

Teresa PRZYBYŁOWICZ

PETROGRAFICZNA CHARAKTERYSTYKA OSADÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA REJONU LWÓWKA ŚLĄSKIEGO ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM ROLI MATERIAŁU PIROKLASTYCZNEGO

Streszczenie

Ustalono obszary alimentacyjne i wpływ działalności wulkanicznej na osady czerwonego spągowca. Stwierdzono, że materiał detrytyczny pochodzi z obszaru Gór Kaczawskich i Izerskich, a rozproszony materiał wulkaniczny występuje w całym dolnym czerwonym spągowcu. Materiał piroklastyczny jest wynikiem działalności stosunkowo długotrwałego

wulkanizmu o charakterze kwaśnym, przerwanej krótkim okresem intensywnej działalności wulkanicznej o charakterze zasadowym. Kwaśny materiał piroklastyczny różnicuje się w różnych cyklach diastroficzno-sedymentacyjnych, co może mieć pewne znaczenie litostratygraficzne.

WSTĘP

Osady czerwonego spągowca od dawna stanowiły przedmiot badań wielu geologów. Zostały one podzielone przez badaczy niemieckich (Scupin 1902, 1923; Kühn i Zimmermann 1918) na trzy piętra: dolne—przederuptywne, środkowe—eruptywne i górne—poeruptywne lub na dwa piętra (Zimmermann, Kühn 1936): dolne i górne, z tym że w dolnym czerwonym spągowcu znajduje się piętro eruptywne.

Czerwonym spągowcem po wojnie zajmowali się: H. Teisseyre (1948), J. Oberc (1957), K. Dziedzic (1957, 1959), J. Milewicz (1965a). Wyróżniają oni w czerwonym spągowcu w Sudetach kilka cykli diastroficzno-sedymentacyjnych. K. Dziedzic (1959) dzieli czerwony spągowiec na cztery cykle diastroficzno-sedymentacyjne, J. Milewicz (1965a, 1968) zaś wyróżnia trzy cykle diastroficzno-sedymentacyjne. Dwa pierwsze cykle zalicza on do dolnego czerwonego spągowca, a trzeci do górnego czerwonego spągowca. Wyróżniony przez K. Dziedzica cykl I dolny J. Milewicz (1965b, 1966, 1968) i J. Milewicz i T. Górecka (1965) zaliczają do karbonu.

Charakterystykę petrograficzną osadów czerwonego spągowca okolicy Lwówka Śląskiego przedstawił J. Milewicz (1965a), podając skład petrograficzny osadów grubodetrytycznych oraz skład petrograficzny i analizy chemiczne skał wulkanicznych.

Wulkanizm permski niecki północnosudeckiej został opracowany przez S. Kozłowskiego i W. Parachoniaka (1967).

Przedmiotem moich badań petrograficznych były osady czerwonego spągowca rejonu Lwówka Śląskiego, głównie drobnoziarniste, a więc piaskowce i mułowce. W pracy swej opierałam się na podziale stratygraficznym J. Milewicza. Obszar, w którym występuje czerwony spągowiec, jest silnie zakryty, w związku z czym próbki do badań mogły być pobrane tylko z nielicznych odsłoneń. Odsłoneńca te znajdują się na południowy zachód od Lwówka Śląskiego oraz na północny wschód od Wlenia (fig. 1). Osady czerwonego spągowca najlepiej odsłaniają się w miejscowości Płóczki. W Płóczkach Górnych w polnych drogach występują osady należące do I cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego. Osady II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego odsłaniają się również w Płóczkach na zboczach gór Mogiła i Pleban. Do tego samego cyklu należą również odsłoneńca w Bęczynie oraz w Przewdziedzy. Osady III cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego obserwuje się w okolicach Gradowa, Soboty i Radomitowic.

Zebrany materiał został zbadany mikroskopowo, przy czym szczególną uwagę zwrócono na rolę materiału wulkanicznego głównie piroklastycznego w osa-

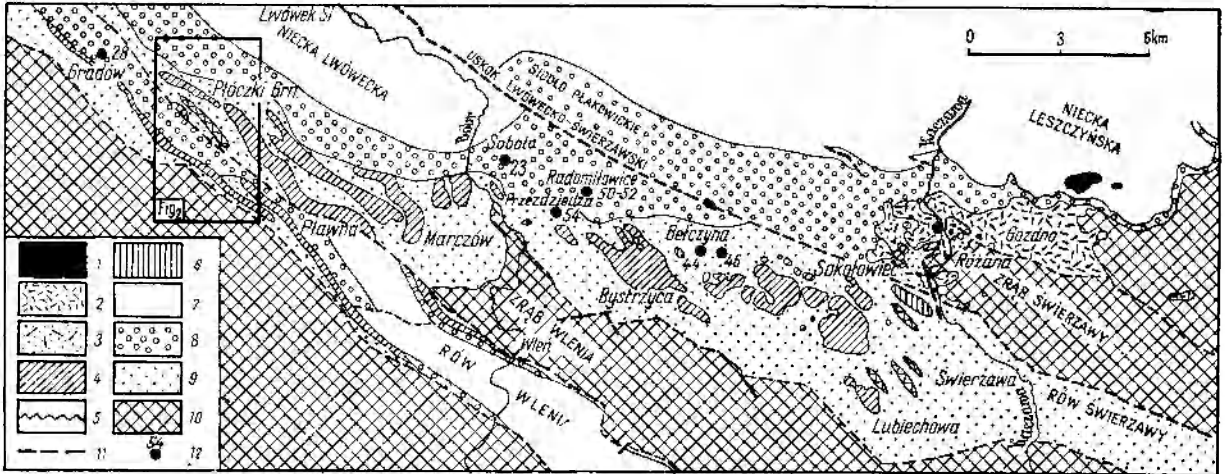


Fig. 1

Szkic geologiczny depresji północnosudeckiej według S. Kozłowski, W. Parachoniak (1967)

1 — bazalty, 2 — porfiry λ'' , 3 — tufy porfirowe λ'' , 4 — melafiry β'' , 5 — tufy porfirowe λ' , 6 — melafiry β' , 7 — utwory młodsze od permu, 8 — górny czerwony spągowiec, 9 — dolny czerwony spągowiec, 10 — zmetamorfizowane utwory paleozoiku kaczawskiego, 11 — uskoki, 12 — punkty pobrania próbek

Geological sketch map of the North-Sudetic depression after S.Kozłowski & W. Parachoniak (1967)

1 — basalts, 2 — porphyries λ'' , 3 — porphyry tuffs λ'' , 4 — melaphyres β'' , 5 — porphyry tuffs λ' , 6 — melaphyres, 7 — deposits younger than Permian, 8 — Upper Rotliegendes, 9 — Lower Rotliegendes, 10 — metamorphosed rocks of the Kaczawa Palaeozoic, 11 — faults, 12 — sampling sites

dach. Wydawało się to konieczne ze względu na to, że poprzednio cytowani badacze obserwacje swoje oparli na badaniach makroskopowych uwzględniając głównie materiał grubodetrytyczny, a ocena roli materiału wulkanicznego była oparta wyłącznie na większych wystąpieniach tufów i law.

Poczynione w niniejszej pracy obserwacje materiału wulkanicznego w osadach detrytycznych doprowadziły m. in. do stwierdzenia, że występowanie materiału piroklastycznego jest ograniczone do I i II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, przy czym w każdym cyklu skład tego materiału wykazuje pewne zróżnicowanie, co może mieć znaczenie przy litostratygrafii tych utworów. Stwierdzono również, że w obu cyklach diastroficzno-sedymentacyjnych występuje rozproszony materiał piroklastyczny, z reguły ryolitowy, co świadczy o ciągłej działalności wulkanicznej

o charakterze kwaśnym w całym I i II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnym.

Niżej zostanie krótko przedstawiona petrograficzna charakterystyka osadów czerwonego spągowca, głównie z punktu widzenia roli materiału wulkanicznego w omawianych osadach.

W miejscu tym serdecznie dziękuję Pani prof. dr Marii Turnau-Morawskiej i Panu prof. dr Kazimierzowi Smulikowskiemu za cenne dyskusje i uwagi dotyczące niniejszej pracy. Poczuję się również do miłego obowiązku podziękowania dr Jerzemu Milewiczowi za dyskusję i udostępnienie wyników swych badań geologicznych oraz dr Marii Kozłowskiej-Koch i dr Kazimierzowi Kozłowskiemu za udostępnienie mi zbiorów skał i płytek cienkich z rejonu Gór Izerskich.

I CYKL DIASTROFICZNO-SEDYMENTACYJNY

Osady tego cyklu odsłaniają się w Płóczkach Górnych po prawej stronie rzeczki Słotwina (fig. 2). Wychodnie tych osadów można obserwować wyłącznie we wcięciach dróg polnych, gdzie są one reprezentowane przez zlepnieńce, piaskowce, łowce i tufy (próbki oznaczono nr: 30, 31, 32, 33, 34).

Zlepnieńce średnioziarniste (30), barwy szarofioletowej, zwięzłe, zawierają otoczaki na ogół kanciaste do 8 cm średnicy. Piaskowce występujące powyżej zlepnieńca (30) są gruboziarniste o średnicy ziarn materiału detrytycznego do 2—3 mm, również zwięzłe i barwy szarofioletowej (32, 33, 34). Powyżej wychodni zlepnieńca i piaskowców na południowo-

chodnim stoku góry Lipień odsłania się prawie ciągły profil (31) następujących osadów (od góry ku dołowi):

- 31a piaskowiec szarofioletowy, drobno- i równoziarnisty, zwięzły, miejscami porowaty, cienkoławicowy
- 31b zlepnieńce wiśniowofioletowy, porowaty, kruchy, w którym otoczaki są na ogół ostrokrawędziste i dochodzą do 2 cm średnicy
- 31c piaskowiec szarofioletowy, zwięzły, drobno- i równoziarnisty
- 31d łowiec cienkołupliwy, pstry — partiami zielonawy, partiami czerwony z zielonymi nieregularnymi plamami
- 31e piaskowiec szarofioletowy, drobno- i równoziarnisty, cienkoławicowy

- 31f skała tufowa kryptokrystaliczna, różowofioletowa z zielonymi nieregularnymi partiami
 31g tufit szary, drobno- i równoziarnisty, porowaty, cienkoławicowy
 31h tuf różowofioletowy z drobnymi jasnymi plamkami, podobny do tufu 31f
 31i skała ilasto-mułowcowa, zwięzła szarofioletowa.

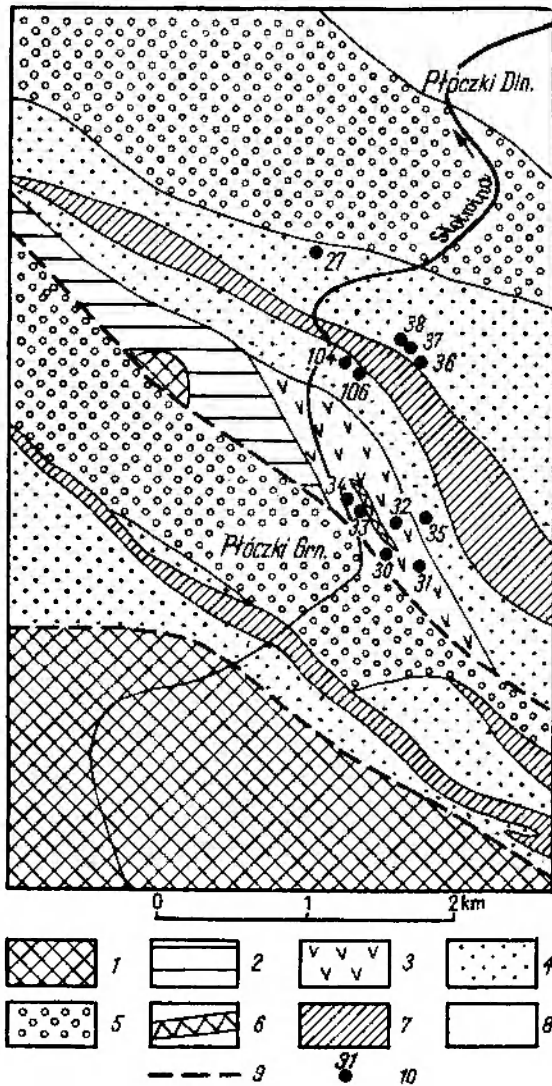


Fig. 2

Szkic geologiczny okolicy Płóczek według J. Milewicza (1965a, b) i późniejszych uzupełnień autora

1 – zmetamorfizowane utwory paleozoiku kaczawskiego, 2 – karbon 3 – dolny czerwony spągowiec, I cykl diastroficzno-sedymencyjny, 4 – dolny czerwony spągowiec, II cykl diastroficzno-sedymencyjny, 5 – górny czerwony spągowiec, III cykl diastroficzno-sedymencyjny, 6 – tuf porfirowy, 7 – melafir, 8 – osady młodsze od czerwonego spągowca, 9 – uskoki, 10 – punkty pobrania próbek

Geological sketch map of the vicinity of Płóczki after J. Milewicz (1965a,b) and the writer's later additions

1 – metamorphosed rocks of the Kaczawa Paleozoic, 2 – Carboniferous, 3 – Lower Rotliegendes diastrophic-sedimentary cycle I, 4 – Lower Rotliegendes diastrophic-sedimentary cycle II, 5 – Upper Rotliegendes diastrophic-sedimentary cycle III, 6 – porphyritic tuff, 7 – melaphyre, 8 – rocks younger than the Rotliegendes, 9 – faults, 10 – sampling sites

Charakterystyka mikroskopowa tych osadów przedstawia się następująco. Zarówno zlepieniec (30), jak i piaskowiec (32, 34) zawierają materiał okruchowy ostrokrawędzisty, ułożony przeważnie bezładnie. Niekiedy tylko zaznacza się słaba kierunkowość (32). Wśród materiału detrytycznego dominują okruchy skał metamorficznych. Występują tu kwarcyty i łupki kwarcytowe, w skład których obok kwarcu wchodzi nieliczne blastyczne plagioklasy (albit) oraz niewielka ilość łyszczyków, głównie drobnoblastkowego biotytu.

Druga grupa to łupki łyszczykowo-kwarcowe grubo- i drobnokrystaliczne. W różnych okruchach tej grupy w skład łyszczyków wchodzi raz muskowit, innym razem biotyt, spotyka się też okruchy łupków z chlorytem. Niekiedy łupki utkane są czarną nieprzezroczystą substancją grafitu, są to głównie te łupki, w skład których wchodzi biotyt. Łupki te są silnie sprasowane niekiedy sfałdowane.

Następna grupa to łupki łyszczykowe złożone głównie z drobnoluseczkowego muskowitu, często z czarnym smużycie ułożonym pigmentem, być może grafitowym, podkreślającym kierunkowość łupku. Łupki łyszczykowe również są często sfałdowane.

Okruchy fylitów są złożone z drobnoluseczkowej masy serycytowo-kwarcowej o teksturze kierunkowej podkreślonej niekiedy przez czarny pigment.

Fragmenty skał złożone z kwarcu, skaleni potasowych (mikroclin, ortoklaz), plagioklazu (albit), pertytu oraz muskowitu mogą należeć do gnejsów lub granitów. Skalenie w tych okruchach są świeże, niekiedy przetkane serycytem. Skały te na ogół są grubokrystaliczne i niekiedy wykazują kierunkową teksturę.

Rzadko spotyka się okruchy, które są najprawdopodobniej okruchami kwaśnych skał wulkanicznych (ryolitowych). Złożone są one z kryptokrystalicznej krzemionki, zrekrystalizowanych cząstek szkliwa, niekiedy z prakryształami o zarysach słupków zastąpionymi przez czarne tlenki żelaza. W próbce 34 spotkano też okruch złożony z drobnych ksenomorficznych skaleni przetkanych serycytem, w którym tkwią kryształy kwarcu. Okruch ten zaliczono do keratofiru. Spotyka się też okruchy chalcedonowe, często o budowie sferolitycznej, niekiedy zamykające w sobie blastyczne albity.

