

JAN KICUŁA¹, TADEUSZ WIESER²

OSADY PREKAMBRU I LAMPROFIRY W OTWORZE WIERTNICZYM OPATKOWICE 1

(Tabl. I—II, 4 fig.)

Precambrian sediments and lamprophyres in the bore-hole Opatkowice 1

(Pl. I—II, 4 Figs.)

Treść: W pracy omówiono osady górnego prekambriu stwierdzone w wierceniu Opatkowice 1 w interwale od 1235,0 m do 2546,5 m.

Przewiercenie ponad tysięczmetrowej miąższości osadów górnego prekambriu (sinianu) pozwoliło na poznanie najpełniejszego dotychczas ich profilu w południowej Polsce, a także dokonanie porównań z obszarami sąsiednimi. Praca omawia te osady w aspekcie petrograficznym, a także zawiera próbę wyjaśnienia szeregu zagadnień paleogeograficznych.

Dużo uwagi poświęcono w pracy żyłom lamprofirowym występującym w utworach prekambriu.

WSTĘP

Wzmózone w ostatnich latach prace poszukiwawcze, prowadzone na przedpolu Karpat przez Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych, przyniosły podwójną korzyść. Obok efektów gospodarczych dużym osiągnięciem są ich rezultaty naukowe. Do szczególnie godnych uwagi należą profile litologiczne odwiertów z rejonu położonego na północ od ropodajnego obszaru Grobli koło Niepołomic. Koncentracja otworów wiertniczych (fig. 1) ujawniła nadspodziewanie złożoną, blokową budowę podłoża przedmezozoicznego (fig. 2). Nasilenie procesów deformacji uskoko- wych pod koniec waryscyjskiego cyklu geotektonicznego i znaczna degradacja górotworu sprawiły, że otwory wiertnicze regularnie mogły osiągać osady prekambriu bądź starszego paleozoiku.

Z uwagi na nikłe szanse wykrycia złóż płynnych lub gazowych bituminów w utworach przedkambryjskich prace wiertnicze były zatrzymywane w nich wkrótce po przewierceniu niewielu metrów. Wyjątek stanowił otwór Opatkowice 1. W przedziale głębokości 1235 do 2546,5 m

¹ Warszawa-Wołomin, ul. K. Świerczewskiego 64, bl. 3, m. 7.

² Kraków, ul. Zaleskiego 27.

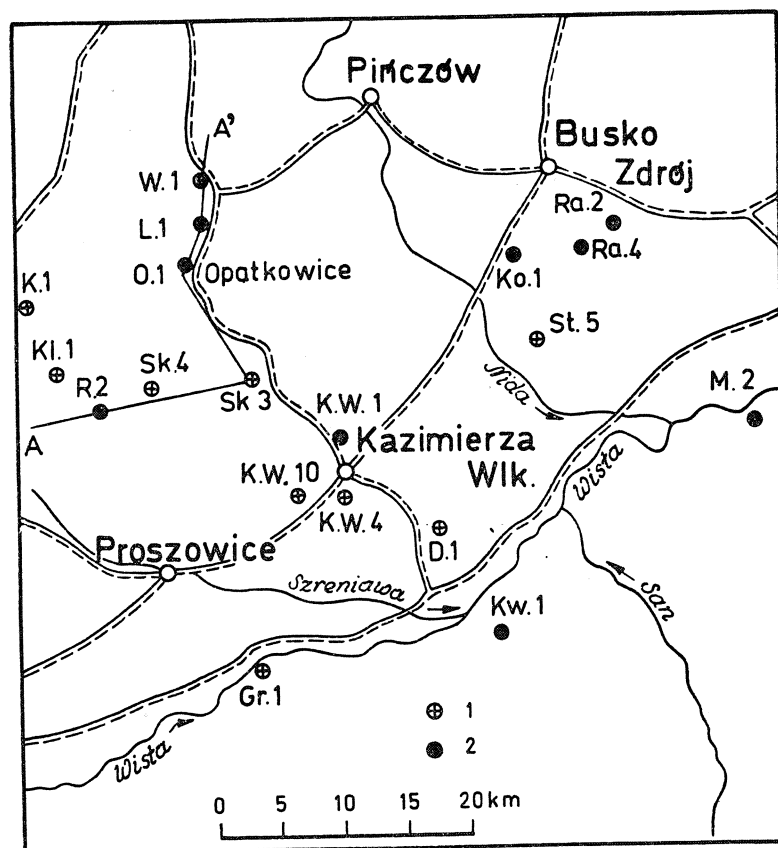


Fig. 1. Szkic sytuacyjny otworów wiertniczych 1 — otwory zakończone w osadach paleozoicznych; 2 — otwory zakończone w osadach prekambru

Fig. 1. Situation of the bore-holes. 1 — bore-holes reaching the Palaeozoic sedimentary rocks; 2 — bore-holes reaching the Precambrian sedimentary rocks

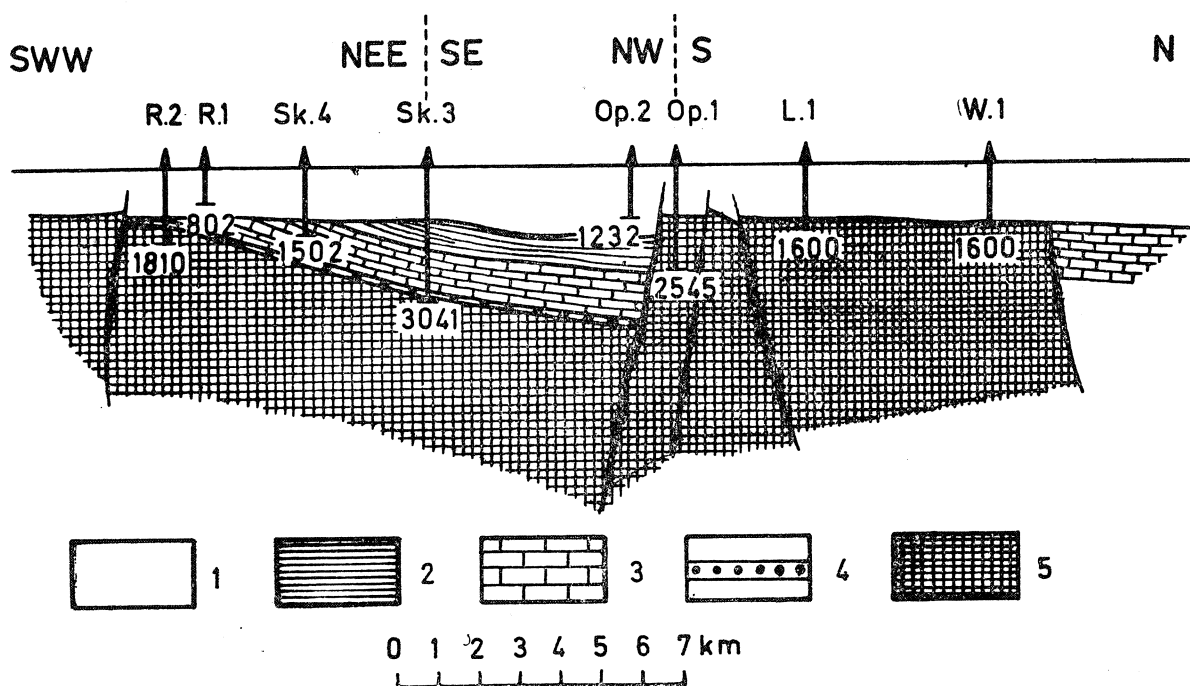


Fig. 2. Profil geologiczny podłoża przedmezozoicznego. 1 — osady mezozoiczne; 2 — osady dolnego karbonu; 3 — osady środkowego dewonu; 4 — osady dolnego dewonu; 5 — osady prekambru

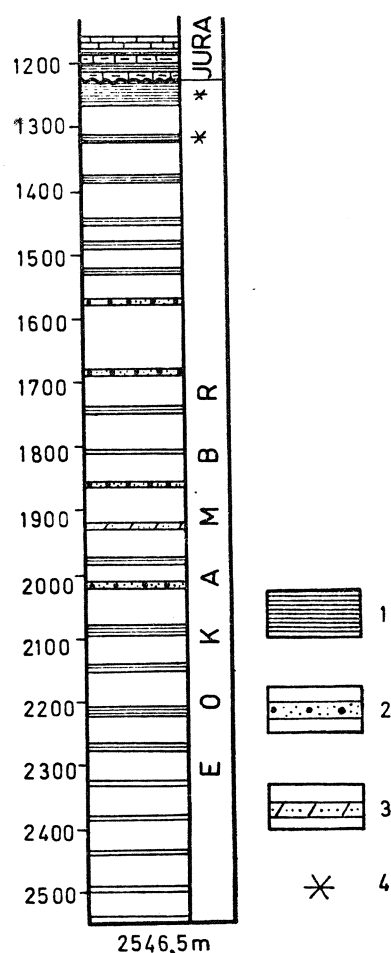
Fig. 2. Geological profile of the pre-Mesozoic basement. 1 — Mesozoic sediments; 2 — Lower Carboniferous; 3 — Middle Devonian; 4 — Lower Devonian; 5 — Precambrian

był on nieprzerwanie pogłębiany w osadach przedkambryjskich. Tak grubej serii podobnych wiekiem osadów nie przewiercono dotąd nigdzie na obszarze południowej Polski.

