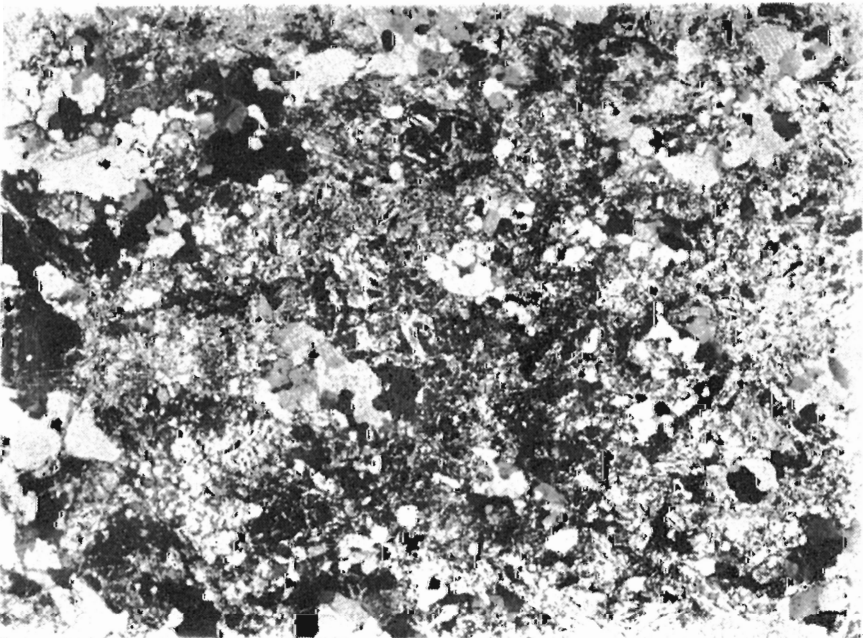


Fig. 2





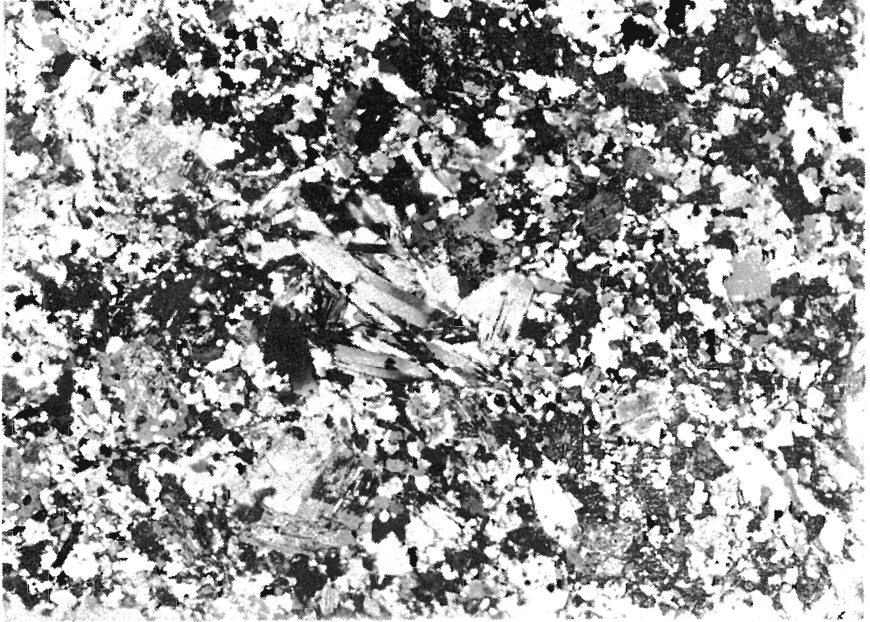


Fig. 1



Fig. 2