

ANDRZEJ KJAROL TEISSEYRE

## Dolnokarboński wulkanizm w najniższym kulmie NE części niecki Śródsudeckiej

**STRESZCZENIE:** Tak zwane porfiry felzytowe występujące w najstarszych osadach kulmowych niecki śródsudeckiej, między Sadami Górnymi a Starymi Bogaczowicami, nie są utworami żyłowymi wieku górnokarbońskiego lub dolnopermskiego, lecz przejawami wulkanizmu powierzchniowego, współczesnego sedymentacji kulmu. Lawy występują co najmniej w dwu poziomach stratygraficznych przedzielonych skałami osadowymi. Wśród law starszego poziomu występują tufy pizolitowe. Podano ogólną charakterystykę petrograficzną law i tufów.

### WSTĘP

W czasie prac terenowych wykonanych w lecie 1963 roku, na obszarze kulmowym położonym na NW od Wałbrzycha, natrafiono na wystąpienie tufów pizolitowych wśród skał opisywanych w literaturze jako porfiry felzytowe.

Porfiry wraz z tufami występują w stropowej części kulmu z Sądów Górnych, który stanowi najstarsze ogniwo dolnokarbońskich osadów niecki śródsudeckiej, (H. Teisseyre 1952a, 1957). Najlepsze odsłonięcia omawianych „porfirów” można obserwować na południowych stokach wzgórza 453,0, położonego 1,5 km na N od środka wsi Bogaczowice Stare (12,5 km na NW od Wałbrzycha, fig. 1).

Wystąpienia „porfirów” we wspomnianym terenie są znane od początku bieżącego stulecia. Na mapie geologicznej 1:25 000 arkusza Świebodzice (Berg, Dathe & Zimmermann 1906) widnieją trzy wąskie, wydłużone wystąpienia tych skał określonych jako Felsitporphyr. W innym ujęciu kartograficznym przedstawił te skały H. Teisseyre (1957).

Forma występowania porfirów sugeruje, że mają one charakter żył zgodnych (sillów). Istotnie, były one dotychczas uważane za płytkie utwory żyłowe, związane z wulkanizmem górnokarbońskim lub z fazą eruptywną środkowego czerwonego spągowca (Dathe & Zimmermann 1912, Zimmermann 1922, H. Teisseyre 1957).

Prace terenowe wykonane w sezonach letnich 1963—1964, doprowadziły do odsłonięcia tufów pizolitowych wśród starszego wystąpienia „porfirów”. Fakt ten zmusza do rewizji dotychczasowych poglądów odnoszących się do wieku i charakteru „porfirów”, które nie mogą być dłużej uważane za utwory żyłowe.

Wiek kulmu z Sądów Górnych nie jest ostatecznie ustalony. Wia-

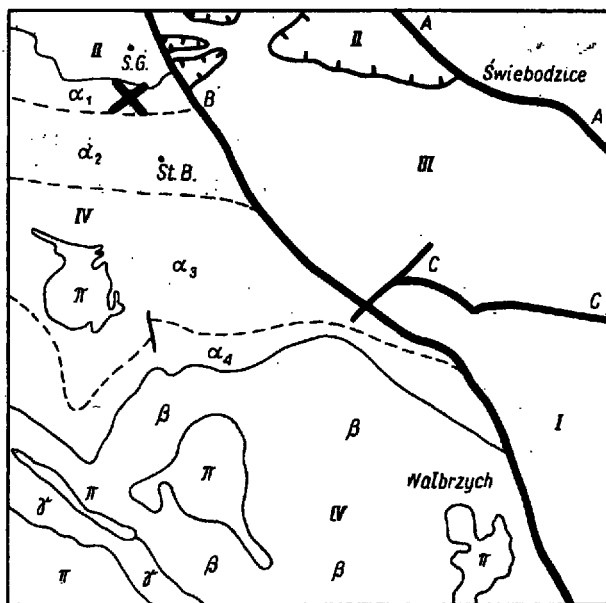


Fig. 1

Szkic sytuacyjny NE części niecki śródsudeckiej (na podstawie mapy geologicznej Sudetów, zestawionej przez H. Teisseyre'a i uzupełnionej przez autora)

I kra gnejsowa Sowich Gór (archaik), II południowy pień kaczawskich (kambro-sylur), III depresja Świebodzice (górný dewon — najniższy karbon), IV niecka śródsudecka: dolny karbon:  $\alpha_1$  kulm z Sądów Górnych,  $\alpha_2$  kulm ze Starych Bogaczowic,  $\alpha_3$  kulm z Lubomla,  $\alpha_4$  kulm ze Szczawna,  $\beta$  górný karbon,  $\gamma$  czerwony spagowiec,  $\pi$  „porfiry” i „melafiry” (górný karbon — dolny perm). Uskok i nasunięcia: A—A uskok sudecki brzeżny, B—B dyslokacja (nasunięcie) Strugi, C—C dyslokacja Szczawienka. S.G. Sady Górne, St.B. Stare Bogaczowice. Krzyżyk (x) oznacza wystąpienia skał wylewnych i tufów omawiane w tekście

Sketch-map showing the position of the pyroclastic and volcanic rocks, described in this paper (after H. Teisseyre, supplemented by the author)

I gneissic block of the Sowich Mts. (Archaic), II southern trunk of the Kaczawa Mts. (Cambro-Silurian), III depression of Świebodzice (Upper Devonian — Lower Carboniferous), IV Intra-sudetic Basin: Lower Carboniferous:  $\alpha_1$  Culm of Sady Górne,  $\alpha_2$  Culm of Stare Bogaczowice,  $\alpha_3$  Culm of Lubomla,  $\alpha_4$  Culm of Szczawno,  $\beta$  Upper Carboniferous,  $\gamma$  Lower Permian,  $\pi$  „porphyries” and „melaphyres” (Upper Carboniferous — Lower Permian). Faults and thrusts: A—A Sudetic marginal fault, B—B dislocation (overthrusts) of Struga, C—C dislocation of Szczawienko. S.G. Sady Górne, St.B. Stare Bogaczowice. Crosslet marks — superficial evidence of the pyroclastic and extrusive rocks described in the text

domo jedynie, że osady te są młodsze od utworów depresji Świebodzie<sup>1</sup> (górnym dewon — najniższy karbon, Bederke 1929, Pawlik 1939, H. Teisseyre 1956, 1957; Smulikowski & Teisseyre 1953, Gunia 1962 oraz informacje ustne dr T. Guni), a starsze od częściowo morskich osadów kulmu ze Szczawna, które reprezentują górny wizen (Żakowa 1953, 1958, 1963, że przytoczę tylko ważniejsze prace).

Już w 1929 roku Bederke sugerował, że zlepieńce starsze od górno-wizeńskich osadów kulmu ze Szczawna (Variolit führende Konglomerate autorów niemieckich) reprezentują piętro *Pericyclus*, pomimo że z osadów tych nie zebrano żadnych morskich skamieniałości. Hipotezę tę podjęli później badacze polscy, m.in. H. Żakowa, która zaproponowała dla wszystkich osadów niecki śródsudeckiej starszych od kulmu ze Szczawna termin „warstw z Marciszowa”, przyjmując, że wiekowo reprezentują one piętra *Beyrichoceras* i *Pericyclus* (Żakowa 1963). Według terminologii przyjętej przez wspomnianą autorkę, kulm z Sądów Górnych stanowi najniższą część warstw z Marciszowa. Pomieważ jednak kulm z Sądów Górnych jest osadem lądowym, a występujące w nim szczątki flory nie zostały dotychczas opracowane paleontologicznie, uważam, że zagadnienie wieku tego ogniwa jest nadal sprawą otwartą.

Omawiane w tej pracy „porfiry” nie zostały dotychczas petrograficznie opracowane. Praca niniejsza traktuje problemy petrograficzne jedynie pobieżnie i nie pretenduje do miana wyczerpującego studium petrograficznego.

Panu Prof. H. Teisseyre za opiekę nad pracą, dr A. Nowakowskiemu za pomoc w opracowaniu szlifów i rozwiązywaniu poruszonych niżej problemów petrograficznych oraz za życzliwe przejrzenie i poprawienie tekstu, dr H. Dziedzicowej, dr T. Guni i wszystkim Kolegom za cenne uwagi i życzliwą dyskusję pragnę w tym miejscu złożyć serdeczne podziękowanie.

Pracę tę wykonałem w ramach badań Pracowni Geologii Starych Struktur Zakładu Nauk Geologicznych PAN, z subwencji Polskiej Akademii Nauk i Komitetu Nauki i Techniki.

#### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA KULMU Z SĄDÓW GÓRNYCH

Kulm z Sądów Górnych stanowią przede wszystkim polimiktyczne zlepieńce średnioziarniste (autor przyjął granice frakcji średniej w interwale 32—256 mm  $\emptyset$ ) z pojedynczymi blokami (frakcja ponad 256 mm  $\emptyset$ ). Zlepieńce te są przedzielone kilkoma wkładkami zlepieńców drobnoziarnistych (frakcja 2—32 mm  $\emptyset$ ), zlepieńcowatych subszaro-

<sup>1</sup> Geologowie niemieccy uważali depresję Świebodzie za część niecki śródsudeckiej, co pociągnęło za sobą mylne interpretacje stratygraficzne i tektoniczne. Wydzielenie depresji Świebodzie jako odrębnej jednostki geologicznej zawdzięczamy pracom H. Teisseyre'a (1953, 1956).

głazów i mułowców, będących wyrazem charakterystycznej dla kulmu cykliczności sedymentacji (A. K. Teisseyre 1963).

Spośród tych wkładów osadów bardziej drobnoziarnistych dwa są widoczne na szkicu (fig. 2). Miąższość osadów kulmu z Sądów Górnych w profilu przez wzgórze 453,0 wynosi około 400 metrów. Bieg i upad warstw wynosi 295/35 SW.

Osady kulmu z Sądów Górnych są pozbawione chemicznie strąconego spoiwa, właściwego niektórym młodszym sedymentom kulmowym, na skutek czego są mało zwięzłe; w szczególności mułowce obserwowano wyłącznie we wkopach, w stanie daleko posuniętego zwietrzenia.