Względy ekonomiczne nie pozwoliły na zbyt częste i długie rdzeniowanie w otworze Opatkowice 1 (fig. 3), niemniej jednak rdzeniowane odcinki otworu są w dużej mierze reprezentatywne dla przewierconej serii. Wskazują na to systematycznie pobierane próby okruchowe, mała zmienność litologiczna a także stosunkowo duże kąty upadu warstw.

Fig. 3. Profil geologiczny otworu Opatkowice 1 od głębokości 1150 m. 1 — metaargillity i metaaleurolity; 2 — arkozy; 3 — subarkozy; 4 — lamprofiry

Fig. 3. Geological profile of the Opatkowice 1 bore-hole down from the depth of 1150 m. 1 — metaargillites and metaaleurolites; 2 — arkoses; 3 — subarkoses; 4 — lamprophyres



W próbach okruchowych, w pełni uwzględnionych w niżej załączonym profilu litologicznym, odnotowano te same skały co i w próbach rdzeni. Wyjątek stanowią lamprofiry, które wypada zaliczyć do skał rzadkich, występujących w postaci żył o bardzo nikłej miąższości. Być może część ich, jako mało mechanicznie odpornych, uległa dezagregacji w odcinkach nie rdzeniowanych.

Głębokość w m

Opis

—1241,5 Nie rdzeniowano. W próbkach okruchowych (p.o.) występują szare, ilaste margle doggeru, a od głębokości 1234 m pojawiają się okruchy metaargillitów o zielonym i czerwonym zabarwieniu.

1241,5—1257,6 Zielonawoszare metaargillity z czerwono-brunatnymi plamami i smugami; gęsta sieć nieregularnych szczelin wypełnionych dolomitem i kalcytem, upad 50°.

- 1257,6—1258,0 Zielonoszary metaargillit przecięty 40 cm grubą żyłą lamprofirową. Słabe oddziaływanie kaustyczne. Apofizy żyły wnikają w zbrekcjowane skały otaczające (tabl. II, fig. 1). Widoczne „lustra tektoniczne” w lamprofirze.
- 1258,0—1267,0 Zielonawoszare metaargillity z czerwono-brunatnymi plamami i smugami lub laminami czerwonych metaargillitów z odcieniem popielatym. Szczeliny wypełnione kwarcem; dość regularny upad 80° .
- 1267,0—1319,0 W p.o. zielonawoszare oraz czerwono-brunatne metaargillity.
- 1319,2—1319,9 Metaaleuryt o zielonawoszarej barwie i cechach brekcji tektonicznej.
- 1319,9—1320,1 Zbrekcjowany metaargillit przecięty kilkunastocentymetrową żyłą lamprofirową. Sam lamprofir uległ także następny, odmłodzoną deformacją; liczne powierzchnie ślizgowe i szczeliny infiltrowane węglanami i kwarcem.
- 1320,1—1325,5 Zielonawoszary metaargillit z czerwono-fioletowymi plamami przechodzący ku dołowi w odmianę czerwono-fioletową, upad 60° .
- 1325,5—1379,0 W p.o. metaargillity identyczne z poprzednimi.
- 1379,0—1385,5 Metaargillity zielonawoszare z czerwonymi plamami; upad 5° .
- 1385,5—1446,5 W p.o. zielonawoszare i czerwono-fioletowe metaargillity.
- 1446,5—1452,5 Czerwono-fioletowy metaargillit z zielonawoszarymi plamami i smugami; upad 20° .
- 1452,5—1481,8 W p.o. czerwono-awe i zielonawoszare metaargillity.
- 1481,8—1488,3 Czerwono-fioletowe metaargillity z zielonawoszarymi plamami i smugami.
- 1488,3—1525,4 W p.o. czerwono-awe i zielonawoszare metaargillity.
- 1525,4—1528,3 Zielonawoszary metaargillit z rzadkimi, nieregularnymi plamami czerwono-brunatnymi, przechodzący miarowo w szarą „metaarkozę” ze szczelinami impregnowanymi hematytem.
- 1528,3—1574,3 W p.o. zielonawoszare i czerwono-brunatne metaargillity.
- 1574,3—1578,9 „Metaarkoza” barwy brunatnoszarej z czerwonym odcieniem i niewyraźnym, poziomym uwarstwieniem w drobniej uziarnionych frakcjach.
- 1578,9—1685,5 W p.o. brunatne „metaarkozy” i zielonawoszare metaargillity.
- 1685,5—1687,6 „Metaarkoza” barwy brunatnoszarej z czerwonym odcieniem.
- 1687,6—1743,7 W próbkach okruchowych brunatnoszare i czerwone „metaarkozy” w towarzystwie czerwono-awych metaaleurolitów.
- 1743,7—1743,8 Metaaleurolit czerwono-awy z fioletowym odcieniem.
- 1743,8—1750,1 Zielony metaargillit o płytkowym kłiważu, którego powierzchnie są ustawione pod kątem $5-10^{\circ}$.
- 1750,1—1805,0 W p.o. zielone i czerwone metaargillity.
- 1805,0—1811,4 Zielonawoszary metaargillit, silnie skłiważowany; szczeliny wypełnione węglanami, kwarcem i dickitem.

- 1811,4—1859,1 W p.o. zielonawoszare metaargillity, w dolnej części interwału ciemnoszare „metaarkozy”.
- 1859,1—1863,1 „Metaarkoza” barwy ciemnoszarej, zwężła, granitopodobna. Systemy nieregularnych szczelin wypełnionych kalcytem.
- 1863,1—1920,3 W p.o. zielonawe i ciemnoszare „metaarkozy”.
- 1920,3—1924,3 „Metasubarkoza” barwy czerwonawobrunatnej, słabiej zmetamorfizowana. Bogatsza w kwarc i inne ziarna monomineralne (w tym miki okruchowe) w porównaniu z „metaarkozami”. Obserwowany stopień obtoczenia ziarn piasku nadal bardzo niski, lecz wysortowanie nieco lepsze. Towarzyszą jej metaaleurolity.
- 1924,3—1924,8 „Metaarkoza” o ciemnoszarej barwie.
- 1924,8—1974,0 W p.o. ciemnoszare i zielonawoszare „metaarkozy”.
- 1974,0—1976,7 „Metaarkoza” wapnista, ciemnoszara, bardzo zwężła; opatrzona „strzałką kalcytową”. Towarzyszą jej odmiany bezwapniste.
- 1976,7—2032,8 W p.o. ciemnoszare i czerwonobrunatne „metaarkozy”.
- 2032,8—2036,8 Czerwonawobrunatna „metaarkoza” z nieregularną siecią szczelin impregnowanych głównie hematytem.
- 2036,8—2083,1 W p.o. czerwonobrunatne „metaarkozy” i zielonawe metaargillity.
- 2083,1—2087,1 Szarozielonawy metaargillit przechodzący ku dołowi w odmiany czerwonawofioletowe.
- 2087,1—2093,1 Zielonawoszary metaargillit z odcieniem oliwkowym lub czerwonawofioletowym, z wkładkami od 5 do 30 cm grubymi zielonawych i skrzemieniałych metaaleurolitów.
- 2093,1—2143,0 W p.o. zielonawoszare i czerwonawofioletowe metaargillity.
- 2143,0—2149,0 Zielonawoszary metaargillit z brunatnofioletowymi plamami.
- 2149,0—2207,5 W p.o. zielonawoszare metaargillity i podobne metaaleurolity.
- 2207,5—2214,0 Zielony metaaleurolit z czerwonofioletowymi plamami, skrzemieniały, z wkładką drobnoziarnistego piaskowca bogatego w mikę.
- 2214,0—2269,3 W p.o. metaargillity oraz zielonawoszare i czerwonawofioletowe metaaleurolity.
- 2269,3—2275,5 Czerwonawofioletowy metaargillit z zielonymi smugami; liczne, nieregularnie przecinające szczeliny infiltrowane kalcytem; upad 70°.
- 2275,5—2325,6 W p.o. zielone i czerwonawofioletowe metaargillity.
- 2325,6—2331,0 Metaargillity barwy szarej, niekiedy z odcieniem brunatnym oraz z zielonymi plamami; upad 80°.
- 2331,0—2379,5 Zielonawoszare metaargillity (w p.o.).
- 2379,5—2382,5 Jak wyżej.
- 2382,5—2436,5 W p.o. zielonawoszare i czerwonawobrunatne metaargillity.
- 2436,5—2440,5 Czerwonawobrunatne metaargillity z nieregularnymi smugami zielonawo i szaro zabarwionych odmian; upad 60°.
- 2440,5—2490,3 W p.o. zielonawoszare metaargillity.
- 2490,3—2495,4 Zielonawoszare metaargillity z nieregularnymi czerwonawobrunatnymi smugami.

2495,4—2546,5 W p.o. zielonawoszare metaargillity w towarzystwie odmian barwy czerwonaobrunatnej. Głębokość 2546,5 m jest końcową dla odwiertu.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Jak wynika z pobieżnej analizy profilu litologicznego, objętościowo największy udział w zespole badanych osadów mają mniej lub więcej zmetamorfizowane odpowiedniki argillitów i iłowców, zwane metaargillitami (P. Flawn, 1953, F. J. Pettijohn, 1957). Bardziej podrzędna rola przypada natomiast słabiej zmetamorfizowanym mułowcom (metaaleurolitom) i jeszcze mniej metamorficznym arkozom czy subarkozom. Lamprofiry, jak wspomniano, są zjawiskiem zupełnie wyjątkowym.

