

Maria TARNOWSKA

Dolnodewońskie skały polimiktyczne i tufogeniczne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich

WSTĘP

Badając rudoność pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich, zgromadziłam wiele nowych materiałów pozwalających dokładniej poznać profil litologiczny niższej części dewonu. W kilkunastu płytkich otworach wiertniczych, zrealizowanych w ramach prac Oddziału Świętokrzyskiego IG w południowej strefie brzeżnej synklinorium kieleckiego (pomiędzy Iwaniskami na wschodzie, a Radlinem na zachodzie), zbadałam utwory pogranicza emsu i eiflu, a ponadto w trzech wierceniach uzyskałam pełne profile dewonu dolnego (Haliszka-1, Zdobiec-1, Cedro-1). Łącznie z profilami otworów Barwinek-1 oraz Zaręby-2 istnieje obecnie pięć punktów w regionie kieleckim, w których przebadano pełny profil emsu.

Badania nad rozwojem litologicznym niższej części dewonu nie zostały jeszcze zakończone. Zebrane jednak dotychczas materiały oraz obserwacje petrograficzne, ilościowa analiza oraz korelacja litologiczna pozwoliły na odtworzenie budowy profilu dewonu dolnego w znacznej części regionu kieleckiego, a także wykazały istotne znaczenie pstrych polimiktycznych utworów w tym profilu. Ponieważ pstre skały stanowiące, jak się okazało, znaczną część profilu dewonu dolnego nie zostały dotychczas petrograficznie zdefiniowane, celem niniejszej pracy jest podanie wstępnej charakterystyki litologiczno-petrograficznej tych skał wraz z określeniem ich pozycji w profilu dewonu.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA NOWYCH MATERIAŁÓW DOLNODEWONSKICH

Profil dewonu dolnego w Górach Świętokrzyskich jest poznany w małym stopniu. Słaba znajomość stratygrafii, litologii i paleogeografii uwarunkowana jest — z jednej strony — brakiem pełniejszych odsłoneń, z drugiej zaś — dużą zmiennością litologii i niestałością warunków paleogeograficzno-facjalnych cechujących ten okres.

Podstawę dotychczasowej znajomości profilu niższej części dewonu Gór Świętokrzyskich stanowiły odsłonecia naturalne i sztuczne (kamie-

niolomy), znajdujące się w większości w regionie łysogórskim. Dewon dolny posiada tu pełniejszy profil, większą miąższość, zawiera lokalnie znaczne nagromadzenie szczątków organicznych i został stosunkowo lepiej poznany, głównie dzięki pracom J. Czarnockiego (1936) i H. Łobanowskiego (1965).

Dewon dolny w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich cechuje niewielka i zmienna miąższość, ubogi inwentarz fauny i flory oraz niepełny profil, ograniczony prawdopodobnie do emsu (J. Czarnocki, 1936; M. Pajchłowa, 1959, 1962). Większość odsłonień znajduje się w szczytowych partiach wzgórz zbudowanych z odpornych na wietrzenie piaskowców kwarcytowych, które stanowią jeden kompleks litologiczny, tzw. środkowy kompleks piaskowcowy (M. Tarnowska, 1967, 1969b). Odsłonięcia te reprezentują więc zazwyczaj mały fragment profilu i nie stwarzają podstawy do prawidłowego odtworzenia pełnego profilu litologicznego dewonu dolnego.

Spośród skał dolnodewońskich obiektem zainteresowań surowcowych były od dawna piaskowce kwarcytowe. Stanowiły one przedmiot badań litologiczno-petrograficznych szeregu autorów i zostały dotychczas najlepiej opracowane (M. Harapińska-Depciuch, 1957; A. Morawiecki, 1960; M. Ruśkiewicz, 1960; S. Lewowicki, M. Ruśkiewicz 1966).

Pospolite w profilu emsu pstry czerwone utwory nie zostały dotychczas petrograficznie zdefiniowane, toteż określane były przez różnych autorów bardzo rozmaicie, np. jako czerwone „piaskowce”, „mułowce”, „iły”, „łupki” czy „gliny”. Mimo trudnych terenowych warunków pstry, a najczęściej czerwone utwory opisywane były w obrębie synklinorium kielecko-łagowskiego przez J. Samsonowicza (1917), M. Ruśkiewicz (1960), a w antyklinorium dymińskim przez J. Czarnockiego (1936) i innych. O pstrych dolnodewońskich utworach napotkanych w wierceniach wspominają: E. Cieśla (1964), H. Żakowa i H. Jurkiewicz (1966), H. Serwan (1968) i inni. Stwierdziłam je również w kilkunastu otworach wiertniczych badających pogranicze D_2 — D_1 oraz pełne profile emsu (M. Tarnowska, 1967, 1969b).

Przy małej ilości odsłonień decydujące znaczenie dla poznania profilu niższej części dewonu w regionie świętokrzyskim posiadają otwory wiertnicze. Na podstawie zgromadzonych ostatnio materiałów wiertniczych oraz wykonanych pomocniczo powierzchniowych badań elektrooporowych określona została miąższość rzeczywista dewonu dolnego w znacznej części regionu kieleckiego.

We wschodniej części badanej strefy brzeżnej synklinorium kieleckiego miąższość dewonu dolnego wynosi od 110 do 150 m, natomiast w zachodniej — w okolicach Radlina — ok. 80 m (M. Tarnowska, 1967, 1969b).

W poszczególnych otworach wiertniczych miąższości dewonu dolnego kształtują się następująco: Haliszka-1 — 127,1 m, Zareby-2 — 124,2 m, Zdobiec-1 — 81,4 m, Cedro-1 — 77,1 m, Barwinek-1 — ok. 25 m. Stwierdzono więc, że miąższość dewonu dolnego jest zmienna i uzależniona w znacznej mierze od morfologii podłoża staropaleozoicznego.

Dewon dolny leży niezgodnie i przekraczającą na różnowiekowych utworach starszego paleozoiku, np. w otworach wiertniczych Haliszka-1 i Zdobiec-1 na kambrze środkowym, w wierceniach Zareby-2 na kambrze dolnym protolenusowym, a w otworze Cedro-1 na sylurze dolnym. Wiel-

kość dyskordancji kątovej pomiędzy dewonem a starszym paleozoikiem pomierzona w rdzeniach wiertniczych jest zmienna i waha się w granicach 6—25°.

W dolnodewońskich profilach otworów wiertniczych w obrębie szarych mułowców ilastych obu pstrych kompleksów znajdowano drobny detrytus flory oraz psylofity (tabl. I, fig. 4). W piaskowcach kwarcytowych środkowego kompleksu litologicznego obserwowano odciski plakoderm i ostrakoderm (tabl. I, fig. 5). W niektórych wierceniach w szarych mułowcach występują odciski małżów (tabl. I, fig. 3); spotykano również charakterystyczne ławice niejednorodnych piaskowców ilastych, przepęnlone rurkowymi tworami bioglifowymi (Zdobiec-1, Cedro-1). Badania paleofitologiczne L. Jakubowskiej wykazały istnienie bogatego zespołu mikroflory. Najliczniej reprezentowane są rodzaje *Retusotriletes*, *Emphanisporites* i *Leiotriletes*, wśród których oznaczono 5—13 gatunków oraz *Geminospora*, *Dibolisporites*, *Acinosporites*, *Stenozonatriletes* i inne. Wiek przebadanych mikroflorystycznie profili określono w granicach zigen-ems (L. Jakubowska, 1968).

Granicę dewonu dolnego ze starszym paleozoikiem można dość jednoznacznie określić przede wszystkim na podstawie wyników badań mikroflorystycznych, różnic litologicznych, sedimentologicznych, niezgodności kątovej oraz zapisu karotazu geofizycznego. Granica ems — eifel jest natomiast trudniejsza do wyznaczenia. Ze względu na ubóstwo i złe zachowanie szczątków organicznych nie została ona dotychczas paleontologicznie zdefiniowana. W oparciu o kryteria litologiczne granicę tę można wstępnie prowadzić zgodnie z granicą litologiczną skał klastycznych (ems) i węglanowych (eifel), jak to roboczo przyjęto dla obszaru Łagów — Iwaniska lub też zgodnie z granicą cykliów sedimentacyjnych, tzn. w spągu górnego kompleksu piaskowcowego (H. Tarnowska, 1969a, b).

POZYCJA SKAŁ POLIMIKTYCZNYCH I TUFOGENICZNYCH W PROFILU DEWONU DOLNEGO

Na podstawie badań litologiczno-petrograficznych przeprowadzonych wcześniej (M. Tarnowska, 1968, 1969a, b) w profilu dewonu dolnego wyróżniłam szereg odmian litologicznych. Z dotychczas opisanych można wymienić: piaskowce kwarcytowe, piaskowce kwarcowo-ilaste, piaskowce i mułowce dolomityczne, mułowce ilaste, ilowce (iły), piaskowce ilasto-żelaziste, mułowce żelaziste, mułowce polimiktyczne, szarogłazy, ilowce tufogeniczne, tufity, bentonity, zlepieńce kwarcowe i polimiktyczne. Przeprowadzona ilościowa analiza litologiczna wykazała, że odmiany te w różnej mierze uczestniczą w budowie profilu dewonu dolnego. Zasadniczy udział posiadają tylko niektóre z nich: piaskowce kwarcytowe, piaskowce kwarcowo-ilaste oraz mułowce polimiktyczne i żelaziste z wkładkami tufitów i skał tufogenicznych. W poszczególnych otworach wiertniczych piaskowce kwarcytowe stanowią 30÷55% profilu, mułowce polimiktyczne, żelaziste i tufogeniczne 20÷50%, a piaskowce krzemionkowo-ilaste 10÷20% profilu. Pozostałe człony litologiczne tworzą na ogół drobne prze-warstwienia, a ich sumaryczny udział w profilu emsu jest niewielki. Jak widać, najważniejsze po piaskowcach ogniwo litologiczne w profilu de-

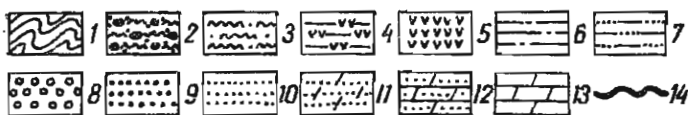
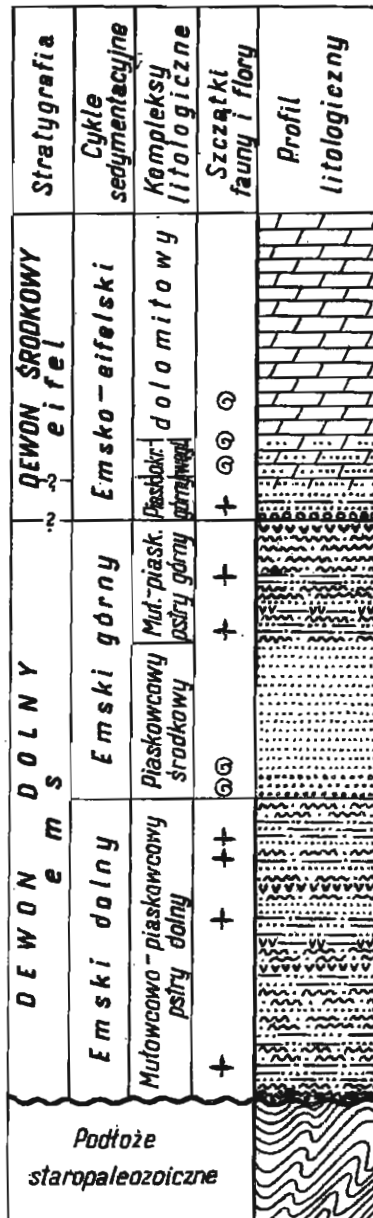


Fig. 1. Syntetyczny profil dolnej części dewonu w synklinalium kielecko-łagowskim →

wonu dolnego stanowią pstry, czerwone, często polimiktyczne utwory, które w niektórych profilach dominują ilościowo nad piaskowcami.