Częstym składnikiem piaskowców i zlepieńca jest kwarc najczęściej o smużystym i mozaikowym wygaszaniu światła. Występuje również kwarc żyłowy obserwowany głównie w zlepieńcu. Ponadto spotkano ziarna o przerostach granofirowych (34). Wśród okruchów kwarcu zdarzają się również kwarcie piroklastyczne o kształtach klinowatych i hipautomorficznych, z zatokami korozyjnymi i spokojnym wygaszaniu światła (30)

Duża różnorodność panuje wśród ziarn skaleni. Często występują pertyty, obecne są również plagioklasy należące do albitu. Są wśród nich zarówno niezblźniane, jak i zblźniane, spotyka się też albit szachownicowy (34). Albity są częściowo czyste i świeże, częściowo przetkane wrostkami serycyto-

Tabela 1

Zestawienie analiz mikroskopowych ołowców czerwonego spagowca I i II cykli diastroficzno-sedymenacyjnego (w % obj.)
 Micrometric analysis of the Rotliegendes deposits I and II diastrophically-sedimentary cycles in volume per cents

Nr Próbki	Kwarc		Skalenie		Spoiwo			Okruczy skal							Minerały nieprzezroczyste		
	detrytyczny	wulkaniczny	detrytyczne	wulkaniczne	Łuszczki	krzemionkowe	węglanowe	ilaste	kwarcyty i łupki kwarcytowe	łupki łuszczkow-kwarcowe	łupki łuszczkowe	fyllity	gnjsy	wulkaniczne			
														melafir		krzemionkowe	chalcodony
54c	5,5	—	9,7	—	0,4	—	21,8	—	7,3	14,2	0,6	—	37,5	3,0	—	—	—
54e	11,3	—	10,6	—	0,5	—	26,5	—	11,5	11,0	0,3	—	27,8	0,5	—	—	—
54f	20,5	—	9,0	—	2,3	—	30,6	—	8,9	13,8	3,2	2,0	4,3	2,7	—	—	1,5
46c	—	11,9	—	20,9	1,3	54,0	—	—	—	—	—	—	0,8	1,1	10,0	—	—
44b	—	24,8	—	14,9	1,1	49,5	—	—	—	—	1,0	1,9	—	2,7	4,1	—	—
27k	9,6	—	12,8	—	śl.	—	—	11,4	26,0	20,3	5,4	2,4	8,0	—	1,9	—	—
27i	4,7	2,9	6,0	0,5	—	37,5	—	—	17,7	17,8	2,6	0,9	7,8	1,2	0,2	—	—
27e	6,2	8,9	3,3	6,0	0,5	45,7	—	—	5,6	10,1	2,4	1,2	4,6	śl.	4,8	—	0,7
27b	15,7	3,9	7,8	0,4	1,0	—	49,0	—	6,9	6,5	2,0	3,7	1,6	—	1,5	—	—
27a	4,7	7,6	3,9	13,5	—	—	—	41,8	9,9	7,8	1,3	1,2	1,0	0,5	6,8	—	—
35	15,8	—	6,7	—	0,2	—	—	8,3	21,4	26,8	1,9	1,9	15,5	—	—	—	1,5
104	12,2	1,8	9,9	—	0,2	—	18,0	—	19,2	6,6	1,9	—	26,8	—	—	1,5	1,0
36	13,9	—	13,9	—	1,3	23,3	—	—	17,0	17,7	1,4	—	11,5	—	—	—	—
38	11,6	1,1	17,2	—	1,6	26,4	—	—	22,0	11,3	—	3,6	5,2	—	—	—	—
31a	6,6	8,5	7,5	2,3	0,4	28,6	—	—	19,7	14,1	3,2	5,5	1,6	2,0	—	—	—
31c	8,6	2,9	5,9	4,0	1,3	—	26,1	—	19,5	20,5	5,3	2,3	1,9	—	—	—	1,7
31e	15,3	2,2	5,0	2,6	2,0	57,3	—	—	3,1	7,7	1,5	2,8	0,5	—	—	—	—
31g	5,4	6,8	4,2	5,2	0,4	52,9	—	—	4,8	13,5	3,7	1,1	1,9	śl.	—	—	0,1

wymi. Niektóre albity ulegają karbonatyzacji (32). Rzadko pojawia się mikroklin i ortoklaz (34). Spotkano też ortoklaz z żyłkami albitowymi o formach automorficznych, który może być piroklastem (30).

W omawianych skałach występują też blaszki muskowitu i brunatnego biotyту, który często jest rozłożony i usiany czarną substancją. Czasem biotyt ulega chlorytazacji (32). Miejscami występują również agregaty zielonawego chlorytu (34).

Luki międzyziarnowe wypełnione są drobnym materiałem detrytycznym, kryptokrystaliczną krzemionką (30) oraz węglanami (32), które niekiedy atakują ziarna skaleni i okruchy skał.

W piaskowcach, zlepieńcach oraz tufitach występujących w profilu 31 skład materiału detrytycznego jest taki sam jak w próbkach opisanych wyżej. Dominują tu okruchy skał metamorficznych: kwarcytów i łupków kwarcytowych (od 3 do 19,7%) oraz łupków łyszczkowo-kwarcowych (od 7 do 20,5%) (tab. 1). Inne okruchy, a mianowicie łupki łyszczkowe, fyllity, gnejsy występują podrzędnie w stosunku do omawianych dwóch grup.

W dotychczas omawianych osadach I cyklu dias-

troficzno-sedymentacyjnego poza zlepieńcem (30) nie występował materiał piroklastyczny. W osadach profilu 31 mamy do czynienia ze znacznym udziałem tego materiału. W skład materiału piroklastycznego wchodzi kwarc o spokojnym wygaszaniu światła i kształtach automorficznych lub hipautomorficznych, niekiedy z korozyjnymi zatokami oraz o kształtach klinowatych (pl. I, 1—3). W niektórych ziarnach kwarcu są widoczne pęcherzyki gazowe lub wrostki zrekrystalizowanego szkliwa. Drugim składnikiem są skalenie należące do albitu. Są one również automorficzne o formach tabliczkowatych. Niektóre albity są zbliżniaczone (pl. I, 3, 4), częściej jednak obserwuje się albity niezbliniaczone (pl. II, 1). Te ostatnie często są skarbonatyzowane w taki sposób, że albit pozostaje w reliktach, przy czym pierwotny automorficzny kształt skaleni pozostaje najczęściej zachowany (31g, 31e) (pl. II, 2). Do materiału piroklastycznego należy zaliczyć część blaszek biotyту o kształtach krótkich, grubych, nie powyginanych pakietów, o pleochroizmie w barwach zielonawych lub brunatnawych. W próbce 31g ponadto widoczne są w tle skalnym fragmenty zsylikowanego szkliwa

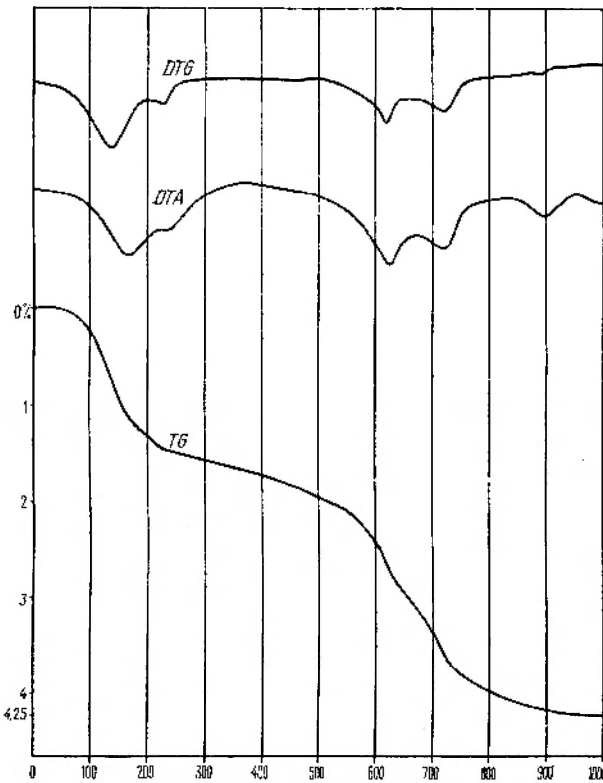


Fig. 3

Derywatogram z frakcji < 0,06 mm, z próbki 31d

Efekty endotermiczne, w których maksima przypadają na 160, 625, 730 i 900°C, oraz dwudzielność I efektu wskazują na illitowo-montmorillonitowy charakter próbki

Derivatogram from the < 0.06 mm fraction from sample 31d
Endothermic effects where the maxima occur on 160, 625, 730 and 900°C, and the bipartite effect I show the illite-montmorillonite character of the sample

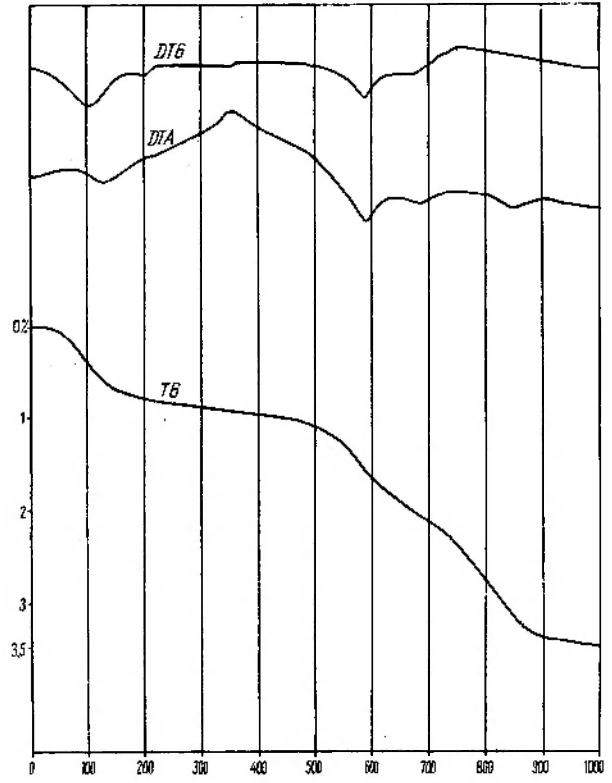


Fig. 4

Derywatogram z frakcji < 0,06 mm, z próbki 31i

Efekty endotermiczne 130–200, 595, 690 i 850°C wskazują, że głównym składnikiem termicznie aktywnym jest illit, a jako domieszka występuje montmorillonit. Efekt egzotermiczny 350°C wskazuje na domieszkę substancji organicznej lub pirytu

Derivatogram from the < 0.06 mm fraction from sample 31i
Endothermic effects 130–200, 595, 690 and 850°C indicate illite as the principal thermically active component while montmorillonite occurs as an admixture. The exothermic effect 350°C indicates an admixture of organic substance or of pyrite

o najróżnorodniejszych formach (pl. I, 3). Są one wraz z popiołową frakcją wulkaniczną materiałem spajającym ziarna detrytyczne i piroklastyczne frakcji piaszczystej. Ilościowy udział tej kryptokrystalicznej masy krzemionkowej jest znaczny i wynosi 52,9% objętości skały (tab. 1).

W skład spoiwa piaskowców profilu 31 wchodzi kryptokrystaliczna krzemionka oraz węglany (grubokrystaliczny kalcyt), które również atakują niektóre okruchy skalne i mineralne. Zawartość spoiwa jest znaczna i w próbce 31e przekracza 50% objętości skały, w próbkach 31c i 31a zaś wynosi od 26 do 28,6% (tab. 1). Być może, że kryptokrystaliczna krzemionka, występująca obok węglanów w spoiwie piaskowców, pochodzi również ze zrekrystalizowanego popiołu wulkanicznego, tak jak to ma miejsce w tuficie 31g.

Jak wspomniano poprzednio, w profilu tym obok piaskowców i tufitów występują skały drobnoziarniste. Są to tufy 31h i 31f) oraz skały ilowcowo-mułcowe (31i, 31d). Tufy złożone są głównie z kryptokrystalicznej krzemionki, a więc najprawdopodobniej ze zsylikowanego popiołu wulkanicznego. W masie tej widoczne są formy owalne, podłużne, listewkowate również krzemionkowe, które przypuszczalnie są zsylikowanymi cząstkami szkliwa. Wielkość tych fragmentów wynosi przeważnie 0,06 mm, rzadziej osiągają one rozmiary 0,1 mm. Gdziekolwiek pojawia się kwarc, przeważnie ksenomorficzny, niekiedy z tendencją do automorfizmu, w cienkich płytkach dający przekroje prostokątne lub klinowate. Wielkość ziarn kwarcu wynosi od 0,02 do 0,05 mm. Sporadycznie występują zbliżone plagioklasy. W tle widoczne

są również blaszki muskowitu, biotytu oraz chlorytu. Czasem spotyka się przekroje okrągławe złożone z drobnokrystalicznych bezbarwnych łyszczyków, wśród których tkwią niekiedy większe blaszki silnie zmienione, prawie czarnego biotytu. Przypuszczalnie jest to również przekrystalizowane szkliwo. Skała zawiera też sporo drobnej, nieprzezroczystej substancji żelazistej o formach igiełek, trójkątów, blaszek oraz innych nieregularnych, ostrokrawędzistych kształtach, która również jest pochodzenia piroklastycznego. Drobny materiał łyszczykowy i tlenkowy wykazuje pewne uporządkowanie z tendencją do tworzenia tekstury kierunkowej.

W skład zasadniczej masy skał ilasto-mułcowych wchodzi kryptokrystaliczne minerały drobnołuseczkowe, nisko- i wysokodwojłomne. Analiza termiczna tych skał, wykonana w Instytucie Geologii Mineralogii i Petrografii UW przez dr K. Szpilę, wykazała, że w próbce 31d masa ta ma charakter illitowo-montmorillonitowy ze znaczną zawartością montmorillonitu (fig. 3. tab. 2), w próbce 31i zaś stwierdza się jako główny składnik illit, a montmorillonit występuje jako domieszka (fig. 4). W tym ilastym tle skalnym tkwi materiał drobnodetrytyczny, który najczęściej zgrupowany jest bądź w soczewki, bądź w warstewki. W skład jego wchodzi głównie zielonawe, czasem brunatnawe blaszki biotytu, niekiedy schlorytyzowane oraz chloryt powstały po biotycie, rzadziej muskowit, kwarc o spokojnym, a czasem smużystym wygaszaniu światła, plagioklasy należące do albitu, niekiedy pertyt.

Tabela 2

Zestawienie temperatur początków i maksimów reakcji termicznych (DTA)
Initial and maximal temperatures of the thermal reactions (DTA)

Nr próbki	Efekty endotermiczne				Efekt egzotermiczny		Strata masy w % wag.				
	I pocz. maks.		II pocz. maks.		III pocz. maks.			IV pocz. maks.		pocz. maks.	
31d	70	165 225	510	625	—	730	860	900	—	960	4,25
31i	85	130 200	—	596	560	690	800	850	—	350	3,5
27c	70	170	510	615	750	780	860	895	—	—	2,9
27g	95	160	—	620	—	—	880	910	—	—	3,0
27j	70	130	490	590	715	810	—	850	—	360	4,8
54b	70	140	510	600	—	—	850	890	—	360	3,25
54g	80	140	510	600	—	—	860	900	—	370	2,9
37	80	130	—	590	—	—	800	830	—	350	3,3

W osadach czerwonego spągowca należących do I cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego stwierdza się silny wpływ wulkanizmu. Przejawia się on występowaniem wkładek tufów wśród skał osadowych, które również nie są pozbawione materiału piroklastycznego. W skład tego materiału wchodzi piroklasty frakcji piaszczystej, których średnia wielkość ziarn waha się od 0,30 do 0,57 mm, największe zaś ziarna mają rozmiary od 1 do 2 mm (tab. 3). W skład tej frakcji wchodzi przede wszystkim kwarc i plagioklasy, głównie albit, rzadziej biotyt. Obok grubej frakcji występuje frakcja mułkowa, w której dominującą rolę odgrywa szkliwo wulkaniczne o przeciętnej wielkości okruchów 0,06 mm. Szkliwo wulkaniczne występujące głównie w tufach, obecne jest również w tufitach, w skałach ilasto-mułowcowych zaś stwierdza się obecność montmorillonitu, który można uznać za produkt przeobrażenia szkliwa.