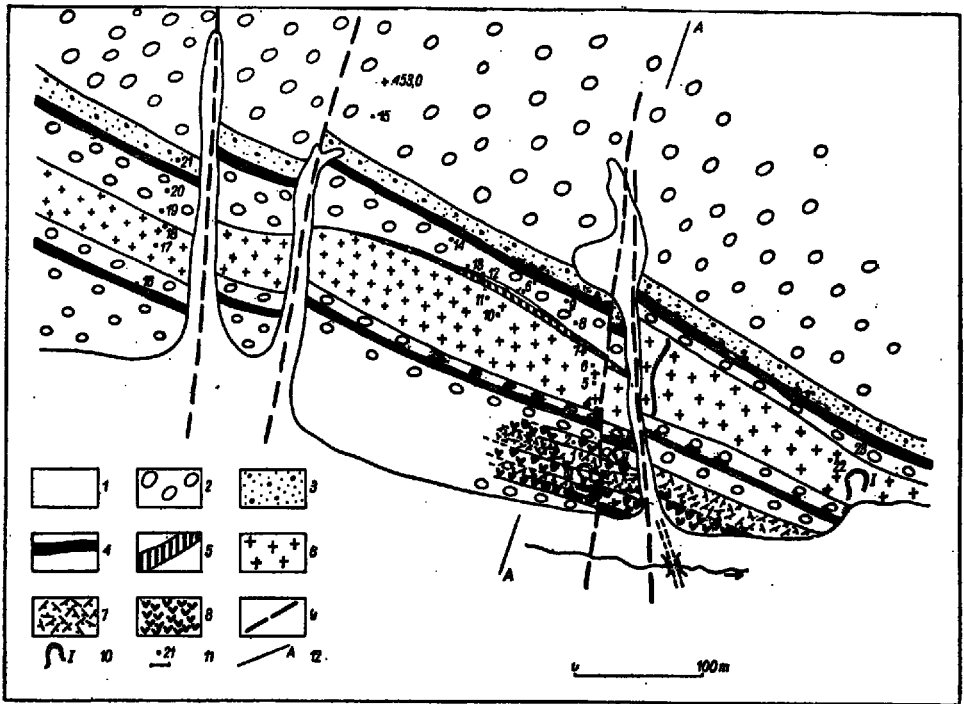


Fig. 2

Szkic geologiczny południowych stoków wzgórza 453,0

1 czwartorzęd (aluwia); kulm z Sądów Górnych: 2 zlepnie średnioziarniste z pojedynczymi blokami, 3 zlepnie drobnoziarniste z pojedynczymi większymi otoczkami, 4 mułowce i subszarogłazy; starszy poziom wulkaniczny: 5 tufy pizoltowe, 6 ryolity; młodszy poziom wulkaniczny: 7 albityzowane trachybazalty, 8 dellenity; 9 uskoki, 10 kamieniołomy i ich numery, 11 wkopy i rowy oraz ich numery, 12 linia profilu

Sketch-map showing the sequence of the sedimentary and volcanic rocks on southern slope of hill 453.0

1 Quaternary (alluvia); Culm of Sady Górne: 2 medium-grained conglomerates (fraction 32-256 mm.  $\odot$ ) with boulders, 3 fine-grained conglomerates (fraction 2-32 mm.  $\odot$ ) with pebbles, 4 siltstones and subgraywackes; older volcanic assemblage: 5 tuffs with „mud balls” („volcanic pisolites”), 6 rhyolites; younger volcanic assemblage: 7 albitized trachybasalts, 8 dellenites; 9 faults; 10 small quarries and their numerical symbols, 11 testing pits and their numerical symbols, 12 line of cross-section

Skład litologiczny otoczek frakcji średniej jest następujący: szarogłazy dewońskie i częściowo kulmu z Chwaliszowa, różne kwarcyty, gnejsy sowiogórskie, adinole, zieleńce i inne skały kaczawskiej „serii zieleńcowej”, diabazy, fyllity, lidyty, kwarcy żyłowe oraz kwaśne skały wylewne i subwulkaniczne stanowią ponad 90% wszystkich otoczek (w procentach ilości otoczek). Otoczki frakcji drobnej tworzą zasadniczo te same typy litologiczne z nieco większą ilością składników najodporniejszych jak kwarcu, kwarcytów i lidytów, których udział wzrasta kosztem innych mniej odpornych odmian skalnych.

Lawice i wkładki piaszczyste występują podrzędnie. Jak wykazują badania mikroskopowe, są to bez wyjątku piaskowce lityczne (lithic sandstone, Pettijohn 1957), nie zawierające detrytycznej masy wypełniającej (matrix), o porach pustych lub wypełnionych wtórnym hematytem. Ze względu na niską zawartość kwarcu (20—25% obj.) należy je określić jako subszarogłazy (w znaczeniu Pettijohna 1957). Oprócz kwarcu zawierają skalenie (kilka do kilkunastu procent), okruchy skał (zwykle 50—65% obj.) i odpowiednią ilość blaszek młk (biotyt, muskowitz), hydromik i chlorytów.

Skład mineralny mułowców nie będzie omawiany, ponieważ, w przeciwieństwie do zlepieńców, nie kontaktują one bezpośrednio z lawami.

Opisane wyżej sedymenty są powszechnie uważane za osady fluwialne (H. Teisseyre 1948, 1957, 1960; Radwański 1952).

Okolo 300 m na N od szczytu wzgórza 453,0 ukazują się spod osadów kulmu skały podłoża. Bezpośredni kontakt jest przysłonięty osadami czwartorzędu, jednakże obserwacje poczynione w obszarach położonych dalej na zachód pozwalają przypuszczać, że kontakt ten jest sedymentacyjny.

Podłożo osadów kulmowych stanowi tu bardzo charakterystyczna formacja złożona z fyllitów i tzw. kwarcytów z Sadów Górnych, której tradycyjnie przypisuje się wiek ordowicki (Smulikowski & Teisseyre 1953, H. Teisseyre 1957).

Fyllity reprezentują słabo zmienione osady piaszczysto-mułowcowe lub ilaste, kwarcyty z Sadów Górnych odpowiadają natomiast słabo zmetamorfizowanym, drobnoziarnistym zlepieńcom. Wszystkie te skały składają się w znacznej mierze z kwarcu ze zmiennymi ilościami jasnego łuszczylku (Smulikowski & Teisseyre 1953, H. Teisseyre 1957).

Profil geologiczny południowego stoku wzgórza 453,0 zbadano szczegółowo, posługując się wkopami i rowami. W wyniku tych prac stwierdzono, że skały wylewne występują co najmniej w dwu poziomach, przedzielonych skałami osadowymi (fig. 2 i 3).

W podłożu i nadkładzie starszego poziomu wulkanicznego występują zlepieńce. Poziom ten przedzielony jest przez warstwę tufów pizolitycznych na dwie części nierównej grubości.

Maksymalna miąższość starszego poziomu wulkanicznego wynosi 30 m. Wychodnie górnej części tego poziomu można prześledzić w terenie na odcinku 1800 m, a część spągowa wraz z tufami występuje tylko lokalnie na południowych stokach wzgórza 453,0.

Ponad starszym poziomem wulkanicznym leżą zlepieńce średnioziarniste przedzielone niegrubą (2—3 m) wkładką silnie przy powierzchni zwiertzałych mułowców. Bezpośrednio ponad zlepieńcami leży drugi, młodszy poziom wulkaniczny. Nie stwierdzono tu utworów piroklastycznych.

Już megaskopowo można stwierdzić, że młodszy poziom wulkaniczny tworzą dwie odmienne teksturalnie i strukturalnie lawy. Lawy starszej erupcji (starszego potoku lawowego) były w momencie wylania się młodszych law całkowicie zakrzepnięte. Kontakt obu potoków lawowych można obserwować w małym łomiku (fig. 2, nr III; fig. 4 oraz pl. II, fig. 1).

Łączna miąższość młodszego poziomu wulkanicznego wynosi 18 m, z czego około 2/3 przypada na lawy potoku spągowego. Wychodnie tego poziomu były obserwowane w terenie na odcinku około 250 m.

Ponad młodszym poziomem lawowym leżą zlepieńce średnioziarniste stropowych warstw kulmu z Sądów Górnych.

Trzecie wystąpienie „porfirów” felzytowych widoczne na mapie niemieckiej z roku 1906, na wschodnich zboczach wzgórza 453,0, nie było objęte szczegółowymi badaniami.

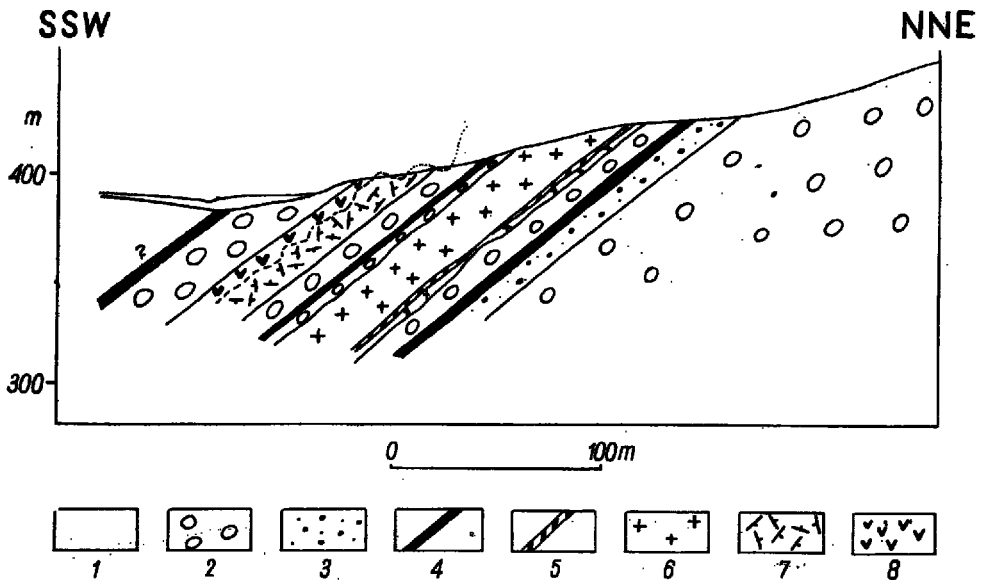


Fig. 3

Profil A—A  
Objaśnienia znaków jak na fig. 2  
Cross-section A—A  
Explication as in fig. 2

„Porfiry” tworzą tu wąskie wystąpienie o szerokości nie przekraczającej kilka do kilkunastu metrów, dające obraz intersekcyjny analogiczny do wkładek mułowców. Fakty te pozwalają przypuszczać, że „porfiry” stanowią tu oddzielny poziom wulkaniczny, który — jak wynika z intersekcji — wydaje się starszym od obu wyżej opisanych poziomów. W zwietrzelinie obecność okruchów „porfiru” można stwierdzić na odcinku 250 m.

Na całym zbadanym terenie stwierdzono istnienie systemu stromych, południkowych uskoków, charakteryzujących się niewielkimi na ogół przesunięciami warstw. Cztery takie uskoki widoczne są na figurze 2. Strefy uskokowe stały się głównymi drogami roztworów niosących hematyt. Roztwory te spowodowały dość intensywną impregnację porowatych osadów kulmowych, której stopień wzrasta wyraźnie w pobliżu stref dyslokacyjnych.

Impregnacji hematytem uległy również lawy wszystkich poziomów wulkanicznych, przede wszystkim wzdłuż powierzchni ciosu termicznego.

Wtórna impregnacja hematytem jest typowa dla lądowych ogniów kulmu śródsudeckiego (H. Teisseyre 1948, 1952). Wiek i natura tej impregnacji nie są dostatecznie poznane; impregnacji ulegają utwory zarówno starsze, jak i młodsze od opisanych poziomów wulkanicznych. Z powyższych spostrzeżeń wydaje się wynikać, że impregnacja hematytem nie jest związana z przejawami wulkanizmu dolnokarbońskiego, którego efektem są opisane poziomy wulkaniczne.