Poszczególne odmiany litologiczne wielokrotnie powtarzają się w profilu dewonu dolnego oraz tworzą wzajemne przeławienia. Ta zmienność litologiczna wraz z nielicznymi szczątkami organicznymi przez długi czas utrudniały wykonanie korelacji. Przy bliższej jednak analizie zarysowują się wyraźnie pewne kompleksy litologiczne o przewadze jednych osadów nad innymi, o wspólnych cechach sedymentologicznych i warstwowania, charakterystyczne pod względem uziarnienia, barwy, cech fizycznych i geofizycznych. Uwzględniając wymienione wyżej cechy w profilu dewonu dolnego wydzieliłam charakterystyczne zespoły skalne, tzw. kompleksy litologiczno-sedymentacyjne (fig. 1), poprzez które możliwa staje się korelacja tego profilu w regionie (M. Tarnowska, 1967).

Kompleksy litologiczne w emsie regionu łysogórskiego opisał H. Łobanowski (1965). Autor ten prowadząc wszechstronne badania stratygraficzne i litologiczne górnego emsu w Bukowej Górze w obrębie tzw. „warstw zagórzańskich” wyróżnił trzy zasadnicze kompleksy litologiczne: dolny, środkowy i górny. Przyjmując analogiczne kryteria w dolnym dewonie regionu kieleckiego wyróżniłam również charakterystyczne kompleksy litologiczne (M. Tarnowska, 1967, 1969b).

Na podstawie badań kilkunastu otworów wiertniczych oraz obserwacji terenowych w dewonie dolnym syklinorium kielecko-łagowskiego mogłam wydzielić cztery kompleksy litologiczne: dolny kompleks pstry mułowcowo-piaskowcowy, środkowy kompleks piaskowcowy, górny kompleks pstry mułowcowo-piaskowcowy oraz górny kompleks piaskowcowy. Uwzględniając powyższą prawidłowość opracowałam syntetyczny profil litologiczny niższej części dewonu dla omawianego syklinorium (fig. 1). Profil ten, biorąc generalnie, reprezentatywny jest dla całego regionu kieleckiego. Ze względu jednak na znaczne urozmaicenie starych form morfologicznych i silniejsze wyniesienie orogenu kaledońskiego w kierunku S i SE miąższości poszczególnych kompleksów, cykliów sedymentacyjnych, jak i litologiczne proporcje ilościowe są w obszarze antyklinorium dymińsko-klimontowskiego bardziej zróżnicowane. Dewon dolny rozpoczyna się tu niekiedy środkowym kompleksem piaskowcowym (Barwinek-1), a w innych obszarach górnym kompleksem piaskowcowym w znacznym stopniu zlepieńcowym (Dyminy). Miąższość dewonu dolnego w obrębie antyklinorium dymińsko-klimontowskiego (wg M. Pajchłowej i P. Filonowicza) jest znacznie zróżnicowana (0÷150 m).

W profilu dewonu dolnego w regionie kieleckim pstry skały polimiktyczne pojawiają się zasadniczo w dwóch pozycjach. W znacznej ilości

Synthetical section of the lower part of the Devonian in the Kielce-Łagów synclinorium

1 — utwory starszego paleozoiku; 2 — zlepienie polimiktyczne; 3 — mułowce polimiktyczne; 4 — łowce tufogeniczne; 5 — tuffity; 6 — łowce i mułowce ilaste; 7 — piaskowce ilaste; 8 — zlepienie kwarcowe; 9 — piaskowce kwarcytowe psffitowe; 10 — piaskowce kwarcytowe psamitowe; 11 — piaskowce dolomityczne; 12 — dolomity piaszczyste; 13 — dolomity; 14 — granica geologiczna niezgodna

1 — formations of Older Palaeozoic age; 2 — polymict conglomerates; 3 — polymict siltstones; 4 — tuffaceous claystones; 5 — tuffites; 6 — claystones and clayey siltstones; 7 — clayey sandstones; 8 — quartz conglomerates; 9 — pshephitic quartzite sandstones; 10 — psammitic quartzite sandstones; 11 — dolomitic sandstones; 12 — sandy dolomites; 13 — dolomites; 14 — unconformable geological boundary

występują one w dolnej części profilu, gdzie przełamując się wielokrotnie z piaskowcami, mułowcami ilastymi oraz tufitami tworzą dolny kompleks pstry mułowcowo-piaskowcowy¹ oraz ponad środkowym kompleksem piaskowcowym, gdzie stanowią integralną część górnego kompleksu pstrego mułowcowo-piaskowcowego (fig. 1). Obydwa te pstre kompleksy litologiczne przedzielone są środkowym kompleksem piaskowcowym, zbudowanym prawie wyłącznie z jasnych, białoszarych piaskowców kwarcytowych z podrzędnymi przerostami szarych mułowców oraz iłowców. Piaskowce kwarcytowe środkowego kompleksu posiadają na ogół strukturę psamitową, a jedynie w dolnej części tego kompleksu występują piaskowce grubiej ziarniste o psefitowej strukturze ziarn kwarcu (M. Tarnowska, 1967). W dolnej części tego kompleksu występują też szczątki ryb pancernych i ostrakoderm, a niekiedy brekcje kostne złożone z ich pancerzy.

Kompleksy pstre — dolny i górny — są najbardziej litologicznie zróżnicowane. Są to w zmiennych proporcjach piaskowce o spoiwie krzemionkowym i ilastym, mułowce ilaste, iłowce, mułowce żelaziste polimiktyczne, mułowce tufogeniczne oraz tufity. Dominujący składnik tych kompleksów stanowią mułowce czerwone, polimiktyczne w różnym stopniu zazelazone. W grafitowoszarych mułowcach ilastych, należących do tych kompleksów, lokalnie występuje masowo detrytus flory oraz psylofity, a w kompleksie górnym niekiedy małże (M. Tarnowska, 1969 b). Utwory białoszare tych kompleksów posiadają warstwowanie poziome, czasem przekątne, mułowce ilaste wykazują niekiedy laminację poziomą, natomiast mułowce polimiktyczne żelaziste i tufogeniczne cechuje brak wyraźnego wartwowania.

Podkreślić należy, że właśnie w obrębie obu pstrych kompleksów litologicznych występują wkładki skał piroklastycznych. Tufity dolnodewońskie, do niedawna w regionie kieleckim nie znane, stwierdzone zostały ostatnio w szeregu otworów wiertniczych, jak np. Wszachów-2, Haliszka-1, Stobiec-1, Poręba-1, Belno-1, Zdobiec-1, Cedro-1, Dąbrowa 4 i 5 (M. Tarnowska, 1967, 1968, 1969 b), w otworze Bardo-3 „tufitopodobna skała” (Z. Kowalczewski, 1966) oraz w wierceniach z rejonu Bielin (D. Dowgiałło, 1970).

Tufity oraz iłowce tufogeniczne tworzą wkładki zmiennej miąższości (0,5–270 cm) pojedyncze lub powtarzające się kilkakrotnie zarówno w obrębie dolnego, jak i górnego kompleksu pstrego mułowcowo-piaskowcowego (fig. 1). W tym ostatnim często pojawiają się w stropowej partii (Dąbrowa-4 i 5, Haliszka-1). Wkładki piroklastyczne są niekiedy obserwowane również wśród dolomitów eiflu (Boskowiny-1, Górno-1). Charakterystyczną cechą wkładek tufitowych jest niestałość ich miąższości i znaczne ich redukcje na niewielkich przestrzeniach. Często w sąsiadujących otworach wiertniczych w miejscu tufitu brak jest skały piroklastycznej bądź miąższość jej jest zredukowana lub pojawia się skała zwietrzała, przeobrażona z tak znaczną domieszką materiału detrytycznego, że należy ją określić jako iłowiec lub mułowiec tufogeniczny (wg klasyfikacji W. N. Kirkinskiej, 1958). Lokalnie występują też toczeńce

¹ W otworze wiertniczym Haliszka-1 dolny kompleks pstry w swej spagowej części posiada zwiększony udział mułowców piaszczystych, dlatego pierwotnie wydzielono jeszcze w jego obrębie dolny kompleks piaszczysty (M. Tarnowska, 1967).

bentonitowe — ślad po zniszczonych, rozmytych skałach piroklastycznych (tabl. IV, fig. 13).

Nad górnym kompleksem pstry mułowcowo-piaskowcowym leży górny kompleks piaskowcowy o miąższości kilku metrów. Są to głównie psamitowe piaskowce kwarcytowe oraz krzemionkowo-ilaste, z podrzędnymi przeławiczeniami mułowców ilastych. W spągu obserwowano lokalnie cienkie wkładki zlepieńca kwarcowego lub spirytyzowane szczątki organiczne. W stropowej części tego kompleksu następuje zazębienie się facji okruczowej z węglanową, czego wyrazem są skały mieszane okruczowo-węglanowe. Występujące tu piaskowce dolomityczne, poprzez dolomity piaszczyste z przerostami piaskowców, a niekiedy ilowców kontaktują z dolomitami przepelnionymi koralowcami, które reprezentują już eifel (M. Tarnowska, 1969 a, b).

