

STANISŁAW SIEDLECKI

Utwory stefańskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego*

TREŚĆ: Wstęp — Następstwo warstw — Opis warstw i argumentacja ich wieku: arkoza kwaczalska; piaskowce karniowickie, profil wkopu w Rudnie; martwica karniowicka; zlepieńce myślachowickie; tufy porfirowe i melafirowe — Wstępny schemat stratygraficzny — Literatura

WSTĘP

We wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego osadzone zostały i zachowały się przed zniszczeniem przez czynniki denudacyjne najmłodsze utwory paleozoiczne całego wielkiego synklinorium Zagłębia. Najmłodsze te osady odpowiadają wiekowo najwyższemu karbonowi oraz dolnemu permowi. Obszar ich występowania bliski jest wschodniej peryferii Zagłębia. Skały najwyższego karbonu ukazują się głównie w okolicach Chrzanowa, na obszarze odległym ok. 30-60 km na zachód od Krakowa (Filipowice, Karniowice, Młoszowa, Siersza, Ciężkowice, Szczakowa, Jaworzno, Chełm, Libiąż, Babice, Kwaczała, Alwernia) (Fig. 1).

Z uwagi na to, że obszar ten stanowi najbardziej do Krakowa zbliżoną część Polskiego Zagłębia Węglowego, nazywać go będziemy poniżej obszarem krakowskim.

Skały dolnego permu poznano także głównie z obszaru krakowskiego, jak również z terenów pobliskich miast Sławków, Dąbrowa Górnicza i Ząbkowice. Utwory permskie nawiercono też w okolicach znajdujących się na południe od Siewierza np. w Tuczej Babie (Pusch, 36), w Głazówce (Rutkowski, 46), w Bibieli (Michael, 24), a nawet bezpośrednio na południe od Krakowa (Grzybowski, 9).

* Opracowanie niniejsze wykonane zostało w Zakładzie Geologii U. J. w ramach prac Muzeum Ziemi i na podstawie materiałów zgromadzonych przez autora w latach 1946-1950. Wielu geologom, z których rad w czasie pracy miałem możliwość korzystać, a zwłaszcza prof. drowi M. Książkiewiczowi oraz prof. drowi M. Turnau-Morawskiej i drowi T. Bocheńskiemu, składam na tym miejscu gorące podziękowanie.