#### STARSZY POZIOM WULKANICZNY

Najpełniejszą sekwencję skalną obserwowano wzdłuż profilu N-S, na południowych stokach wzgórza 453,0. Poczynając od spagu można tu wyróżnić następujące utwory skalne (fig. 2 i 3):

a) Lawy spagowe leżące wzdłuż wyrównanej powierzchni wprost na zlepieńcach kulmowych i odpowiadające pierwszej fazie erupcji (lawowej). W pobliżu kontaktu są to skały przeładowane piaszczysto-żwirowym materiałem osadowym. Miąższość law spagowych wynosi około 4 m, z czego 1/3 przypada na część najniższą, wymieszaną z materiałem osadowym.

b) Tufy pizolitowe (do 1,5 m) leżące wprost na wyżej opisanych lawach i odpowiadające drugiej fazie erupcji (piroklastycznej).

c) Lawy stropowe (do 25 m) leżące wprost na tufach pizolitowych i, przynajmniej w części dolnej, odpowiadające trzeciej fazie erupcji (lawowej), która zamyka rozwój starszego poziomu wulkanicznego. Lawy stropowe stanowią prawdopodobnie ciągły poziom stratygraficzny, przynajmniej na znacznej części wychodni starszego poziomu wulkanicznego. Lawy wymienione w punktach a i c są identyczne i nie wy-

Wskazują istotnych różnic składu mineralnego ani struktury. W związku z powyższym ogólna charakterystyka petrograficzna law będzie zamieszczona w jednym rozdziale.

### *Lawy spągowe*

W pobliżu kontaktu są to skały składające się z materiału piaszczystego i otoczków do 10 cm  $\varnothing$ , spojonego lawą. Materiał piaszczysto-żwirowy ma skład litologiczny analogiczny do osadów podłoża. Opisywana skała utworzyła się zatem w wyniku mechanicznego wymieszania lawy z luźnymi osadami piaszczysto-żwirowymi u czoła i w partii dennej płynącego potoku lawowego.

W miarę oddalania się od powierzchni kontaktowej, udział materiału osadowego stopniowo maleje i skała przechodzi w „normalny porfir”, zawierający tylko nieliczne, drobne otoczki. W pobliżu stropu potoku lawowego znaleziono kilka odlewów lodyg kalamitów.

Skała jest gęsto spękana i rozpada się na niewielkie bloczki. Powierzchnie spękań są z reguły pokryte nalotami hematytu, infiltrującego nieraz do wnętrza skały na głębokość do kilkunastu milimetrów. W części spągowej spękanie robi wrażenie mało regularnego i gęstego kłiważu. W miarę jak skała stopniowo przechodzi w „normalny porfir”, spękanie przybiera charakter typowego ciosu termicznego.

Lawa spajająca materiał osadowy ma barwę szarozielonkawą. W miarę ubywania materiału osadowego barwa zmienia się na jasnoszarą z odcieniem różowym. W partii spągowej lawa odznacza się zwiększoną nasiąkliwością. W miarę zbliżania się do stropu porowatość skały maleje.

Struktura law jest wszędzie felzytoporfirowa. Fenokryształy skaleni są zwykle gruntownie skaolinizowane. Również tło skalne uległo silnej kaolinizacji, w stopniu zmiennym od miejsca do miejsca. Nieregularne, białawe plamy lub smużki, przebiegiem zgodne z fluidalną teksturą skały, odpowiadają partiom szczególnie silnie skaolinizowanym. Stopień kaolinizacji maleje w kierunku stropu potoku lawowego.

Tekstura skały jest wyraźnie fluidalna z wyjątkiem najwyższych partii potoku lawowego. Dookoła większych ziarn i otoczków utworzyły się charakterystyczne tekstury opływania. Bardzo podobne tekstury z kontaktów niektórych intruzji porfirowych Zagłębia Wałbrzyskiego opisał K. Hoehne (1942).

W niektórych próbkach nie widać struktury fluidalnej. Oprócz materiału osadowego występują kilkucentymetrowe, ostre okruchy „porfiru” spojone niewielką ilością lawy.

Przeobrażenie otoczków zanurzonych w lawie ogranicza się do silnej kaolinizacji skaleni, stwierdzonej w najliczniej tu występujących otoczkach szarogłazów dewońskich i gnejsów sowiogórskich.



Opisane lawy wyklinowują się obustronnie w kierunku biegu warstw (podobnie jak wyżej leżące tufy pizolitowe). Wy tłumaczenie tego faktu erozją mogłoby być prawdopodobne w odniesieniu do sypkich tufów, lecz nie wydaje się przekonujące w stosunku do zwięzłych law. Czynniki, który dokonałby takiej erozji, musiałby działać z wyjątkowo dużym nasileniem, co powinno być zarejestrowane w osadach podłoża. Osady te, obserwowane w licznych wkłopach, nie ujawniają śladów takiej erozji.

### *Tufy pizolitowe*

Tufy pizolitowe kontaktują ostro z lawami wyżej opisanego potoku lawowego. Są to skały zwięzłe, barwy szaroróżowej do białawej. Gęsty, wielokierunkowy kłiważ powoduje rozpadanie się skały na niewielkie bloczki. Przełam jest nierówny, ziemisty. W zbitym, afanitowym, niewarstwowanym i nieutawionym tle skalnym widoczne są pojedyncze i drobne pseudomorfozy po krystaloklastach skaleni oraz blaszki zwykle rozłożonego biotyту.

Po rozbiciu skały młotkiem ukazują się elipsoidalne lub kuliste pizolity wulkaniczne (volcanic pisolites, mud balls, tuff raindrops, fossil raindrops etc., Shrock 1948), dochodzące w skrajnych przypadkach do 50 mm średnicy. Najbardziej pospolite są pizolity o wymiarach 0,5—3,5 cm (pl. I, fig. 3 i 4).

Pizolity wulkaniczne uważa się powszechnie za skamieniały deszcz (fossil raindrops), utworzony skutkiem przelatywania kropel deszczu przez zapyloną na skutek eksplozji wulkanicznej atmosferę (Shrock 1948). Hipoteza ta wydaje się bardzo prawdopodobna, zwłaszcza w odniesieniu do pizolitów o mniejszych wymiarach. Odnośnie do form największych przypuszcza się, że „rosły” już po sedymentacji, kosztem otaczającego je popiołu, dzięki większemu zapasowi wilgoci (Shrock 1948).

Pizolity są zbudowane z tego samego materiału wulkanicznego co otaczająca skała i obwiedzione są cienkimi powłóczkami barwy brunatnej lub wiśniowoczerwonej. Na ogół są one słabo związane z otaczającą skałą i przy rozbijaniu łatwo z niej wypadają. Poszczególne „krople” są luźno rozrzucone w tufie i zazwyczaj nie stykają się ze sobą.

Tuf jest bardzo porowaty i zanurzony w wodzie znacznie namaka, nie ulegając jednak rozłusowaniu.

Pod mikroskopem widać skałę złożoną z drobnoziarnistego, przekryształizowanego materiału piroklastycznego. Rekryształizacja i późniejsze procesy hydrotermalne zatrzyły zupełnie pierwotną, wiroklastyczną naturę tła skalnego. Struktura skały jest porfirowa ze względu na obecność drobnych krystaloklastów kwarcu, biotyту i pseudomorfoz po krystaloklastach skaleni (zwykle do 2 mm).

Kryształoklasty kwarcu ujawniają głębokie zatoki korozyjne lub są zupełnie obtopione i zaokrąglone (pl. III, fig. 1). Kryształoklasty skałeni uległy gruntownej kaolinizacji. Niektóre pseudomorfozy wypełnia wtórny hematyt.

Błaszki biotyту są zwykle silnie rozłożone z obfitym wydzieleniem hematytu. W najświeższych osobnikach stwierdzono pleochroizm w barwach od żółtawej (alfa) do ciemnooliwkowobrunatnej (gamma).

We wszystkich szlifach obserwowano drobne, owalne fragmenty skał głębszego podłoża (fyllitów i kwarcytów ordowiku). Wymiary tych cząstek wahają się w granicach 0,1—0,6 mm.

Głównymi składnikami mineralnymi tła skalnego są kwarc, skałeni potasowy, drobnoluseczkowy kaolinit oraz drobne blaszki hydromik. Pigment skalny stanowi hematyt. Akcesorycznie występuje apatyt.

Nigdzie nie dostrzeżono fragmentów pierwotnego, niezrekrytalizowanego szkliska.

Skład mineralny tufu odpowiada zasadniczo składowi porfirów, wśród których tufy występują, z tą różnicą, że stopień kaolinizacji jest tutaj wyższy niż w przypadku law.

Tekstura skały jest porowata. W większości szlifów można rozróżnić pod mikroskopem naprzemianległe partie bezładne i delikatnie laminowane. Laminy różnią się między sobą nieznacznie uziarnieniem. Grubość lamin jest różna, przeważnie poniżej 1 mm. Laminacja przebiega często nieco faliście. Poszczególne laminy zmieniają grubość i mogą się wyklinowywać.

Rozmieszczenie i ułożenie blaszek biotyту i tabliczkowatych pseudomorfoz po skałeniach jest zasadniczo bezładne.

Pizolity mikroskopowo tylko nieznacznie różnią się od otaczającej skały (pl. III, fig. 2). Kryształoklasty i fragmenty skał podłoża (głównie fyllitów ordowiku) są tu mniejsze i mniej liczne. Niewyraźne tekstury współśrodkowo warstewkowe obserwowano tylko w niektórych większych pizolitach. Tekstury takie są charakterystyczne dla pizolitów typu „accretionary lapilli” (Wentworth & Williams 1932).

Delikatne powłoczki powierzchniowe silnie impregnowane tlenkami i wodorotlenkami żelaza są pod mikroskopem dobrze widoczne.

Oprócz pizolitów stwierdzono w omawianych tufach typowe lapille, utworzone pierwotnie ze szklistej, a później zdewitryfikowanej lawy ryolitowej o mikrostrukturze felzytowej. Lapille występują rzadziej niż pizolity. Ponieważ nie mają żelazistych obwódok, są trudniejsze do zauważenia i znacznie silniej związane z otaczającym je tufem (nie wypadają przy rozbijaniu młotkiem).

Zagadnienie genezy pizolitów wulkanicznych było poruszone wyżej. Równocześnie z sedymentacją popiołu opadały i grzęły w nim pizolity wulkaniczne. Niektóre osobniki powiększały swą objętość już po sedymentacji, kosztem otaczającego je popiołu. Brak form charakterystycznie

zniekształconych skutkiem opadania jednych osobników na drugie (Shrock 1948, szczególnie rys. 290) dowodzi szybkiej sedymentacji popiołu.

Przypuszcza się, że pizolity tworzą się w czasie najgwałtowniejszych i najsilniejszych eksplozji, kiedy wulkany wyrzucają znaczne ilości par, gazów i popiołu (Shrock 1948).

Omawiane tufy są osadem czystym, złożonym pierwotnie z cząstek zasadniczych (essential particles) i podrzędnie akcesorycznych (accessory particles) (terminologia wg Pettijohna, 1957. Cząstki zasadnicze oznaczają cząstki szkliste, akcesoryczne oznaczają tu krystaloklasty). Cząstki przypadkowe (accidental particles, Pettijohn 1957) w postaci pojedynczych ziarn piasku i otoczków (do kilkunastu milimetrów średnicy) trafiają się sporadycznie.

Wyrzucony w powietrze siłą eksplozji wulkanicznej popiół musiał szybko sedymentować w środowisku lądowym, tworząc nieulawicony, a miejscami subtelnie laminowany osad.