Analizując w nowych materiałach wiertniczych i terenowych następstwo odmian litologicznych, uziarnienie, typy warstwowań, struktury ławic, charakter szczątków fauny i flory, można w badanym profilu wyróżnić pewne etapy sedymentacyjne. W niższej części dewonu regionu kieleckiego wyróżniono ich trzy: cykl emski dolny, który obejmuje dolny kompleks pstry mułowcowo-piaskowcowy ze skałami zlepieńcowymi w spągu, cykl emski górny, stanowiący środkowy kompleks piaskowcowy z psefitami w spągu i górny pstry kompleks mułowcowo-piaskowcowy oraz cykl emsko-eifelski, zbudowany ze zlepieńców i piaskowców kwarcowych, skał mieszanych okruczowo-węglanowych i wreszcie dolomitów z pojedynczymi przerostami skał klastycznych w swej spągowej części (fig. 1). Przedstawiony schemat stanowi pierwszą próbę interpretacji rozwoju sedymentacji niższej części dewonu w regionie kieleckim (M. Tarnowska, 1969 b). Przy znikomej ilości szczątków flory i fauny podstawę powyższego ujęcia stanowiły szeroko pojęte kryteria litologiczne, dlatego też w miarę zdobywania nowych faktów paleontologicznych uściślone zapewne zostaną poszczególne granice. Słabo dotąd paleontologicznie udokumentowany cykl dolnoemski w swej spągowej części obejmuje prawdopodobnie również część zigeny.

Poznanie prawidłowości w budowie profilu dewonu dolnego regionu kieleckiego posiada istotne znaczenie zarówno dla badań kartograficznych, surowcowych, paleogeograficzno-facjalnych, jak i tektonicznych. Stworzyło to podstawę wykonania korelacji profilów dolnodewońskich zarówno w obrębie regionu kieleckiego, jak i skorelowania profilów z regionu kieleckiego i łysogórskiego (M. Tarnowska 1967, 1969 b; Z. Kowalczewski, 1970).

CHARAKTERYSTYKA SKAŁ POLIMIKTYCZNYCH I TUFOGENICZNYCH

OPIS LITOLOGICZNY MAKROSKOPOWY

Charakterystykę litologiczną wykonano głównie na podstawie kilkunastu otworów wiertniczych, z których ważniejszymi są: Tęcza-1, Haliszka-1, Stobiec-1, Poręba-1, Wszachów-2, Winna-1, Zareby-2, Belno-1, Zdobiec-1, Cedro-1, Dąbrowa-4 i 5. Uwzględniono również obserwacje terenowe, wyniki karotażu geofizycznego i parametrów gęstościowych

(PPG — Warszawa), niektóre wyniki badań mikroskopowych oraz laboratoryjnych.

Pstre skały pojawiają się wielokrotnie zarówno w dolnej, jak i w górnej części profilu dewonu dolnego (fig. 1). W niektórych profilach ich pojedyncze, cienkie wkładki obserwowano też wśród dolomitów eiflu (np. w otworze Zareby-2).

Pstre polimiktyczne skały tworzą warstwy różnej miąższości — 0,1–3,5 m, najczęściej ok. 1 m, o słabo zaznaczonych, nieostrych granicach. Często mułowce polimiktyczne, żelaziste, zarówno w stropie, jak i spągu stopniowo przechodzą w mułowce piaszczyste oraz piaskowce o spoiwie ilasto-żelazistym, które nie będą stanowiły przedmiotu badań. W cienkich warstwach widoczne są ślady uwarstwienia podkreślone muskowitzem, podczas gdy grubsze warstwy z reguły posiadają teksturę bezładną, podzielność nieprawidłową bryłową.

Wśród pstrych skał dominują mułowce polimiktyczne o spoiwie ilasto-żelazistym w różnym stopniu zapiaszczone, które charakteryzują następujące średnie wartości głównych składników: SiO_2 — ok. 65%, Al_2O_3 — ok. 16%, Fe_2O_3 — ok. 7%, K_2O — ok. 5% oraz straty prażenia — ok. 5%. Są też odmiany silniej piaszczyste z przejściami do piaskowców o mieszanej strukturze aleurytowo-psamitowej, oraz bardziej ilaste z przejściami do iłowców tufogenicznych, które stanowią również oddzielne ławice. Niejednokrotnie można zaobserwować niejednorodną, drobnozlepieńcową budowę mułowców polimiktycznych. Drobne wkładki zlepieńców polimiktycznych (rezydualnych?) obserwowano w spągu profilu dewonu dolnego (Haliszka-1, Cedro-1).

Bardzo charakterystyczną cechą dolnodewońskich skał polimiktycznych jest ich jaskrawe, często niejednorodne zabarwienie. Najczęściej są to różne odcienie barwy czerwonej — wiśniowe, brunatno-czerwone, szaro-czerwone, fioletowo-czerwone, lub szarozielone. Często barwa skały jest niejednorodna, np. na tle wiśniowym występują nieregularne, różnej wielkości plamy szarozielone lub rdzawo-żółte. Rysa skał o czerwonych odcieniach jest jasnoczerwona, skał rdzawo-żółtych — żółto-brunatna, a szarozielonych — szara. Badania mikroskopowe wykazały, że barwa skały uzależniona jest w głównej mierze od charakteru spoiwa. Okruchy hematytu, drobne impregnacje spoiwa ilastego hematytem nadają skale różne odcienie barwy czerwonej; obecność getytu i limonitu stanowi przyczynę zabarwienia brunatno-żółtawego; spoiwo ilaste o złożonym składzie mineralnym powoduje szarozieloną barwę skały. Od dawna znaną cechą tych skał jest żelazistość (J. Samsonowicz, 1917). W związku z tym nazwałam je roboczo „mułowcami żelazistymi” (M. Tarnowska, 1967, 1969 b). Niejednorodność składu mineralnego powoduje, że żelazistość polimiktycznych mułowców jest zróżnicowana. Odmiany wiśniowo-czerwone z plamami żółtawymi są silniej żelaziste (7–20% Fe_2O_3) od odmian z plamami szarozielonymi (4–10% Fe_2O_3) oraz szarozielonych i seledynowych iłowców tufogenicznych (3–7% Fe_2O_3), a także tufitów (1,5–4,5% Fe_2O_3).

Z niejednorodnością składu mineralnego, struktury i chemizmu wiąże się zróżnicowanie innych cech fizycznych tych skał. Mułowce polimiktyczne żelaziste są skałą zwięzłą, ale dość miękką, kruchą; odmiany sprasowane są rozsyplliwe pod uderzeniem młotka. Niektóre odmiany ce-

chuje znaczna higroskopijność, po zanurzeniu w wodzie po kilku minutach częściowo rozsypują się, tufity rozlasowują się w wodzie całkowicie. Ciężary objętościowe mułowców polimiktycznych wahają się w granicach $2,52 \div 2,71 \text{ g/cm}^3$, iłowców tufogenicznych $2,44 \div 2,53 \text{ g/cm}^3$, a tufitów $2,10 \div 2,32 \text{ g/cm}^3$; porowatość efektywna mułowców wynosi $1 \div 5\%$, a tufity wykazują większe wartości $6 \div 39\%$. Badane skały są bezwapniste, nie reagują z 10% HCl.

Znamionną cechą skał polimiktycznych jest brak zarówno makro-, jak i mikroszczałków organicznych. W 20 próbkach (Poreba-1 oraz Wszachów-3) nie znaleziono żadnych szczątków mikroflorystycznych (L. Jakubowska, 1968). W kilkudziesięciu szlifach cienkich mułowców polimiktycznych i tufogenicznych nie spotkano zwęglonych szczątków flory pospolicie występujących w iłowcach oraz mułowcach ilastych.

Na krzywych karotażu geofizycznego mułowce polimiktyczne i tufogeniczne zaznaczają się podwyższonymi wartościami natężenia promieniowania gamma oraz obniżonymi wartościami oporów elektrycznych. Na wykresach powierzchniowego profilowania elektrooporowego kompleksy pstre, zbudowane głównie z mułowców, zaznaczają się spadkiem oporności, a kompleksy piaskowcowe wzrostem oporów, co nadaje krzywej profilowej nad wychodnią dewonu dolnego charakterystyczny, urozmaicony przebieg.

W strefie hipergenicnej pstre mułowce polimiktyczne są zazwyczaj głębiej zerodowane i przykryte znacznej miąższości pokrywą czwartorzędową, dlatego rzadziej tworzą odsłonięcia od odpornych na denudację piaskowców kwarcytowych. Podlegają one na znaczną skalę wietrzeniu, odmiany bardziej piaszczyste ulegają pokruszeniu, a odmiany ilaste kalinizacji — „zglinieniu”. Spływające wody deszczowe nadają pstrej zwietrzelinie niekiedy charakterystyczne urzeźbienie, drażąc w niej szereg rowków i erozyjnych zagłębień, jak np w wąwozie na S od Masłowca. W rejonie Bielin odsłaniają się również fragmentarycznie zwietrzałe pstre mułowce polimiktyczne, których trafną charakterystykę makroskopową przytacza M. Ruśkiewicz (1960). Badany przez tę autorkę górny odcinek profilu dewonu dolnego z zachodniej części Pasma Bielińskiego wyraźnie koreluje się z profilem syntetycznym dewonu dolnego (fig. 1). I tak odpowiednikiem środkowego kompleksu piaskowcowego jest seria złożowa piaskowców kwarcytowych z Bielin, górnemu kompleksowi pstromu mułowcowo-piaskowcowemu odpowiada seria pstrych łupków z Bielin, a odpowiednik górnego kompleksu piaskowcowego stanowią zlepińce, piaskowce i łupki ilaste z fauną brachiopodów, liliowców i małżów, opisane przez M. Ruśkiewicz.

OPIS PETROGRAFICZNY

Charakter petrograficzny badanych skał określiłam przede wszystkim na podstawie własnych obserwacji mikroskopowych w świetle przechodzącym. W ustaleniu składu mineralnego spoiwa zastosowałam pomocniczo analizę termiczną różnicową oraz badania rentgenowskie. Ogółem przebadalam kilkadziesiąt płytek cienkich. Pełniejsza charakterystyka petrograficzna tufitów i skał tufogenicznych będzie tematem innej publikacji.

Mułowce polimiktyczne. Są to skały okruchowe, niejednorodne, o strukturze mieszanej aleurytowo-psamitowej i teksturze bezładnej. Materiał okruchowy jest tu źle wysortowany i wykazuje różny stopień obtoczenia. Dominują okruchy ostrokrawędziste, w mniejszej ilości składniki częściowo obtoczone, a pojedynczo występują obtoczone.

Skład mineralny jest następujący: kwarc, muskowit, serycyt, biotyt, skalenie, chloryt, hematyt, getyt, chalcedon, węglany, baryt, okruchy skał osadowych, okruchy zasadowych skał wylewnych okruchy skał metamorficznych, relikty szkliva. Z minerałów akcesorycznych występują najczęściej leukoksen, apatyt. Spoiwo jest niejednorodne — ilaste, żelaziste lub ilasto-żelaziste, najczęściej posiada charakter bazalny lub mieszany bazalny, a lokalnie porowato-kontaktowy i stanowi ok. 70% objętości skały.