Metaargillity przedstawiają skały mikroziarniste (średnio 0,01÷0,025 mm średnicy), jednorodnie, plamisto lub smużasto zabarwione. Na tle ogólnie równoziarnistej masy podstawowej, złożonej z różnie przeobrażonych okruchów kwarcu, hydromiku, hydrochlorytu i skaleni, pojawiają się widoczne jedynie pod mikroskopem metablastyczne neokrystalizacje serycytu (m. in. fengitu), żelazistego chlorytu (m. in. brunswigitu, p. T. Wieser, 1967) i albitu. Pobocznie występują leukoksen i hematyt.

Procesy re- i neokrystalizacji decydujące o zwięzłości (zrogowaceniu) skały są w pewnym stopniu uzależnione od rozwoju klinażu. Spękania łupkowatości transversalnej typu klinażu fluksyjnego (ang. flow cleavage) nie tylko sprzyjały przybieraniu U-kształtnych postaci zdeformowanych i dorastających blaszek serycytu i chlorytu, ale i neokrystalizacjom wzdłuż płaszczyzn spękań. Kąty między płaszczyznami klinażu i stratyfikacji, często laminowanej, są z reguły duże.

W przypadku pojawienia się szczelinowatości związanej z tektonicznym zbrekcjowaniem, puste przestrzenie zapełniały niezależnie lub kolejno ankeryt, dolomit, kalcyt, żelazisty chloryt, kwarc i dickit.

Zabarwienie metaargillitów jest w znacznym stopniu pierwotne, niemniej jednak procesy metamorficzne przyspieszały wzrost zielono pigmentujących minerałów, jak chlorytu, fengitu czy zielonego biotyту. Iłowce niegdyś obfitujące w barwnik hematytowy uległy jedynie zaczątkowym procesom blastezy. Jest to zapewne rezultatem katalitycznie hamującego oddziaływania łusek hematytu na wzrost pozostałych składników na podobieństwo łusek grafitu, stwierdzonego przez P. Eskolę.

Metaargillity te posiadają strukturę aleurytowo-pelitową do blastopelitowo-aleurytowej, tektonoblastycznej. Tekstura ich jest płaskorównoległa i mikrolaminacyjna. Horyzontalne warstwowanie wywołuje zazwyczaj smużaste wzbogacenie lamin w skalenie, kwarc i „minerały ciężkie” przy równoczesnym ubytku składników o pokroju blaszkowym. Widoczne są ślady frakcjonalnego warstwowania w obrębie lamin. Niektóre metaargillity wypada już zaliczyć do S-tektonitów, opatrzonych nieznacznym zgufrowaniem ledwie zaznaczających się powierzchni podzielności, zgodnych z klinażem fluksyjnym.

Metaargillity w ślad za wzrastającą zawartością grubiej klastycznych składników przechodzą niedostrzegalnie w metaaleurolity, jak można nazwać zmetamorfizowane mułowce, w których co najmniej połowa składników uległa blastezie.

Typowym przedstawicielem skał stojących na pograniczu między me-

taaleurytami a „metaarkozami” jest m u l a s t a „m e t a a r k o z a” z głębokości 1527—1575 m. Dla skały tego rodzaju, podobnie jak i później przedstawionych skał psamitowych przedrostek meta- traci już swój sens. Przebudowa metamorficzna obejmuje jedynie nikłą część matrix i oczywiście cement. Jedynie tylko współwystępowanie z metaargillitami i metaaleurolitami w pewnym stopniu skłania do stosowania przedrostka meta. Typowe metaarkozy znajdujemy w znacznie głębszych (poniżej fyllitowego) piętrach metamorfizmu.

Stosunkowo niewielkie wymiary ziarn klastycznych były optymalne dla detrytycznych minerałów blaszkowych, jak mik i chlorytów oraz w mniejszym stopniu dla skaleni. Te ostatnie ilościowo dorównują kwarcem. Wśród okruchów litoklastycznych z natury rzeczy spotyka się wyłącznie skały mikroziarniste, afanityczne, takie jak skały krzemiankowe (czerty, jaspisy), argillitowe i felzytowe wulkanity. Łyszczyki należą w przewadze do jasnych; ciemne znajdują się w różnych stadiach przeobrażeń w chloryt.

W cemencie typu porowego dominuje serycyt i chloryt. Z dodatkowych minerałów najliczniejszy jest hematyt i leukoksen. Wśród minerałów ciężkiej frakcji rozpoznano: pospolity apatyt, granat, cyrkon, allanit, rutyl i anataz.

Posiadają one strukturę polifrakcyjną, teksturę płaskorównoległą od ułożenia minerałów o pokroju łuskowym do płytkowego. Godnymi wzmianki są spotykane w odmianie z głębokości 1575 m rzadkie toczenie ilowe o średnicy 7 i więcej cm. Są one koncentrycznie pasowo zabarwione, zgniło-szarzielono na peryferii i szaro-wisniowo-czerwono w centrum.

Bezsprzecznie najciekawsze wśród omawianych osadów są g r u b o k l a s t y c z n e „m e t a a r k o z y”, a ściślej arkozy lub subarkozy. Korzystając z pojawienia się okruchów o rozmiarach osiągających wielkość drobnego żwiru (do 4 mm średnicy) jesteśmy w możności dać znacznie pełniejszy obraz budowy geologicznej obszaru alimentacyjnego.

W najwyższej pozycji znajdują się nawiercone na głębokości 1577,5 m osady arkozowe. Są one zupełnie nie wysortowane (waki), złożone prawie wyłącznie z okruchów ostrokrawędzistych (stopień obtoczenia = $0 \div 0,15$, wyjątkowo — $0,15 \div 0,25$ wg skali Pettijohna; o małej kulistości $0,2 \div 0,8$). Maksymalne wymiary ziarn nie przekraczają tutaj 3 mm. Frakcje piaskowe przeważają nad frakcjami mułowymi.

Okruchy monomineralne są reprezentowane głównie przez kwarc i skalenie, a w znacznie mniejszym zakresie przez muskowit, silnie schlorytyzowany biotyt i chloryt. Stosunki ilościowe zestawia tabela 1.

Plagioklasy często zaskakują wysoką świeżością. Najpospolitsze z nich to albity (An_0 lub An_{6-9}), oligoklasy (zwykle z An_{12} i An_{27}) normalnie zserycytyzowane i ujawniające budowę plamistą (odmieszanie perysterytowe). Skalenie potasowe należą w pierwszym rzędzie do mikropertytu mikroklinowego i ortoklazowego z metasomatycznymi przerostami pertytowymi oraz do kryptopertytu ortoklazowego.

Spośród ułamków litoklastycznych rozpoznano: łupki ilowe, metaargillity, fyllity serycytowo-kwarcowe, czerty, jaspisy z hematytem, skały chlorytowo-albitowe, granitoidy z albitem szachownicowym, bazalty z apointersertalną strukturą i ze schlorytyzowanym szkliwem, porfiry z felzytową lub mikropoiklitową strukturą, porfiryty z apohyalopilitową strukturą oraz tufoidy.

Z minerałów akcesorycznych dostrzec można już w płytce cienkiej granat, cyrkon, allanit, epidot, hematyt, tytanomagnetyt przeobrażony w martyt i leukoksen oraz apatyt. Objętościowo niepokąźny cement typu porowego i powłokowego tworzy neokrystaliczny i rekrytalizowany chloryt, a w mniejszym zakresie także serycyt, kwarc, hematyt i leukoksen. Opisane wyżej metaarkozy posiadają strukturę polifrakcyjną, teksturę bezładną.

Tabela 1

Nr próby i głębokość w m Składniki	1 2033		2 1860		3 1577,5		4 1974,5	
	a*)		a		a		a	
	b		b		b		b	
Kwarc	16,9	17,1	15,8	11,3	17,3	12,2	12,0	9,0
Ortoklaz	17,2	9,2	9,7	4,6	9,3	4,6	8,6	4,6
Plagioklaz	13,6	4,8	16,1	5,9	11,5	4,4	7,7	4,0
Muskowit+serycyt	13,6	1,0	3,6	0,4	7,1	1,2	1,1	0,3
Biotyt	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,6
Chloryt	5,3	0,6	16,4	2,3	14,8	1,3	6,7	1,0
Skąły krzemiokowe	5,6	6,4	6,2	7,1	3,9	4,3	4,0	4,4
Wulkanity	5,7	4,0	8,6	6,9	3,3	2,7	3,4	2,7
Inne okrucy litokl.	18,1	13,8	18,1	18,2	26,0	21,6	14,9	14,5
Węglany	0,5	—	—	—	1,5	—	39,1	—
Epidot	—	—	—	—	—	—	0,4	—
Leukoksen+hematyt	3,5	—	5,4	—	5,1	—	1,7	—
Matrix	—	43,0	—	47,6	—	47,6	—	58,9

*) a i b — oznaczają kolumny z podanym % obj. składników bez i z uwzględnieniem zawartości matrix.