Zawartość tych składników najlepiej można prześledzić w osadach profilu 31. Jest ona zmienna, gdyż mamy tu do czynienia zarówno z tufami, jak i piaskowcami o większej lub mniejszej zawartości materiału piroklastycznego (tab. 1). W analizie planimetrycznej wydzielono materiał piroklastyczny tam, gdzie nie budził on wątpliwości, a więc w pozycjach kwarc i skalenie. Natomiast biotyt piroklastyczny został ujęty ilościowo razem z biotytem detrytycznym, gdyż wiele blaszek jest silnie zmienionych i trudno zdecydować do której grupy je zaliczyć. Ponadto w spoiwie krzemionkowym obecne są liczne zrekrytalizowane cząstki szkliwa wulkanicznego. Tak więc w zestawieniu ilościowym (tab. 1) została podana minimalna zawartość materiału piroklastycznego, która w rzeczywistości jest przypuszczalnie znacznie większa.

Z obecności materiału piroklastycznego w osadach I cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego oraz z jego składu można wnioskować, że w tym czasie miały miejsce dość intensywne kwaśne erupcje wulkaniczne, które dostarczyły piroklastów osadom czerwonego

spągowca tego cyklu oraz tworzyły w nich wkładki tufowe i tufitowe.

Tabela 3

Uziarnienie materiału detrytycznego i piroklastycznego w osadach czerwonego spągowca wykonane metodą analizy mikrometrycznej

Grain size of the detrital and pyroclastic material in the Rotliegendes deposits (micrometric method)

Nr próbki	Wielkość ziarn w mm					
	materiał piroklastyczny			materiał detrytyczny		
	średnia	największa	najmniejsza	średnia	największa	najmniejsza
54c	—	—	—	0,94	5,50	0,20
54e	—	—	—	0,59	4,26	0,10
54f	—	—	—	0,15	2,80	0,04
46c	0,32	0,84	0,08	0,44	0,80	0,20
44b	0,36	1,06	0,10	0,48	1,60	0,20
27k	—	—	—	0,33	1,60	0,10
27i	0,18	0,84	0,12	0,60	3,34	0,10
27e	0,40	1,30	0,16	0,29	1,14	0,10
27b	0,29	0,76	0,08	0,12	0,36	0,04
27a	0,30	1,30	0,12	0,36	1,00	0,10
35	—	—	—	0,35	2,60	0,08
104	1,10	1,70	0,66	0,78	6,80	0,12
36	—	—	—	0,35	1,80	0,10
38	0,47	0,90	0,16	0,36	2,80	0,10
31a	0,57	2,00	0,18	0,36	1,10	0,10
31c	0,41	1,34	0,14	0,30	0,90	0,10
31e	0,30	1,00	0,12	0,11	0,35	0,04
31g	0,45	1,00	0,14	0,17	0,44	0,04

II CYKL DIASTROFICZNO-SEDYMENTACYJNY

Osady II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego występują również w Płóczkach Górnych (fig. 2). Nieliczne odsłonięcia można w tym cyklu obserwować wyłącznie we wcięciach dróg polnych. Są to na przemian osady zlepieńcowe, piaskowcowe i mułowcowe.

W drodze z Pławnej do Płóczek występuje piaskowiec wiśniowy, gruboziarnisty, z pojedynczymi otoczkami o średnicy 1—2 cm (35). Na południowo-zachodnim stoku góry Mogiła spotkano piaskowiec różowofioletowy, gruboziarnisty z domieszką frakcji żwirowej o średnicy 2—3 mm (104) i mułowiec wiśniowy z nieliczną, równomiernie rozmieszczoną frakcją żwirową średnicy 2—3 mm (106).

W drodze na północno-wschodnim zboczu góry Mogiła obserwuje się kolejno wychodnie: piaskowca

zlepieńcowatego barwy różowej, w którym pojedyncze otoczki osiągają rozmiary do 5 cm (38), mułowca fioletowego (37), piaskowca gruboziarnistego z otoczkami dochodzącymi do średnicy 5 cm (36). Wychodnie tych skał osadowych występują w sąsiedztwie wychodni melafiru, tworzącego centralną część góry Mogiła, Lipień, Wywóz.

W drodze polnej prowadzącej na górę Pleban odsłania się prawie ciągły profil (27), w którym kolejno obserwuje się od góry ku dołowi:

27k piaskowiec zlepieńcowaty, wiśniowy, kruchy, ze żwirkiem o średnicy ziarn od kilku milimetrów do 1 cm

27j mułowiec łupkowy, wiśniowy, z nieregularnymi odbarwieniami o kształtach soczewek i smug

27i piaskowiec wiśniowy, zlepieńcowaty, z pojedynczymi okruchami dochodzącymi do 1 cm średnicy

- 27f, g, h mułowiec wiśniowy, miejscami z drobnymi odbarwieniami, łupkowany, dzielący się na kilkucentymetrowe ławice, na powierzchni których gromadzą się drobniutki blaszki łyszczyków
- 27e piaskowiec cienkopłytkowy, drobno- i równoziarnisty wiśniowy z drobnymi okrągłymi lub nieregularnymi odbarwieniami
- 27d zlepieniec czerwony, drobnoziarnisty, porowaty, z otoczkami ostrokrawędzistymi ułożonymi bezładnie o przeciętnej wielkości około 1 cm, rzadziej dochodzącymi do 2,5 cm średnicy
- 27c mułowiec fioletowowiśniowy z nieznacznymi odbarwieniami, warstwowany, łupkowany
- 27b piaskowiec szary, drobno- i równoziarnisty, zwięzły, cienkoławicowy
- 27a piaskowiec wiśniowy plamście odbarwiony na kolor szarooliwkowy, kruchy, porowaty

Osady tego cyklu spotyka się również w Przędziedzy (fig. 1). Występują one w drodze polnej prowadzącej ze wsi w kierunku wzgórza (363,4 m), po jego północno-wschodniej stronie. Są to na przemian osady mułowcowe i piaskowcowo-zlepięcowate, występujące w następującej kolejności od góry ku dołowi:

- 54b mułowiec zwięzły, plamisty — barwy szarooliwkowej i rdzawowiśniowej
- 54c piaskowiec zlepięcowaty wiśniowy, z otoczkami o średnicy od kilku milimetrów do 2 cm
- 54d mułowiec zwięzły, rdzawowiśniowy, partiami nieregularnie, plamście odbarwiony na kolor szarooliwkowy
- 54e piaskowiec zlepięcowaty, zwięzły, rdzawoczerwony z odbarwionymi plamami szarymi o nieregularnych kształtach i z materiałem detrytycznym o przeciętnej średnicy kilku milimetrów, a niekiedy z większymi otoczkami dochodzącymi do 2 cm średnicy
- 54f piaskowiec ceglásticowiśniowy, drobno- i równoziarnisty, zwięzły, cienkopłytkowy
- 54g mułowiec o zabarwieniu plamistym wiśniowym i szarooliwkowym, zwięzły, z nieregularnymi skupieniami ilitowcowymi

Na wschód od Bełczyny (fig. 1), po północnej stronie wzgórza (390,7 m), występują osady tufogeniczne. Przy drodze polnej jest widoczne odsłonięcie, w którym w spągu występuje ławica o miąższości 1 m osadów tufitowych, warstwowanych, różowofioletowych (44a). Nad nią leży czterdziestocentymetrowa ławica osadów tufogenicznych, szarofioletowych, drobno- i równoziarnistych, o teksturze bezkierunkowej (44b). Drugie odsłonięcie osadów tufitowych występuje na zboczu wzgórza (390,7 m), w starym łomie porośniętym lasem. Są to osady fioletowoczerwone, od dołu grubopłytkowe, warstwowane (46a). Nad nimi leży osad szarofioletowy, cienkopłytkowy, o miąższości płytek od 0,5 do 2 cm (46b) i ponownie osad warstwowany o nieco grubszych płytkach do około 10 cm miąższości (46c). Łączna miąższość tych osadów wynosi około 2,5 m.

W osadach II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, tak jak w osadach I cyklu, materiał detrytyczny jest ostrokrawędzisty, a w skład jego wchodzi takie same okruchy skał i minerałów. Istotna różnica zaznacza się w ilościowych stosunkach poszczególnych grup skalnych (tab. 1). W osadach II cyklu znacznie zwiększa się udział okruchów zaliczonych do gnejsów, które w próbce 104 dochodzą do 26,8%, a w profilu 54 do 37,5% objętości skały. Gnejsy te wykazują

teksturę kierunkową, a w skład ich wchodzi blastyczny grubożyłkowy pertyt, miejscami mikroklin z kratką bliźniaczą, plagioklasy oraz drobniej krystaliczny kwarc, muskowitz i biotyt.

Obserwuje się również zwiększony udział skaleni, głównie pertytów grubożyłkowych natury metasomatycznej, w których większa część ziarna bywa plagioklazem, w innych przypadkach skalaniem potasowym. Niekiedy są one zsercytyzowane lub zbrunatniałe. Ponieważ pertyty te są tak samo wykształcone jak w okruchach gnejsów, można przypuszczać, że pochodzą one z tych samych skał. Oprócz pertytów obecne są również plagioklasy należące do albitu lub oligoklaz, ortoklaz i niekiedy mikroklin z bliźniaczą kratką. Niektóre okruchy skaleni są czyste, świeże, inne uległy serycytyzacji. Zawartość skaleni w profilach jest zmienna, jednak na ogół dość wysoka i najczęściej waha się w granicach 10%, a czasem jak w próbce 38 dochodzi do 17% objętości skały (tab. 1).

Składnikiem, który odgrywa niewielką rolę ilościową, lecz występuje w całej serii badanych osadów, są łyszczyki. Obecne są tu głównie blaszki zielonooliwkowego biotyty, który niekiedy ulega chlorytyzacji. Gdzieś tam obecny jest sam chloryt. Rzadziej natomiast spotyka się muskowitz, występujący przeważnie w dość grubych, powyginanych pakietach. Opisane łyszczyki należą do materiału detrytycznego. Ponadto obserwuje się w niektórych próbkach biotyt pochodzenia piroklastycznego, który zostanie omówiony niżej.

Zawartość wszystkich rodzajów łyszczyków jest niewielka i z zasady nie przekracza 1,5% objętości skały (tab. 1), a rozróżnienie łyszczyków piroklastycznych od detrytycznych nie zawsze jest możliwe przy planimetryowaniu, w związku z tym w tabeli 1 potraktowano je łącznie.

Sporadycznie w omawianych skałach pojawiają się kataklazyty kwarcowe.

Częściej spotyka się okruchy wulkaniczne, które w tabeli 1 umieszczono ogólnie w grupie melafirów. Są to okruchy o teksturze trachitowej z listewkami albitu tkwiącymi w kryptokrystalicznym silnie zażelazionym tle (pl. II, 3, 4). Występują one w osadach profilu 27 oraz w tufitach w profilach 44 i 46. Natomiast w osadach profilu 54 spotkano okruchy o teksturze trachitowej (pl. III, 1) z kryptokrystalicznym zażelazionym tłem, w którym tkwią bezładnie ułożone, silnie wydłużone listewki zbliźniaczonych skaleni o optyce sanidynowej ($2V \sim 15^\circ$). Zbliźniaczenia te często mają charakter polisyntetyczny (pl. III, 2, 3) i wygląd identyczny z albitowymi zbliźniaczeniami plagioklazów w melafirach. Nasuwa się więc podejrzenie, że omawiane skalenie potasowe nie są pochodzenia ogniowego, lecz powstały właśnie kosztem plagioklazów. W niektórych okruchach widoczne są także pseudomorfozy po minerałach ciemnych, najprawdopodobniej po piroksenach, wypełnione drobnołuseczkową substancją łyszczykową. Spotyka się też okruchy o teksturze migdałowcowej, w których pęcherzyki wypełnione są krzemionką lub węglanami, natomiast w tle skalnym widoczne

są listewki skaleni. Można by więc przypuszczać, że okruchy omawianych skał pierwotnie należały do melafirów, a ich obecny skład trachitowy jest wynikiem powulkanicznej potasowej metasomatozy. Z drugiej znów strony wśród tych okruchów zaobserwowano okruchy o kształtach wygiętych i jak gdyby wyciągniętych, które dostosowują się swoją formą do innych sąsiadujących z nimi okruchów detrytycznych (pl. III, 4). Nasuwa to przypuszczenie, że okruchy o takich formach dostawały się do osadu w stanie półplastycznym, lecz mimo tego nie można mieć pewności czy ich skład trachitowy ma naturę pierwotną, czy też wtórną metasomatyczną związaną jeszcze z warunkami wulkanicznymi.

W osadach II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, zarówno w piaskowcach jak i w mułowcach, w dalszym ciągu obserwuje się obecność materiału piroklastycznego. Szczególnie uprzywilejowane pod tym względem są osady z profilu 27. Występuje tu kwarc o kształtach automorficznych i hipautomorficznych z korozyjnymi zatokami, niekiedy zamykający w sobie wrostki węglanów lub drobnokrystalicznej substancji, która mogła mieć niegdyś naturę szkliwa o okrągłych formach (pl. IV, 1, 2). Czasem spotyka się kwarc tkwiący w zrekrystalizowanym szkliwie (pl. IV, 2). Spotyka się także kwarc o przekrojach klinowatych. Zawartość kwarcu piroklastycznego w osadach II cyklu jest zmienna i waha się od 1% w piaskowcu 38 do 8,9% w piaskowcu 27e. Udział jego znacznie wzrasta w tufitach Bełczyny (44b) do 24,8% objętości skały.

W omawianych osadach różne rodzaje skaleni są reprezentowane w większej ilości niż w osadach I cyklu. Obok albitu zbliźniaczonego i niezbliźniaczonego występuje również sanidyn. Skalenie potasowe w tufitach często są partiami zalbityzowane w postaci nieregularnych plamek i żył. Albityzacja najczęściej postępuje od brzegów skalenia. Skalenie te są automorficzne lub hipautomorficzne o formach tabliczkowatych (pl. IV, 3, 4; pl. V, 1) oraz ksenomorficzne ostrokrawędziste o kształtach silnie wydłużonych. Czasem zamykają w sobie wrostki zrekrystalizowanego szkliwa (pl. IV, 3). Wyżej opisane skalenie występują w osadach profilu 27 oraz w tufitach Bełczyny, z tym że w tufitach zaznacza się wyraźna przewaga ilościowa skalenia potasowego nad plagioklazem (w próbce 44b skalenia potasowego jest 12,6%, plagioklazu zaś 2,3%, a w próbce 46c — skalenia potasowego 15,5%, a plagioklazu 5,4% objętości skały). Ponadto w tufitach obserwuje się sporadycznie przerosty granofirowe skalenia potasowego z kwarcem (pl. V, 2).

W skład materiału piroklastycznego wchodzi również biotyt o pokroju grubych płytek (pl. IV, 1; pl. V, 3), o pleochroizmie w barwach od żółtozielonej do zielonooliwkowej i brązowobrunatnej. Ilościowy jego udział jest jednak znikomy i jedynie w tufitach Bełczyny cała zawartość biotyту jest pochodzenia piroklastycznego.