Głównym składnikiem okruchowym jest kwarc o ziarnach ostrokrawędzistych, rzadziej półobtoczonych i obtoczonych (tabl. II, fig. 6). Jego wymiary wahają się w granicach $0,02 \div 0,48$ mm, najczęściej — $0,04 \div 0,10$ mm. Dominuje kwarc o prostym wygaszeniu światła, rzadziej występują kwarcie o falistym oraz prążkowym znikaniu światła lub o mozaikowej budowie. Wśród ziarn ostrokrawędzistych pospolite są okruchy silnie wydłużone oraz ziarna o charakterystycznych wiórkowych, fajkowych, kolankowych zarysach (tabl. II, fig. 8). Pojedynczo występują też kwarcie idiomorficzne o częściowo skorodowanych konturach. W niektórych ziarnach kwarcu występują różne wrostki, najczęściej kuliste i owalne, które stanowią turmalin, cykron, szklivo. Zarówno cechy morfologiczne niektórych ziarn, jak i obecność wrostków szkliva wskazują, że część okruchów kwarcu jest zapewne pochodzenia wulkanicznego. Podobne ziarna kwarcu występują również w tufitach dolnodewońskich.

Pospolitym składnikiem omawianych skał są drobne blaszki muskowitu i serycytu rozrzucone bezładnie w masie ilastej. Rzadziej obserwowano fragmenty zwietrzałego biotyту. W znikomej ilości występują skalenie, które są zazwyczaj intensywnie przeobrażone i obserwować można ich relikty przesączone kaolinitem. Zidentyfikowano mikroklin, sanidyn oraz średniokwaśne plagioklasy.

Powszechnym składnikiem są ciemne tlenki żelaza, wśród których rentgenograficznie wykryto obecność hematytu i getytu, w postaci okruchów, kongrecji, oraz drobne nieregularne skupienia impregnujące w różnym stopniu spoiwo ilaste (tabl. II, fig. 7, 8; tabl. III, fig. 9). Kongrecyjno-gniazdowe utwory hematytu przeświecają czerwono w świetle odbitym i posiadają niekiedy w centrum amebowate skupienia chalcedonu (tabl. III, fig. 11). Wielkość tych prawdopodobnie diagenetycznych utworów wynosi $0,08 \div 0,3$ mm. Do innych często spotykanych, zapewne wtórnych składników, należą węglany (dolomit?) i baryt, które tworzą nieregularne gniazdowe skupienia. Kongrecje barytu mają wymiary od 2×6 mm do 17×36 mm i często wykazują strukturę sferolityczną, włóknistą. Kongrecje barytowe towarzyszące bentonitom zostały opisane przez J. Czermińskiego i W. Rykę (1970), którzy interpretują pochodzenie baru jako rezultat rozkładu skałeni potasowych. Zgodnie z powyższą opinią oraz obserwacjami mikroskopowymi, pochodzenie baru w pstrych skałach polimiktycznych i tufogenicznych można wiązać z obecnością skałeni w pierwotnej skale.

Charakterystycznym składnikiem badanych skał są okruchy różnorodnych skał reprezentowane przez dobrze lub częściowo obtoczone okruchy skał metamorficznych, magmowych oraz osadowych. Okruchy te są zwykle drobne ($0,06 \div 0,35$ mm), a jedynie skały osadowe i piroklastyczne osiągają niekiedy większe rozmiary (do kilku mm). Skały metamorficzne reprezentowane są przez kwarcyty o budowie granoblastyczno-mozaikowej, drobne okruchy łupków kwarcowych oraz łupków kwarcowo-serycytowych. Do zasadowych skał żyłowych i wylewnych zaliczono okruchy znacznie przeobrażone, przesączone chlorytami oraz ziarnisto-szkieletoowymi skupieniami tlenków żelaza, w których widoczne są drobne, pleochroiczne relikty biotyту(?) oraz okruchy o teksturze fluidalnej z relikdami szkliva i okruchy szkliva (tabl. III, fig. 10). Ze skał piroklastycznych najczęściej występują okruchy i toczące bentonitów, nieco zwiętrzałe i żółtawo zabarwione od impregnacji tlenkami Fe lub z brunatną obwódką żelazistą (tabl. IV, fig. 13), a ze skał osadowych — okruchy drobnodziarnistych piaskowców kwarcowych oraz piaskowców żelazistych.

Badania mikroskopowe ujawniły więc, że dolnodewońskie pstre utwory są skałami o znacznie zróżnicowanym składzie mineralnym i niejednorodnym charakterze spoiwa (ilasto-żelaziste). Charakter mineralny ilastego spoiwa został określony w analizie termicznej różnicowej jako illitowe lub illitowo-hydromikowe (fig. 2, próbki nr 7, 8, 9).

Proporcje ilościowe pomiędzy poszczególnymi składnikami okruczoowymi są zmienne w poszczególnych preparatach wykonanych z próbek pochodzących nawet z jednej ławicy, co sprawia, że zaklasyfikowanie tych skał było trudne. Na podstawie kilkunastu ilościowych analiz mikroskopowych otrzymano następujące wartości: kwarc — $68 \div 89,5\%$, muskowit, serycyt i biotyt $0,6 \div 8,1\%$, skalenie i kaolin $0,8 \div 3,6\%$, chloryty $0 \div 2,5\%$, tlenki Fe $0,9 \div 5,5\%$ i okruchy skał $2 \div 16,5\%$. Poprzez odrzutowanie pomierzonych wartości na trójkącie klasyfikacyjnym P. D. Kryniina okazało się, że większość punktów mieści się na polu odpowiadającym polimiktycznym piaskowcom, a część punktów przypada na partię graniczną skał polimiktycznych i szarogłazów niższego rzędu. Ponieważ struktura tych skał, jakkolwiek mieszana aleurytowo-psamitowa, wykazuje przewagę frakcji aleurytowej, badane skały należy określić jako mułowce polimiktyczne, a niekiedy tylko jako polimiktyczne piaskowce. Niektóre z badanych skał reprezentują ogniwa przejściowe od polimiktycznych mułowców do szarogłazów niższego rzędu, oraz od mułowców i piaskowców polimiktycznych do piaskowców kwarcowych. Skład chemiczny tych skał przedstawiono w tabeli 1 (analizy nr 1—5).

W profilach wierceń Haliszka-1 i Cedro-1 w spągowej części dolnego cyklu sedymentacyjnego dewonu dolnego występują cienkie wkładki zlepieńców polimiktycznych. Polimiktyczne zlepieńce dolnodewońskie nie były dotychczas znane w obrębie masywu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich i stanowią one przedmiot oddzielnej publikacji. Podobne polimiktyczne utwory zlepieńcowe szerzej rozwinięte są w sąsiednich regionach Niecki Nidziańskiej i antyklinorium śląsko-krakowskiego, gdzie jednak ich pozycja stratygraficzna ze względu na brak fauny nie została ściśle zdefiniowana (S. Cebulak, 1958; H. Roszek, S. Sie-

dlecki, 1963; S. Bukowy, 1964; K. Jaworowski, H. Jurkiewicz, Z. Kowalczewski, 1967).

Moje badania wykazały, że typowymi składnikami pstrych kompleksów litologicznych są również tufity oraz różne skały tufogeniczne.

Tufity są skałą mieszaną, złożoną z kilku genetycznie rodzajów składników. W obrazie mikroskopowym na tle ilastej oliwkowej, kierunkowo wygaszającej światło masy, widoczne są rzadko rozsiane, na ogół ostrokrawędziste okruchy minerałów różnych skał i relikty szkliwa (tabl. IV, fig. 14). Materiał okruchowy najczęściej o strukturze psamitowej stanowią: kwarc (okruchy, rzadziej idiomorficzne kryształy), a pojedynczo skaolinizowane skalenie, okruchy brunatnych skał, silnie przeobrażonych skał wulkanicznych, relikty i okruchy szkliwa, skał porfiropodobnych, kwarcytów, iłowców, piryty, rutyl. Tłem dla materiału okruchowanego jest obfita masa ilasta, w której występuje niekiedy reliktowe szkliwo. Skład mineralny masy ilastej, powstałej z przeobrażenia szkliwa został określony w analizie termicznej różnicowej oraz rentgenowskiej jako mieszanina seladonitu i kaolinitu. Proporcje ilościowe pomiędzy wyżej wymienionymi składnikami tufitu są zróżnicowane, dominuje zawsze zdewitryfikowana masa ilasta, a niektóre odmiany nie zawierają prawie wcale materiału okruchowego. Analizę chemiczną tufitu przedstawiono w tabeli 1 (próbka nr 7).

Kontakty tufitu ze skałami osadowymi czasem są nieostre. Np. tufit o nikłej domieszce materiału klastycznego przechodzi stopniowo w tufit o dużej zawartości detrytusu, aby poprzez mułowiec tufogeniczny przejść w mułowiec nie zawierający już materiału pirogenicznego. W określeniu petrograficznego rodzaju tych skał posługiwałam się schematem klasyfikacyjnym W. N. Kirkinskiej (1958), która uwzględnia wszechstronnie różne cechy materiału budującego skałę (ilość, rozmiary, rodzaj, skład jakościowy) i przyjmuje następujący podział: tufy 90÷100% materiału piroklastycznego, tufity 30÷90%, a skały tufogeniczne 10÷30% materiału piroklastycznego. Samodzielne ławice skał tufogenicznych lub produkty ich rozmywania zazwyczaj pojawiają się w tym miejscu profilu, gdzie w innych wierceniach występują tufity.

Mułowce tufogeniczne posiadają strukturę aleurytową, teksturę bezładną, a niekiedy równoległą. W obfitym bazalnym zrekrytalizowanym tle ilastym występują czasem skupienia węglanów (dolomit?) oraz rozproszony materiał okruchowy, który stanowią: ziarna kwarcu, muskowit, pojedyncze skalenie, piryty, cyrkon, rutyl, okruchy szkliwa, ciemnych skał wulkanicznych oraz skał metamorficznych. Większość okruchów jest aleurytowa, pojedyncze osiągają rozmiary do 0,5 mm. Ziarna kwarcu ostrokrawędziste, pirogeniczenie wydłużone, ze śladami korozji, z różnymi wrostkami, często posiadają cechy materiału piroklastycznego. Prawdopodobnie rozmywany i niszczony materiał piroklastyczny został przemieszany z materiałem lokalnym osadowego pochodzenia. Spoiwo ilaste w analizie termicznej różnicowej można określić jako illitowe oraz illitowo-hydromikowe (fig. 2 — analizy, 4, 5, 6, oraz tab. 1 — analiza nr 6). W zależności od struktury obserwowano różne odmiany skał tufogenicznych: iłowce tufogeniczne, mułowce tufogeniczne oraz różne ogniwa przejściowe.

WYNIKI BADAŃ LABORATORYJNYCH

Analizy rentgenowskie dyfraktometryczne różnych skał dolnodewońskich wykonał M. Stępniewski na dyfraktometrze japońskim Rigaku Denki Co stosując jako antykatodę promieniowanie Cu, filtr Ni, napięcie 35 kV oraz natężenie 10 mA.