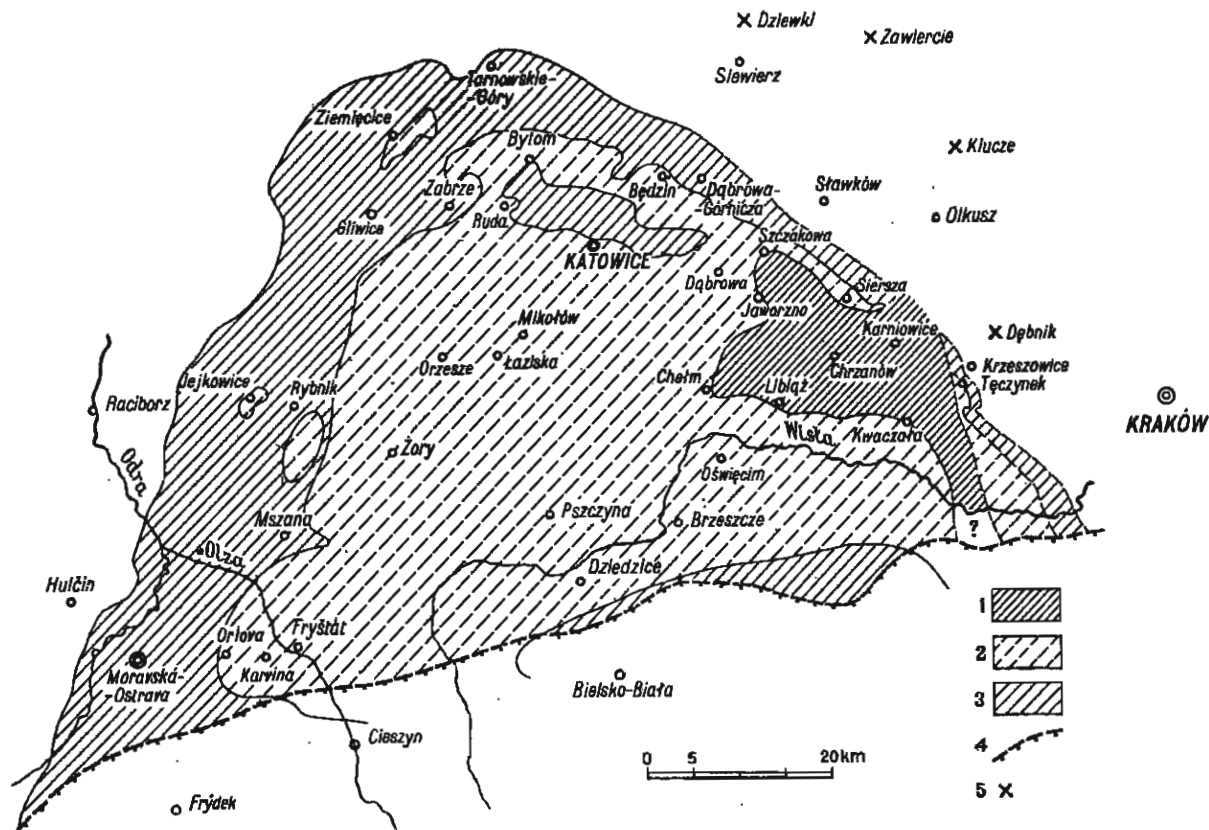


Fig. 1

Schematyczna mapa zasięgu warstw karbonu w Polskim Zagłębiu Węglowym i w Zagłębiu Karwińsko-Ostrawskim 1 warstwy stefañskie, 2 w. westfałskie, 3 w. namurskie, 4 brzeg nasunięcia karpackiego, 5 odsłonięcia dewonu i wapienia węglowego po E stronie Zagłębia (po części wg schematu P. Kukuka z r. 1940)

Osady najmłodszego paleozoiku, występujące w określonych wyżej obszarach, zaliczane były aż do ostatnich czasów w większości do dolnego permu, a nawet po części do permu górnego (cechsztyn). W 1951 r. autor złożył do druku w wydawnictwach Państwowego Instytutu Geologicznego dwa opracowania (51, 52), w których wysunął tezę, że znaczną część skał zaliczanych dotychczas w wymienionych terenach do dolnego permu, należy obecnie uznać za osady stefañskie, utwory zaś, które uważano (J. Czarnocki, 5) za najprawdopodobniej cechszyńskie, zaliczyć należy do dolnego czerwonego spągowca.

Praca niniejsza jest rozwinięciem argumentacji, dotyczącej tych zagadnień.

NASTĘPSTWO WARSTW

Następujące warstwy, składające się na utwory najmłodszego paleozoiku we wschodniej części Zagłębia, rozpatrywać będziemy jako osady stefañskie i dolno-permskie:

5. tufy porfirowe i melafirowe
4. zlepieńce myślachowickie
3. martwica karniowicka
2. piaskowce karniowickie
1. arkoza kwaczalska

Poruszymy też zagadnienie wieku skał magmowych obszaru krakowskiego. Należą do nich melafiry (z Regulic, Rudna, Alwerni, Poręby i okolic Mirowa), porfiry (z Miękini i z Zalas) oraz diabazy (z Niedźwiedziej Góry koło Tęczynka).

Wszystkie te skały osadowe i magmowe po raz pierwszy zostały łącznie zaliczone do czerwonego spągowca przez F. Roemera (41) w 1864 r. Opisywane były następnie przez licznych autorów, którzy zajmowali się w swych pracach budową geologiczną wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. Przez różnych badaczy utwory te były jednak różnorodnie porządkowane w schematach stratygraficznych. Przypisywano im też różnorodną genezę geologiczną.