Według Pettijohna (1957) tego typu osady sedymentują z rozcieńczonych aerozoli (gazy + popiół wulkaniczny) za sprawą normalnych prądów powietrznych. Brak uławicenia, typowych tekstur równoległych oraz porfirowa struktura świadczą, że jest to osad złożony na lądzie stałym, wprost z opadu atmosferycznego (Correns & Leinz 1933, fide Pettijohn 1957) <sup>2</sup>.

Powyższy zespół cech wyklucza możliwość sedymentacji w basenie jeziornym lub przerobienie przez wody płynące i ponowną depozycję.

Pizolity występują najliczniej w spągowej części osadu tufowego i osiągają tam największe rozmiary. W miarę posuwania się ku stropowi warstwy tufu, maleje ilość i średnica pizolitów, a także wymiary cząstek akcesorycznych.

Tego rodzaju gradacja jest charakterystyczna dla pokryw popiołowych utworzonych w jednej fazie depozycji, w wyniku jednego wybuchu wulkanicznego (Shrock 1948).

Prawdopodobnie niedługo po osadzeniu się tufu nastąpił wylew lawy, która uchroniła lokalnie jeszcze zachowane tufy od rozmycia lub przerobienia przez wody płynące.

### *Lawy stropowe*

Lawy stropowe kontaktują z tufami wzdłuż ostrej granicy, której szczegóły były trudne do prześledzenia z powodu silnego spękania i zwietrzenia skały w tym miejscu.

<sup>2</sup> Stwierdzona w tufach delikatna, falista laminacja nie może być uważana za regularną teksturę warstwową, jaka wytwarza się w środowisku wodnym. Ma ona charakter niezbyt regularnego smugowania i świadczy o częściowym rozwarstwianiu się materiału w obrębie sedymentującego aerozolu.

W wszystkich odsłonięciach można obserwować w lawach regularny cios termiczny. W małych łomkach na SW zboczu wzgórza 453,0 najbardziej rzuca się w oczy gęsta, płytkowa oddzielność wzdłuż ciosu pokładowego. Natomiast w skarpach i w małym kamieniołomie na południowym stoku wspomnianego wzgórza (potok lawowy jest tu najgrubszy) obserwuje się oprócz ciosu pokładowego także regularny cios słupowy. W kamieniołomie tym (fig. 2, nr I), w ścianie północnej (bliższej spągowi), obserwuje się mniej regularny cios czworoboczny (pl. I, fig. 2); w partii dalszej od kontaktu dominują natomiast słupy pięcio- i sześcioboczne o średnicy do dwudziestu kilku centymetrów (pl. I, fig. 1).

Cios pokładowy jest równoległy do fluidalnej smużystości skały i zagina się lekko w miejscach, gdzie smużystość ta wykazuje nieznaczne, wielkopromienne undulacje.

Najświeższą skała ma barwę jasnoszarą z odcieniem wiśniowym. Można w niej obserwować dość regularne, owalne lub kuliste partie wybielone, o średnicy do 2 cm. Wybielone i nadwietrzane smugi przebiegają wzdłuż powierzchni ciosu termicznego, najczęściej równoległe do fluidalnej tekstury skały.

Struktura skały jest felzytoporfirowa. W afanitowym tle skalnym tkwią nieliczne i drobne fenokryształy kwarcu, skaleni i biotyty. Blaszki tego ostatniego minerału mogą osiągać do kilku milimetrów średnicy.

Tekstura skały jest fluidalna. Pod mikroskopem widać skałę o strukturze porfirowej z pojedynczymi fenokryształami tkwiącymi w dość jednorodnym, drobnoziarnistym tle skalnym.

Fenokryształy kwarcu (do 2 mm) z reguły zdradzają objawy korozji magmowej, a niektóre osobniki są gruntownie obtopione (pl. III, fig. 3). Wygaszanie kwarcu jest z reguły jednorodne. Oprócz apatyty nie dostrzeżono innych wrostków. Dookoła wszystkich fenokryształów kwarcu można stwierdzić charakterystyczne obwódki resorbcyjne.

Fenokryształy plagioklazów są z reguły silnie skaolinizowane. W niektórych przypadkach zachowały się resztki nie oznaczalnych plagioklazów, zbliżonych albitowo lub karlsbadzko-albitowo. Pokrój fenokryształów plagioklazów jest grubotabliczkowy do prawie izometrycznego. Wśród produktów przeobrażeń dominuje drobnołuseczkowy kaolinit, zwykle z pewną domieszką serycytu.

Fenokryształy biotyty zdradzają objawy resorpcji magmowej i otoczone są zmiennej grubości obwódkami opacytowymi. Niektóre mniejsze blaszki zostały gruntownie zresorbowane. W kilku miejscach zauważono objawy gięcia i łamania większych blaszek biotyty w czasie płynięcia lawy. Świeży biotyt jest pleochroiczny w barwach od jasnożółtej (alfa) do ciemnooliwkowobrunatnej (gamma).

W niektórych szlifach obserwowano pojedyncze, euhedralne zarysy po jakichś minerałach ciemnych, pokrojem przypominających amfibole. Minerale te zostały gruntownie przeobrażone. Pseudomorfozy tworzy ze-

spół wtórnych minerałów jak kaolinitu, serycytu, mętnego epidotu i grudek tlenków i wodorotlenków żelaza. Przeobrażeniom oparły się tylko wrostki apatyty. Drobne grudki hematytu zagęszczają się wzdłuż niektórych krawędzi przypominając obwódki opacytowe (pl. III, fig. 4).

Tło skalne stanowi zbitą i gęstą tkaninę drobnych ziarenek kwarcu, skaleni i blaszek hydromik. Hematytowy pigment skalny występuje w formie subtelnego pyłu i większych grudek. Akcesorycznie występuje apatyt, rzadziej cyrkon.

Wśród anhedralnych ziarenek kwarcu i skalenia potasowego widoczne są drobne, euhedralne listewki plagioklazu (albit, oligoklaz) osiągające do 0,3 mm. Plagioklaz ten jest często zserycytyzowany i skaolinizowany.

We wszystkich partiach tła skalnego widoczne są rozmaitej wielkości i kształtu skupienia drobnołuseczkowego kaolinitu.

Pospolicie występują drobne ksenolity skał głębszego podłoża (fyllitów i kwarcytów ordowiku). W „cieniu” niektórych porwań można dostrzec „smużki” drobnych, ostrokrawędzistych nierzadko pozazębianych ze sobą i fałście wygaszających ziarenek kwarcu. Prawdopodobnie pochodzą one z zupełnej dezagregacji wchłoniętych przez lawę skał o typie fyllitów. Przebieg owych smużek jest zgodny z fluidalną pasemkowatością skały.

#### MŁODSZY POZIOM WULKANICZNY

W młodszym poziomie wulkanicznym można wyróżnić dwa potoki lawowe (spagowy i stropowy), graniczące ze sobą wzdłuż nierównej i poszarpanej powierzchni (fig. 4; pl. II, fig. 1). Głębokość reliefu tego kontaktu jest miejscami tak znaczna, że lawy potoku stropowego mogą występować nawet stratygraficznie poniżej spagu starszego potoku lawowego.

Powierzchnia kontaktu nie ujawnia śladów erozji dokonanej przez wody płynące i raczej ma charakter pierwotnej, strzępiastej powierzchni stropowej spagowego potoku lawowego. Powierzchnia ta została pogrzebana i wyrównana przez lawy młodszego potoku w momencie, gdy starsze lawy były już zasadniczo zakrzepłe i ostygłe.

Skutkiem ogrzania stropowych partii starszych law przez produkty lawowe młodszej erupcji, wytworzył się w pobliżu kontaktu charakterystycznie zaginający się cios termiczny (fig. 4).

Lawy obu potoków różnią się zasadniczo teksturą, strukturą i charakterem ciosu termicznego. Badania mikroskopowe wykazały, że różnice te wynikają z odmiennej natury petrograficznej obu megaskopowo wyróżnionych typów law.

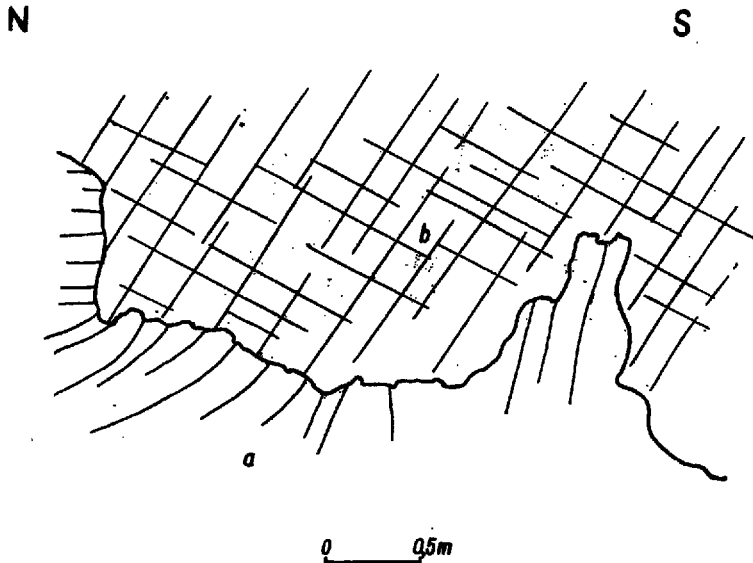


Fig. 4

Fragment wschodniej, pionowej ściany małego łomiku (w tekście na fig. 2 nr III). Lawy dwu kolejnych potoków graniczą wzdłuż nierównej, poszarpanej linii. Widoczny w starszych lawach zaginający się cios słupowy (w lewej części rysunku) związany jest z ogrzaniem ich przez produkty młodszej erupcji; a zaalbityzowany trachybazalt, b delleniit.

Fragment of the eastern, vertical wall of a small quarry (fig. 2, symbol III). The two successive lava-flows are separated by a sharp but ragged line. In the older flow a thermal incurved is jointing visible (left side of sketch). This incurvation was provoked by the heating caused by the younger flow; a albitized trachybasalt, b delleniite.

### Lawy spagowe

Są to skały barwy szarobrunatnej do brunatnoczerwonej. W afanitowym tle skalnym tkwią liczne fenokryształy skaleni (do 10 mm) i blaszki biotytu do kilku milimetrów średnicy. Skała jest porowata i łatwo wietrzeje. Tło skalne upstrzone jest plamkami i żyłkami hematytu. Na szczelinach ciosu termicznego, oprócz hematytu, pojawiają się też naloty tlenków manganu.

Cios termiczny stanowi system stromych, przecinających się pod kątem prawie prostym spękań; ciosu pokładowego brak. W skałe nadwietrzanej pojawia się nierówna, gruzłowata oddzielność rzędu 0,5—2 cm, przebiegająca zasadniczo równoległe do ciosu pokładowego w wyżej leżących lawach potoku stropowego.

Pod mikroskopem widać skałę o teksturze porfirowej z trachitowym tłem skalnym. Fenokryształy skupiają się nierzadko w zwarte grupki, dając przejścia do tekstur glomeroporfirowych. Listewki plagioklazów w tle skalnym ułożone są potokowo.

Fenokryształy tworzą plagioklaz i biotyt. W niektórych szlifach obserwowano słupki apatyty dochodzące do 0,4 mm długości.