Grubiej uziarnione (do 4 mm) od poprzednich arkozy z głębokości 1860 m wyróżnia nadto spora zawartość piasku i drobnego żwiru o mięsistoczerwonej barwie. Są to ostro- lub półostrokrawędziste okrucy skaleni potasowych, jaspisów, skał felzytowych i zsylikowanych tufów (tufooidów). Wśród skaleni potasowych najczęściej występuje mikro- i kryptopertyt ortoklazowy, a także mikropertyt mikroklinowy typu plamisto-żyłkowego. W obrębie okruców litoklastycznych można łatwo zauważyć wyższy udział wulkanitów, takich jak: granofir, albitowy porfir mikrogranitowy i felzytowy, porfiry z pilotaksytową a także apohyalopilitową strukturą tła skalnego, czerwony i zielony zargillizowany hyalobazalt, czasem z wariolitową teksturą oraz zsylikowany tufooid. Ten ostatni trudny jest do odróżnienia od jednakowo zabarwionych i współwystępujących jaspisów. Pozostałe okrucy litoklastyczne są identyczne z poprzednio wymienionymi. To samo dotyczy rodzajów łyszczyków i frakcji „ciężkich minerałów”.

Zawartość mulasto-iłowej matrix, podobnie jak poprzednio, sięga prawie połowy objętości skały (47,6 i 43,2%). Cement wyłącznie porowy i powłokowy, składa się z chlorytu, wespół z hematytem i lokalnie spotykanym serycytem. Stosunki ilościowe składników (patrz tabela 1) nie odbiegają od norm przypisywanych arkozom (powyżej 25% skaleni). Uwzględniając bardzo niski stopień wysortowania i przewagę okruców litoklastycznych nad skaleniami nazwa petrograficzna waka skaleniowo-litoklastyczna jest tu również w pełni uzasadniona.

Na głębokości około 1974,5 m pojawia się oryginalna dla zespołu gruboklastycznych osadów wapienista arkoza. Jest ona dalszym przedstawicielem w skaleniuowo-litoklastycznych, wyróżniająca się w zasadzie tylko swoją wapnistością. Węglan wapnia koncentruje się tu wyłącznie w matrix, której zawartość jest podwyższona i sięga ok. 59%. Skalenie najczęściej reprezentują mikropertyt ortoklazowy, albit i kwaśny oligoklaz. Podobnie jak i kwarcie uległy one nieznacznej korozji węglanowej.

Okruchy litoklastyczne są te same co i w poprzednich próbach z wyjątkiem dodatkowo zaobserwowanych fragmentów fyllitów grafitoidowo-chlorytowych, aplitów, gnejsów oraz kwarców żyłowych z epidotem. Wśród podrzędnych składników uderza duży udział przejrzystych „ciężkich minerałów” a szczególnie epidotu i granatu, obok rzadszego cyrkonu i rutylu.

Cement kalcytowy należy do typu podstawowego. Jest on pochodzenia infiltracyjnego i częściowo korozyjnego. Zauważa się tu brak wyraźnych szczątków detritusu węglanowego.

Najślabszy metamorfizm znamionuje arkozę z głębokości 2033 m. Przejawia się to w niższej zawartości nowo powstałego chlorytu i znikomej rekrytalizacji hydromuskowitu w serycyt lub muskowit. Dalszą specyficzną cechą tej odmiany jest obserwowane często nieznaczne obtoczenie odpowiadające klasie półostrokrawędzistych okruchów Pettijohna oraz niższa świeżość skał. Ta ostatnia objawia się w znaczniejszej ich pelityzacji, a nawet karbonatyzacji.

W obrębie okruchów litoklastycznych mniej jest ułamków skał bazaltowych, natomiast więcej kwaśnych wulkanitów, zwłaszcza tufoidów (często żyłkowo infiltrowanych albitem), jak również mikropegmatytów, aplitów, gnejsów itd.

Różnice w uziarnieniu fragmentów i składników matrix nie są tak kontrastowe jak poprzednio; największe rozmiary nie przekraczają 2 mm. Cement typu powłokowego jest złożony z hydromuskowitu-serycytu z domieszką hematytu. U ziarn kwarcu miejscami można zauważyć zjawiska dorastania (ang. overgrowths).

Arkozy nie są jedynymi reprezentantami osadów gruboklastycznych w badanym kompleksie skalnym. Na głębokości około 1920 m została odnotowana obecność osadów piaskowcowych o nieco lepszym aniżeli u arkoz wysortowaniu i obtoczeniu ziarn, a także o nieco wyższej zawartości kwarcu kosztem skałeni i okruchów litoklastycznych. Petrograficznie odpowiadają one subarkozom lub też subwakom skałeniowo-kwarcowym. Cechy strukturalno-teksturalne i cement nie odróżniają ich od właściwych arkoz.

Wyodrębniające się swoją pozycją strukturalno-geologiczną i chronologiczną lamprofiry wymagają bardziej szczegółowego omówienia. Wiele faktów wskazuje, że są to w istocie późniejsze wiekiem skały żyłowe, tworzące miniaturowe dajki. Do nich zaliczyć wypada między innymi:

1. Metaargillity występujące w strefach zbrekcjowanych, z oznakami licznych powtórzeń dyslokacyjnych.
2. Niezgodne kontakty z przyległymi metaargillitami.
3. Ciepłe oddziaływanie iniekcji lamprofirowych na otoczenie.
4. Odmienisty styl deformacji w skałach lamprofirowych i ościennych, m. in. brak w pierwszych spękań kliważu fluksyjnego.

Mniej więcej jednakowe natężenie zjawisk zrogowacenia (zhornfelso-

wania) kleszczy żył nasuwa przypuszczenie, że ich upad w deformowanym górotworze był stosunkowo bardzo stromy. Najdalej od powierzchni kontaktowej zjawiają się metablasty chlorytu i żyłki chlorytowo-kwarcowe, natomiast żyłki bliższe lamprofirom wypełnia sam kwarc i z kolei kalcyt. Żyłki swoim kulisowym rozmieszczeniem odpowiadają tzw. pierzastym (ang. feather veins) szczelinom dylatacyjnym. Orientacja ich pozwala na każdorazowe odtworzenie kierunków względnych ruchów różnicowych. Kilkumilimetrowa (6÷8 mm) strefa mylonitów lub druzgotów spojonych kalcytem i kwarcem zazwyczaj kontaktuje bezpośrednio z lamprofirem.

Powierzchnie ograniczające żyłę lamprofirową nie były gładkie. Magma wdzierała się w puste przestrzenie między fragmentami oderwanymi od calizny zdradzając przy tym niską lepkość. Dokumentują to kropłowo zakończone wypustki szklawa w zwężających się szczelinach widoczne w przekroju (tabl. II, fig. 1) przy odległości między kleszczami spadającej minimalnie do 0,24 mm. Zmian endokontaktowych nie zaobserwowano.

Skały lamprofirowe należą do odmian nieznacznie albo gruntownie przeobrażonych roztworami wodnymi pochodzenia magmowego lub meteorycznego. W związku z tym do szczegółowszego rozpatrzenia nadaje się zwłaszcza lamprofir tworzący żyłę w przedziale głębokości 1257,6—1258,0 m. Już makroskopowo skała ta robi wrażenie zdeintegrowanej. Pod mikroskopem ujawnia ona rzeczywiście cechy R-tektonitu, w którym większe oczka-sferolity („ocelli” Broegera, 1898), a także rzadkie ksenolity metaargillitu ulegały rotacji w toku ruchów różnicowych oraz pod naporem nie skonsolidowanej jeszcze magmy. Skała lamprofirowa tym łatwiej ulegała granulacji, im bardziej zaawansowany był proces odszklania, uwidoczniiony w sferolitowym wzroście skaleni z domieszką kwarcu, nie licząc mikrolitów i fenokryształów. Równoległe z rozwojem sferolitów postępowało dalsze dorastanie fenokryształów mafitów i zjawiały się neokrystalizacje euhedralnych mikrolitów biotyту, apatyту i magnetytu (martytu).

W skład sferolitów obok rzadkiego kwarcu i mafitów wchodzi w dużej przewadze skałen potasowy. Jego płaszczyzny sieciowe dały refleksy, zarejestrowane na dyfraktogramach rentgenowskich aparatem Rigaku-Denki (antykatoda-Cu, filtr-Ni), nawet z nie wzbogaconego preparatu. Niektóre z nich, jak przynależne do: 2θ (201) = 21,00°; (002) = 27,64°; (113) = 38,88°; (060) = 41,58°; (204) = 50,88°; pozwalają przy zastosowaniu metody T. Wrighta (1968) na określenie stanu strukturalnego i składu chemicznego. Odpowiadają one sanidynowi o składzie $Or_{92}Ab_{08}$. Miarą „tryklinizacji”, wyznaczonej podwójnymi refleksami 130 i $\bar{1}\bar{3}0$ oraz 131 i $\bar{1}\bar{3}1$ jest $\Delta = 0,20$. Ta stosunkowo niska wartość może być według Orville'a tłumaczona wyłącznie samą domieszką molekuly albitowej. Wyjątkowo nikłe rozmiary promienistych osobników skaleniowych nie pozwalają na określenie diagnostycznych cech optycznych, jak kąta osi optycznych czy dwójłomności.