W tych samych tufitach występują również większe fragmenty przekrystalizowanego szkliwa wulkanicznego (pl. V, 4), często o wybitnie ostrokrawędzistych

konturach, niekiedy zamykające w sobie kryształki kwarcu lub skaleni oraz popiół wulkaniczny wraz ze szkliwem frakcji mułowcowej, spajający całą skałę. Zawartość większych fragmentów szkliwa wulkanicznego w próbce 44b wynosi 4,1%, w próbce 46c zaś — 10% objętości skały.

Należy wspomnieć o roli, jaką odgrywają wodorotlenki żelaza w osadach II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego. Na ogół ziarna detrytyczne powleczone są cieniutką brunatną powłoczką wodorotlenków żelaza. Ponadto wodorotlenki żelaza w mniejszym lub większym stopniu impregnują okruchy skalne. Impregnacja delikatnym pigmentem żelazistym dotyczy całej serii skalnej i z tej przyczyny skały przybierają barwę rdzawoczerwoną. Jest ona na ogół niejednolita i wykazuje pewną plamistość czy strefowość.

W skład spoiwa piaskowców i zlepieńców II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego wchodzi miazga skalna oraz spoiwo właściwe. I tak w osadach profilu 54 mamy głównie do czynienia ze spoiwem węglanowym, kalcytowym. Obok spoiwa węglanowego w osadach II cyklu występuje także spoiwo krzemionkowe. Krzemionka najczęściej jest wykształcona w postaci kryptokrystalicznej, niekiedy w postaci chalcedonu (próbki 36, 27 d), częściowo w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu (próbki 38, 36, 104, 27a). Spoiwo ilaste złożone jest z drobnołuseczkowej masy wysokodwójłomnych hydromik zbliżonych najprawdopodobniej do illitu, niekiedy dołącza się w drobnej ilości chloryt. Wyżej wymienione rodzaje spoiwa najczęściej nie występują w badanych skałach oddzielnie, lecz przeważnie zająbiają się, z tym że jeden ze składników osiąga przewagę. Ze względu na trudności przy wydzielaniu różnych rodzajów spoiwa w zestawieniu planimetrycznym (tab. 1) połączono różne typy spoiwa i umieszczono sumarycznie w rubryce przeważającego w badanej próbce rodzaju spoiwa w zestawieniu planimetrycznym (tab. 1) po i waha się w granicach od 8 do 49%, najczęściej w granicach 20—30% (tab. 1).

Jak wspomniano poprzednio, obok skał piaskowcowo-zlepieńcowatych występują również mułowce. Charakteryzują się one teksturą kierunkową, która szczególnie uwydatnia się w badaniach mikroskopowych. Tekstura ta zaznaczona jest kierunkowym ułożeniem materiału detrytycznego, w szczególności łyśczyków. Jako główny składnik materiału detrytycznego występuje ostrokrawędzisty kwarc o spokojnym lub łagodnie falistym wygaszaniu światła. W mułowcach profilu 27 oraz w próbkach 106 i 37 obok kwarcu detrytycznego obecny jest również kwarc piroklastyczny. Skalenie również występują we wszystkich badanych próbkach. Reprezentowane są one przez skalenie pochodzenia detrytycznego i piroklastycznego. We wszystkich badanych próbkach występuje detrytyczny albit, w profilu 54 zaś obecne są także pertyty oraz skalenie potasowe, wśród których wyróżniono mikroklina z kratką bliźniaczą. Obok skaleni detrytycznych w próbkach z profilu 27 i 106 obserwuje się również skalenie piroklastyczne (albit, sanidyn). Składnikiem, który występuje we wszystkich badanych próbkach, są

łyszczki, zarówno muskowitz, jak i zielonawy biotyt. Najczęściej spotyka się cienkie, powyginane blaszki łyszczków, niekiedy tylko (profil 27) obecne są grubsze płytki biotyту, co mogłoby sugerować ich częściowe piroklastyczne pochodzenie. Niektóre blaszki biotyту ulegają chlorytyzacji. Obserwuje się także skupienia zielonawego chlorytu. Nielicznie występują okruchy skał drobnoziarnistych takich, jak: fyllity, łupki kwarcowo-łyszczkowe i łyszczkowe oraz skały krzemionkowe drobnokrystaliczne.

W skład spoiwa mułowców we wszystkich badanych próbkach wchodzi substancja ilasta wysoko-dwójłonna typu illitu. Podrzedną rolę w spoiwie odgrywają węglany występujące w małych skupieniach w próbkach 27c, j. Partiami spoiwo jest kryptokrystaliczne niskodwójłonne, przypuszczalnie krzemionkowe. Spoiwo miejscami równomiernie lub plamście zabarwione jest brunatnymi wodorotlenkami żelaza, które występują również w postaci oto-

czek na materiale okruchowym. Analizy termiczne wykonane z wybranych próbek: 27c, g, j; 54b, g; 37 wykazały obecność illitu (tab. 2, fig. 5—10). Ponadto w próbkach 27c, g obok illitu występuje niewielka domieszka montmorillonitu (fig. 5, 6), w próbkach 27c, j również węglan wapnia (tab. 2, fig. 5, 7).

Sumując obserwacje dotyczące osadów II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego trzeba podkreślić, że tak jak w osadach I cyklu, zaznacza się tu duży wpływ wulkanizmu na charakter osadów. Mamy tu do czynienia z materiałem wulkanicznym pochodzenia piroklastycznego oraz detrytycznego. W skład materiału piroklastycznego wchodzi: kwarc, skalenie, wśród których występuje albit i sanidyn, biotyt oraz szkliwo wulkaniczne. Wielkość ziarn tego materiału przedstawiono w tabeli 3. Jest to głównie materiał frakcji piaszczystej, której wielkość ziarna wynosi przeciętnie około 0,30 mm średnicy, największe ziarna zaś nie przekraczają 2 mm średnicy. W nie-

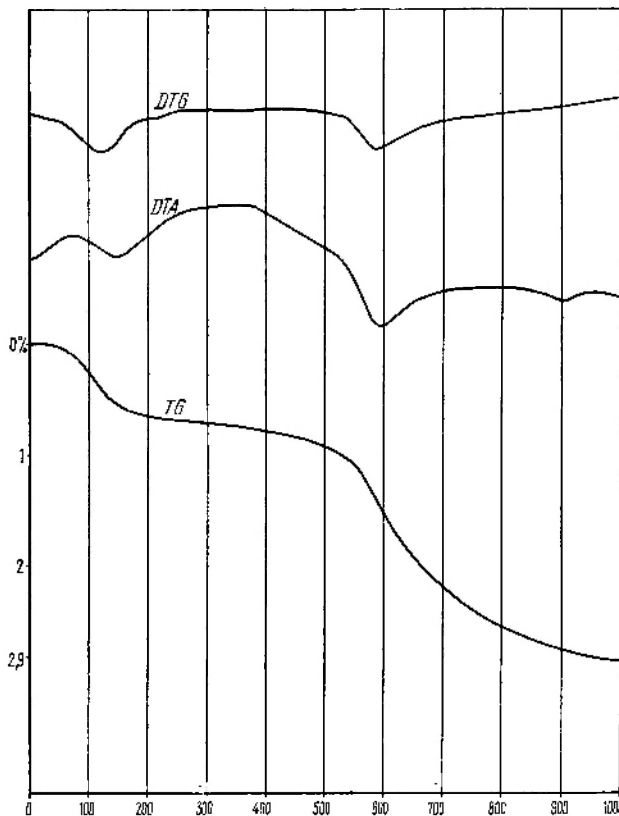


Fig. 5

Derywatogram z frakcji < 0,06 mm, z próbki 27c

Efekty endotermiczne, w których maksima przypadają na 170, 615, 780 i 895°C wskazują, że głównym składnikiem termicznie aktywnym jest illit z niewielką domieszką montmorillonitu. Efekt endotermiczny 780°C wskazuje na obecność węgla wapnia, o czym świadczy duża szybkość przebiegu reakcji w jednostce czasu (uwidoczniła na krzywej DTG)

Derivatogram from the < 0.06 mm fraction from sample 27c

Endothermic effects with the maxima occurring on 170, 615, 780, and 895°C indicate that illite is the principal thermally active component, with montmorillonite as a slight admixture. The endothermic effect 780°C indicates the presence of calcium carbonate suggested by the great rate of reaction in a time unit (see curve DTG)

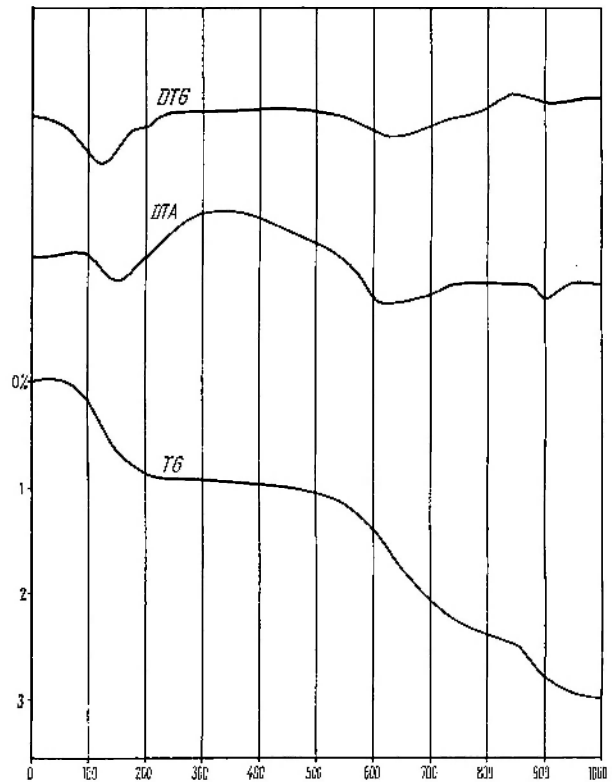


Fig. 6

Derywatogram z frakcji < 0,06 mm, z próbki 27g

Efekty endotermiczne, w których maksima przypadają na 160, 620 i 910°C wskazują, że głównym składnikiem termicznie aktywnym jest illit. Słabe załamanie w temperaturze około 200°C, wyraźniej widoczne na krzywej DTG (co wskazuje na dwudzielność efektu), oraz bardzo szeroki II efekt (620°C), który może być interpretowany jako podwójny, wskazywałyby na domieszkę montmorillonitu

Derivatogram from the < 0.06 mm fraction from sample 27g

Endothermic effects with the maxima occurring on 160, 620 and 910°C indicate illite as the principal thermally active component. An admixture of montmorillonite is suggested by a slight break of the temperature to about 200°C, shown more distinctly in curve DTG (suggesting a bipartite effect), also by the very wide effect II (620°C) which may be interpreted as do ubled

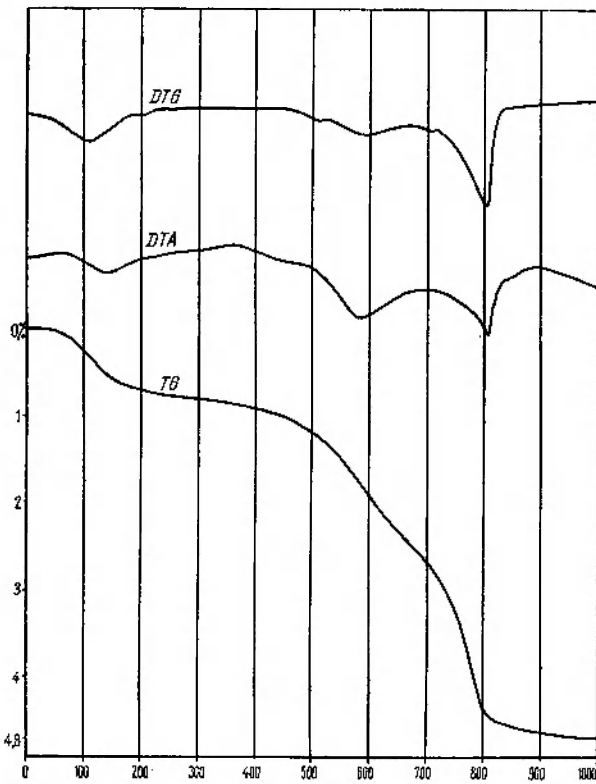


Fig. 7

Derywatogram z frakcji < 0,06 mm, z próbki 27j

Efekty endotermiczne 130, 590°C oraz słabo zaznaczone przegięcie endotermiczne w 850°C (krzywa DTA) wskazują na obecność illitu. Intensywny efekt endotermiczny w 810°C wskazuje na obecność węgla wapnia, o czym świadczy duża szybkość straty masy w jednostce czasu (uwidoczniona na krzywej DTG)

Derivatogram from the < 0.06 mm fraction from sample 27j

The endothermic effects 130, 590°C and the poorly indicated endothermic bending at 850°C (curve DTA) indicate the presence of illite. The strong endothermic effect at 810°C indicates the presence of calcium carbonate and this is suggested by the high rate of the loss of volume per a unit of time (shown in curve DTG)

których badanych próbkach występuje frakcja mułkowa, w skład której wchodzi głównie szklivo wulkaniczne. Ponadto w niektórych próbkach mułców różnicowa analiza termiczna wykazała obecność montmorillonitu, który może pochodzić z przeobrażenia szklivo wulkanicznego. Skład taki świadczyłby o pochodzeniu tego materiału z kwaśnych law. Występuje on w profilach w Płóczkach, gdzie jego zawartość dochodzi do 21% objętości skały (tab. 1), w Bełczynie zaś jest jeszcze większa, nadając serii charakter skał tufitowych. Obok materiału piroklastycznego w tych samych osadach występują okruchy detrytyczne melafirów. Na tej podstawie można przypuszczać, że osady profilu 27 i tufity Bełczyny osadziły się po głównym cyklu wylewów melafirowych. Nieco odmiennie wygląda sprawa okruchów wulkanicznych występujących w osadach profilu 54. Mają one skład trachitów, a ponadto wydaje się, że do osadu dostawały się w stanie półplastycznym. Można

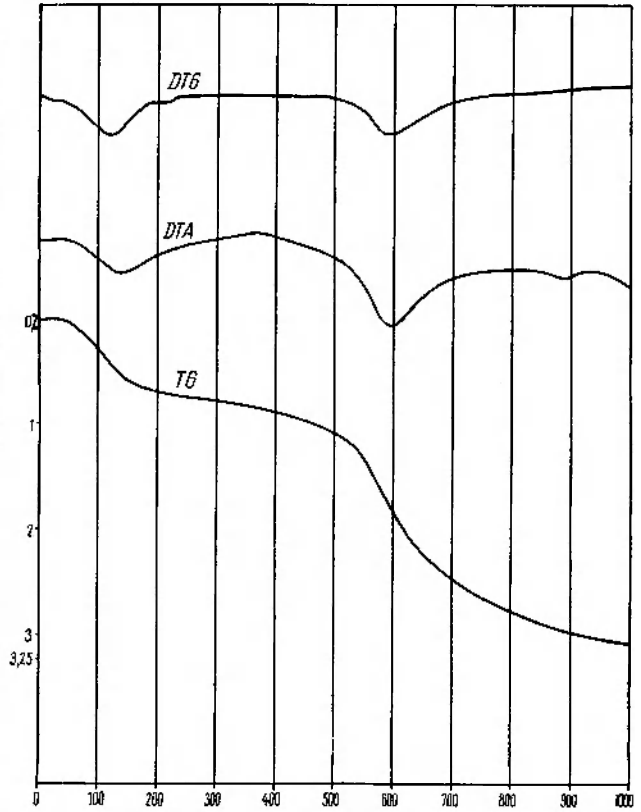


Fig. 8

Derywatogram z frakcji < 0,06 mm, z próbki 54b

Efekty endotermiczne, w których maksima przypadają na 140, 600 i 890°C wskazują na illitowy charakter próbki

Derivatogram from the < 0.06 mm fraction from sample 54b

The endothermic effects with the maxima occurring on 140, 600 and 890°C indicate that the sample is illite in character

więc sądzić, że okruchy te są piroklastami lawy alkalicznej lub metasomatycznie zmienionymi melafirami w warunkach wulkanicznych. Ilościowy ich udział jest jednak niewielki i wynosi od 0,5 do 3% objętości skały (tab. 1). Okruchy te w tabeli umieszczono w pozycji okruchów wulkanicznych.