Bardzo pospolite są pseudomorfozy (do 1 mm) po fenokryształach jakichś minerałów ciemnych, pokrojem przypominających amfibole (?). Pod względem kształtu i zespołu wypełniających je minerałów wtórnych, pseudomorfozy te odpowiadają w zupełności opisanym wyżej z law starszego poziomu wulkanicznego. Przeobrażeniom oparły się jedynie wrostki apatyty, miejscami bardzo liczne. Zarysy pseudomorfoz obwiedzione są grubymi obwódkami opacytowymi (pl. IV, fig. 1). Niekiedy we wnętrzu pseudomorfoz można stwierdzić obecność zupełnie świeżego biotyty, prawdopodobnie wtórnego (biotytyzacja amfibolu ?).

Analiza planimetryczna kilku szlifów dała wynik następujący: fenokryształy skaleni 12,9%, pseudomorfozy o pokroju amfibolu (?) 1,7%, fenokryształy biotyty 1,4%, tło skalne 84,0% objętościowych.

Fenokryształy plagioklazów są z reguły zmętniałe i nieco zserycytowane. Skład plagioklazu odpowiada albitowi, nierzadko zupełnie czystemu (0% An). Pokrój zmienia się od grubotabliczkowatego do prawie izometrycznego. Obserwowano zbliżniaczenia albitowe, karlsbadzko-albitowe, baweńskie i rzadko albitowo-peryklinowe. Wrostki w fenokryształach plagioklazu tworzą apatyt i biotyt.

Niekiedy w zmętniałych i częściowo przeobrażonych fenokryształach plagioklazu obserwowano nowotwory zupełnie świeżego i regularnie albitowo zbliżniaczonego albitu. Znaczna część fenokryształów skaleni uległa gruntownej kaolinizacji.

Fenokryształy biotyty zdradzają objawy korozji i resorpcji magmowej (obwódki opacytowe). Świeży biotyt ujawnia silny pleochroizm w barwach od jasnożółtawej (alfa) do cynamonowobrunatnej (gamma). W fenokryształach tych stwierdzono wrostki apatyty i cyrkonu.

We wszystkich szlifach można obserwować drobne ksenolity skał głębszego podłoża (fyllitów i kwarcytów ordowiku).

W trachitowym tle skalnym obok listewek plagioklazu (albitu) i drobnych blaszek hydromik występuje interstycjalny kwarc i skałek potasowy. Oba ostatnie składniki rozwinięte są anhedralnie. Pigment skalny stanowi hematyt. Dość obficie występują igły i słupki apatyty.

Tło skalne usiane jest różnej wielkości skupieniami drobnołuseczkowego kaolinitu, najczęściej występującego w pseudomorfozach po listewkach plagioklazów. Niekiedy pseudomorfozy po skaleniach wypełnia hematyt.

### *Lawy stropowe*

Są to zbite, zwykle zupełnie świeże skały barwy czekoladowo-wiśniowej. Gęsty system ciosu termicznego (pokładowego, poprzecznego i podłużnego) powoduje rozpadanie się skały na niewielkie, ostrokrawędziste, prostopadłościennie bloczki.

Struktura skały jest felzytoporfirowa z drobnymi i nielicznymi fenokryształami kwarcu, skaleni i biotyту. Porwaki skał głębszego podłoża (fyllitów i kwarcytów ordowiku) oraz otoczaki ze skał kulmowych (do 4 cm) są sporadycznie rozrzucone w całej skałe.

Tekstura skały jest wyraźnie fluidalna. Fluidalne smużki różniące się odcieniem barwy przebiegają faliście lub są silnie zmięte i pofalowane. Przebieg płaszczyzn ciosu pokładowego jest zasadniczo niezależny od fluidalnej smużystości.

Pod mikroskopem widać skałę o strukturze porfirowej, z nielicznymi fenokryształami, tkwiącymi w zbitym, drobnoziarnistym tle skalnym (pl. IV, fig. 2).

Fenokryształy kwarcu (do 1 mm) są z reguły silnie obtopione i powyżerane głębokimi zatokami korozyjnymi. Wygaszanie kwarcu jest z reguły jednorodne. Na niektórych osobnikach widoczne są obwódki reSORbcyjne.

Fenokryształy plagioklazów (oligoklaz, albit) są zwykle nieco zmełniane i zserycytyzowane. Osobniki gruntownie skaolimizowane trafiają się tu rzadziej niż w lawach starszego potoku. Pokrój zmienia się od tabliczkowatego do prawie izometrycznego. Maksymalne wymiary nie przekraczają 1 mm średnicy. Obserwowano zbliżnienia albitowe, karlsbadzko-albitowe i albitowo-peryklinowe.

Fenokryształy biotyту (do 2 mm) są zwykle silnie zresorbowane. Świeży biotyt jest pleochroiczny w barwach od żółtawej (alfa) do cynamonowobrunatnej (gamma).

Tło skalne stanowi gęsta i drobna tkanina anhedralnych ziarenek kwarcu i skalenia potasowego, między którymi przewijają się listewki plagioklazu (oligoklaz, albit) i blaszki hydromiку. Pigment skalny stanowi hematyt. Akcesorycznie występuje apatyt.

Skupienia kaolinitu w tle skalnym są mniej liczne niż w obu wyżej opisanych lawach. Kaolinit występuje przede wszystkim w pseudomorfozach po listewkach plagioklazu.

Pod mikroskopem można stwierdzić obecność licznych i na ogół drobnych ksenolitów (pl. IV, fig. 4).

W cieniu niektórych porwaków skał o typie fyllitów ciągną się smużki ostrokrawędzistych, często pozazębionych ze sobą ziarenek kwarcu. Ziarenka te pochodzą prawdopodobnie z częściowej dezagregacji wchłoniętych przez lawę skał głębszego podłoża.



## KONTAKTY LAW ZE SKAŁAMI OSADOWYMI

Bezpośrednie kontakty law ze skałami osadowymi obserwowano w spągu i stropie starszego poziomu wulkanicznego.

Pod lawami starszego poziomu wulkanicznego występują prawie luźne, źle wysortowane lecz dobrze przemyte zlepieńce o zmiennej zawartości piasku. Największe otoczaki dochodzą do 10—12 cm średnicy. Masa wypełniająca zlepieńca (typu subszarogłazu) jest pozbawiona spoiwa mineralnego. Wiśniowoczerwona barwa skały związana jest z impregnacją hematytem.

W strefie bliskiej kontaktowi (co najmniej kilka metrów grubiej) stwierdzono gruntowną kaolinizację skaleni w otoczkach gnejsów i szarogłazów. Kaolinizacji takiej nie stwierdzono w żadnej z dalej położonych odkrywek kulmu.

Hydrolityczny rozkład skaleni jest tu jedynym uchwytym przejawem kontaktowego oddziaływania na osad wyżej leżących law. Kaolinizacja skaleni w otoczkach gnejsów i szarogłazów powoduje, że otoczaki te w przypowierzchniowej partii osadu ulegają zupełnemu rozłusowaniu. Powstały w ten sposób gliniasto-piaszczysty materiał może robić wrażenie pierwotnego „spoiwa” zlepieńca. Jedynie obserwacja osadu w głębszych wkopach może zapobiec mylnej interpretacji.

Kontakt zlepieńców ze stropową powierzchnią law starszego poziomu wulkanicznego obserwowano we wkopie. Wprost na względnie równej powierzchni „porfiru”, ujawniającej zarysy szczelin ciosu termicznego słupowego, leżą średnioziarniste zlepieńce, bogate w pobliżu kontaktu w subszarogłazową masę wypełniającą. W odległości kilkudziesięciu centymetrów od kontaktu ilość masy wypełniającej maleje, a otoczaki frakcji średniej wykazują bardziej ciasne upakowanie.

W partii zlepieńca bliskiej kontaktowi znaleziono kilka otoczków (do 8 cm) nadwietrzałych skał wylewnych, megaskopowo identycznych z niżej leżącymi „porfirami”. Obserwacje te wydają się wskazywać, że stropowa powierzchnia „porfirów” została ukształtowana w wyniku erozji dokonanej przez wody płynące, które rozmyły najwyższą partię potoku lawowego.

Zlepieniec jest tu dość kruchy (brak spoiwa mineralnego). Otoczaki szarogłazów i gnejsów są świeże i nie ujawniają śladów hydrotermalnego przeobrażenia skaleni.

W bezpośrednim sąsiedztwie kontaktu law spągowych młodszego poziomu wulkanicznego obserwowano zlepieńce o nieco spieczonej, piaszczystej masie wypełniającej. Bezpośredni kontakt nie został odsłonięty. Otoczaki gnejsów i szarogłazów ujawniają więcej lub mniej zaawansowaną kaolinizację skaleni. Piaszczysta masa wypełniająca (typu subszarogłazu) jest wyraźnie twardsza niż gdzie indziej, lecz megaskopowo nie ujawnia żadnych przeobrażeń. Obserwacje szlifów mikroskopowych, poza kao-

linizacją skałeni, nie ujawniają również żadnych zmian. Ograniczony zakres przeobrażeń kontaktowych można wytłumaczyć nieobecnością mineralnego spoiwa, najbardziej podatnego na tego typu zmiany.

Przeobrażenia law i kontaktujących z nimi osadów ograniczają się zasadniczo do kaolinizacji skałeni.

W lawach starszego poziomu wulkanicznego stopień kaolinizacji maleje w miarę oddalania się od kontaktu z osadami występującymi w podłożu. W młodszym poziomie wulkanicznym lawy spągowe, kontaktujące bezpośrednio z osadowym podłożem, ujawniają znacznie bardziej zaawansowane procesy kaolinizacji skałeni, niż to można stwierdzić w lawach stropowych, oddzielonych od podłoża przez starsze erupcyjne.

Obserwacje powyższe pozwalają przypuszczać, że procesy kaolinizacji skałeni mogą być częściowo związane z działalnością pary wodnej, tworzącej się skutkiem ogrzania przez lawy zawierającego wodę, aluwialnego podłoża.

#### UWAGI ODNOŚNIE DO NOMENKLATURY SKAŁ WYLEWNYCH

Analizy chemiczne skał wylewnych, użyte mi uprzejmie przez prof. H. Teisseyre'a, zestawione są w tabeli 1.

Normatywny skład mineralny obliczony przez autora metodą CIPW podaje tabela 2. Rzeczywisty skład mineralny odbiega znacznie od składu normatywnego. Dlatego też analizy chemiczne przeliczono dodatkowo na rzeczywisty skład mineralny z utworzeniem głównych, stwierdzonych mikroskopowo, składników mineralnych jak kwarcu, skalenia potasowego, plagioklazu, biotyty i kaolinitu. W obliczeniach nie uwzględniono niewielkiej ilości hydromik w tle skalnym.

W przeliczeniach tych przyjęto następujące założenia. Cały udział drobinowy  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $TiO_2$ , część  $Fe_2O_3$  wraz z odpowiednią ilością  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  i  $H_2O$  włączono w skład biotyty. Resztę  $Fe_2O_3$  uznano za hematyt. Cały udział  $P_2O_5$  przeliczono na apatyt. Pozostałe udziały drobinowe wapna i alkaliów (po utworzeniu biotyty) związane w skalenie; nadmiar glinki wraz z odpowiednią ilością  $SiO_2$  i  $H_2O$  przeliczono na kaolinit. Pozostałą ilość  $SiO_2$  uznano za kwarc; niewielki nadmiar  $H_2O$  podano jako wodę. Wyniki obliczeń zestawione są w tabeli 3.