Niektóre sferolity powstawały w dwu etapach. Pierwszy znamionowała silniejsza pelityzacja i brak zabarwienia wnętrza, a drugi zewnętrzny pas absorpcja słabo pomarańczowobrunatna. Było to spowodowane miarowym wzrostem potencjału oksydacyjnego magmy i stąd wyższą koncentracją molekuly ferriortoklazowej w później rosnącym skaleniu (na wzrasta z 1,522 do 1,524; 2 Va — nieoznaczalny). Na granicy środkowych i zewnętrznych stref sferolitów często nagromadzały się wolne tlenki żelaza w postaci koncentrycznej powłoczki, stanowiącej przez pe-

wien okres powierzchnię graniczną. Ten wniosek z kolei potwierdzają zdeformowane fenokryształy biotyty przenikające zarówno ją, jak i ostatyczną powierzchnię graniczną ocelli (por. tabl. I, fig. 1). Plastyczne i przełamowe odkształcenia obejmowały tylko występujące na zewnątrz części płytek biotyty. Jest to rezultat protoklasy i prawdopodobnie późniejszej kataklazy.

Najliczniejszy wśród mafitów biotyt jest w przypadku fenokryształów z reguły opatrzone budową pasową. Należy podkreślić, że peryferie dużych fenokryształów, podobnie jak i mikroklity w całości, charakteryzuje znacznie intensywniejsza absorpcja. Jest ona żółto-brunatna z zielonym odcieniem w miejsce jasno-żółto-brunatnej (dla γ i β). Niektóre duże płytki przerasta pasemkowo chloryt w odmianie klinochloru. Znacznie zredukowana gęstość optyczna (n_γ , β = 1,592 we wnętrzu i 1,595 na peryferii, przy $2V_\alpha = 2 \div 5$) wiąże się nie tylko z przeobrażeniem w chloryt (refleks 14,5 Å), ale i w wermikulit (13,7 Å) oraz hydrobiotyt (11,0 Å). W niektóre rozszczepione blaszki i płytki biotyty wnikało szkliwo (odszklone następnie w skalenie) lub węglany i tlenki żelaza. Fenokryształy i mikrolity pozostałych mafitów, jak piroksenów lub amfiboli, spotykamy jedynie jako skupienia węglanów bez odziedziczonych ograniczeń ziarn.

Matrix otaczająca kilkumilimetrowe (średnio 2÷3 mm, wyjątkowo do 5 mm średnicy) sferolity-oczka, składa się z okruchów sferolitów, rozszczepionych blaszek biotyty, ułamków skaolinizowanego i skarbonatyzowanego szkliva, fragmentów żyłek węglanowych i ksenolitów metaargilitowych. Jest ona ponadto wyraźnie wzbogacona w magnetyt (martyt) o pokroju kostkowym.

Struktura lamprofiru odpowiada oligofirowo-seryjnej, zaś tekstura — sferolitowej typu ocellarnej Broegera (1898) i proklastycznej oraz kataklastycznej.

Skład mineralny lamprofiru, oparty przede wszystkim na zespole skalenia potasowego i biotyty, znajdujemy jedynie w odmianie określanej mianem minetta. Takie stanowisko systematyczne potwierdza wysoką zawartością K_2O , rozbiór chemiczny o następujących wynikach w procentach wagowych: SiO_2 — 43,85; TiO_2 — 0,78; Fe_2O_3 — 6,16; FeO — 4,54; MnO — 0,02; MgO — 6,20; CaO — 7,66; Na_2O — 0,23; K_2O — 5,02; P_2O_5 — 0,52; H_2O^+ — 1,36; H_2O^- — 0,87; S — 0,14; CO_2 — 6,23. Suma = 99,98. Analitik: A. Pelczar. — Ponadto spektrograficznie przez Z. Mildnera zostały wykryte: Ba, Cr, Ni, V, Co, Cu, Zn, Zr i Be.

Na pierwotnie identyczny, lecz później silnie przeobrażony lamprofir natrafiono również na głębokości od 1319,9 do 1320,1 m. Tekstura ocellarna jest tu znacznie gorzej zaznaczona. Szklivo uległo obok dewitryfikacji także argillizacji, a cała skała ponadto intensywnej karbonatyzacji i kataklazie. Wielofazowość ostatnich zjawisk stanowi argument przemawiający za niejednokrotnym odmładzaniem ruchów tektonicznych w strefie dyslokacji, w którą wnikła magma lamprofirowa.

WNIOSKI I PORÓWNANIA

Wstępną konkluzją, jaka nasuwa się bezpośrednio po porównaniu cech litologicznych pierwotnie ilastych, mulastych i piaszczystych osadów prekambriu, jest różny stopień ich późniejszych przeobrażeń. Największym niewątpliwie uległy skały iłowcowe, a najmniejszym piaskowce. Wysokie ciśnienie litostatyczne, wywołane samym obciążeniem nadległej, miększej części stratysfery, oddziaływało szczególnie na iłowce jako

najbardziej ściśliwe i łatwo oddające wodę. Tą drogą „wody iłowe”, podgrzane geotermicznie, mogły tym skuteczniej przyspieszać reakcje chemiczne. Niezbędną w takim przypadku ruchliwość zapewniły szczeliny kliważu fluksyjnego, przyczynowo związane bądź z diastrofizmem kaledońsko-hercyńskim, bądź (i) alpejskim.

W regionalnym zestawieniu nasilenie przeobrażeń osadów prekambru w odwiercie z Opatkowic jest ogólnie pośrednie między odnotowanym w rejonie Przemyśla (najwyższe; T. Wieser, 1967) a okolicą Niepolomic (najniższe). Odpowiada ono przeciętnie warunkom termodynamicznym, właściwym wstępnemu metamorfizmowi, czyli anchimetamorfizmowi czy też tzw. facji zeolitowej metamorfizmu. O nikłym podwyższeniu temperatury możemy wnioskować z praktycznie nieobecnych zmian w składzie mineralnym u afanitycznych, kwaśnych i zasadowych wylewów, znajdujących jako kilkumilimetrowe fragmenty w arkozach.

W rodzimej literaturze opisane drobnoklastyczne sedymenty mają różne i nieuzasadnione nazewnictwo, jak: fility, sfilityzowane łupki iłowe, iłowce itd. Brak w niewątpliwie zmienionych, rogowcowatych iłowcach łupkowatości i uziarnienia odpowiedniego filitom, przy jednakowoż daleko posuniętej rekryształizacji i neokrystalizacji minerałów gliniastych decyduje o przyjęciu odmiennej nomenklatury. Zgodnie z prawidłami klasyfikacji wprowadzonej przez P. Flawna (1953) i przyjętej przez J. Pettijohna (1957) najstosowniejszym terminem byłby metaargillit, a w pewnych przypadkach także i argillit. Wspomniane już, nie zmienione okruchy litoklastyczne w osadach gruboklastycznych nie zezwalają na zastąpienie określenia arkoza przez metaarkoza. Do przyjęcia nazwy arkoza, mimo dewaluującej go wieloznaczności, skłania stosunkowo wysoka zawartość skaleni, grube uziarnienie i „granitopodobny” wygląd skały. Pierwszym badaczem, który te cechy dostrzegł i wypunktował, był A. Brogniart (1823, fide S. Oriel, 1949), wprowadzając tym sposobem arkozę w poczet odmian skalnych. Dla skał zbliżonych składem lecz o niższej zawartości skaleni (poniżej 25%) i średnio drobniejszym oraz lepiej wysortowanym ziarnie użyto określenia — subarkoza. Jakkolwiek, sądząc z zawartości skaleni (tabela 1) ilościowe znaczenie subarkoz z pozoru zdaje się być większe aniżeli przyjęte, w rzeczywistości jest jednak inaczej. Stosunek liczbowy kwarc + skały krzemionkowe : skalenie + + okruchy litoklastyczne u głównych reprezentantów jest zadziwiająco podobny (0,41; 0,42; 0,42 i 0,46) i nawet niższy względem wartości 1,1 podanej przez Pettijohna dla piaskowców arkozowych.