Z przedstawionego materiału wynika, że w osadach II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego zaznaczyła się dwojaki rodzaj działalności wulkanicznej: kwaśna i zasadowa. Intensywna działalność law kwaśnych, trwająca przez cały czas powstawania osadów czerwonego spągowca, dała obfity materiał piroklastyczny osadzający się na dużych przestrzeniach w profilach poziomych (na badanym terenie od Płóczek po Bełczynę). Ten stosunkowo długotrwały cykl kwaśnych erupcji wulkanicznych został przerwany w czasie II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, a do głosu doszedł drugi, stosunkowo krótkotrwały, lecz intensywny rodzaj wulkanizmu o charakterze zasadowym, dający pokrywy i potoki melafirów. Lokalnie spotyka się (Przedziedza, profil 54) nieliczny materiał piroklastyczny o składzie trachitowym.

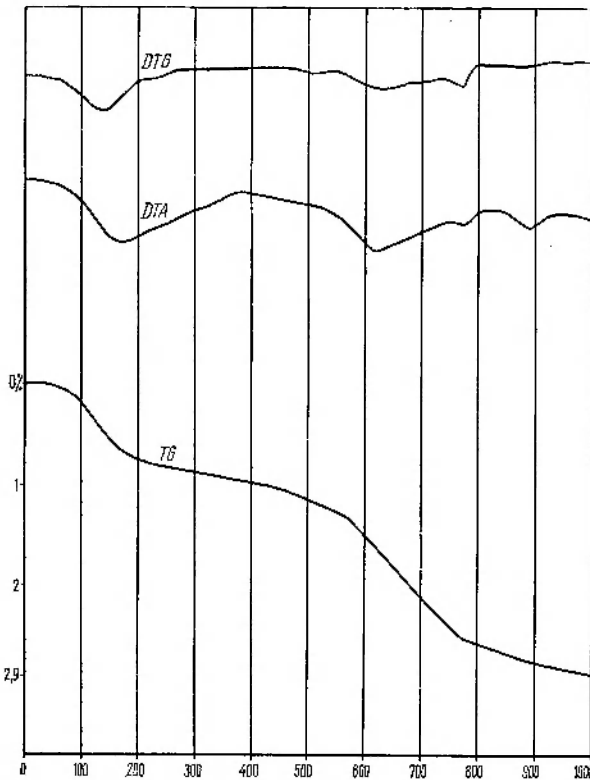


Fig. 9

Derywatogram z frakcji < 0,06 mm, z próbki 54g

Efekty endotermiczne, w których maksima przypadają na 140, 600 i 900°C wskazują na illitowy charakter próbki

Derivatogram from the < 0.06 mm fraction from sample 54g

The endothermic effects with the maxima occurring on 140, 600 and 900°C indicate that the sample is illite in character

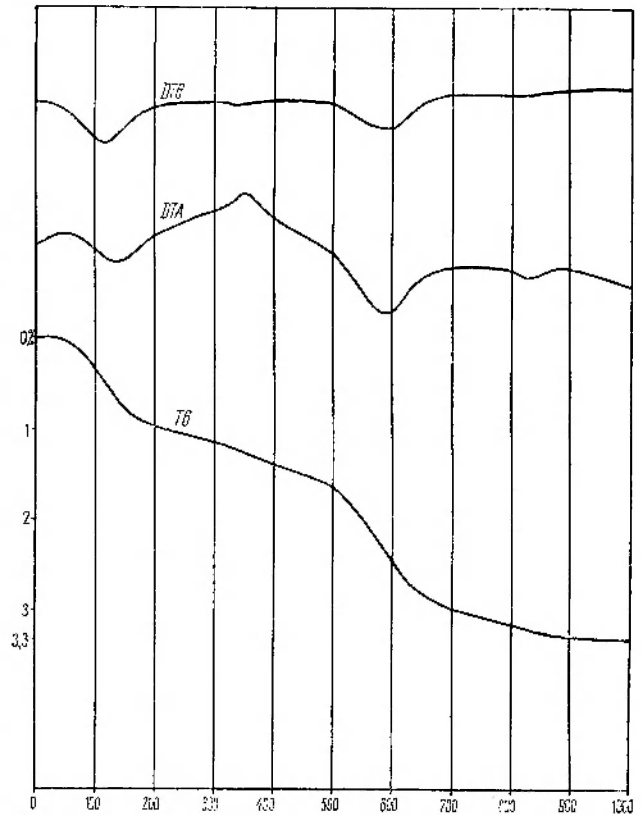


Fig. 10

Derywatogram z frakcji < 0,06 mm, z próbki 37

Efekty endotermiczne, w których maksima przypadają na 130, 590 i 830°C wskazują na illitowy charakter próbki. Efekt egzotermiczny wyraźnie zaznaczony w 350°C, może wskazywać na domieszkę substancji organicznej lub pirytu

Derivatogram from the < 0.06 mm fraction from sample 37

The endothermic effects with the maxima occurring on 130, 590, and 830°C indicate that the sample is illite in character. The distinctly indicated exothermic effect at 350°C may suggest an admixture or organic substance or of pyrite

III CYKL DIASTROFICZNO-SEDYMENTACYJNY

Osady tego cyklu należące do utworów grubodetrytycznych są w terenie bardzo słabo odślonięte, a próbki do dokładniejszych analiz petrograficznych udało się pobrać jedynie w okolicach Gradowa (28), Soboty (23) i Radomiłowic (50, 51, 52). W osadach tych nie stwierdzono obecności materiału piroklastycznego, składają się one zaś głównie z otoczków granitognejsów pochodzących z obszaru Gór Izerskich. Przeprowadzono studia porównawcze skał

występujących *in situ* na przypuszczalnym obszarze alimentującym. Doprowadziły one do stwierdzenia, że w osadach III cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego występują okruchy granitognejsów o analogicznym wykształceniu jak granitognejsy rejonu Leśnej na pogórzu izerskim oraz leukogranity Świeradowa, Czerniawy, Kwieciszowic z północnego zbocza Gór Izerskich. Materiał łupkowy kaczawski w omawianych osadach odgrywa natomiast rolę podrzędną.

ROLA WULKANIZMU W TWORZENIU SIĘ OSADÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

Sumując obserwacje dotyczące materiału piroklastycznego w osadach dolnego czerwonego spągowca trzeba stwierdzić, że w całym tym okresie trwały

kwaśne erupcje wulkaniczne. Zaznaczają się one intensywnie w osadach I cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, w którym dochodzi do tworzenia się

wkładek tufów i tufitów. Skład materiału piroklastycznego w tym okresie jest następujący: kwarc, albit, biotyt, szkliwo wulkaniczne. Na początku okresu II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego wydaje się, że działalność wulkaniczna osłabła, na co wskazuje nieznaczna zawartość w osadach materiału piroklastycznego o składzie kwarc i biotyt. Po tym okresie osłabionych przejawów wulkanizm intensywnie wznawia swą działalność, dając w efekcie wylewy melafirów. Po wylewach malafirów w dalszym ciągu obserwuje się działalność wulkaniczną, która ponownie należy do wulkanizmu kwaśnego, co zaznacza się zwiększonym udziałem materiału piroklastycznego w osadach oraz tworzeniem się serii tufitowych. W tym okresie w składzie materiału piroklastycznego zaznacza się pewna zmiana. Obok kwarcu, albitu, biotytu i szkliwa wulkanicznego pojawia się również sanidyn, który w tufitach Belczyny osiąga przewagę nad albitem. Lokalnie (Przeddziedza) występują też piroklasty o składzie trachitu, w którym głównym składnikiem jest również sanidyn.

Fragmenty materiału piroklastycznego są z reguły większe od ziarn materiału detrytycznego zarówno w zakresie średniej jak i w największej wielkości ziarn, jeśli pominąć w rozważaniu osady zlepieńcowate (tab. 3). Na figurach 11, 12 przedstawiono zależności jakie występują w wielkości ziarn materiału detrytycznego i piroklastycznego. Na wykresie obrazującym średnią wielkość ziarn zaznacza się wyraźnie tendencja do większej średniej wielkości ziarn materiału piroklastycznego niż detrytycznego, z wyjątkiem próbek 27a, i. Główny przedział, w którym materiał piroklastyczny jest najczęściej reprezentowany mieści się w granicach 0,2—0,5 mm średnicy. Daje się też zauważyć sprzężenie materiału detrytycznego i piroklastycznego. Materiał piroklastyczny uległ częściowej selekcji. Materiał drobniejszy popiołowy mógł być oddzielony w trakcie sedymentacji. Ponadto tworzyły się wkładki tufitowe o bardzo drobnym ziarnie w osadach I cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, w osadach mułowcowych zaś tego cyklu i cyklu II stwierdzono obecność montmorillonitu, który również swe pochodzenie może zawdzięczać drobnemu materiałowi piroklastycznemu.

Tak jak w przypadku średniej, tak i w największej wielkości ziarn materiału piroklastycznego i detrytycznego (fig. 12) istnieje zależność. Materiał piroklastyczny jest większy lub prawie równy materiałowi detrytycznemu, a najczęściej spotykane wielkości jego występują w przedziale 1—2 mm. Na tej podstawie można przypuszczać, że materiał piroklastyczny mógł być dostarczany do ośrodka sedymentacji i transportowany łącznie z materiałem detrytycznym, jednak na krótszej drodze niż materiał detrytyczny.

Szczegółowe badania wulkanizmu permskiego w depresji północnosudeckiej przeprowadzili S. Kozłowski i W. Parachoniak (1967). Autorzy ci stwierdzili, że w rejonie Gozdna—Różanej występują porfiry i tufy o pozycji stratygraficznej λ'' , które należą do ryolitów alkalicznych z prakryształami skorodowanego magmowo kwarcu o średnicy do 2 mm,

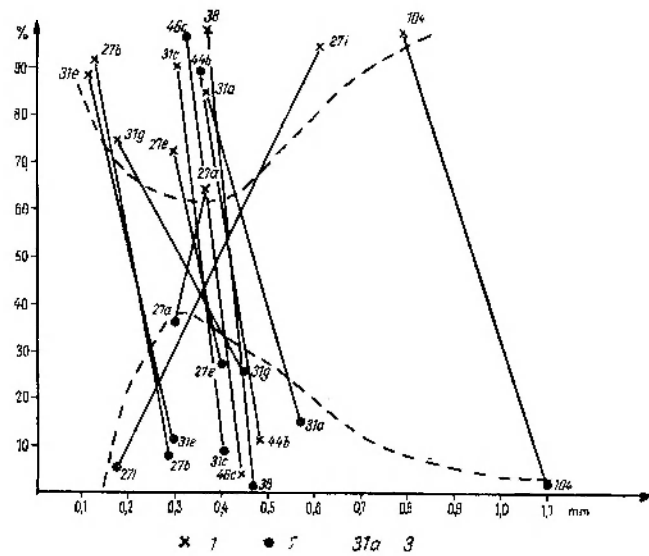


Fig. 11

Procent materiału detrytycznego i piroklastycznego po przeliczeniu na sumę 100 dla średniej wielkości ziarna

1 — % materiału detrytycznego, 2 — % materiału piroklastycznego, 3 — nr próbki

Per cent content of the detrital and the pyroclastic material calculated as a 100 sum for a mean-sized grain

1 — per cent of detrital material, 2 — per cent of pyroclastic material, 3 — no of sample

skaleni o pokroju tabliczkowym takich jak sanidyn i skaolinizowane plagioklasy. Towarzyszą im przerosty granofirowe skalenia potasowego z kwarcem, blaszki biotytu czasem silnie zmienione obfitujące w tlenki żelaza, czasem schlorytizowane. Pozycja stratygraficzna tufów porfiryowych rejonu Sędziszowej—Lubiechowej została ustalona na λ' , przy czym skład tych tufów jest podobny do tufów λ'' z rejonu Gozdna—Różanej.

Podobieństwo składu i wykształcenia krystalicznego materiału piroklastycznego występującego w badanych osadach, w górnej części II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, z prakryształami wulkanitów tworzących większe masy w rejonie Gozdna—Różanej nasuwa przypuszczenie, że materiał piroklastyczny może pochodzić właśnie z tego rejonu. Omawiany materiał, o średniej wielkości ziarna na ogół od 0,2 do 0,6 mm, na zbadanym obszarze występuje w odległości około 25 km od wulkanitów rejonu Gozdna—Różanej. Z danych F. Hofmanna (1958) wynika, że materiał o takich rozmiarach może osadzać się w odległości do 68 km od centrum erupcji. Kwaśny materiał piroklastyczny występujący w osadach niższych ogniw stratygraficznych, zaliczanych przez J. Milewicza (1968) do I cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, a leżących poniżej wulkanitów λ' , różni się od materiału piroklastycznego wyżej opisanego brakiem sanidynu. Można stąd wyciągnąć wniosek, że górne ogniwa osadów czerwonego spągowca różnią się wyraźnie od ogniw niższych innym składem materiału piroklastycznego, co może mieć pewne znaczenie litostratygraficzne.