Z powyższych zestawień wynikają dwa zasadnicze wnioski:

- 1° wszystkie analizowane lawy różnią się między sobą składem chemicznym i proporcjami głównych minerałów skałotwórczych;
- 2° wszystkie lawy uległy hydrotermalnym przeobrażeniom, najsilniej rozwiniętym w lawach graniczących bezpośrednio z osadowym podłożem.

W „porfirach” ze starszego poziomu wulkanicznego stosunek ska-

lenia potasowego do plagioklazu wynosi w przybliżeniu 7:1. Nienormalnie wysoka zawartość kwarcu w tej skale (tab. 3) wiąże się częściowo prawdopodobnie z uwolnieniem dość znacznych ilości krzemionki, w wyniku hydrolitycznego rozkładu skałeni. Krzemionka ta w postaci przekryształizowanej (kwarcu) była obserwowana mikroskopowo w licznych większych skupieniach kaolinitu. W tle skalnym obserwowano ponad-

Tabela (Chart) 1

Skład chemiczny wulkanitów w procentach wagowych  
Chemical composition of extrusive rocks (per cent weight)

	Starszy poziom wulkaniczny Lawy stropowe Ryolit (Older volcanic assemblage Top lava-flow. Rhyolite)	Młodszy poziom wulkaniczny (Younger volcanic assemblage)	
		Lawy spagowe Zalbityzowany trachybazalt (Bottom lava-flow Albitized trachybasalt)	Lawy stropowe Dellenit (Top lava-flow Dellenite)
SiO <sub>2</sub>	75,88	67,70	74,38
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,53	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,54	16,39	13,60
FeO	0,13	0,21	0,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	4,04	1,63
MnO	0,02	0,04	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	śl.tr	0,15	śl.tr
CaO	0,24	0,44	0,57
MgO	0,21	0,40	0,20
K <sub>2</sub> O	3,68	3,37	4,69
Na <sub>2</sub> O	0,25	3,28	3,19
H <sub>2</sub> O-	0,35	0,78	0,31
H <sub>2</sub> O+	3,27	2,70	1,05
Suma (Total)	99,77	100,03	99,98

to drobne gniazda wypełnione kwarcem. Pewna ilość krzemionki może być doprowadzona przez roztwory hydrotermalne. Szczegółowe obserwacje mikroskopowe kształtu pseudomorfoz kaolinitowych doprowadziły autora do wniosku, że kaolinit tworzył się głównie kosztem skałenia potasowego, co można wytłumaczyć jeszcze wyższą pierwotnie przewagą tegoż skałenia nad plagioklazem. Wpływ procesów kaolinizacji wyraża się zatem pewnym obniżeniem ilorazu skałeni potasowy/plagioklaz.

Wychodząc z tych rozważań można lawy starszego poziomu wulkanicznego określić jako ryolity (zgodnie z terminologią Johannsena) dość silnie przeobrażone przez roztwory hydrotermalne. Skład pierwotnego

plagioklazu tych law trudno ustalić; procent anortytu w plagioklazie wyliczony z analizy chemicznej nie odpowiada wynikom pomiarów mikroskopowych. Procesy hydrotermalne oprócz kaolinizacji spowodowały także częściową albityzację omawianych law ryolitowych.

W lawach spagowych młodszego poziomu wulkanicznego stosunek skażenia potasowego do plagioklazu wynosi około 2:3. Obserwacje mi-

Tabela (Chart) 2

Normatywny skład mineralny (CIPW) w procentach wagowych  
Normative mineral composition — CIPW — (per cent weight)

	Starszy poziom wulkaniczny Lawy stropowe (Older volcanic assemblage Top lava-flow)	Młodszy poziom wulkaniczny (Younger volcanic assemblage)	
		Lawy spagowe (Bottom lava-flow)	Lawy stropowe (Top lava-flow)
Q	59,67	34,73	36,41
or	21,81	19,85	27,66
ab	1,89	27,74	27,00
an	1,20	1,17	2,84
C	8,75	6,92	2,24
en	0,52	0,98	0,49
hm	2,00	4,04	1,42
mt	—	—	0,30
il	0,32	0,53	0,26
ru	0,03	0,25	—
ap	śl.tr	0,34	śl.tr
H <sub>2</sub> O	3,62	3,48	1,36
	99,79	100,03	99,98
Suma min. fem.	2,98	6,35	2,50
% mol. an w plag. norm.	37,4	3,8	9,0
Symbol CIPW	I.(I).2.1.1.	I.(I).3.1.3.	I.(I).4.1.3.

kroskopowe wskazują, że kaolinit tworzył się zasadniczo kosztem plagioklazu (w fenokryształach i drobnych listewkach tła skalnego). Kaolinizacja wpłynęła więc na dość znaczny wzrost ilorazu skażeń potasowy/plagioklaz. Pierwotnie zatem istniała w tych lawach większa przewa-

Tabela (Chart) 3

Przybliżony rzeczywisty skład mineralny w procentach wagowych  
Real mineral composition (per cent weight)

	Starszy poziom wulkaniczny Lawy stropowe (Older volcanic assemblage Top lava-flow)	Młodszy poziom wulkaniczny (Younger volcanic assemblage)	
		Lawy spagowe (Bottom lava-flow)	Lawy stropowe (Top lava-flow)
Kwarc (quartz)	49,7	27,2	34,1
Skaleń potasowy (K-feldspar)	20,4	17,2	26,3
Plagioklaz (plagioclase)	3,1	28,9	29,8
Kaolinit (kaolinite)	22,2	17,5	5,7
Biotyt (biotite)	3,0	5,5	2,8
Hematyt (hematite)	1,1	2,5	0,8
Apatyt (apatite)	śl.tr	0,3	śl.tr
H <sub>2</sub> O	0,5	0,9	0,5
	100,0	100,0	100,0

ga ilościowa plagioklazu nad skaleniem potasowym, niż ma to miejsce obecnie. Występowanie w tych skałach prawie czystego albitu obok silnie zaawansowanych procesów hydrotermalnych (kaolinizacja, hematytyzacja) nasuwa przypuszczenie, że pierwotnie plagioklaz ten był bogatszy w anortyt i uległ późniejszej albityzacji<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> Za wtórną genezę albitów w tych skałach przemawiają ich szczególne własności optyczne. Skalenie te o składzie 0 a rzadziej 5% mol. An są, według oznaczeń A. Nowakowskiego, optycznie ujemne. Ich kąt osi optycznych 2V<sub>u</sub> wynosi 65–87,5° ±1°, przy czym wychodnie osi optycznych są przy pomiarach tych skaleni osiągalne w przekrojach zbliżonych do kierunku prostopadłego do osi krystalograficznej X. Albity te w przekrojach poprzecznych do kierunku optycznego gamma wykazują kąt osi optycznych 2V<sub>y</sub> większy od 90°, to jest 95–96°. Identyczne własności optyczne wykazał A. Nowakowski (Wulkanity permskie Gór Suchych w niecce śródsudeckiej, Warszawa 1964, praca w druku) we wtórnych albitach (o składzie 0–4% mol. An) wulkanitów permskich niecki śródsudeckiej, powstałych z pierwotnie bardziej zasadowych plagioklazów o składzie andezynu i labradoru.

Świadczy to o podobnym charakterze rozwojowym późnopalaeozoicznych wulkanitów w niecce śródsudeckiej. Za oznaczenie charakteru optycznego albitu i powyższe uwagi pragnę złożyć dr. A. Nowakowskiemu serdeczne podziękowanie.

## WNIOSKI I ZAKOŃCZENIE

1. Tak zwane porfiry, występujące wśród kulmu między Starymi Bogaczowicami a Sadami Górnymi, nie są intruzjami żyłowymi wieku górnokarbońskiego lub dolnopermskiego, lecz produktami dolnokarbońskiego wulkanizmu powierzchniowego, współczesnego sedimentacji górnej części kulmu z Sądów Górných.

2. Działalność wulkaniczna na omawianym obszarze przejawiała się cyklicznie. Lawy występują tu co najmniej w dwu poziomach stratygraficznych, przedzielonych skałami osadowymi.

3. Występujące na omawianym obszarze lawy są petrograficznie o wiele bardziej zróżnicowane, niż to wynika z opracowań niemieckich. Żaden z wyróżnionych typów skalnych nie może być określany mianem porfiru felzytowego.

4. W starszym poziomie wulkanicznym autor wyróżnił dwa potoki lawowe, przedzielone warstwą tufu pizolitowego. Lawy obu potoków są petrograficznie identyczne i odpowiadają ryolitom, w znacznym stopniu hydrotermalnie przeobrażonym.

5. Tufy pizolitowe pod względem składu mineralnego są odpowiednikiem ryolitów, wśród których występują.

Pierwotna natura wiroklastyczna tła skalnego została gruntownie zatarta przez procesy rekrytalizacji i późniejsze przeobrażenia hydrotermalne. Popiół wulkaniczny sedimentował z rozcieńczonego aerozolu za sprawą normalnych prądów powietrznych. Osad gromadził się na powierzchni ładu stałego. Lokalne występowanie tufu może być wytłumaczone usunięciem przez wody płynące znacznej części sypkiego popiołu, który pierwotnie pokrywał większe tereny.

6. W młodszym poziomie wulkanicznym autor wyróżnił dwa potoki lawowe. Kontakt obu tych potoków przebiega wzdłuż niezerodowanej powierzchni starszego potoku lawowego. Lawy starszego potoku odpowiadają zalbityzowanym trachybazaltom lub trachyandezytom, ewentualnie może z przejściami do latytów. Lawy młodszego potoku są częściowo zalbityzowanymi dellenitami.

7. Osady kulmowe leżące pod lawami zostały częściowo przeobrażone przez roztwory hydrotermalne (głównie kaolinizacja skaleni). Osady leżące ponad lawami starszego poziomu wulkanicznego nie zdradzają objawów kontaktowego przeobrażenia. Powierzchnia kontaktu ma charakter erozyjny i została ukształtowana w wyniku akcji wód płynących.

Najstarsze dotychczas znane przejawy wulkanizmu karbońskiego w miecce śródsudeckiej (tufy) przytaczano z warstw walbrzyskich (namur, Bederke 1943, por. Kozłowski 1963). Lawy i tufy opisane przez autora z najstarszego kulmu niecki śródsudeckiej wskazują, że działalność wul-

kaniczna w obrębie śródsudeckiego basenu sedimentacyjnego rozpoczęła się znacznie wcześniej, niż to dotychczas przyjmowano.

Wulkanizm ten, rozwijający się współcześnie z przebiegiem procesów sedimentacji, wydaje się pozostawać w związku z ruchami tektonicznymi, kontrolującymi m.in. rozwój kulmowego basenu sedimentacyjnego w Sudetach Środkowych.

Następstwo law w młodszym z opisanych wyżej poziomów wulkanicznych przypomina cykle erupcyjne powtarzające się później w górnym karbonie, a zwłaszcza w dolnym permie: erupcja inicjalna dostarczyła law bardziej zasadowych (trachybazaltów), po których nastąpił wylew bardziej kwaśnych law (dellenitów)<sup>4</sup>.