Zagadnienia nomenklaturowe są nieistotne w zestawieniu z rozpatrzeniem wspomnianych i dalszych właściwości osadów, nieodzownych do odtworzenia składu zespołu skalnego obszaru źródłowego, sposobu i warunków wietrzenia, transportu, depozycji itd. Te obszerne problemy ujęte zostały następująco, w skróconych tezach:

a) Słabo zaznaczone lub praktycznie nieobecne oddziaływanie procesów hypergenicznych. Dotyczy to zarówno skaleni, jak i okruchów wulkanitów oraz najbardziej podatnych na wietrzenie chemiczne biotytów. Dostrzegalna często chlorytyzacja biotyty może być w części zjawiskiem hydrotermalnym. Przemianami ostatniego typu najprościej można tłumaczyć pojawienie się liczego epidotu w okruchach skalnych i we frakcji ciężkich minerałów. Zaskakuje ponadto ubóstwo minerałów gliniastych i żelazistych w cemencie, tak typowych dla powierzchniowego wietrzenia chemicznego.

b) Wyjątkowo niski zakres dyferencjacji mechanicznej osadów gru-

boklastycznych, ujawniający się nie tylko w dużym obniżeniu stosunku: kwarc + skały krzemionkowe/skalenie + okruchy litoklastyczne, ale i w braku selekcji składników stosownie do różnic pokrojowych. Znaczny w arkozach udział minerałów o pokroju blaszkowym jak i niepokąźny stopień kulistości ziarn kwarcu przemawiają za brakującą lub mało aktywną separacją wodną czy powietrzną.

c) Ogólnie znikomy stopień obtoczenia okruchów monomineralnych i zaledwie półobtroczenie miękkich wulkanitów i piroklastytów dowodzą ograniczonego znaczenia długotrwałości trakcji w transporcie materiału.

d) Poważny procent nie rozłożonych skałeni i okruchów litoklastycznych (łącznie z wulkanitami) w składzie towarzyszących arkozom osadów mulastych, a nawet ilastych jest godny podkreślenia. Zjawisko to dostrzegli również K. Ł y d k a i S. S i e d l e c k i (1963). Autorzy jednakże bezpodstawnie przypisują okruchom wulkanitów tufogeniczną naturę w miejsce klastogenicznej. Brak zróżnicowania gatunkowego składników w różnych frakcjach klastycznych wskazuje nie tylko na wspólne pochodzenie, ale i na intensywne wietrzenie fizyczne, szybki, wielkomasowy transport oraz na niepowtarzalną, trwałą depozycję w basenie sedymentacyjnym.

e) Obserwowane zaczątkowe zjawiska dyferencjacji osadów drobno-klastycznych, jak laminacja z rozwarstwieniem składników o różnej wielkości, ciężarze i pokroju nie są notowane w stropowych partiach dużych ławic osadów gruboklastycznych. Te ostatnie miarowo przechodzą w drobno-klastyczne. Są one natomiast przyporządkowane drobnym masą rytmom sedymentacyjnym, bardziej narażonym na działanie prądowań.

f) Miarowy i ciągły wzrost znaczenia osadów gruboklastycznych w głębszych ogniwach przewierconego w Opatkowicach kompleksu osadów prekambryjskich, o blisko kilometrowej miąższości. Ta cecha, jak postuluje W. T w e n h o f e l (1950), jest jedną z charakterystycznych dla utworów molasowych w przeciwieństwie do fliszowych, u których uziarnienie wzrasta od podstawy kompleksu. Utwory molasowe wyróżnia, jak gdzie indziej, słabe wysortowanie osadów, ich polimiktyczność i duża grubość rytmów sedymentacyjnych. Wypada nadto przypomnieć, że gdziekolwiek nawiercone w podłożu i na przedpolu Karpat, równowiekowe osady, przedstawiały wyłącznie sedymenty drobnoklastyczne.

g) Nie naruszona śladami żerowisk organizmów mułozernych tekstura płaskorównoległa osadów drobnoklastycznych, na równi z ubogą domieszką węglanów przemawia za ledwie rozprzestrzeniającym się życiem organicznym. Dla obserwowanego w niektórych ławicach arkoz wzbogacenia w infiltracyjny cement kalcytowy nie można poza tym wykluczyć pochodzenia nieorganicznego. Na nikłą przymieszkę materii organicznej zdaje się wskazywać także czerwone, purpurowe i rzadko zielone zabarwienie osadów.

Ze względu na przedstawione konkluzje kompleks arkozowy odpowiada w klasyfikacji genetycznej arkoz D. B a r t o n a (1916) występowaniom, dla których przyjmowane są surowe warunki klimatyczne przy przypuszczalnie wysokogórskiej rzeźbie obszaru źródłowego. Istnieją nawet przesłanki, jak opisane przez B. A r e n i a (1968) znaleziska tillitów w prekambrze wschodniej Polski czy skał typu ilów warwowych (łupki Ekre O. H o l t e d a h l a, 1922) z południowej Norwegii, przekonywające o okresowej bliskości obszarów zlodowaconych.

Niezwykłe rozmiarami nagromadzenia materiałów o uziarnieniu odpowiadającym lessom i drobniejszym frakcjom pyłowym nie wykluczają

współdziałania transportu powietrznego, szczególnie w końcowych etapach rozwoju utworów wyjściowych dla molas.

W sukcesji osadów formacje molasowe mają swoistą, końcową pozycję w cyklu rozwojowym osadów i w cyklu geotektonicznym. W danym przypadku jotnicko-assyntyjski diastrofizm posiada również i własny finalny wulkanizm w postaci wielkich wylewów bazaltowych trappowych. Przykrywająca je tzw. seria kruszyniańska w odwiertach wschodniej Polski, a zwłaszcza arkozy znane z opisów O. Juszkowika i W. Ryki (1967) zdradzają wiele wspólnych cech litologicznych z tu omówionymi. Dla występujących wyżej drobnoklastycznych sedymentów J. Znosko (1961) dawniej odnotował analogie litologiczne między ilami laminarytowymi serii mielnickiej, względnie bużańskiej (J. Znosko, 1965) a pstrymi osadami prekambriu podłoża miocenu. Warto nadmienić, że B. Sokółow (fide J. Znosko, op. cit.) serię ilów laminarytowych zaliczył do rodzaju ilów warwowych.

Na pozostałe do rozpatrzenia zagadnienie, kiedy i jak długo tworzył się zbadany zespół osadów, dają odpowiedź obok przytoczonych wniosków i porównań także i dane paleontologiczne (biostratygraficzne). Wyniki badań mikroflorystycznych, wykonanych na prośbę autorów przez L. Jagielską, pozwalają na zaliczenie osadów przewierconych w Opatkowicach do górnego prekambriu (sinianu, Wend.).

Mikroflorę znaleziono w 14 z 32 przebadanych prób w następujących przedziałach głębokości:

- 1247÷1250 m *Protosphaeridium* sp. oraz bliżej nieoznaczalne strzępy tkanek roślinnych.
- 1254÷1260 m *Protosphaeridium acis* Tim., *Orygmatosphaeridium* sp. oraz *Leiosphaeridia* sp.
- 1481÷1488 m *Protosphaeridium tuberculiferum* Tim., *Protosphaeridium* sp., *Orygmatosphaeridium* sp. oraz bliżej nieoznaczalne strzępy roślinne (także na gł. 1525÷1528 m).
- 1683÷1687 m *Protosphaeridium* sp.
- 1743÷1750 m *Protosphaeridium* sp., *Orygmatosphaeridium* sp., strzępy tkanek roślinnych.
- 2087÷2093 m *Protosphaeridium flexurosum* Tim.
- 2207÷2214 m *Protosphaeridium acis* Tim.
- 2269÷2275 m *Protosphaeridium acis* Tim., *Orygmatosphaeridium* sp.
- 2325÷2331 m *Protosphaeridium* sp.

Wymieniona mikroflora jest źle zachowana i reprezentowana w ilości zaledwie 2 lub 3 okazów w preparacie. Z podanych w zestawieniu organizmów fitoplanktonicznych jedynie tylko *Orygmatosphaeridium* jest zasięgiem ograniczona do górnego prekambriu, pozostałe są bardziej długowieczne.

Podobna do opisanej mikroflora została oznaczona ponadto w kilkunastu odwiertach Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych z przedpola Karpat.

W przypadku lamprofirów korelację ze względnie pobliskimi ich występowaniami w rejonie Zawiercia i na obszarze Gór Świętokrzyskich ułatwia nie tylko dokładna petrograficzna, ale i petrochemiczna znajomość. Zawarta ona jest w pracach S. Małkowskiego (1954), S. Śliwińskiego (1960), I. Kardymowicz (1967) i innych.

Obok bezsprzecznie uderzających podobieństw w składzie mineralnym i w cechach strukturalno-teksturalnych istnieją także wyraźne powiązania komagmatyczne tych skał. Ujawnia je wykres wariacyjny zawartości