W swej monografii geologicznej Śląska F. Roemer w 1870 r. (42) całą tę serię warstw ponownie zalicza do permu. G. Gürich w 1890 r. (10) zespół ten określa jako warstwy karniowickie. Szczegółowe opisy i dane kartograficzne uwzględnione były następnie w monografii E. Tietzego z 1888 r. (56). Autor ten zaliczył znaczną część opisywanych osadów do dolnego triasu. Jedynie dolne warstwy arkozy kwaczalskiej, zawierające skrzemieniałe pnie araukarii, uważał E. Tietze za być może permskie. Zasługę szczegółowego opracowania geologicznego całego okre-

gu krakowskiego przypisać należy przede wszystkim St. Zaręcznemu, którego mapa geologiczna oraz tekst do niej (1894 r., 63) stanowią podstawę dla wszystkich późniejszych badań geologicznych na tym terenie.

St. Zaręczny ustalił z dużą dokładnością również następstwo warstw najmłodszego paleozoiku obszaru krakowskiego. Podział jego w zasadzie zgodny jest z podziałem F. Roemera, z tym, że St. Zaręczny do permu zaliczył tylko arkozę kwaczalską, piaskowce karniowickie i martwicę karniowicką. Zlepieńce zaś myślachowickie i tufy porfirowe i melafirowe autor ten uznał za dolno-triasowe (zlepieńce podstawowe transgresji triasu).

W tym samym czasie, kiedy E. Tietze i St. Zaręczny prowadzili na obszarze krakowskim swe badania, M. Raciborski zajął się opracowaniem flory skrzemieniałych drzew z arkozy kwaczalskiej (37) oraz bogatej flory z martwicy karniowickiej (38). Opierając się na swych studiach paleobotanicznych autor ten — w przeciwieństwie do poglądów E. Tietzego (56, 57, 58) i St. Zaręcznego (62, 63) — uważał, że piaskowce karniowickie i martwica są najniższymi ogniwami permu krakowskiego. Wiek tych utworów określa Raciborski jako „permo-karboński“. Arkozę kwaczalską uznał ten autor za osad dolno-permski (czerwony spągowiec), młodszy od piaskowców karniowickich i martwicy.

St. Zaręczny (63) wypowiada jednak zastrzeżenia przeciw pogładowi M. Raciborskiego co do młodszego w stosunku do piaskowców i martwicy z Karniowic wieku arkozy kwaczalskiej. Autor ten podkreśla, że wszędzie tam, gdzie obserwowano najniższe warstwy arkozy kwaczalskiej, brak jest w jej spągu utworów analogicznych do piaskowców karniowickich lub do martwicy. Zdaniem St. Zaręcznego (63) arkoza kwaczalska jest utworem prawdopodobnie równowiekowym z wymienionymi piaskowcami i z martwicą. Pogląd Zaręcznego został przyjęty przez wszystkich niemal geologów studiujących po nim zagadnienia geologiczne wschodniej części Zagłębia.

Dyskusji podlegał również wiek oraz geneza zlepieńców myślachowickich i tufów, z którymi zlepieńce łączą się często stopniowymi przejściami w kierunku pionowym. Poglądy E. Tietzego (56) i St. Zaręcznego (63) dotyczące tych zagadnień były zakwestionowane przez J. Czarnockiego (1922-1924 r., 5), który zarówno zlepieńce jak i tufy uznał za prawdopodobnie górno-permskie (cechsztyńskie). Autor ten przeprowadził obserwacje porównawcze pomiędzy zlepieńcami myślachowickimi a podobnymi do nich zlepieńcami wapiennymi, znanymi z obszaru Gór Świętokrzyskich. Zlepieńce świętokrzyskie J. Czarnocki zaliczył do cechsztynu na podstawie znalezionej w nich fauny z *Productus horridus*.