Na dyfraktogramie tufitu z otworu Zdobiec-1 (gł. 62,5 m) zaznaczyły się refleksy o następujących odległościach sieciowych: 5,12; 4,48; 4,26; 2,56; 2,45; 2,41 Å, które można podporządkować montmorylonitowi, refleksy o rozmytych pasmach 2—10; 5,0 i 2,5 Å, przypisywane minerałom o pakietach mieszanych illitowo-montmorylonitowych oraz pojedyncze refleksy kwarcu (3,34; 2,45 Å). Na dyfraktogramie tufitu z otworu Wszachów-2 (gł. 19,7 m) zaznaczyły się podobne refleksy główne, a ponadto pojedyncze refleksy kaolinitu (7,14 oraz 1,66 Å) i skaleni (3,24 Å).

Na dyfraktogramach bentonitów z otworu Górno-1 (gł. 41,3 i 52,7 m) zaznaczają się refleksy montmorylonitu 10,7; 4,96; 4,46; 4,25; 2,56 Å, rozmyte refleksy pochodzące od struktur mieszanych illitowo-montmorylonitowych (12—10; 5,0 i 2,5 Å), a ponadto refleksy kwarcu.

Na dyfraktogramach mułowców polimiktycznych i tufogenicznych zaznaczyły się główne refleksy illitu (9,94, 4,96; 4,47; 2,56; 1,98; 1,67; 1,52 Å) oraz rozmyte refleksy 14—10 i 2,5 pochodzące od minerałów o pakietach mieszanych illitowo-montmorylonitowych, a ponadto refleksy kwarcu, hematytu, skaleni, a niekiedy kaolinitu, getytu, barytu i dolomitu. Próbki reprezentowały wieloskładnikowe mieszaniny, co potwierdza wyniki obserwacji mikroskopowych.

Dla identyfikacji treści mineralnej masy ilastej zastosowano pomocniczo analizę termiczną różnicową. Badaniom termicznym poddano główne frakcję pelityczną otrzymaną z analizy granulometrycznej sitowej oraz frakcję ilastą uzyskaną z przeszlamowania próbek. Wyniki niektórych analiz termicznych różnicowych

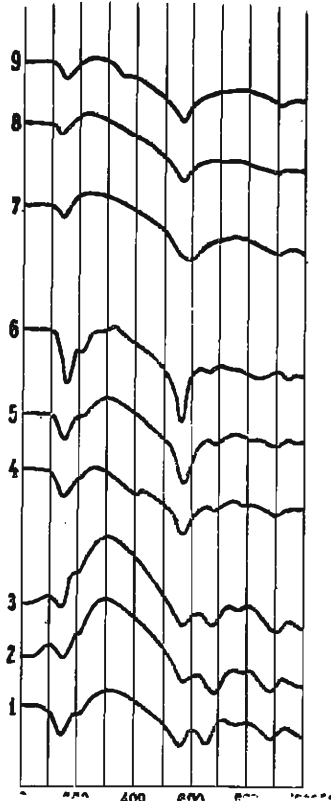


Fig. 2. Krzywe termiczne różnicowe badanych skał
Thermal-differential curves of the rocks investigated

1 — Wszachów-2 — głębokość (depth) 19,6 m; 2 — Wszachów-2 — głębokość (depth) 19,6 m; 3 — Wszachów-2 — głębokość (depth) 19,4 m; 4 — Halszka-1 — głębokość (depth) 146,8 m; 5 — Stoblec-1 — głębokość (depth) 38,2 m; 6 — Poręba-1 — głębokość (depth) 154,2 m; 7 — Boskowiny-1 — głębokość (depth) 93,0 m; 8 — Poręba-1 — głębokość (depth) 100,2 m; 9 — Halszka-1 — głębokość (depth) 62,5 m

przedstawiono na fig. 2. Dla porównania zamieszczono też krzywą DTA tufitu nie szlamowanego (próbka 1).

Termogramy tufitów (1, 2, 3), oraz mułowców tufogenicznych (4, 5, 6) posiadają podobny charakter. Cechują je podwójne reakcje endotermiczne w temperaturze ok. 140° i 200°C oraz wyraźnie podwójne reakcje

endotermiczne ok. 570° i 680°C (ostatnia w łowcach tufogenicznych jest słaba), a ponadto pojedynczy niewielki efekt endotermiczny przy 890°C oraz słaby egzotermiczny efekt ok. 950°. Powszechna jest również rozległa reakcja egzotermiczna z maksimum ok. 300°C, spowodowana przejściem Fe^{2+} w Fe^{3+} . Podwojenie przebieg krzywych reakcji endotermicznych zarówno w zakresie niskich, jak i średnich temperatur świadczy, że badane próbki reprezentują mieszaniny minerałów ilastych, a zakresy reakcji i kształt krzywych wskazują, że występuje tu prawdopodobnie mieszanina montmorylonitu i illitu.

Odmienny charakter posiadają termogramy reprezentujące mułowce polimiktyczne (fig. 2, nr 7, 8, 9). Krzywe DTA charakteryzują: efekt endotermiczny ok. 150°, efekt endotermiczny w temperaturze ok. 580° i słabe endotermiczne przegięcie krzywej ok. 910°C. Reakcje endotermiczne są reakcjami odwodnienia illitu, więc przypuszczalnie dominującym minerałem ilastym jest illit.

Polimiktyczne skały poddane zostały badaniom chemicznym wskaźnikowym (oznaczono SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 i straty prażenia), a dla kilku próbek wykonano później pełne analizy chemiczne (tabela 1, próbki nr 1, 2, 3, 4, 5).

Tabela 1

Analizy chemiczne badanych skał dolnodawońskich

Składniki	Numery analiz						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	59,56	58,73	65,44	61,88	63,90	58,06	56,17
TiO_2	1,02	0,97	0,73	1,17	0,95	1,04	0,33
Al_2O_3	18,60	17,36	14,31	18,34	16,07	19,45	20,34
Fe_2O_3	7,65	6,22	4,80	5,35	5,57	2,36	2,52
FeO	1,05	0,88	0,85	1,01	0,88	1,96	0,34
MnO	śl.	0,01	0,03	śl.	śl.	0,02	śl.
MgO	1,81	1,78	1,73	1,76	1,19	2,94	2,92
CaO	0,44	0,55	1,31	0,44	brak	0,39	0,33
Na_2O	0,67	0,14	0,23	0,13	0,14	0,14	0,08
K_2O	4,36	5,98	4,66	4,61	5,22	4,85	5,51
H_2O^+	3,92	4,35	3,83	4,33	4,41	5,33	6,07
H_2O^-	0,47	1,73	0,57	0,84	1,75	2,52	4,67
P_2O_5	n.ozn.	0,04	n.ozn.	n.ozn.	0,03	0,07	0,04
CO_2	brak	1,02	0,90	brak	0,32	0,75	0,52
S całk.	brak	0,02	0,02	0,03	0,05	0,17	0,02
Suma	99,55	99,78	99,60	99,89	100,49	100,05	99,86

1 - Winną-1, gł. 84,1 m; 2 - Poręba-1, gł. 80,0 m; 3 - Poręba-1, gł. 100,2 m; 4 - Stobiec-1, gł. 56,4 m; 5 - Haliszka-1, gł. 62,4 m; 6 - Haliszka-1, gł. 58,8 m; 7 - Zdobiec -1, gł. 61,6 m.

Analizy nr 1, 3, 4 wykonała K. Kłodawska w Laboratorium IG Kielce, pozostałe analizy wykonano w Laboratorium PG Katowice.

W analizowanych wskaźnikowo 60 próbkach mułowców polimiktycznych wartości głównych składników wahają się w granicach: SiO_2 61÷74%, Al_2O_3 9÷19%, Fe_2O_3 4÷14%, straty prażenia 3÷8%. Niejednorodność składu mineralnego znajduje generalnie wyraz w zmiennym składzie chemicznym tych skał. Wszystkie analizy wskaźnikowe zamykają

się w wąskich granicach 90÷94⁰/o; a najczęściej ok. 92⁰/o. Analiza chemiczna pełną wykazała, że pozostałe 8⁰/o stanowią głównie: K₂O (4÷6⁰/o), Na₂O, MgO, CaO i TiO₂. Inne składniki występują w nieznaczących ilościach (tabela 1).

Analizy wskaźnikowe 10 próbek mułowców tufogenicznych wykazały zmienność głównych składników w granicach: SiO₂ 59÷68⁰/o, Al₂O₃ 14÷22⁰/o, Fe₂O₃ 3÷8⁰/o, straty prażenia 4÷7⁰/o. Pełną analizę chemiczną prezentuje próbka nr 6, a dla porównania zamieszczono analizę chemiczną tufitu (próbka nr 7). Mułowce tufogeniczne i tufity wykazują znaczne chemiczne podobieństwo. Cechuje je przewaga K₂O nad Na₂O, MgO nad CaO, Fe₂O₃ nad FeO. Tufity wykazują wyższe wartości Al₂O₃ (18÷30⁰/o), zmniejszone Fe₂O₃ (1÷4⁰/o) oraz znaczne zróżnicowanie SiO₂ (47÷66⁰/o). Mułowce tufogeniczne zajmują pośrednie miejsce pomiędzy tufitami a mułowcami polimiktycznymi.

Analizy spektralne jakościowe próbek mułowców polimiktycznych i tufogenicznych wykazały obecność następujących pierwiastków śladowych: Ba, Zn, Pb, Cu, Ni, Co, Cr, As, V, Ti, Ga, a niekiedy również Sr, Mo, Mn (analizy wykonano w laboratorium PG Kraków).

WNIOSKI

Badania pozwoliły na odtworzenie profilu niższej części dewonu w regionie kieleckim i określenie pozycji skał polimiktycznych i piroklastycznych w tym profilu (fig. 1). W niższej części dewonu występują od dołu charakterystyczne kompleksy litologiczno-sedymentacyjne: mułowcowo-piaskowcowy — pstry dolny, piaskowcowy środkowy, mułowcowo-piaskowcowy — pstry górny i piaskowcowy górny, który poprzez skały mieszane okruczowo-węglanowe przechodzi już w kompleks dolomitowy eiflu.

Mułowce polimiktyczne w różnym stopniu żelaziste, tufity oraz mułowce tufogeniczne występują w obrębie obu pstrych kompleksów dewonu dolnego, natomiast brak ich w obrębie kompleksów piaskowcowych. Lokalnie w pojedynczych wierceniach cienkie wkładki skał okruczowych i piroklastycznych obserwowano również w niższej części dolomitowej serii eiflu. Pstre kompleksy litologiczne, bardzo zmienne litologicznie, z udziałem wkładek skał piroklastycznych i polimiktycznych (czasem szarogłazowych i zlepieńcowych), są oddźwiękiem wzmożonej erozji i denudacji obszarów podścielających i ramowych — z jednej strony, z drugiej zaś — świadczą o intensywnej działalności wulkanicznej rozwijającej się w tym czasie.