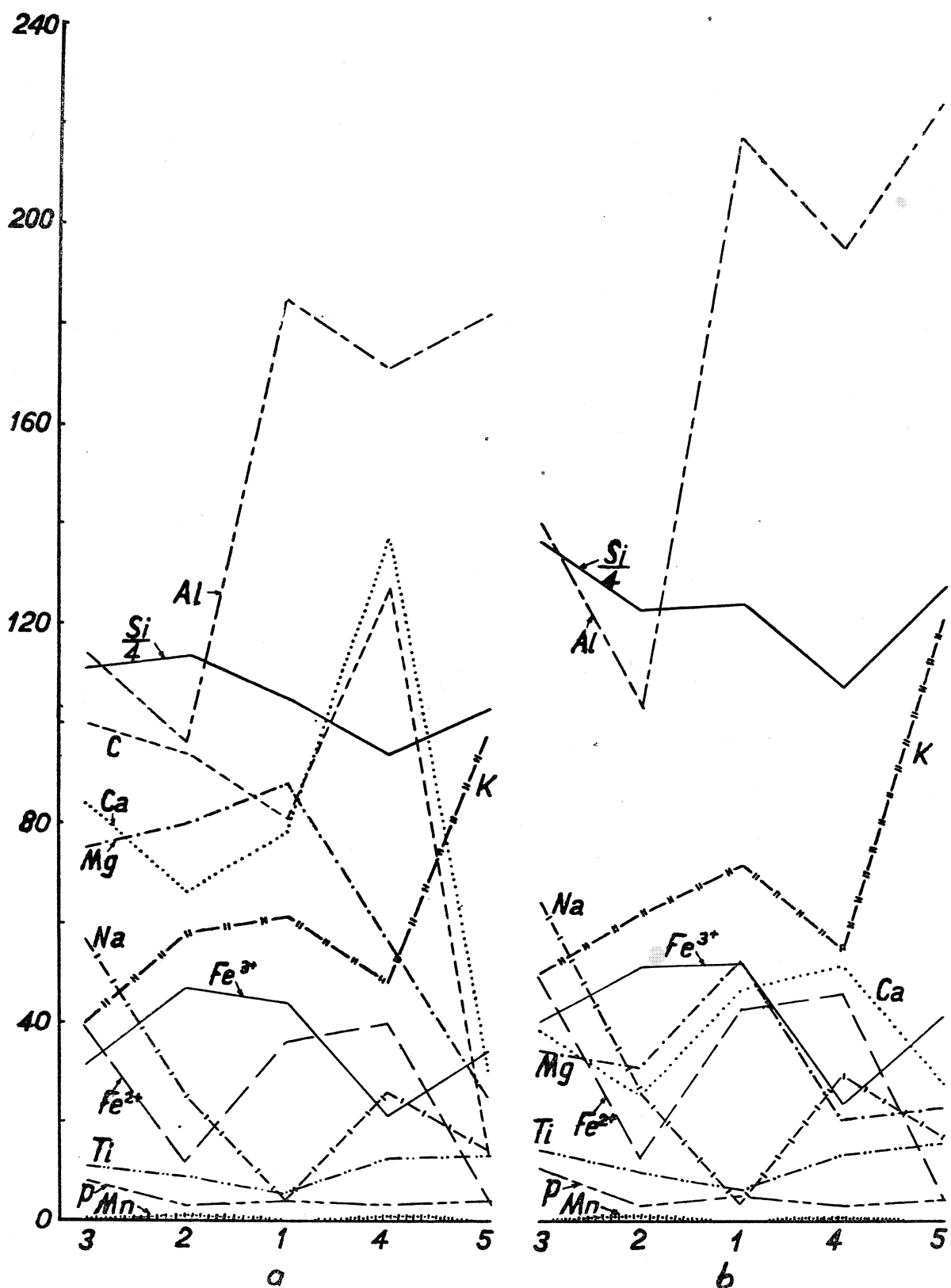


Fig. 4. Wykres wariacyjny składników formuły Bartha (kationów i CO_2-C) z uwzględnieniem (a) i wyeliminowaniem (b) węglanów Ca i Mg . 1 — Opatkowice 1; 2 — Podkranów — g. Świętokrzyskie (I. Kardymowicz, 1967); 3 — Smyków (l.c.); 4 — Głazówka (l.c.); 5 — Dziewki k. Zawiercia (S. Śliwiński, 1960)

Fig. 4. Diagram of variation of components of the Barth's formula (CO_2-C and kations), including (a) and excluding (b) the carbonates of Ca and Mg . 1 — bore-hole Opatkowice 1; 2 — bore-hole Podkranów — Holy Cross Mts (after I. Kardymowicz, 1967); 3 — bore-hole Smyków (l.c.); 4 — bore-hole Głazówka (l.c.); 5 — bore-hole Dziewki near Zawiercie (after S. Śliwiński, 1960)

jonów w „komórce wzorcowej” Bartha (fig. 4 a i b). Sporządzono go zarówno dla pełnych składów chemicznych lamprofirów (fig. 4 a), jak i dla składów zmodyfikowanych przez odjęcie węglanów (CO_2 i proporcjonalnie Ca i Mg; por. fig. 4 b).

Śledząc rozmieszczenie punktów projekcyjnych łatwo dostrzega się daleko idące pokrewieństwo lamprofirów z Opatkowic z lamprofirami okolic Zawiercia. Szczególnie przekonywające są zawartości jonu Al i po części Na oraz K. Podwyższony zwłaszcza u lamprofirów z okolic Zawiercia i Opatkowic stosunek K do Na, czyli molekuly ortoklazowej do albitowej, potwierdza petrograficzne ich sklasyfikowanie jako minet, przeciwnych do bardziej kersantytowych charakterem lamprofirów Gór Świętokrzyskich.

Należy z dużą dozą prawdopodobieństwa przypuszczać, że wiek wszystkich wspomnianych występowania lamprofirów jest jednakowy, przyczynowo powiązany z późnymi stadiami orogenezy waryscyjskiej.

Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych

Warszawa

Instytut Geologiczny

Oddział Karpacki, Kraków

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

- Areń B. (1968), Tillity wschodniej Polski. *Prz. geol.* nr 5, s. 221—226.
- Barton D.C. (1916), The geological significance and genetic classification of arkose deposits. *J. Geol.* 24, no. 5, pp. 417—449.
- Broeger W.C. (1898), Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes, III. Das Gangfolge des Laurdalits. *Vidensk Skrifter*. No. 6.
- Flawn P. (1953), Petrographic classification of argillaceous sediments and low-grade metamorphic rocks. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 37, pp. 560—565.
- Gruner J.W. (1936), Hydrothermal alteration of montmorillonite to feldspar. *Amer. Miner.* 20, p. 511.
- Holtedahl O. (1922), A tillite-like conglomerate in the „eocambrian” sparagmite of Southern Norway, *Amer. J. Sc.*, 4 ser. 5, p. 165.
- Juskowiak O., Ryka W. (1967), Skaly wulkaniczne i towarzyszące im zespoły osadowe z otworów Kruszyń i Mielnik. *Biul. Inst. Geol.*, 197, 1, s. 69—103.
- Kardymowicz I. (1967), Intruzje mniejsze Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 197, 1, s. 329—392.
- Łydka K., Siedlecki S. (1963), On Algonkian Deposits in the Environs of Cracow. *Bull. Acad. Pol. Sc., sér. géol.*, 11, no 2, pp. 75—81.
- Małkowski S. (1954), O przejawach wulkanizmu w dziejach geologicznych Gór Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.*, 4, pp. 1—52.
- Oriel S. (1949), Definitions of arkose. *Amer. J. Sc.*, 247, pp. 824—829.
- Pettijohn J. (1957), Sedimentary rocks. New York.
- Śliwiński S. (1960), Lamprofiry i brekcje wulkaniczne wśród wapieni dewońskich k. Siewierza. *Prz. geol.*, nr 12, s. 655—657.
- Twenhofel W.H. (1950), Principles of sedimentation. New York.
- Wieser T. (1967), Charakterystyka petrograficzna odwiertu Cisowa IG 1. *Kwart. geol.*, 11, no. 2, s. 451—453.
- Wright T.L. (1968), X-ray and optical study of alkali feldspar: II. An X-ray

method for determining the composition and structural state from measurement of 2θ values for three reflections. *Amer. Miner.* 53, pp. 88—104.

Znosko J. (1961), W sprawie pozycji stratygraficznej eokambryjskich sparagmitów i niektórych młodoprekambryjskich formacji. *Kwart. geol.*, 5, no. 4, s. 737—772.

Znosko J. (1965), Sinian i kambr północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, 9, no. 3, s. 465—485.

SUMMARY

The profile of the Precambrian in the bore-hole Opatkowice 1, situated north of the Grobla oilfield, is described in the present paper. This is the only bore-hole in southern Poland which penetrated more than 1000 m into Precambrian sedimentary rocks. Several types of rocks were distinguished in the profile of this bore-hole. The principal rock type represents metamorphosed equivalents of argillites and claystones, termed here metaargillites. These rocks are composed of grains of microscopic dimensions, and display an aleuritic-pelitic or blastopelitic-aleuritic texture, and flat parallel microlamination structure. The colouration is either uniform or spotted and streaky. A detailed petrographic description is given in the Polish text. With increasing grain-size the metaargillites are grading into metaaleurites, which occur less frequently.

Coarse-grained rocks, with grain-size in the range of 3—4 mm, containing feldspars, were determined as metaarkoses. A complete gradation in grain size exists between the metaaleurites and the „metaarkoses”.

The petrographic characteristics of the coarse-grained arkoses and subarkoses served as the basis of inferences about the geological structure of the source-area of the clastic material. The discussed rocks are unsorted, thus belonging to the wacke type, and consist of angular grains. Monomineral grains of quartz and feldspars are accompanied by muscovite, chloritized biotite and chlorite. A variety of arkose rich in calcium carbonate has been distinguished, and classified as a feldspathic-lithoclastic wacke. The arkoses are accompanied by coarse-grained sandstones, characterized by a somewhat better sorting and higher quartz content, to the expense of feldspars and lithoclastic fragments. These rocks were classified as quartz-feldspar subarkoses and subwackes.

Dykes of younger lamprophyres are present among the Precambrian sedimentary rocks. The lamprophyres are altered to a varying degree by post-magmatic waters.

The original clayey, silty and sandy sedimentary rocks of the Precambrian were subject to subsequent alterations varying in intensity for the individual rock types. These alterations are most pronounced in clayey rocks, while their least intensity is observed in sandstones. The alterations were caused by lithostatic pressure, and geothermally heated waters, the circulation of which was possible owing to the presence of flow cleavage fissures associated with diastrophic deformations.

It follows from regional comparisons, that the intensity of alterations of the Precambrian rocks at Opatkowice is intermediate between that of the Przemyśl region and the Niepołomice area in southern Poland. It corresponds to the anchimetamorphic stage, or to the so-called zeolite-facies of metamorphism.