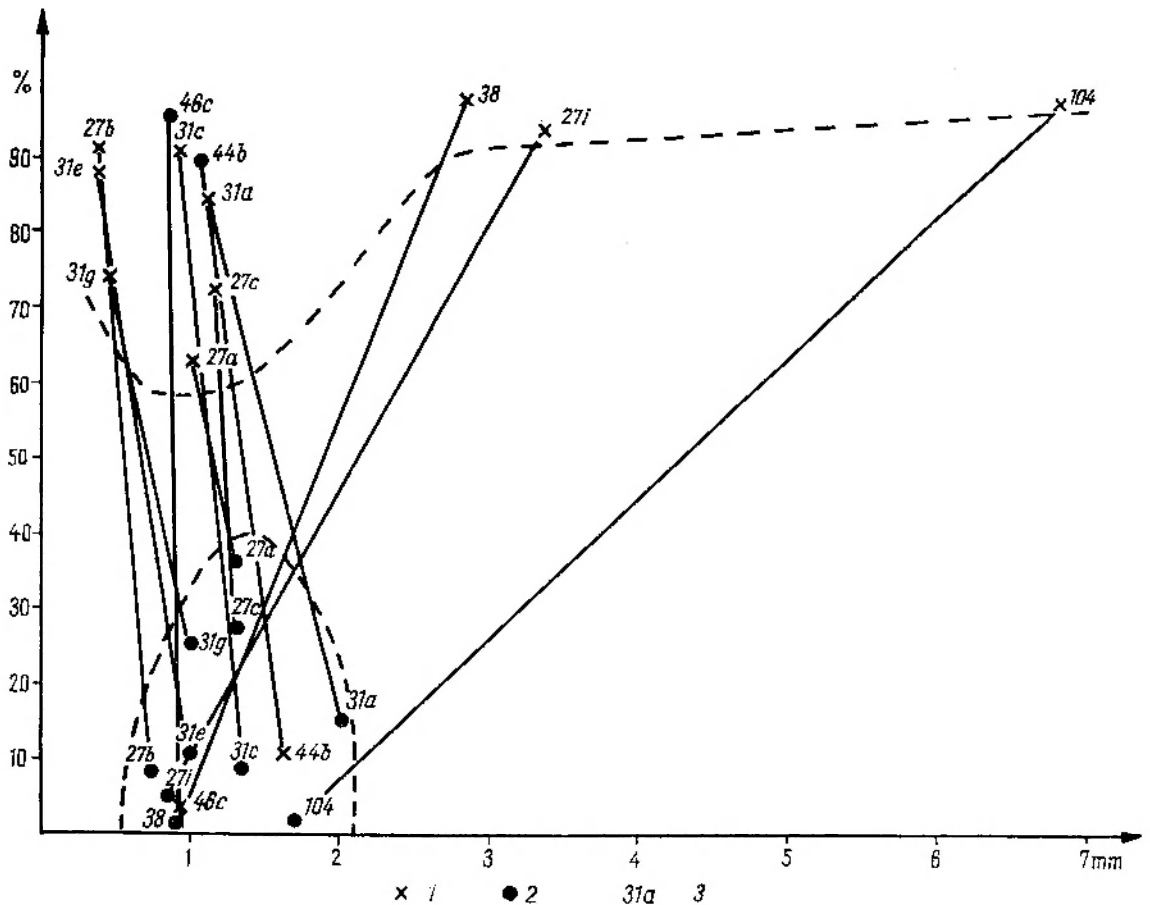


Fig. 12

Procent materiału detrytycznego i piroklastycznego po przeliczeniu na sumę 100 dla największej wielkości ziarna
 1 - % materiału detrytycznego, 2 - % materiału piroklastycznego, 3 - nr próbki

Per cent content of the detrital and the pyroclastic material calculated as a 100 sum for a maximum-sized grain
 1 - per cent of detrital material, 2 - per cent of pyroclastic material, 3 - no of sample

UWAGI O ROZWOJU SERII OSADOWEJ CZERWONEGO SPĄGOWCA

Omawiana seria czerwonego spągowca składa się z osadów piaszczystych przeławionych zlepionkami, mułowcami i iltowcami, z wkładkami osadów tufogenicznych o charakterze ryolitów oraz wylewami melafirów. Warunki klimatyczne i paleogeograficzne oraz obszary dostarczające materiał detrytyczny omówił w swojej pracy J. Milewicz (1965a). Stwierdził on, że osady te tworzyły się w klimacie zmieniającym się od stosunkowo wilgotnego, cechującego się istnieniem okresowych zbiorników wodnych w dolnej części czerwonego spągowca, poprzez bardziej suchy, aż do warunków pustynnych w późniejszym okresie. W trakcie tworzenia się osadów czerwonego spągowca obszar ten okresami podlegał intensywnym ruchom pionowym, które zaznaczyły się w sedymentacji osadami grubodetrytycznymi i z nimi związane były prawdopodobnie wylewy melafirów. J. Milewicz na podstawie swych badań wyróżnił dwa główne obszary alimentacyjne, które dostarczyły materiału

detrytycznego osadom czerwonego spągowca. Są to obszar Gór Kaczawskich, który dostarczał łupków epimetamorficznych, oraz Karkonoszy i Gór Izerskich dostarczający materiału granitowo-gnejsowego. Detrytyczny materiał pochodzący z obu obszarów współwystępuje w osadach czerwonego spągowca, przy czym rolę dominującą odgrywa materiał kaczawski, a udział materiału karkonosko-izerskiego jest zmienny.

Moje badania oparte na szczegółowej analizie petrograficznej potwierdziły w pełni poglądy J. Milewicza, wnosząc nowy element, jakim jest rola materiału piroklastycznego w opisywanej serii oraz udział materiału detrytycznego kaczawskiego i izerskiego. Według J. Milewicza już w dolnej części czerwonego spągowca materiał detrytyczny dostarczany jest w znacznych ilościach z Karkonoszy i Gór Izerskich. W II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnym udział jego maleje, w górnym zaś czerwonym spągowcu osiąga on zdecydowaną przewagę nad materiałem kaczaw-

skim. Natomiast moje obserwacje wykazały nieco inne zmiany proporcji materiału kaczawskiego i izerskiego z upływem czasu: w I cyklu diastroficzno-sedymentacyjnym dominującą rolę odgrywają łupki epimetamorficzne pochodzące z obszaru kaczawskiego z niewielką domieszką materiału gnejsowego, jak się wydaje należącego głównie do gnejsów izerskich; II cykl diastroficzno-sedymentacyjny charakteryzuje się zwiększonym udziałem okruchów gnejsowych pochodzących z Gór Izerskich. Ilustruje to tabela 1 oraz wykres (fig. 13). Na wykresie tym w trójkącie koncentracyjnym zobrazowano udział materiału detrytycznego kaczawskiego i izerskiego oraz materiału wulkanicznego permskiego w osadach czerwonego spągowca I i II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego. Z wykresu tego widać, że istnieje tendencja do zmniejszania się udziału materiału wulkanicznego w osadach wzbogaconych w materiał pochodzący z Gór Izerskich. Może to być wynikiem zmniejszonego dopływu materiału wulkanicznego wskutek słabnącej działalności wulkanicznej w okresach intensywniejszej erozji Gór Izerskich, lecz możliwe jest również, że dopływ materiału wulkanicznego pozostawał nie zmieniony przy zwiększonej szybkości gromadzenia się materiału izerskiego.

Bardzo istotna jest również rola rozproszonego w całym profilu pionowym dolnego czerwonego spągowca materiału piroklastycznego w postaci ziarn kwarcu, albitu, sanidynu, biotyту, a więc materiału o składzie ryolitowym, czego nie stwierdzili wcześniejsi badacze. Może prowadzić to do wniosku, że podczas całego okresu tworzenia się osadów trwała działalność wulkaniczna o charakterze kwaśnym. Nie można też wykluczyć, że w okresie przerw sedymentacji stare tufy były rozmywane i na nowo osadzane. Na podstawie tych wniosków można przypuszczać, że melafiry występujące w badanym rejonie były dostarczane przez odrębne ogniska magmowe nie związane z wulkanizmem o charakterze ryolitowym. Stwierdzono, że materiał piroklastyczny ryolito-

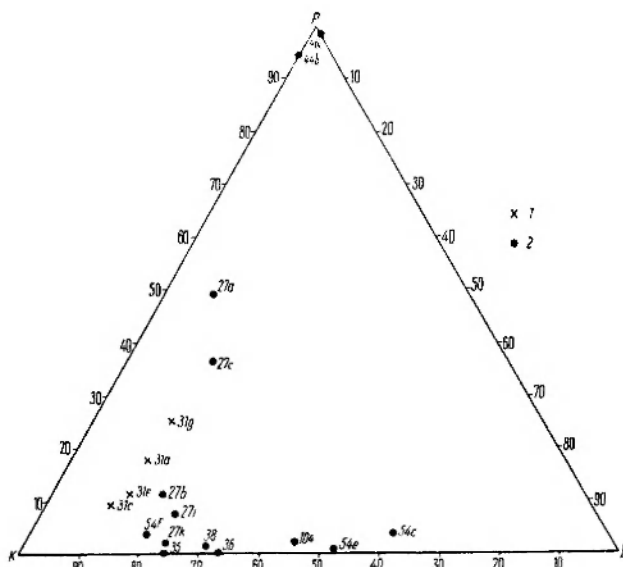


Fig. 13

Udział materiału detrytycznego i wulkanicznego w osadach czerwonego spągowca

K – materiał kaczawski (kwarcyty, łupki kwarcytowe, łyszczykowo-kwarcowe, łyszczykowe, fyllity, kataklazyty, kwarc), *I* – materiał izerski (gnejsy i skałenie), *P* – materiał wulkaniczny permski (okruchy wulkaniczne i materiał piroklastyczny: kwarc i skałenie); 1 – próbki z I cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, 2 – próbki z II cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego

Per cent content of the detrital and volcanic material in the Rotliegende rocks

K – material from the Kaczawa region (quartzites, quartzitic schists, mica-quartz schists, micaceous schists, phyllites, cataclasites, quartz), *I* – material from the Góry Izerskie region (gneisses and felspars), *P* – Permian volcanic material (volcanic fragments and pyroclastic material: quartz and felspars); 1 – samples from the diastrophic-sedimentary cycle I, 2 – samples from the diastrophic-sedimentary cycle II

towy wykazuje zróżnicowanie w profilu pionowym czerwonego spągowca, co może być wykorzystane przy litostratygrafii tej serii.

Pracownia Petrografii
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Warszawa, maj 1971

LITERATURA

- DZIEDZIC K., 1957: Stratygrafia, tektonika i paleogeografia górnego karbonu i czerwonego spągowca Ziemi Kłodzkiej. — Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol.
- DZIEDZIC K., 1959: Porównanie utworów czerwonego spągowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. Comparison of Rotliegende Sediments in the region of Nowa Ruda (Middle Sudeten) and Świerzawa (Western Sudeten). — Kwart. geol., T. 3, nr 4.
- HOFMANN F., 1958: Das Bentonitvorkommen von Le Locle (Kanton Neuenburg). Eclog. Geol. Helvet., vol. 51, no 1.
- KOZŁOWSKI S., PARACHONIAK W., 1967: Wulkanizm permski w depresji północno-sudeckiej. Permian volcanism in the North-Sudetic depression. — Pr. Muzeum Ziemi., nr 11.
- KÜHN B., ZIMMERMANN E., 1918: Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen. Blätter; Schönau, Lahn, Goldberg, Groditzberg. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- MILEWICZ J., 1965a: Czerwony spągowiec okolicy Lwówka Śląskiego. Rotliegende deposits in the vicinity of Lwówek Śląski. — Biul. Inst. Geol. 185.
- MILEWICZ J., 1965b: Perspektywy poszukiwań karbonu w depresji północno-sudeckiej. Perspectives in search for Carboniferous deposits in the North-Sudetic depression. — Prz. geol., R. 13, nr 3.
- MILEWICZ J., 1966: O górnym karbonie w depresji północno-sudeckiej. Upper Carboniferous of the North-Sudetic Depression. — Z geologii Ziemi Zachodnich.

- MILEWICZ J., 1968: The Geological Structure of North-Sudetic Depression. — *Biul. Inst. Geol.* 227.
- MILEWICZ J., GÓRECKA T., 1965: Wstępne uwagi o karbonie w depresji północno-sudeckiej. Preliminary remarks of the Carboniferous in the North-Sudetic Depression. — *Kwart. geol.*, T. 9, nr 1.
- OBERC J., 1957: Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego. Stratigraphy and tectonics of the Upper Carboniferous and Lower Permian in the western part of the Bardo region (Sudetic Mts.). — *Biul. Inst. Geol.* 123.
- SCUPIN H., 1902: Die Gliederung der Schichten in der Goldberg Mulde. — *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 54. Berlin.
- SCUPIN H., 1923: Die Gliederung des nordsudetischen Rotliegenden auf klimatischer Grundlage. — *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 74. Berlin.
- TEISSEYRE H., 1948: Sprawozdanie z prac geologicznych w Sudetach w roku 1947. On geological investigations in the Sudeten carried out during the summer season 1947. — *Bad. fizjogr. Pozn.* TPN 1.
- ZIMMERMANN E., KUHN B., 1936: Erläuterungen zu Blatt Goldberg und Schonau. — *Preuss. Geol. Landesanst.* Berlin.

Teresa PRZYBYŁOWICZ

THE PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE ROTLIEGENDES DEPOSITS IN THE LWÓWEK ŚLĄSKI REGION WITH PARTICULAR REGARD TO THE ROLE OF THE PYROCLASTIC MATERIAL

S u m m a r y

ABSTRACT: The alimentary areas and the influences of the volcanic activity on the Rotliegende deposits are here determined. It has been observed that the detrital material comes from the Kaczawa and the Góry Izerskie and that the scattered volcanic material occurs throughout the Lower Rotliegende. The pyroclastic material is a result of the relatively

longlasting volcanism, acid in character, interrupted by a short period of very strong volcanic activity basic in character. The acid pyroclastic material differs in the particular diastrophic-sedimentary cycles and this may be of some lithostratigraphic significance.

Numerous geological authors have dealt with problems of the Rotliegende deposits in the Sudetes. H. Scupin (1902, 1923), B. Kühn and E. Zimmermann (1918) divide them into three stages, E. Zimmermann & B. Kühn (1936) into two stages. On the other hand, H. Teisseyre (1948), J. Oberc (1957), K. Dziedzic (1957, 1959) and J. Milewicz (1965a, 1968) have distinguished several sets of diastrophic-sedimentary cycles of which the lower cycle has been referred to the Carboniferous by J. Milewicz (1965b, 1966, 1968), also by J. Milewicz & T. Górecka (1965).

The petrographic studies of the present writer were concerned with the Rotliegende deposits from the Lwówek Śląski region, mostly fine-grained, hence sandstones and siltstones. The stratigraphic division followed in this paper is that of J. Milewicz who distinguishes three diastrophic-sedimentary cycles in the Rotliegende. Cycle I and cycle II are referred to the Lower Rotliegende, cycle III to the Upper Rotliegende. The area under consideration is well covered, hence samples could be collected only from the few existing outcrops. These outcrops are shown in Figs. 1 and 2. Deposits belonging to the diastrophic-sedimentary cycle I are exposed in Płóczki Górne. The samples collected from that cycle are marked 30, 31, 32, 33 and 34. Deposits belonging

to the diastrophic-sedimentary cycle II crop out at Płóczki Górne, too, (samples 35, 104, 106, 38, 37, 36, 27) as well as at Przezdzieza (sample 54) and Bełczyn (samples 44 and 46). Deposits of the diastrophic-sedimentary cycle III have been observed in the vicinity of Gradów (sample 28), Sobota (sample 23), Radomiłowice (samples 50, 51, 52). The material thus collected has been microscopically investigated and special attention has been given to the role of volcanic material, mainly pyroclastic, present in the deposits.

In the diastrophic-sedimentary cycles I and II the sandstone deposits occur in alternation with those of conglomerates, siltstones and claystones. These are intercalated by tuffs and tuffites. The conglomerates generally contain angular pebbles, haphazardly arranged, a few centimetres in diameter. The conglomerates are sometimes compact sometimes porous and brittle. The sandstones are mostly fine- and equigranular, here and there with larger isolated fragments from some millimetres to 1 cm in diameter. Sporadically they are thin-bedded, mostly compact. The siltstones are mainly shaly here and there laminated occasionally containing a coarser, uniformly distributed gravel fraction or claystone concentrations. The tuffs and tuffites occurring in association with

the above rocks are fine-grained and equigranular, compact, stratified, sometimes laminated. The deposits of the diastrophic-sedimentary cycle III consist of poorly cohesive, fine-grained conglomerates with angular, haphazardly arranged pebbles. The above mentioned rocks are of a purple-red colour.

The qualitative composition of the detrital material in the diastrophic-sedimentary cycles I and II is analogous but its quantitative composition differs (Table 1). The qualitative composition is as follows: quartzites, quartzite shales, micaceous-quartzitic schists, micaceous schists, phyllites, gneisses, cataclasites, quartz, feldspars (albite, orthoclase, microcline, perthite), micas (biotite, muscovite, chlorite). To the detrital material have also been referred volcanic fragments comprising: rhyolite-like fragments made up of: cryptocrystalline silica, recrystallised particles of glass, occasionally with phenocrysts of prismatic habit replaced by iron oxides; also of melaphyres (Pl. II, 3, 4) showing a trachytic texture with albite lathes embedded in a cryptocrystalline strongly ferruginous groundmass. The two above types of fragments occur mostly in deposits of the diastrophic-sedimentary cycle II (profiles 27, 44, 46). A new type of volcanic fragments of a trachitic texture appears in profile 54 (Pl. III, 1). It has been found in a cryptocrystalline ferruginous rock matrix in which are embedded haphazardly arranged, strongly elongated lathes of potassium feldspars, polysynthetically twinned (Pl. III, 2, 3) with sanidine optics ($2V = 15^\circ$). These fragments are sometimes curved and stretched. They adjust themselves in shape to the adjacent detrital fragments (Pl. III, 4).