Warunki sedymentacji w okresach osadzania się pstrych kompleksów były bardzo zmienne i niespokojne. Świadczą o tym ogromna zmienność litologiczna pstrych kompleksów, znaczne różnice uziarnienia, obecność skał zlepieńcowatych, nieciągłość wkładek piroklastycznych w nich występujących, zmienne miąższości tufitów, ślady rozmywania itp. Występujące w obrębie tych kompleksów liczne wkładki mułowców ilastych ze szczątkami psylofitów i detrytusu flory świadczą, że środowisko sedymentacji było bardzo płytkie, okresowo zbliżone do lądowego.

Kompleksy pstry dolny i górny przedzielone są kompleksem środkowym piaskowcowym, który posiada odmienny charakter. Zbudowany jest w znacznej części, a niekiedy prawie wyłącznie (w 97⁰/o), z jasnych

białoszarych psamitowych piaskowców kwarcytowych z cienkimi przeławiczeniami szarych mułowców ilastych. Kompleks ten o wyraźnych granicach między ławicami, z psefitami w spągu, posiada w synklinorium kieleckim znaczne rozprzestrzenienie, zawiera szczątki ostrakoderm (*Psammosteidae*) i jest zapewne oddźwiękiem górnoemskiej transgresji, która wyraźniej zaznaczyła się w regionie łysogórskim (J. Czarnocki, 1936; H. Łobanowski, 1965). Ingresja ta wtargnęła zatoką na obszar dzisiejszego syklinorium kielecko-łagowskiego i poprzedzała transgresję morza eifelskiego w tym obszarze. Górny kompleks piaskowcowy ze zlepieńcami kwarcowymi w spągu stanowi podstawę transgresji eifelskiej i poprzez dolomity piaszczyste i dolomity wchodzi już w skład cyklu sedymentacyjnego emsko-eifelskiego. Podobną interpretację różniącą się w szczegółach przyjmuje Z. Kowalczewski (1970). Z porównania miąższości kompleksów pstrych sądzić można, że w dolnym etapie sedymentacji dewonu warunki intensywnej denudacji wietrzenia i wulkanizmu panowały dłużej, aby powrócić już tylko na krótki okres poprzedzający transgresję morza eifelskiego. Badane skały polimiktyczne sprawiają wrażenie utworów powstałych ze zniszczenia i przerobienia skał sylurskich wraz z materiałem piroklastycznym dewońskim.

Badania wykonane przeze mnie pozwalają podjąć próbę odmiennej niż dotychczas interpretacji czerwonego zabarwienia tych utworów. Źródła związków żelaza były zapewne zróżnicowane; część związków pochodziła z erozji starych skał osadowych i metamorficznych, a część z wietrzenia zasadowych skał wulkanicznych, i pochodnych im produktów ekshalacji. W zbiorniku bardzo płytkim, zasobnym w tlen, związki żelaza wytrąciły się w formie wodorotlenków, a więc pierwotne zabarwienie osadu było zapewne żółtawe. Obserwowane współcześnie czerwone, często plamiste zabarwienie tych utworów jest prawdopodobnie efektem procesów diagenetycznych, w których nastąpiło przejście getytu w hematyt, którego formy konkrecyjne często obserwowano.

Dolnodewońskie skały polimiktyczne posiadają szerokie rozprzestrzenienie. W regionie kieleckim zostały stwierdzone w wierceniach odległych o ponad 60 km i wykazują podobieństwo z „pstryimi” skałami regionu łysogórskiego. Zauważyć można również ich podobieństwo z czerwonymi skałami polimiktycznymi nie zdefiniowanego ściśle wieku (sylur górny?—dewon dolny?), opisywanymi w sąsiednich regionach NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, od których różnią się jednak wyższym wskaźnikiem dojrzałości osadu. Badane skały dolnodewońskie są więc podobne do utworów diastroficznych (J. Znosko, 1963; S. Bukowy 1964), związanych z końcową fazą orogenezy kaledońskiej.

Oddział Świętokrzyski Instytutu Geologicznego
Kielce, ul. Zgoda 21
Nadesłano dnia 16 grudnia 1970 r.

PISMIENNICTWO

- BUKOWY S. (1964) — Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 184, p. 21—40. Warszawa.

- CEBULAK S. (1958) — Zlepińce paleozoiczne w Batowicach koło Krakowa. *Prz. geol.*, 6, p. 395—396, nr 8/9. Warszawa.
- CIESLA E. (1964) — Opracowanie wyników wierceń i robót górniczych wykonanych w związku z poszukiwaniem złóż rud żelaza w serii przejściowej dolnego eiflu w Górach Świętokrzyskich. *Arch. Inst. Geol. (maszynopis)*. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1936) — Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, p. 119—162, nr 4. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J., RYKA W. (1970) — Bentonity mioceneskie z Machowa. *Kwart. geol.*, 14, p. 705—714, nr 4. Warszawa.
- DCWGIALLO D. (1970) — Wyniki wierceń geologicznych wykonanych w Paśmie Bielińskim i Wale Małacentowskim w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, 14, p. 924—925, nr 4. Warszawa.
- HARAPIŃSKA-DEPOIUCH M. (1957) — Petrografia piaskowców kwarcytowych dewońskich z Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, 1, p. 169—173, nr 1. Warszawa.
- JAKUBOWSKA L. (1966) — Stratygraficzno-palynologiczne badania osadów dewonu dolnego z wierceń w Górach Świętokrzyskich (Zareby-2, Wszachów-2, Poręba-1). *Arch. Inst. Geol. (maszynopis)*. Warszawa.
- JAWORCOWSKI K., JURKIEWICZ H., KOWALCZEWSKI Z. (1967) — Sinian i paleozoik z otworu Jaronowice IG-1. *Kwart. geol.*, 11, p. 21—38, nr 1. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z. (1966) — Studia tektoniczne nad kaledonikiem Gór Świętokrzyskich a rozpoznanie południowych struktur kaledonickich wierceniami. *Arch. Inst. Geol. (maszynopis)*. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z. (1970) — Podstawowe problemy litologii, stratygrafii i tektoniki dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, 14, p. 926—928, nr 4. Warszawa.
- LEWOWICKI S., RUŚKIEWICZ M. (1966) — Dolnodewońskie piaskowce kwarcytowe w zachodniej części Pasma Klonowskiego Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 194, p. 7—29. Warszawa.
- LOBANCOWSKI H. (1965) — Dolny dewon (górny ems) w zachodniej części Pasma Klonowskiego w Górach Świętokrzyskich. *Arch. PAN (maszynopis)*. Warszawa.
- MORAWIECKI A. (1960) — Piaskowce zsylikowane z Godowa. *Pr. Inst. Geol.*, 30, cz. II, p. 251—308. Warszawa.
- PAJCHŁOWA M. (1959) — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zeszyt 5 — Dewon. *Inst. Geol. Warszawa*.
- PAJCHŁOWA M. (1962) — Dewon w Górach Świętokrzyskich. *Przew. XXXV Zjazdu PTG w Kielcach*. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- ROSZEK H., SIEDLECKI S. (1963) — On the Presumably Late Silurian and Early Devonian Sediments in the Environs of Cracow. *Biul. Acad. Pol. Sc., ser. geol. geogr.*, 11, p. 15—22, nr 1. Warszawa.
- RUŚKIEWICZ M. (1960) — Budowa geologiczna i ocena złóż ogniotrwałych piaskowców kwarcytowych zachodniej części Pasma Bielińskiego. *Prz. geol.*, 8, p. 366—371, nr 7. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1917) — Utwory dewońskie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, 20. Warszawa.
- SERWAN H. (1969) — Sprawozdanie z badań geologicznych prowadzonych za ru-

- dami żelaza na obszarze Dąbrowa k/Kielc w latach 1961—1966. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.
- TARNOWSKA M. (1967) — Kompleksy litologiczne dewonu dolnego w wiercieniu Haliszka-1 k. Iwanisk. Kwart. geol., 11 p. 960—962, nr 4. Warszawa.
- TARNOWSKA M. (1968) — Nowy punkt występowania tuffitów dolnodewońskich w Górach Świętokrzyskich. Prz. geol., 16, p. 229—234, nr 5. Warszawa.
- TARNOWSKA M. (1969a) — Wstępne dane o mineralizacji warstw przejściowych emsu i eiflu w strefie Łagów-Iwaniska w Górach Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 39, p. 727—731, nr 4. Warszawa.
- TARNOWSKA M. (1969b) — Badania litologii i mineralizacji utworów emsu i eiflu w rejonie Łagów—Iwaniska. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- ZNOSKO J. (1963) — Problemy tektoniczne obszaru pozakarpackiej Polski. Pr. Inst. Geol., 30, cz. IV, p. 71—109. Warszawa.
- ZAKOWA H., JURKIEWICZ H. (1966) — Badanie struktury łagowskiej pod kątem występowania złóż węglowodorów. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- КИРКИНСКАЯ В. Н. (1958) — Справочное руководство по петрографии осадочных пород, 2, разд. I (Пирокластические породы).

Мария ТАРНОВСКА

ПОЛИМИКТОВЫЕ И ТУФОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО ДЕВОНА В КЕЛЕЦКОМ РЕГИОНЕ СВЯТОКРИШСКИХ ГОР

Резюме

В последнее время в Келецком регионе Святокришских гор в буровых скважинах: Халишка-1, Зарембы-2, Здобец-1 и Цедро-1 изучены первые полные разрезы нижнего девона. В восточной части Келецко-Лаговского синклиниория около Иваниск, реальная мощность нижнего девона составляет около 130 м., а на западе, в окрестностях Радлина, около 80 м. Нижнедевонский возраст определяется по остаткам плакодерм и остракодерм рода *Psammosteidae* sp. (табл. I, фиг. 5), по остаткам пелеципод (табл. I, фиг. 3), по псилофитам (табл. I, фиг. 4), а также по богатой группе микрофлоры, исследованной Л. Якубовской (1968).

В разрезе нижнего девона залегают характерные литологические комплексы. Снизу вверх: нижний пестрый алевролитово-песчаный комплекс, средний песчаный комплекс, верхний пестрый алевролитово-песчаный комплекс, а также верхний песчаный комплекс (фиг. 1). Эти комплексы имеют значительное региональное распространение, они наблюдаются в нескольких скважинах в окрестностях Иваниск, Лагова, Радлина и Белин, а также в обнажениях. В нижней части девона выделено три седиментационных цикла: нижнеэмский, охватывающий нижний пестрый комплекс с полимиктовыми конгломератами в подошве, верхнеэмский, составляющий средний песчаный комплекс с псефитами в подошве и верхний пестрый комплекс, а также эмско-эйфельский цикл, состоящий из конгломератов, песчаников, обломочно-карбонатных пород и доломитов эйфеля (фиг. 1).