Unaltered fragments of aphanitic acid and basic effusive rocks present in the arkoses suggest a small increase of temperature during the meta-

morphic processes. The altered claystones, although hornfels-like are devoid of shistosity and granular texture characteristic for phyllites. A pronounced recrystallization and neocrystallization of clay minerals justify the use of the Pettijohn's terms metaargillite and argillite for the determination of these rocks.

The properties of the described sedimentary rocks indicate the lack of influence of hypergenic processes, a low degree of mechanic differentiation, a low degree of hydraulic separation, and short transport. The large percentage of fresh feldspars and lithoclastic fragments in the composition of the described rocks suggest intense mechanical weathering in the source-area and rapid mass transportation of the clastic material. All these features point to an arid climate and probably a high-standing relief of the source-area.

The results of palynological investigations carried out by L. Jagielska permit to assign the rock studied in the profile of the Opatkowice 1 bore-hole to the Upper Precambrian (Sinian).

The lamprophyres occurring as dykes in the profile of the Opatkowice bore-hole are very similar to the lamprophyres of the Zawiercie region. Comparisons with the lamprophyres of the Holy Cross Mts. are given in the Polish text. All these lamprophyres are related with late phases of Variscan orogeny.

Oil Prospecting Co.
Warszawa
Geological Institute
Carpathian Division
Kraków

translated by R. Unrug

OBJAŚNIENIA TABLIC EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate I

- Fig. 1. Lamprofir z typowo ocellarną teksturą. Widoczne proto- i kataklastyczne odkształcenia tabliczek biotytu a także pasowość (różnice w absorpcji) sferolitowych „ocelli”. Głębokość: 1257,6—1258,0 m. Powiększenie 18X, bez nikoli
- Fig. 1. Lamprophyre with typical ocellar texture. Note proto- and cataclastic deformations of biotites and the zoning (differences in light absorption) of the spherulitic ocellar rings. Depth: 1257,6—1258,0 m. Magnification 18X, ordinary light
- Fig. 2. Skarbonatyzowany i zargillizowany lamprofir o seryjnej, oligofirowej strukturze. Fenokryształy należą do hydrobiotytu i nieznanych skalcytyzowanych mafitów. Głębokość: 1319,9—1320,1 m. Powiększenie 18X, bez nikoli
- Fig. 2. Carbonatized and argillitized lamprophyre with serial oligophyric texture. Phenocrysts of hydrobiotite and undetermined calcitized mafites are visible. Depth: 1319,9—1320,1 m. Magnification 18X, ordinary light

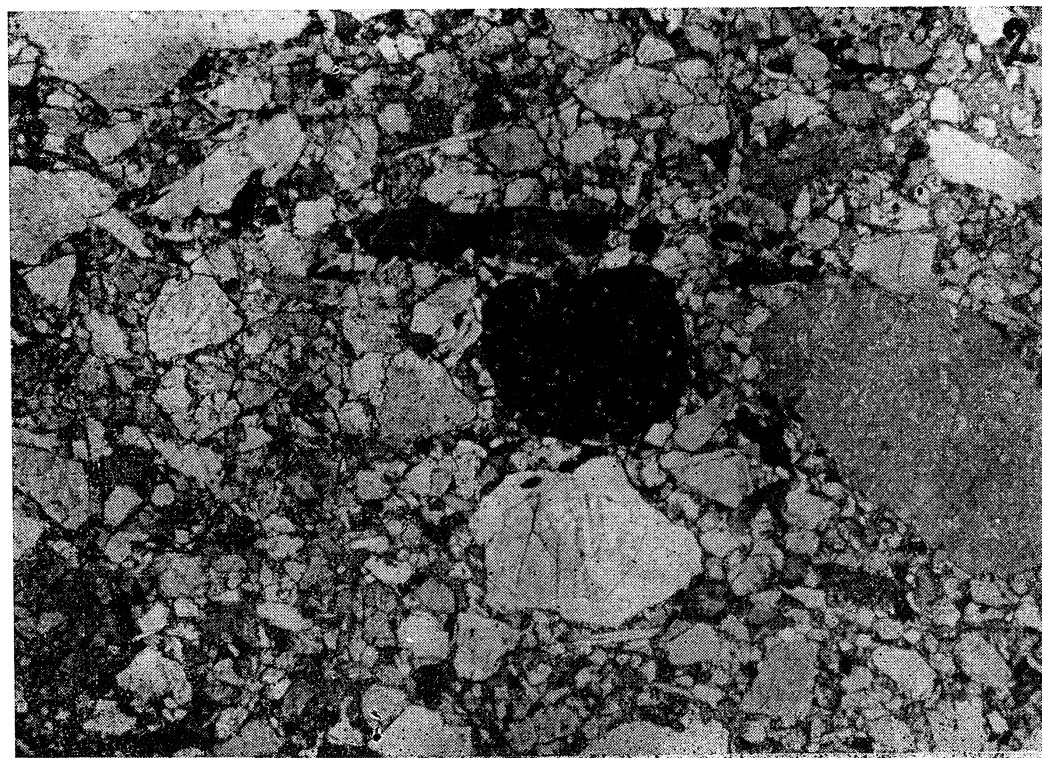
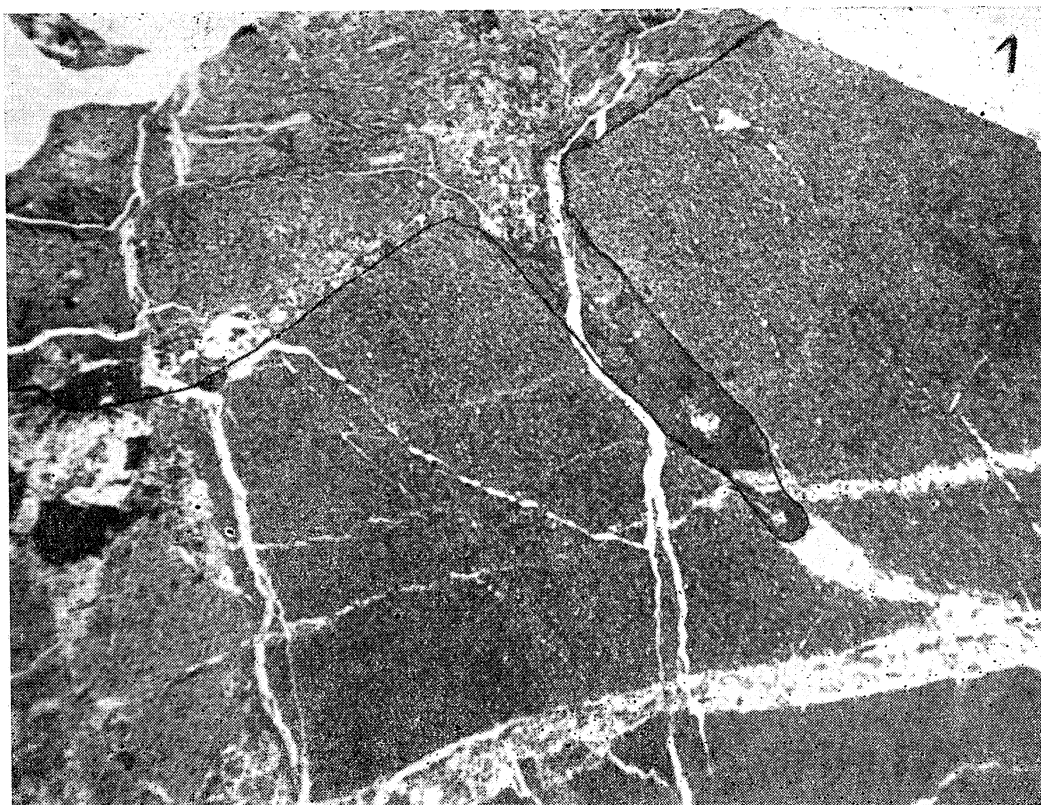
Tablica — Plate II

- Fig. 1. Kontakt metaargillitu z apowitrofirowym lamprofirem. Magma wdzierła się do momentu gdy szerokość szczeliny osiągnęła 0,12 mm, co pozwala wnioskować o stopniu jej lepkości. W lamprofirze obecne jedynie sporadyczne płytki biotytu i skupienia kalcytowe po mafitach, a także ksenolity skał otaczających. Głębokość: 1257,6 m. Powiększenie 33X, bez nikoli

- Fig. 1. Contact of metaargillite and apovitrophyric lamprophyre. The magma intruded until the width of the microfissure reached 0,12 mm, and this permits to infer on its viscosity. The lamprophyre contains occasional biotite phenocrysts, calcite aggregates replacing mafites and xenoliths of the country rocks. Depth: 1257,6 m. Magnification 33X, ordinary light
- Fig. 2. Arkoza o uziarnieniu bliskim żwirowcom. Widoczne fragmenty wylewowców. Cement chlorytowo-hydromikowo-hematytowy. Głębokość: 1859,1—1863,1 m. Powiększenie 18X, bez nikoli
- Fig. 2. Coarse-grained arkose. Note the fragments of effusive rocks. Chlorite-hydro-mica-hematite cement. Depth 1859,1—1863,1 m. Magnification 18X, ordinary light



J. Kicula, T. Wieser



J. Kicula, T. Wieser