This may suggest that they were introduced into the deposit in a semisolid state. In Table 1 they have been placed with the melaphyres.

Pyroclastic material is encountered in varying amounts side by side with the detrital elements. Its concentration is occasionally so great as to form tuffite deposits. These occur in the diastrophic-sedimentary cycle I (profile 31), also in cycle II at Belczyn (profiles 44, 46). The pyroclastic material in both cycles is rhyolitic in character and it is represented by the following minerals: 1) quartz, automorphic or hipautomorphic, also anhedral in shape, mostly with corrosion embayments (Pl. I, 1—3; Pl. IV, 1, 2), sporadically embedded in recrystallised glass (Pl. IV, 2); 2) biotite pleochroic in greenish or brownish tints, in the shape of thick, mainly automorphic scales (Pl. IV, 1; Pl. V, 3); 3) fragments of recrystallised glass, strongly varied in shape (Pl. I, 3; Pl. V, 4), here and there enclosing crystals of quartz or feldspars; 4) automorphic albite, twinned or not twinned (Pl. II, 1, 2), frequently subject to carbonation, occurs in both cycles. In the diastrophic-sedimentary cycle II, albite occurs associated with the automorphic or hipautomorphic sanidine tabular in shape (Pl. IV, 3, 4). Granophyric inclusions of potassium feldspar in quartz are sometimes encountered (Pl. V, 2).

The sandstones and conglomerates consist of the rock matrix and of the cement proper which may be: carboniferous (calcite), siliceous (cryptocrystalline),

occasionally as chalcedony and regeneration rims on quartz grains, also clayey, illite-like, with an admixture of chlorite. The above mentioned types of cement occur together, one of them predominates (in Table 1 the various cement types are combined and placed with the predominant constituent).

The clayey-silty rocks consist of finely detrital material, mostly grouped as lenses or laminae, composed of quartz, feldspars (albite, perthite, microcline), biotite — occasionally chloritised-muscovite, also fragments of fine-grained rocks such as phyllites, quartz-mica schists or micaceous schists, and fine-crystalline siliceous rocks. Pyroclastic material has been observed, too, comprising quartz, albite, biotite, in sediments of cycle II also sanidine. The thermal analysis has shown that illite, with an occasional admixture of montmorillonite and calcite carbonate, (Table 2, Figs. 3—10) is a constituent of the main ground-mass of the clayey-silty rocks.

Deposits of the diastrophic-sedimentary cycle III consist of fine-grained conglomerates. No pyroclastic material has been observed in these deposits; they are made up mostly of the fragments of granite-gneisses while schist material is subordinate.

In summing up the observations concerning the pyroclastic material in the deposits of the Lower Rotliegendes it is reasonable to suggest that acid volcanic eruptions continued throughout that period. In deposits of the diastrophic-sedimentary cycle I, tuff- and tuffite intercalations were formed. At that time the pyroclastic material is composed of quartz, albite, biotite and volcanic glass. At the beginning of the diastrophic-sedimentary cycle II, the volcanic activity seems to have weakened as is suggested by the low content of the pyroclastic material composed of quartz and biotite. That period is followed by a revival of the strong volcanic action resulting in the effusions of melaphyres, whereafter there is a re-occurrence of volcanic activity belonging to the type of acid volcanism. This is indicated by an increase in the pyroclastic material content in the deposits and by the formation of tuffite series. In addition to quartz, albite, biotite and volcanic glass, previously observed, sanidine has been encountered, too. Hence, it may be reasonably concluded that the upper members of the Rotliegendes deposits differ distinctly from the lower members in the slightly different composition of the pyroclastic material and this may be of some lithostratigraphic significance.

As a rule, fragments of the pyroclastic material are bigger than the grains of the detrital material as concerns both the calculated average grain size and the maximum grain size (Table 3). The relations of the grain size in the detrital and the pyroclastic material are shown in Figs. 11 and 12. There is a distinct tendency to a greater average and maximum grain size in the pyroclastic material as compared with that in the detrital material. The chief average grain size class in which the pyroclastic material is most frequently represented is that from 0.2 to 0.5 mm while the maximum grain size fraction is from 1—2 millimetres. Simultaneous occurrence of the

detrital and pyroclastic materials has been noted. It is reasonable to suppose that the pyroclastic material may have been brought to the centre of sedimentation as well as transported together with the detrital material but along a shorter route than the latter. The pyroclastic material also underwent partial sorting. The finer ashy material may have been sorted in the course of sedimentation. Moreover, very fine-grained tuffite intercalations were formed in the siltstone deposits of the diastrophic sedimentary cycle I, while in the deposits of both, cycle I and cycle II, the presence has been observed of montmorillonite which may be regarded as a product of alterations of the fine pyroclastic material.

According to F. Hoffmann (1958), the pyroclastic material with the average grain size in the 0.2—0.5 mm class, may sediment as far as 68 km from the centre of eruption. The affinities in the composition and development of the crystalline pyroclastic material occurring in the upper part of the diastrophic-sedimentary cycle II with the phenocrysts of volcanites forming large bodies in the vicinity of Gozdno — Różana (Kozłowski & Parachoniak 1967) — at a distance of ca. 25 km from the occurrence site of the deposits here considered — reasonably suggest that the pyroclastic material may come from that very region.

The detrital material that occurs in the Rotliegendes deposits is derived from two regions. One is the area of the Góry Kaczawskie, the alimentary area of the epimetamorphic shales, the other is that of the Góry Izerskie, the source of the granite-gneisses. The detrital material from these two areas occurs

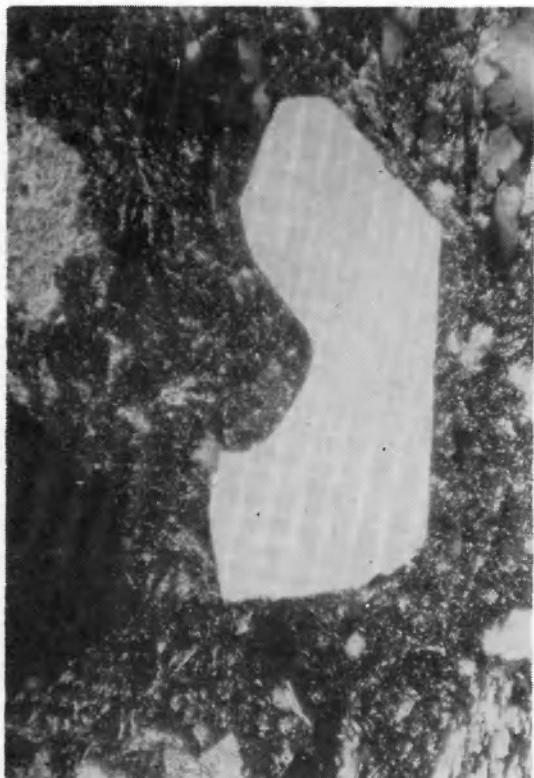
together. Its quantitative role changes in the successive diastrophic-sedimentary cycles. The epimetamorphic schists, with a slight admixture of gneissic material, are predominant in cycle I. Cycle II is characterised by an increase in the content of gneiss fragments. In cycle III the dominant role is played by the gneiss fragments while schists are subordinate. The concentration triangle in the diagram on Fig. 13 shows the per cent content of the detrital material from the Kaczawskie and Izerskie areas, also that of the volcanic Permian deposits in the diastrophic-sedimentary cycles I and II. The above diagram shows the tendency to a decrease of the per cent content of volcanic material in deposits enriched in material from the Góry Izerskie. It may be a result of the diminishing supply of volcanic material at times of stronger erosion of the Izerskie Góry, but it is not excluded that the supply of volcanic material remained unchanged in spite of an increased rate of concentration of material from the Góry Izerskie area.

Of considerable significance is the part played by the pyroclastic material rhyolitic in composition throughout the vertical profile of the Lower Rotliegendes. This may reasonably suggest that volcanic activity, acid in character, continued through all the process of the formation of deposits. Neither may we exclude that, during breaks in sedimentation, the old tuffs were eroded and re-deposited. On these suppositions it may be concluded that in the region under consideration the melaphyres were being supplied by other magmatic centres not connected with volcanism rhyolitic in character.

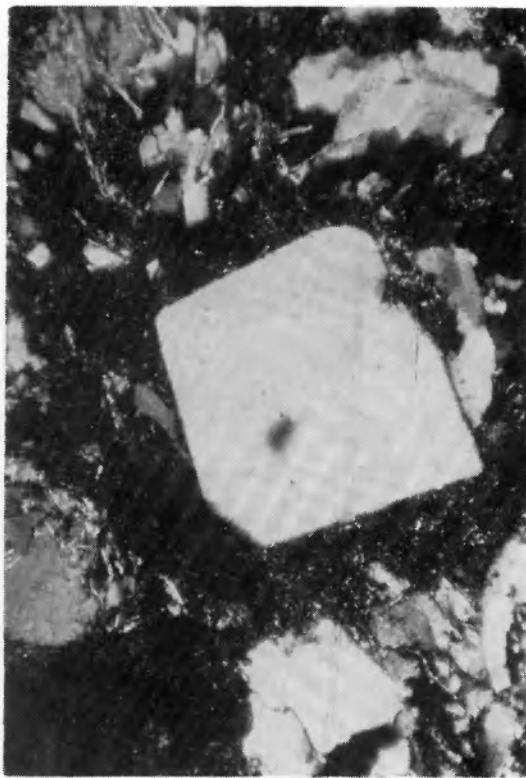
PLANSZA I

PLATE I

- Fot. 1. Piroklastyczny hipautomorficzny kwarc z zatoką korozyjną w tuficie nr 31 g. Nikole skrzyżowane. Pow. 78 ×
Pyroclastic hipautomorphic quartz with a corrosion embayment in tuffite no 31 g. Crossed nicols. Magn. 78 ×
- Fot. 2. Piroklastyczny automorficzny kwarc w piaskowcu nr 31a. Nikole skrzyżowane. Pow. 78 ×
Pyroclastic automorphic quartz in sandstone no. 31a. Crossed nicols. Magn. 78 ×
- Fot. 3. Piroklastyczne: kwarc o kształtach klinowatych i hipautomorficzny zbliźniaczony plagioklaz. Między kwarcem a plagioklazem widoczny jest fragment przeobrażonego szkliwa wulkanicznego o kształtach wydłużonych, otoczony obwódką drobnokrystalicznego kwarcu. Tufit nr 31g. Nikole skrzyżowane. Pow. 78 ×
Pyroclastic: cuneiform quartz, and hipautomorphic twinned plagioclase. Between the quartz and the plagioclase there is a fragment of altered volcanic glass elongate in shape surrounded by a rim of fine-crystalline quartz. Tuffite no 31g. Crossed nicols. Magn. 78 ×
- Fot. 4. Piroklastyczny hipautomorficzny albit zbliźniaczony albitowo w piaskowcu nr 31a. Nikole skrzyżowane. Pow. 78 ×
Pyroclastic hipautomorphic albite with albite twinning in sandstone no 31a. Crossed nicols. Magn. 78 ×



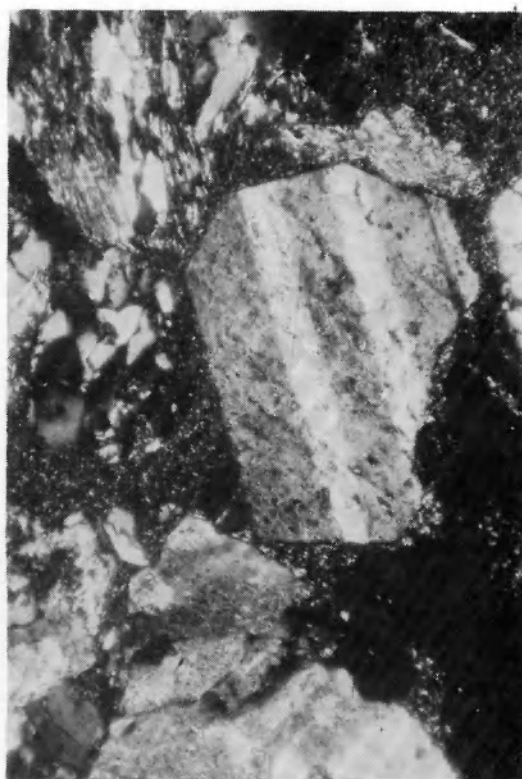
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

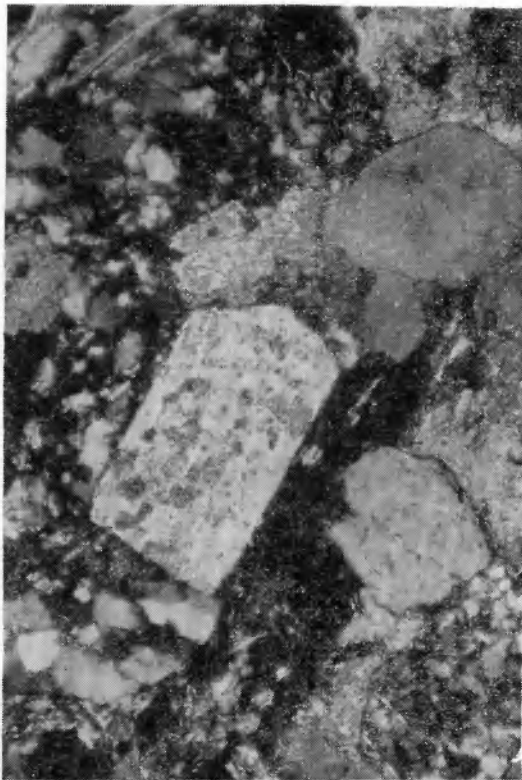


Fot. 4

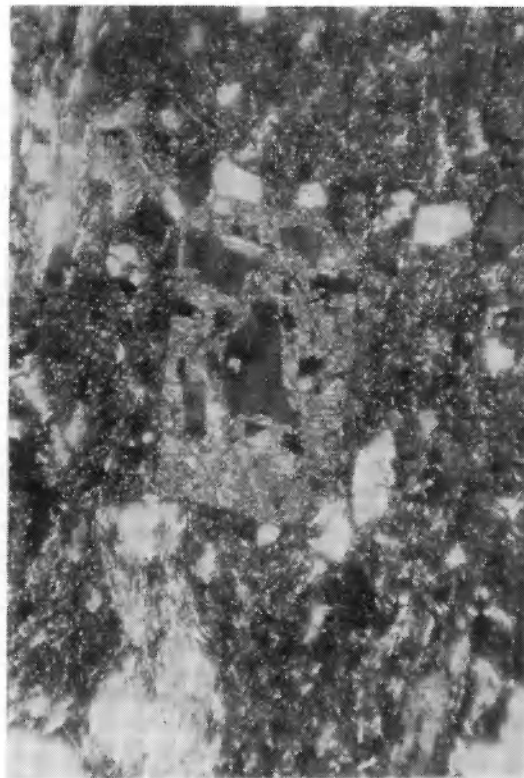
PLANSZA II

PLATE II

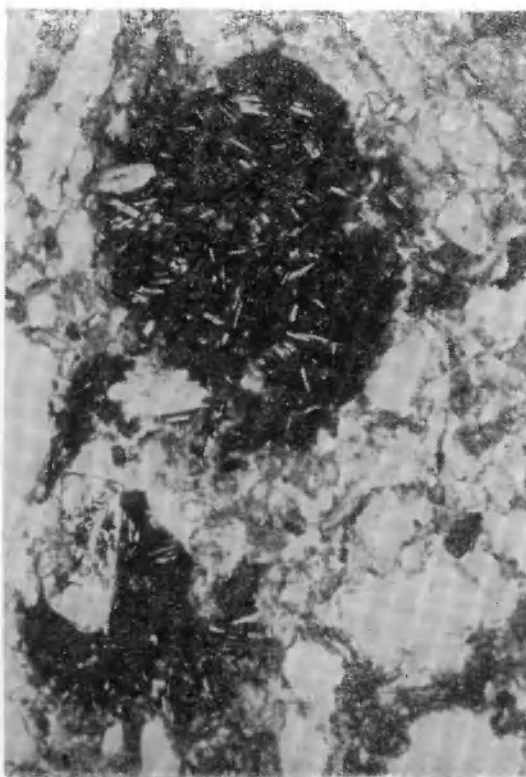
- Fot. 1. Piroklastyczny automorficzny albit ulegający procesowi kalcytyzacji w piaskowcu 31c. Nikole skrzyżowane. Pow. 78×
Pyroclastic automorphic albite undergoing the process of calcitisation on sandstone no 31c. Crossed nicols. Magn. 78×
- Fot. 2. Automorficzna tabliczka piroklastycznego silnie skalcytyzowanego albitu. Relikty albitu (na zdjęciu ciemne) tkwią w wypierającej go węglanowej masie (na zdjęciu jasna). Tufit nr 31g. Nikole skrzyżowane. Pow. 78×
Euhedral tabel of pyroclastic, strongly calcitised albite. Relicts of albite (shown in dark colour) are embedded in the carbonate rock mass replacing it (shown in light colour). Tuffite no 31g. Crossed nicols. Magn. 78×
- Fot. 3. Okruch melafiru składający się z listewek albitu tkwiących w silnie żażelazonym krypto-krystalicznym tle. Piaskowiec nr 27i. Nikole skrzyżowane. Pow. 32×
Melaphyre fragment consisting of albite lathes embedded in a strongly ferruginous crypto-crystalline matrix. Sandstone no 27i. Crossed nicols. Magn. 32×
- Fot. 4. Okruch melafiru składający się z listewek albitu tkwiących w silnie żażelazonym krypto-krystalicznym tle. Tufit nr 44b. Nikole skrzyżowane, Pow. 78×
Melaphyre fragment consisting of albite lathes embedded in a strongly ferruginous crypto-crystalline matrix. Tuffite no 44b. Crossed nicols. Magn. 78×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