В разрезе нижнего девона Келецкого региона цветные полимиктовые породы в основном появляются в двух местах. Большое их количество залегает в нижней части разреза, где их многократное переслаивание с кварцевыми песчаниками, глинистыми алевролитами и туффи-

тами, образует нижний пестрый комплекс. В среднем песчаном комплексе, состоящем почти исключительно из белых псаммитовых кварцитовых песчаников, не отмечено наличия полимиктовых и туфогенных пород. Над средним комплексом снова преобладают полимиктовые железистые алевролиты с прослоями песчаников, туфогенных аргиллитов и туффитов (фиг. 1).

Полимиктовые породы состоят из плохо отсортированных разнородных минеральных компонентов (кварц, мусковит, серицит, биотит, реже каолинизированные полевые шпаты, хлориты, гематиты, гетит, халцедон, рутил, циркон, турмалин), а также из обломков осадочных пород, реже метаморфических и вулканических. Обломочный псаммитово-алевритовый материал залегает в изменчивом количестве, а преобладающим компонентом является кварц (табл. II, фиг. 6). Цемент составляет около 70%, он неоднородный глинистый (иллитовый), глинисто-железистый, а местами железистый и имеет базальный, а иногда порово-контактный характер. Содержание Fe_2O_3 колеблется в границах 5—20%. Большинство исследованных пород это полимиктовые алевролиты, а часть их представляет собой переход к кварцито-глинистым песчаникам и грувакам низшего порядка.

В туффитах разрозненный обломочный материал (кварц, полевой шпат, обломки вулканических пород) сцементирован обильной девитрифицированной глинистой массой монтмориллонитово-иллитового состава. Термические дифференциальные анализы глинистой фракции туффита (фиг. 2, кривые 1, 2, 3), а также химизм (табл. I, № 7) указывают на сходство с туфогенными алевролитами. Туфогенные алевролиты содержат незначительное количество пирокластического материала, перемешанного с локальным осадочным материалом (Табл. IV, фиг. 12).

Красная, часто неоднородная, пятнистая окраска полимиктовых пород, вероятно, является результатом процессов диагенеза, при которых произошел переход гетита в гематит. В этих породах часто наблюдаются мелкие конкреции гематитов (табл. III, фиг. 9, 11) диагенетического происхождения.

В нижнем девоне трансгрессивные периоды, представленные песчаниками, разделены периодами задержек трансгрессии, обмеления бассейна, сильной денудации краевых территорий бассейна и интенсивной вулканической деятельности, представленными пестрым комплексом отложений. Подобные условия интенсивного выветривания и вулканической деятельности существовали также в период всего нижнего цикла седиментации нижнего девона.

Наличие в разрезе нижнего девона литологических прослоев туффитов и туфогенных пород свидетельствует о интенсивной вулканической деятельности в тот период.

Maria TARNOWSKA

LOWER DEVONIAN POLYMICCT AND TUFACEOUS ROCKS IN THE KIELCE REGION OF THE ŚWIĘTOKRZYSKIE MOUNTAINS

Summary

Recently, some complete profiles of the Lower Devonian have been investigated in several bore holes (Haliszka-1, Zaręby-2, Zdobiec-1 and Cedro-1) situated within the Kielce region of the Świętokrzyskie Mountains. In the eastern part of the Kielce-Lagów synclinorium (near Iwaniska), the real thickness of the Lower Devonian amounts approximately to 130 m. In the western part, in turn (vicinity of Radlino) — approximately 80 m. The Lower Devonian age is evidenced here by the fragments of placoderms and ostracoderms of the genus *Psammosteidae* sp.

(Table I, Fig. 5), fragments of pelecypods (Table I, Fig. 3), psilophytes (Table I, Fig. 4) and by a rich microflora assemblage examined by L. Jakubowska (1968).

The Lower Devonian profile is characterized by some distinctive lithological complexes. Here belong, from bottom to top: lower variegated siltstone-sandstone complex, middle sandstone complex, upper variegated siltstone-sandstone complex and upper sandstone complex (Fig. 1). These complexes are considerably regionally widespread and may be investigated in a dozen of bore holes in the vicinity of Iwaniska, Lagów, Radlin, and Bieliny, as well as at exposures. At the lower part of the Devonian formations three sedimentary cycles are distinguished: Lower Emsian cycle that includes the lower variegated complex with the polymict conglomerates at the bottom; Upper Emsian cycle that makes the middle sandstone complex with psiphites at the bottom and the upper variegated complex; and Emsian-Eifelian cycle built of conglomerates, sandstones, clastic-carbonate rocks and Eifelian dolomites (Fig. 1).

In the Kielce region, the coloured polymict rocks appear in the Lower Devonian profile at two horizons only. For the most part they are found in the lower portion of the profile, where intertonguing with quartz sandstones, clay siltstones and tuffites, they constitute the so-called lower variegated complex. In the middle sandstone complex built almost completely of white psammitic quartzite sandstones, no polymict and tuffaceous rocks have been ascertained. On the other hand, above the middle complex, the main part is played again by the ferruginous polymict siltstones with intercalations of sandstones, tuffaceous claystones and tuffites (Fig. 1).

The polymict rocks are built of feebly sorted different mineral components (quartz, muscovite, rizzite, biotite, rarely kaolinized feldspars, chlorites, haematite, goethite, chalcedony, rutile, zircon, tourmaline) and of fragments of sedimentary rocks, at places also of metamorphic and volcanic rocks. Psammitic-aleuritic fragmental material occurs in changing amounts; quartz is here a prevailing constituent (Tabl. II, Fig. 6). Cementing material makes 70% of rock, and is differentiated, mainly clayey (illite), clayey-ferruginous, locally ferruginous, and of basal, partly of porous-contact nature. Fe_2O_3 content ranges from 5 to 20%. Most rocks examined are determined as polymict siltstones; part of them represent transition varieties to quartz-clay sandstones and greywackes of lower rank.

In tuffites the clastic material (quartz, feldspars, fragments of volcanic rocks) is cemented with abundant, devitrified clay mass characterized by a montmorillonite-illite composition. Thermal-differential analyses of the clay fraction of the tuffite (Fig. 2, curves 1, 2, 3), and chemical nature (Table 1, No 7) show a resemblance to tuffaceous siltstones. These in turn contain a slight admixture of pyroclastic material mixed with the local sedimentary rocks (Tabl. IV, Fig. 12).

Frequently non uniform red and spoty colour of the polymict rocks most probably is an effect of diagenetic processes responsible for the transition of goethite into haematite. These rocks frequently reveal fine haematite concretions of diagenetic origin (Tabl. III, Fig. 9 and 11).

In the Lower Devonian the transgression periods, which are represented by sandstone complexes, are separated with a period of reduced transgression, shallowing of the basin, strong denudation of elevated areas and intense volcanic activity, all recorded in the upper variegated complex. Similar conditions of intense weathering processes and volcanic activity were at the time of the lower cycle of the Lower Devonian sedimentation.

The occurrence of numerous intercalations of tuffites and tuffaceous rocks in the Lower Devonian profile proves an intense volcanic activity at that time.



Fig. 3



Fig. 4

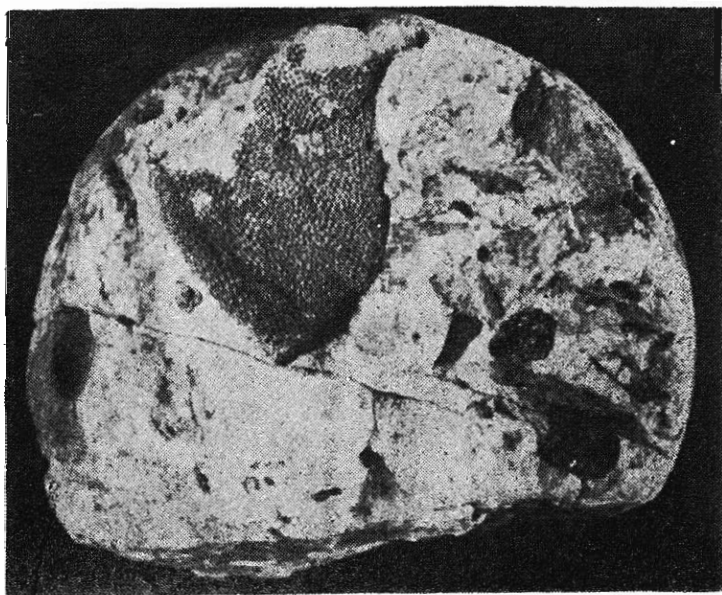


Fig. 5

TABLICA I

- Fig. 3. Odcisk mały w ilastym mułowcu dolnodewońskim, Tęcza-1, głębokość 70,7 m; pow. 4 ×
Part of pelecypod in clayey siltstone of Lower Devonian age. Tęcza-1, depth 70,7 m, enl. × 4
- Fig. 4. Szczątki psylofitów z dychotomicznym rozgałęzieniem w mułowcu ilastym. Haliszka-1, głębokość 77,2 m; pow. 0,2 ×
Fragments of psilophytes with dichotomous ramification in clayey siltstone. Haliszka-1, depth 77,2 m; enl. × 0,2
- Fig. 5. Tarczki ostrakoderm *Psammosteidea* sp. (wg H. Łobanowskiego) w piaskowcu kwarcytowym. Poręba-1, głębokość 150,5 m; wielkość naturalna
Plates of ostracoderms of *Psammosteidea* sp. (according to H. Łobanowski) in quartzite sandstone. Poręba-1, depth 150,5 m; natural size