Opisane przez autora tufy są megaskopowo podobne do tufów pizolitowych, występujących w czerwonym spągowcu (przykładowo w Sadach Dolnych — Dathe & Zimmermann 1912, lub w okolicach Łomnicy — Nożanka 1958).

W Sudetach można napotkać izolowane wystąpienia tufów leżących wprost na starszym podłożu i nie związanych z żadną datowaną serią skalną. Tufy takie były dotychczas powszechnie zaliczane do czerwonego spągowca. W związku ze stwierdzeniem przez autora podobnych megaskopowo utworów piroklastycznych w dolnym karbonie, taka uproszczona interpretacja stratygraficzna wydaje się ryzykowna.

Pracownia Geologii Starych Struktur  
Zakładu Nauk Geologicznych PAN  
Wrocław, ul. Cybulskiego 30  
Wrocław, w grudniu 1964 r.

#### LITERATURA CYTOWANA

- BEDERKE E. 1929. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. — Fortschr. Geol. Paläont., Bd. 7, H. 23. Berlin.
- BERG G., DATHE E. & ZIMMERMANN E. 1906. Geologische Karte von Preuss. u. benach. Bundesstaaten, Blatt Freiburg. Berlin.
- DATHE E. & ZIMMERMANN E. 1912. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preuss. u. benach. Bundesstaaten, Blatt Freiburg (Lief. 145). Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- GUŃIA T. 1962. Fauna otoczków wapieni a zagadnienie wieku zlepieńców z Witoszowa — Dolny Śląsk (The fauna of limestone pebbles and the problem of age of the Witoszów conglomerates). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 32, z. 4. Kraków.
- HOEHNE K. 1942. Über die Kontaktwirkung von Porphyry auf die hydrothermalen Gangtrümer im Waldenburger Bergbauegebiet. — Jh. Reichsanst. Bodenforsch., Bd. 62. Berlin.
- JOHANNSEN A. 1948—1949. A descriptive petrography of the igneous rocks. The University of Chicago Press. Chicago.
- KOZŁOWSKI S. 1963. Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej — Dolny Śląsk (The geology of Permian volcanites in the

<sup>4</sup> Na zależność tę zwrócił mi uwagę dr A. Nowakowski.

- central part of the Inner Sudetic Basin — Lower Silesia). — *Prace Geol. PAN* Oddz. w Krakowie, nr 14. Warszawa.
- NOŻANKA M. 1958. Materiały do znajomości skał wulkanicznych z Łomnicy i Górnika Małego na Dolnym Śląsku (Contribution to the study of volcanic rocks from Łomnica and Górnik Mały — Lower Silesia). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 18, z. 1. Kraków.
- PAWLIK D. 1939. Zur Stratigraphie des südlichen Freiburger Oberdevongebietes (Schlesien). — *Jb. Mineralogie etc., Beil.-Bd. 81, Abt. B.* Berlin.
- PETTICHOHN F. J. 1957. *Sedimentary rocks.* Harper Brothers. New York.
- RADWAŃSKI S. 1952. Paleogeografia i sedimentacja kulu w północnej części niecki śródsudeckiej (Paleogeography and sedimentation of the Culm in the northern part of the Intrasudetic Basin). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 79. Warszawa.
- SHROCK R. R. 1949. *Sequence in layered rocks.* (Mc Graw-Hill Book Co. INC. New York, Toronto, London.
- SMULIKOWSKI K. & TEISSEYRE H. 1953. Przewodnik do wycieczek XXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Sudetach w r. 1951 (Guide des excursions de la XXIV Réunion de la Société Géologique de Pologne dans les Sudètes en 1951). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 21, z. 4. Kraków.
- TEISSEYRE A. K. 1963. Budowa geologiczna okolic Lubomina ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk sedimentologicznych. Praca magisterska. Wrocław.
- TEISSEYRE H. 1946. Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w roku 1947 (On geological investigations in the Sudeten carried out during the summer season 1947). — *Z badań fizjograficznych nad Polską Zachodnią*, nr 1. Poznań.
- 1952. Budowa geologiczna północnej okolicy Wałbrzycha (Geological structure of the northern region of Wałbrzych). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 62. Warszawa.
  - 1952a. Zagadnienie utworów dewońskich i diabazów w Strumyku na północ od Wałbrzycha, Sudety Środkowe (The Upper Devonian and the diabases in the locality Strumyk, north of Wałbrzych, Central Sudeten). — *Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 21, z. 3. Kraków.
  - 1956. Depresja Świebodzić jako jednostka geologiczna (Świebodzić depression as a geological unit). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 106. Warszawa.
  - 1957. Ustęp 10 i 12 rozdziału III w Regionalnej Geologii Polski, t. III Sudety, z. 1. Kraków.
  - 1960. Karbon dolny Sudetów Środkowych (The Lower Carboniferous of the Middle Sudeten). — *Ann. Silesiae*, vol. 1. Wrocław.
- WENTWORTH C. K. & WILLIAMS H. 1932. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. — *Rep. Comm. Sedim. 1930—1932. Natl. Research Council.*
- ZIMMERMANN E. 1922. Die Gänge und Stöcke von Porphyry im Katzbach- und Waldenburger Gebirge in Schlesien. — *Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 41, T. 2, H. 1.* Berlin.
- ZAKOWA H. 1953. Fauna kulmowa z Jabłowa na Dolnym Śląsku (The Culm fauna from Jabłów in Lower Silesia). *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 72. Warszawa.
- 1958. Górny wizen dolnokarbońskiejskiej niecki śródsudeckiej (Upper Viséan of the Lower Carboniferous Intrasudetic Basin). — *Kwartalnik Geol.*, t. 2, z. 3. Warszawa.
  - 1963. Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach (Stratigraphy and facial extents of the Lower Carboniferous in Sudetes). — *Ibidem*, t. 7, z. 1.



A. K. TEISSEYRE

## ON THE LOWER CARBONIFEROUS VOLCANISM OF THE INTRASUDETIC BASIN:

### NEW DATA ABOUT ERUPTIVE AND PYROCLASTIC ROCKS

#### (Summary)

**ABSTRACT:** The writer reports that the so called "felsitic porphyries", occurring in the Culm between Stare Bogaczowice and Sady Górne, are not Upper Carboniferous or Lower Permian intrusive veins but lava-flows formed in result of Lower Carboniferous volcanism simultaneously with sedimentation of the Culm of Sady Górne. The lava-flows occur at least in two stratigraphic assemblages separated by sediments. The presence of pisolitic tuffs has been noted in the older volcanic assemblage. The petrographic characteristics of the lava-flows and the tuffs are here briefly described and a new nomenclature for extrusive rocks suggested.

The so called „felsitic porphyries” occurring in the Culm between Stare Bogaczowice and Sady Górne (fig. 1) have so far been regarded as sills, Upper Carboniferous or Lower Permian in age (Dathe & Zimmermann 1912, H. Teisseyre 1957). During the 1963 and 1964 summer field seasons the writer has determined that the above mentioned „porphyries” are not intrusive forms but lava-flows. The volcanic activity was here cyclic in character and contemporaneous with the sedimentary processes. It led to the formation of at least two volcanic assemblages, separated by sediments (figs. 2—3).

The deposits, among which the lava-flows occur, belong to the oldest Culm member in the Intrasudetic basin known as the Culm of Sady Górne (H. Teisseyre 1952, 1957). They consist mainly of polymictic medium-grained conglomerates occasionally with boulders. The conglomerates are interbedded by several intercalations of subgraywackes (according to Pettijohn 1957) and of siltstones. These interbeddings of the fine-grained deposits occur repeatedly and thus emphasize the cyclic sedimentation so characteristic of the Culm (A. K. Teisseyre 1963).

Two lava-flows, a top and a bottom one have been distinguished in each of the volcanic assemblages here.

#### THE OLDER VOLCANIC ASSEMBLAGE

The rock sequence found here is as follows (figs. 2—3): bottom lava-flow (up to 4 m.), 1.5 m. thick bed of tuff with „mud balls”, or „volcanic pisolites” (Shrock 1948), top lava-flow (up to 25 m.). The petrography of the two lava-flows is identical.

Kaolinization of feldspars in roundstones of such rocks as gneisses and graywackes has been observed in conglomerates underlying the bottom lava-flow.

Lavas resting on the conglomerates are crowded with sedimentary material gathered up from the bedrock (sand and gravel). These sometimes occur in such abundance as to form „lava-cemented conglomerates”. The amount of sedimentary material in the lava-flows decreases with increasing distance from the contact. Several molds of twigs of Calamites have been found in the top of the lava-flow.

The lavas of the younger or top lava-flow overlying the tuffs are characterized by a regular thermal jointing (pl. I, figs. 1—2). They are light-grey rocks with felsitoporphyritic texture and fluidal structure. Small phenocrysts of quartz (pl.

III, fig. 3) and those of mostly kaolinized plagioclase; also biotite flakes are discernible under the microscope. Pseudomorphs after strongly altered dark minerals (amphiboles?, pl. III, fig. 4) occur here and there.

Quartz, K-feldspar, kaolinite, hydromica, some plagioclase and accessory apatite have been found in the groundmass. The rock pigment is due to hematite.

The chemical analysis and its resulting data are shown in charts 1-3 from which it may be reasonably concluded that the lava here considered is a rhyolite strongly hydrothermally altered (kaolinization, enrichment in silica).

Conglomerates overlie the top lava-flow. The contact is of erosional character and it is a result of the action of running waters. Roundstones of underlying rhyolites have been found in the conglomerate.

In mineral composition the tuffs correspond to the rhyolites in which they occur. Detached specimens of volcanic pisolites, up to 5 cm. in diameter (pl. I, figs. 3-4), are embedded in the aphanitic groundmass. The pisolites are built of the same tuff material as the surrounding rock and are coated by a thin film of iron oxides (pl. III, fig. 2). Lapilli are less frequent, they lack the ferrous films and display microfelsitic texture under the microscope.

Thin sections of tuff reveal a fine-grained rock showing strong hydrothermal alteration. The vitroclastic nature of the groundmass has been completely effaced by processes of recrystallisation and subsequent hydrothermal alterations (mainly kaolinization). The rock texture is porphyritic. Of the crystalloblasts only quartz is preserved (pl. III, fig. 1) while the crystalloblasts of feldspars and biotite show strong alteration.

The rock structure is either homogenous or finely laminated. The dimensions of the volcanic pisolites diminish towards the top of the deposit. The tuff bed was most likely deposited in the course of one depositional phase as a result of a single strong volcanic eruption (Shrook 1948).

The ashes assembled on land sedimented from diluted aerosol thanks to normal air currents (Pettijohn 1957).

#### THE YOUNGER VOLCANIC ASSEMBLAGE

Two lava-flows with a total thickness of 18 m. have been distinguished here. They contact along the original, uneven and ragged surface (pl. II, fig. 2) without any traces of erosion. At the time of the eruption of the top lava the bottom lava-flow was already firmly consolidated (see also fig. 4).

In the conglomerates underlying the lavas we may detect that the subgraywacke filling is caked and the feldspars kaolinized both in the subgraywacke and in the roundstones of the conglomerate.

The two lava-flows differ in petrography. The bottom lava-flow consists of red-brown rocks with a porphyritic texture, containing feldspar phenocrysts up to 10 mm. in diameter and biotite flakes a few millimetres in diameter.