PLANSZA III

PLATE III

- Fot. 1. Okruch trachitu składający się z listewek skaleni potasowych o optyce sanidynu tkwiących w silnie zażelazionym kryptokrystalicznym tle. Piaskowiec nr 54c. Nikole równoległe. Pow. 32 ×
Trachyte fragment consisting of potassium feldspar lathes having the optical character of sanidine and embedded in strongly ferruginous cryptocrystalline matrix. Sandstone no 54c. Crossed nicols. Magn. 32 ×
- Fot. 2, 3. Polisyntetycznie zbliźniaczony skaień potasowy o optyce sanidynu występujący w okruchu trachitu (patrz fot. 1) w piaskowcu nr 54 c. Nikole skrzyżowane. Pow. 198 ×
Polysynthetically twinned potassium feldspar having the optical character of sanidine and occurring in a trachyte fragment (see Photo 1) in sandstone no 54c. Crossed nicols. Magn. 198 ×
- Fot. 4. Plastycznie zdeformowany okruch trachitu w piaskowcu nr 54c. Jeden nikol. Pow. 78 ×
Plastically deformed trachyte fragment in sandstone no 54c. One nicol. Magn. 78 ×



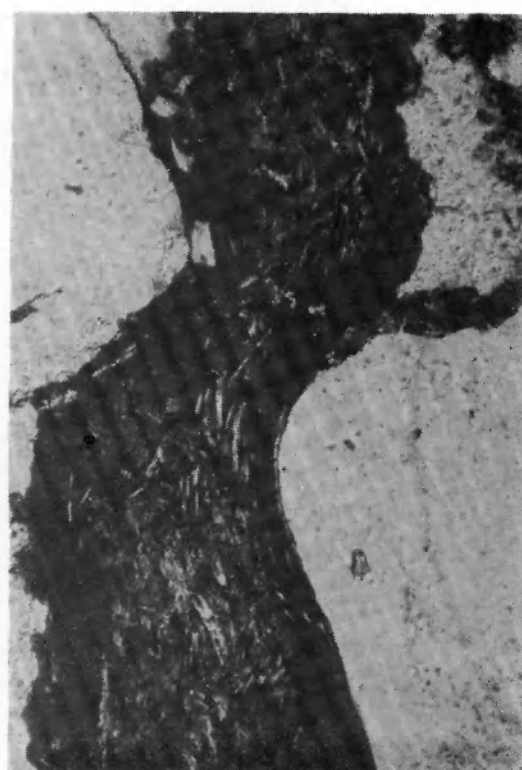
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

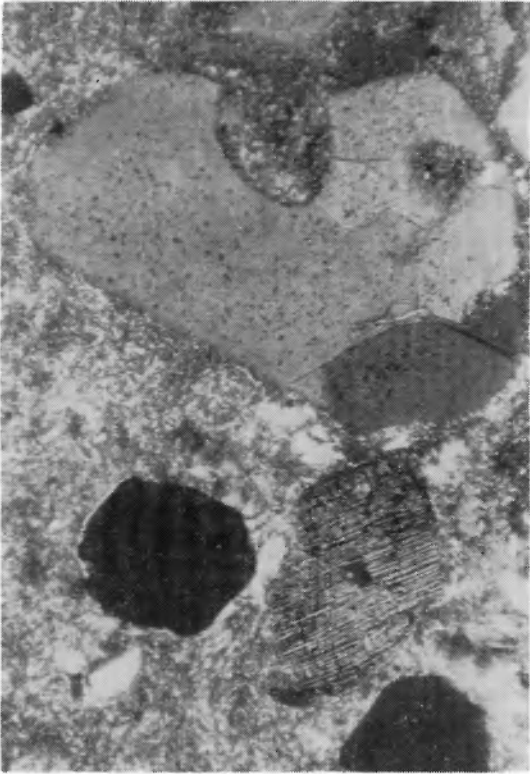


Fot. 4

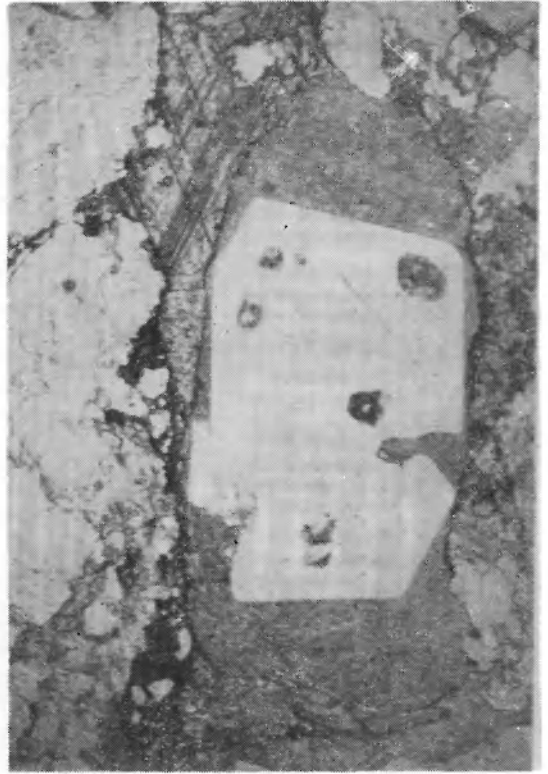
PLANSZA IV

PLATE IV

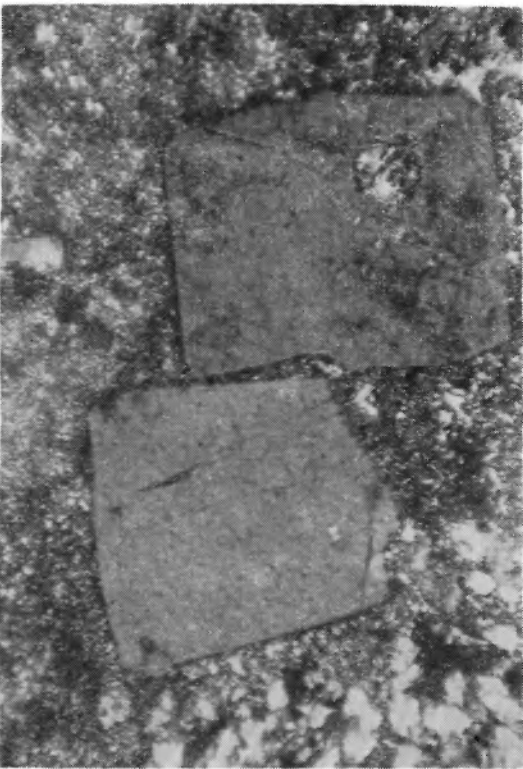
- Fot. 1. Piroklastyczny hipautomorficzny kwarc z zatoką korozyjną oraz piroklastyczny automorficzny biotyt w tuficie nr 44b. Widoczna jest blaszka biotyту o zarysie heksagonalnym w przekroju \parallel do 001 (na zdjęciu czarna) oraz blaszka w przekroju \perp do 001 . Nikole skrzyżowane. Pow. $78\times$
Pyroclastic hipautomorphic quartz with a corrosion embayment, and pyroclastic automorphic biotite in tuffite no 44b. Showing a biotite flake hexagonal in habit in section \parallel to 001 (shown in black) and another one in section \perp to 001 . Crossed nicols. Magn. $78\times$
- Fot. 2. Piroklastyczny automorficzny kwarc z wrostkami przeobrażonego szkliwa zamknięty w okruchu zrekrystalizowanego szkliwa w piaskowcu nr 104. Nikole równoległe. Pow. $32\times$
Pyroclastic automorphic quartz with inclusions of altered glass, enclosed in a fragment of recrystallised glass in sandstone no 104. Crossed nicols. Magn. $32\times$
- Fot. 3. Piroklastyczne automorficzne tabliczki sanidynu. W jednej z nich widoczny jest okrągławy wrostek przeobrażonego szkliwa. Nikole skrzyżowane. Pow. $78\times$
Pyroclastic automorphic sanidine plate showing a roundish inclusion of altered glass. Crossed nicols. Magn. $78\times$
- Fot. 4. Piroklastyczna automorficzna tabliczka sanidynu w piaskowcu nr 27a. Jeden nikel. Pow. $78\times$
Pyroclastic automorphic sanidine plate in sandstone no 27a. One nicol. Magn. $78\times$



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

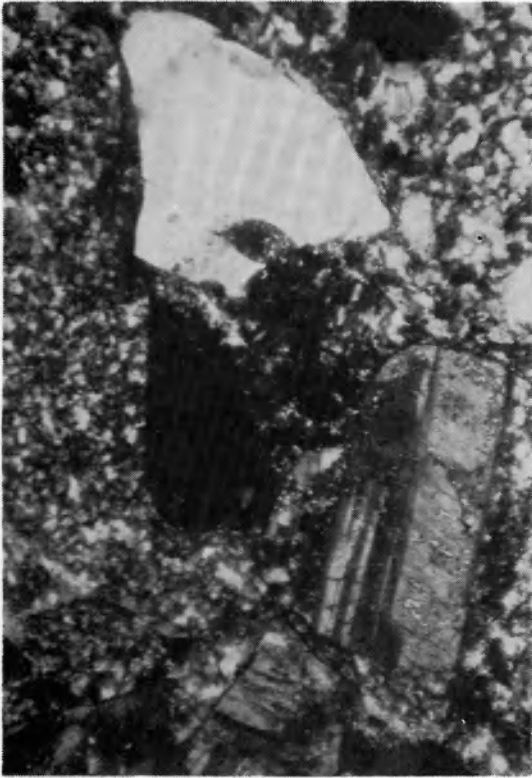


Fot. 4

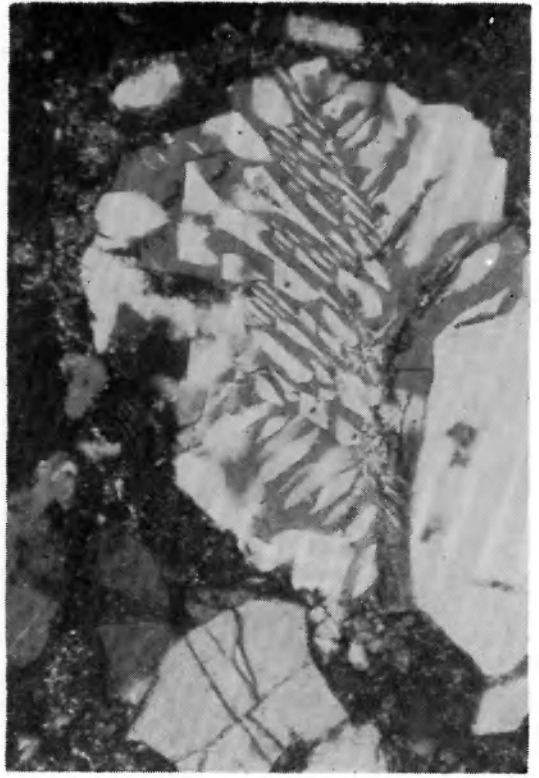
PLANSZA V

PLATE V

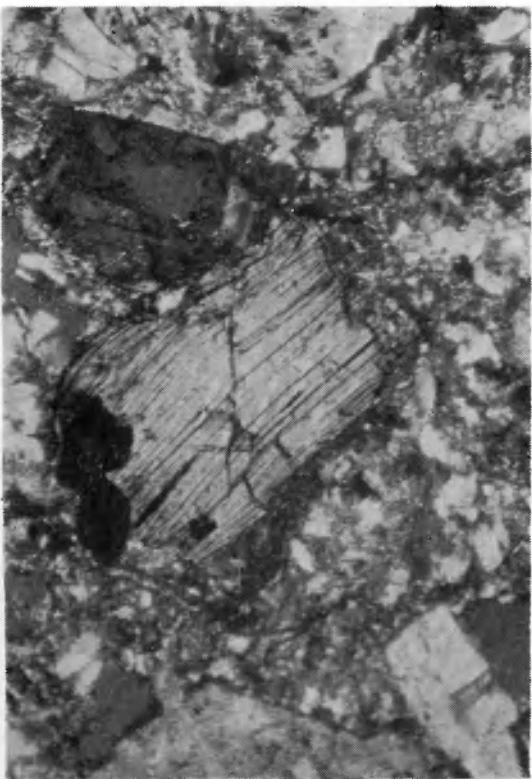
- Fot. 1. Piroklastyczna automorficzna tabliczka plagioklazu zbliźnionego albitowo oraz piroklastyczny ksenomorficzny kwarc z wrostkiem przeobrażonego szkliwa w tuficie nr 46c. Nikole skrzyżowane. Pow. 78 ×
Pyroclastic automorphic plate of plagioclase with albite twinning, and pyroclastic anhedral quartz with an inclusion of altered glass in tuffite no 46c. Crossed nicols. Magn. 78 ×
- Fot. 2. Granofirowe przerosty skalenia potasowego z kwarcem w tuficie nr 44b. Nikole skrzyżowane. Pow. 78 ×
Granophyric intercalations of potassium felspar with quartz in tuffite no 44b. Crossed nicols. Magn. 78 ×
- Fot. 3. Piroklastyczny biotyt w tuficie nr 46c. Nikole skrzyżowane. Pow. 78 ×
Pyroclastic biotite in tuffite no 46c. Crossed nicols. Magn. 78 ×
- Fot. 4. Fragment okruchu przeobrażonego szkliwa wulkanicznego z trachitowo ułożonymi tlenkami żelaza w tuficie 44b. Jeden nikol. Pow. 78 ×
Fragment of a particle of altered volcanic glass with trachyte arrangement of iron oxides in tuffite no 44b. One nicol. Magn. 78 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4