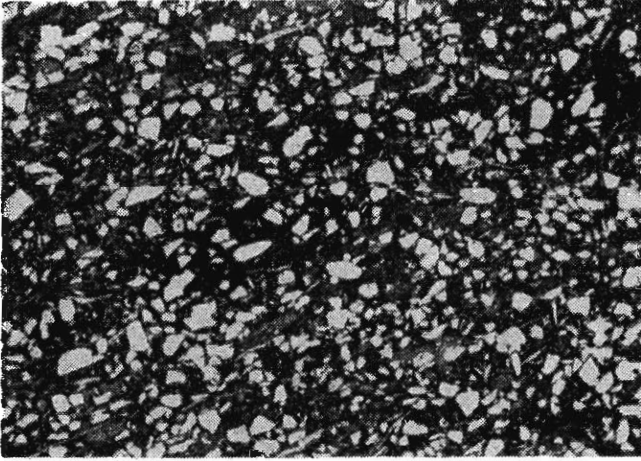


Fig. 6

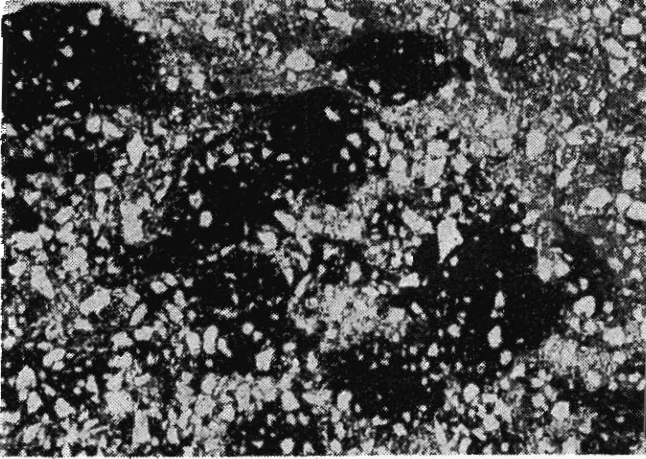


Fig. 7

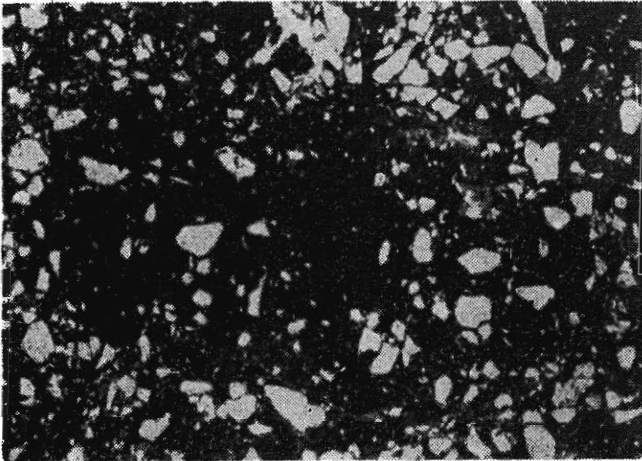


Fig. 8

TABLICA III

- Fig. 6. Mułowiec polimiktyczny o spoiwie ilasto-żelazistym. Haliszka-1, głębokość 74,0 m; nikole równoległe, pow. 32 ×
Polymict siltstone with clay-ferruginous cement. Haliszka-1, depth 74,0 m; parallel nicols, enl. × 32
- Fig. 7. Żelaziste skupienia hematytowe (czarne) w mułowcu. Haliszka-1, głębokość 152,0 m; nikole równoległe, pow. 32 ×
Haematite ferruginous concretions (black) in siltstone. Haliszka-1, depth 152,0 m; parallel nicols, enl. × 32
- Fig. 8. Mułowiec o spoiwie żelazistym, na ciemnym tle widoczny ostrokrawędzisty materiał okruchowy. Haliszka-1, głębokość 62,6 m; nikole równoległe, pow. 32 ×
Siltstone with ferruginous cement. Note sharp-edged clastic material against the dark background. Haliszka-1, depth 62,6 m; parallel nicols, enl. × 32

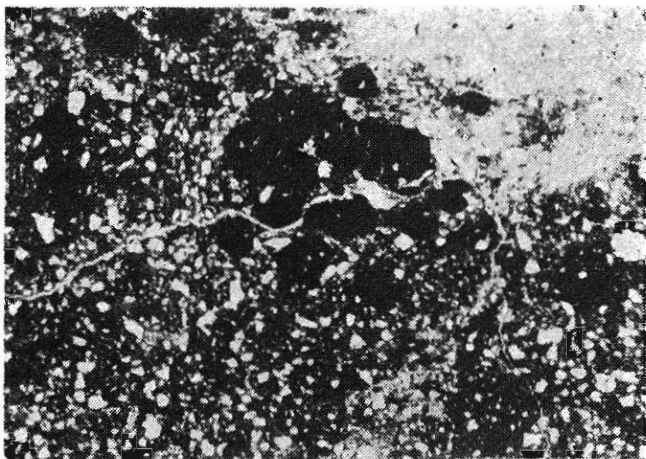


Fig. 9

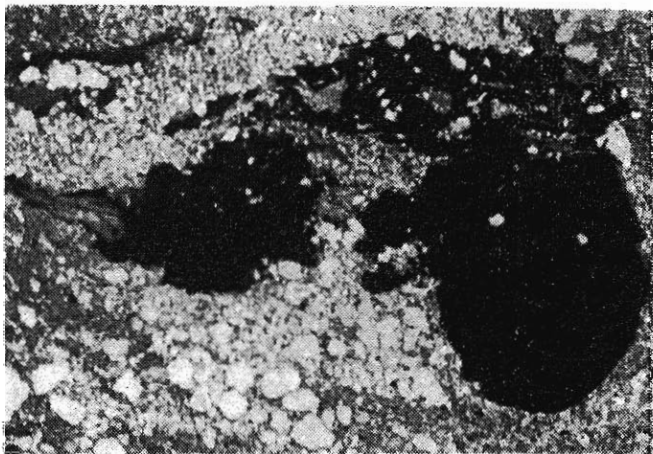


Fig. 10

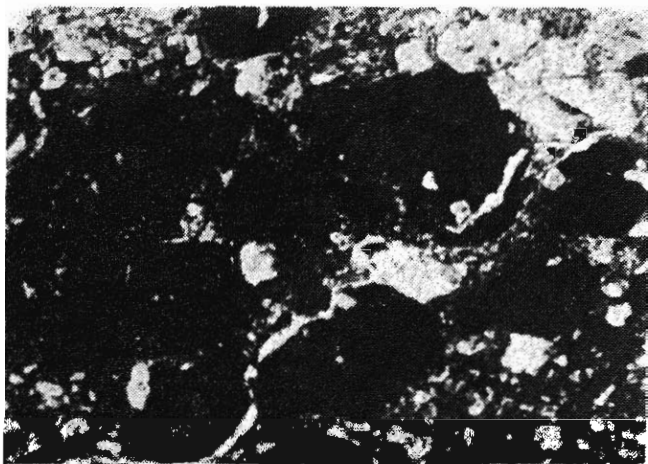


Fig. 11

TABLICA III

- Fig. 9. Konkrecyjne utwory hematytowe (czarne) w mułowcu o spoiwie ilasto-
-żelazistym. Haliszka-1, głębokość 174,0 m; nikole równoległe, pow. 32 ×
Haematite concretions (black) in siltstone with clay-ferruginous cement.
Haliszka-1, depth 174,0 m; parallel nicols, enl. × 32
- Fig. 10. Okruchy przeobrażonej skały wulkanicznej, szkliwa i konkrecyjne skupienia
hematytu w mułowcu polimiktycznym zlepieńcowym. Cedro-1, głębokość
109,4 m; nikole równoległe, pow. 26 ×
Fragments of altered volcanic rock, volcanic glass and haematite concretions
in polymict siltstone of conglomerate nature. Cedro-1, depth 109,4 m; parallel
nicols, enl. × 26
- Fig. 11. Konkrecyjne skupienia hematytowe (czarne) z nieregularnymi przerostami
kaolinitu (jasne). Haliszka-1, głębokość 174,0 m; nikole równoległe, pow.
82 ×
Haematite concretions (black) with irregular kaolinite intergrowths
(light). Haliszka-1, depth 174,0 m; parallel nicols, enl. × 82

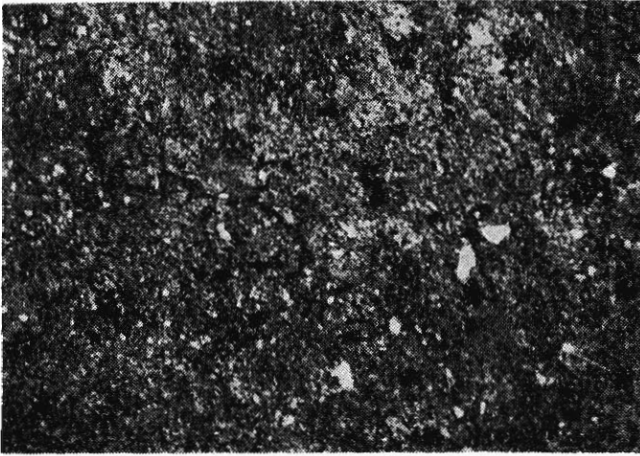


Fig. 12

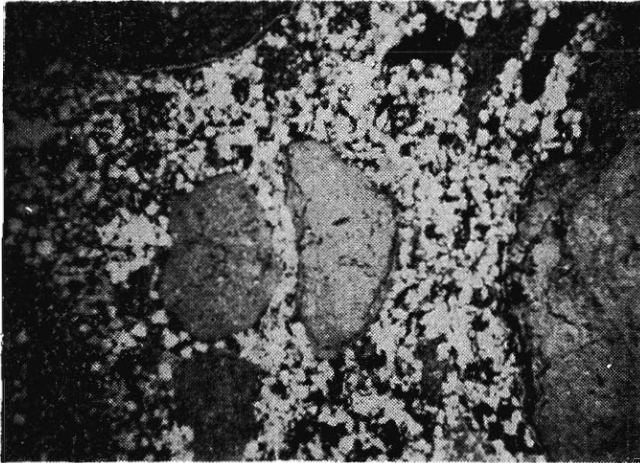


Fig. 13

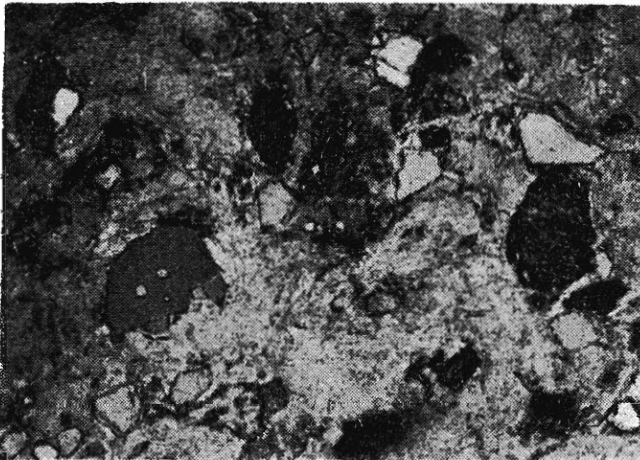


Fig. 14

TABLICA IV

- Fig. 12. Mułowiec tufoogeniczny ze skupieniami węglanów (szare) i relikdami szkliwa. Haliszka-1, głębokość 58,7 m; nikole równoległe, pow. 32 ×
Tufaceous siltstone with carbonate concretions (grey) and volcanic glass relics. Haliszka-1, depth 58,7 m; parallel nicols, enl. × 32
- Fig. 13. Toczeńce bentonitowe w mułowcu zlepieńcowym polimiktycznym. Poręba-1, głębokość 82,7 m; nikole równoległe, pow. 14 ×
Bentonite balls in polymict siltstone of conglomerate nature. Poręba-1, depth 82,7 m; parallel nicols, enl. × 14
- Fig. 14. Tufit wiotkryształoklastyczny gruboziarnisty, z kryształami i okruchami kwarcu (jasnoszare) oraz relikdami szkliwa (czarne). Zdobiec-1, głębokość 62,3 m; nikole skrzyżowane, pow. 26 ×
Coarse-grained vitrocrystalline tuffite with crystals and fragments of quartz (light grey), and with volcanic glass relics (black). Zdobiec-1, depth 62,3 m; crossed nicols, enl. × 26