Under the microscope we see a rock of porphyritic texture, with phenocrysts of plagioclase (12.9% of volume) and of biotite (1.48% of volume), embedded in a trachytic groundmass. The phenocrysts of plagioclase are often strongly kaolinized. In opposition to generally fresh biotite the occurrence is noted of pseudomorphs (1.75% of volume) after some strongly altered dark minerals, possibly amphiboles? (pl. IV, fig. 1).

Quartz does not produce phenocrysts and it occurs only in the interstices of the groundmass. The trachytic groundmass consists of plagioclase (albite), K-feldspar, kaolinite, hydromica, quartz and of apatite. The rock pigment is due to hematite.

The results of the chemical analysis and its computed data are given in charts 1—3. In chemical composition the rock here described differs considerably from the above discussed rhyolites. The presence of secondary albite, with a decrease in the amount of silica, reasonably suggests that the here discussed lavas are the hydrothermal alterations either of trachybasalts or of trachyandesites, possibly passing into latites<sup>1</sup>. The hydrothermal alterations have caused the albitisation of an originally more basic plagioclase, the general kaolinization of the rock and the influx of a certain amount of hematite. The enrichment of the rock in silica is partly connected with the kaolinization of the rock, partly, perhaps, with the supply of this constituent from the outside.

The top lava-flow consists of chocolate-cherry coloured rocks with porphyritic texture and distinctly fluidal structure. Under the microscope we can see small phenocrysts (up to 2 mm.) of quartz, of plagioclase (oligoclase, albite), and biotite flakes (pl. IV, figs. 2—3). Quartz, plagioclase (oligoclase, albite), K-feldspar, hydromicas, some kaolinite and accessory apatite have been found in the ground-mass. The rock pigment is due to hematite.

The results of chemical analysis and the computed data are given in charts 1—3. They indicate that the here discussed rock is a dellenite showing relatively small hydrothermal alteration (partial albitisation and kaolinization of the rock).

The strongest hydrothermal alteration is displayed by lavas, which are in direct contact with the sedimentary bedrock (rhyolites and trachybasalts).

Small xenoliths of the deep substratum (mainly phyllites) occur in all the lavas (pl. IV, fig. 4).

### CONCLUSIONS

The oldest expressions of Carboniferous volcanism, so far reported from the Intrasudetic Basin, are those described from the Namurian of the so called Wałbrzych beds (Bederke 1943, see Kozłowski 1963). The tuffs and lavas, found by the writer in the oldest Culm deposits of the Intrasudetic Basin, indicate that surface volcanism within the Intrasudetic sedimentary area had begun much earlier than it has hitherto been supposed.

The age of the Culm deposits (the Culm of Sady Górne), in which occur the lavas and tuffs described by the writer, has not been accurately determined. We only know that these deposits are younger than the sediments of the Świebodzice depression (Upper Devonian—Lowermost Carboniferous, H. Teisseyre 1956) but older than the partly marine Culm deposits of Szczawno (Upper Viséan, Zakowa 1953, 1958, 1963).

Volcanic activity was cyclic in character and occurred contemporaneously with processes of sedimentation. The volcanism here is probably connected with the tectonic movements which are also responsible for the development of the Lower Carboniferous sedimentary basin in the Central Sudetes.

In the younger volcanic assemblage the sequence of lavas resembles that subsequently repeated in the Upper Carboniferous, particularly during the Lower Permian. The eruptive cycle here begins with more basic lavas (trachybasalts) followed by the eruption of more acid lavas (dellenites)<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> The albite in these lavas has the optical characteristics of secondary mineral. Dr. A. Nowakowski has kindly determined the optic character of albite.

<sup>2</sup> The writer's attention to this sequence was drawn by Dr. A. Nowakowski.

Pisolithic tuffs, resting directly on an older bedrock and not connected with any dated rock series, are sporadically encountered in the Sudetes. Megascopically they resemble the tuffs described by the present writer from the Culm. Tuffs of this kind have so far been currently assigned to the middle Rotliegendes (Lower Permian); this simplified classification, however, seems a bit risky.

#### ACKNOWLEDGMENTS

The writer is anxious to convey his words of thanks and gratitude to all who offered their kind help during the preparation of the present paper: to Professor Dr. H. Teisseyre, Head of the Laboratory of the Geology of Old Structures, for the interest taken in this work; to Dr. A. Nowakowski from the Chair of Petrography at the Warsaw University for help in the execution of thin sections, in the interpretation of above considered petrographic problems and in the reading through and correcting of the text; to Dr. H. Dziedzicowa from the Laboratory of the Geology of Old Structures, to Dr. T. Gumia from the Institute of Stratigraphic Geology of the Wrocław University and to all his colleagues, for the most interesting discussions and generous help.

*Laboratory of Old Structures  
of the Institute of Geological Sciences  
Polish Academy of Sciences  
Wrocław, ul. Cybulskiego 30  
Wrocław, December 1964*

#### OBJAŚNIENIA DO PŁANSZ I—IV

##### DESCRIPTION OF PLATES I—IV

##### PL. I

- 1 — Fragment zachodniej ściany małego łomilku (w tekście na fig. 2 nr 1). Widoczny jest wieloboczny cios słupowy w ryolitach starszego poziomu wulkanicznego. Gęsty cios pokładowy powoduje dzielenie się słupów na zmiennej grubości płytki.

Part of the western wall of a small quarry (text-fig. 2, no. 1), showing polygonal columnar jointing in rhyolites of the older volcanic assemblage. Closely spaced horizontal joints divide the columns into tablets of varying thickness.

- 2 — Fragment północnej ściany tego samego łomilku. Widoczny jest drobniejszy i mniej regularny, czworoboczny cios słupowy oraz gęsty cios pokładowy, powodujący dzielenie się słupów na tabliczki. Cios taki występuje w pobliżu spągu potoku lawowego. Długość widocznego na zdjęciu odcinka styliska wynosi 45 cm.

Fragment of northern wall of same quarry. The jointing seen here is finer and less regular, the quadrilateral columnar type. A closely spaced horizontal jointing causes the division of columns into tablets. The latter type occurs near the bottom of the lava-flow. Part of handle seen in the photograph is 45 cm. long.

- 3 — Pizolity wulkaniczne wydobyte z tufu pobranego z rowu nr 12 (lokalizacja na mapce w tekście — fig. 2).

Volcanic pisolites extracted from tuff collected in test-pit no. 12 (see map in text — fig. 2).

- 4 — Okruchy tufu z pizolitami wulkanicznymi. Lokalizacja jak wyżej. W lewym dolnym rogu zdjęcia widoczny jest największy pizolit wydobyty z tufu.

Tuff with volcanic pisolites (localisation as in fig. 2). The largest pisolite extracted from the tuff is seen in the left bottom corner of the photograph.

#### PL. II

Fragment wschodniej, pionowej ściany małego kamienia (na fig. 2 w tekście nr III). Widoczny jest kontakt law potoku spagowego (zalbityzowany trachybazalt, w dole zdjęcia) z lawami potoku stropowego (dellenit), przebiegający wzdłuż czarnej linii. Długość młotka 53 cm

Fragment of eastern vertical wall of a small quarry (text-fig. 2, no. III). The contact of lavas of the bottom flow (albitized trachybasalt at bottom of photograph) with those of the top flow (dellenite) runs along the black line. Length of hammer is 53 cm.

#### PL. III

- 1 — Tuf pizolitowy z rowu nr 12 (lokalizacja na fig. 2 w tekście). Widoczny jest silnie skorodowany i częściowo obtopiony kryształoklast kwarcu  $\times 100$   
Nikole skrzyżowane

Pisolitic tuff from test-pit no. 12 (localisation as in text-fig. 2) showing a strongly corroded and partly melted quartz crystalloclast  $\times 100$   
Crossed nicols

- 2 — Fragment małego pizolitu wulkanicznego, tkwiącego w tufie. Lokalizacja jak wyżej. Powierzchnia pizolitu obwiedziona jest cienką obwódką tlenków i wodorotlenków żelaza  $\times 100$   
Nikole skrzyżowane

Fragment of a small volcanic pisolite embedded in tuff. Localisation as above. The surface of the pisolite is coated by a thin film of oxides and iron hydroxides  $\times 100$   
Crossed nicols

- 3 — Ryolit ze starszego poziomu wulkanicznego (na fig. 2 w tekście nr I). Widac skorodowany fenokryształ kwarcu, tkwiący w silnie skaolinizowanym tle skalnym. Dookoła fenokryształu można dostrzec wąską obwódkę resorbcyjną  $\times 230$   
Nikole skrzyżowane

Rhyolite from the older volcanic assemblage (text-fig. 2, no. I), showing a corroded quartz phenocryst embedded in a strongly kaolinized groundmass. A narrow resorption rim is seen round the phenocryst  $\times 230$   
Crossed nicols

- 4 — Ryolit, lokalizacja jak wyżej. W silnie skaolinizowanym tle skalnym widoczna jest pseudomorfoza po gruntownie przeobrażonym mineralu ciemnym (amfibolu?)  $\times 230$   
Nikole skrzyżowane

Rhyolite, localisation as above. Pseudomorphs after completely altered dark mineral (amphibole?) is visible in strongly altered groundmass  $\times 230$   
Crossed nicols

#### PL. IV

- 1 — Zalbityzowany trachybazalt z potoku spągowego młodszego poziomu wulkanicznego (na fig. 2 w tekście nr III). Wśród silnie skaolinizowanego tła skalnego widoczna jest pseudomorfoza po gruntownie przeobrażonym mineralu ciemnym (amfibolu?), obwiedziona obwódką opacytową  $\times 100$   
Nikole skrzyżowane

Albitized trachybasalt from the bottom flow of the younger volcanic assemblage (text-fig. 2, no. III). Pseudomorphs after completely altered dark mineral (amphibole?), coated by an opacite rim, is seen in the strongly kaolinized groundmass  $\times 100$   
Crossed nicols

- 2 — Dellenit z potoku stropowego młodszego poziomu wulkanicznego (lokalizacja jak wyżej). Częściowo skaolinizowany fenokryształ plagioklazę tkwi w drobnoziarnistym, nieznacznie przeobrażonym tle skalnym  $\times 100$   
Nikole skrzyżowane

Dellenite from the top flow of the younger volcanic assemblage (localisation as above). A partly kaolinized phenocryst of plagioclase embedded in a fine-grained, slightly altered groundmass  $\times 100$   
Crossed nicols

- 3 — Dellenit, lokalizacja jak wyżej. Widoczny jest głęboko skorodowany fenokryształ kwarcu (biały) oraz silnie skaolinizowany fenokryształ plagioklazę  $\times 100$   
Nikole skrzyżowane

Dellenite, localisation as above, showing a deeply corroded (white) phenocryst of quartz, and strongly kaolinized phenocryst of plagioclase  $\times 100$   
Crossed nicols

4 -- Dellenit, lokalizacja jak wyżej. Widać drobny porwań skał podłoża (prawdopodobnie fyllitu ordowickiego)

× 100

Nikole skrzyżowane

Dellenite, localisation as above, showing a minor xenolith of the bedrock (probably of Ordovician phyllite)

× 100

Crossed nicols

Wszystkie fotografie wykonał autor  
All photographs taken by the author

---