Wymieniony autor przyjmował, że zarówno zlepieńce cechsztyńskie z Gór Świętokrzyskich jak też zlepieńce myślachowickie stanowić mogą

osad transgredującego morza górno-permskiego, które w swej działalności abrazyjnej przerabiało masy krasowych zwietrzelin wapieni dewońskich i dolno-karbońskich.

Skalami magmowymi obszaru krakowskiego najdokładniej zajmował się Z. Rozen (1909 r., 43). Porfiry, melafiry i diabazy autor ten uznał za skały eruptywne i komagmatyczne. Na podstawie zaobserwowanego już przez R. Zuberę (1886 r., 64) zjawiska spoczywania lawy melafirowej na arkozie kwaczalskiej w Alwernii, Z. Rozen uznał wszystkie skały magmowe obszaru krakowskiego za prawdopodobnie równowiekowe, dolno-permskie, młodsze jednak od wieku arkozy kwaczalskiej.

Na podstawie badań wymienionych autorów w literaturze geologicznej dotyczącej wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego ustalony został do ostatnich czasów następujący schemat stratygraficzny utworów „permskich“:

tufy porfirowe i melafirowe	}	cechsztyn
zlepieńce myślachowickie		
porfiry, melafiry, diabazy	}	czerwony spagowiec, ewent. częściowo „permokarbon“
arkoza kwaczalska, piaskowce		
karniowickie i martwica kar-		
niowicka		
utwory karbonu produktywnego		

Tego rodzaju podział stratygraficzny wymaga obecnie rewizji, przede wszystkim wobec uzyskania nowych danych obserwacyjnych z terenu wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego.

W zakończeniu autor niniejszego opracowania podaje schemat nowego podziału stratygraficznego opisywanych utworów. Podkreślić należy, że dotychczasowe badania autora pozwalają na traktowanie podanego niżej schematu jako wyrazu poglądów wstępnych, wymagających jeszcze dalszych studiów terenowych i laboratoryjnych.

Główne zmiany w dotychczasowych poglądach stratygraficznych, jakie wprowadza autor w swej tabeli, polegają na:

1. oddzieleniu wiekowym piaskowców karniowickich wraz z martwicą od arkozy kwaczalskiej,
2. ustaleniu następstwa wiekowego warstw według porządku od dołu: arkoza kwaczalska — piaskowce karniowickie z martwicą w części stropowej — zlepieńce myślachowickie — tufy porfirowe i melafirowe oraz lawy melafirowe,
3. zaliczeniu arkozy, piaskowców i martwicy do osadów stefañskich oraz przypisywaniu im wieku środkowo-stefañskiego (arkoza) i górno-stefañskiego (piaskowce i martwica),

4. zaliczeniu zlepieńców myślachowickich do niższej części czerwonego spągowca, tufów zaś i law melafirowych — do wyższej części tego okresu,

5. powiązaniu genezy tych utworów ze zjawiskami orogenetycznymi fazy asturyjskiej i fazy saalskiej.

OPIS WARSTW I ARGUMENTACJA ICH WIEKU

Arkoza kwaczalska

Główny teren występowania tego utworu ciągnie się pasem położonym w południowej części obszaru krakowskiego wzdłuż północnego brzegu doliny Wisły. Odśłonięcia arkozy znane są zwłaszcza z okolic wsi: Poręba, Alwernia, Kwaczała, Babice, Płaza, Zagórze, Żarki, Chełmek. Mniej charakterystyczne odśłonięcia ukazują się w okolicach Jaworzna, Szczakowej, Sierszy i Myślachowic. W pobliżu tych miejscowości, położonych o kilka lub kilkanaście kilometrów dalej ku północy od pasa głównych odsłonień, arkoza wykazuje wybitną zmienność cech litologicznych i jest prawdopodobnie w dużym stopniu zastąpiona przez warstwy czerwonych ilów i glin. Te ostatnie występują na większych przestrzeniach zwłaszcza pomiędzy Szczakową i Ciężkowicami, a także w okolicach Jaworzna. Odśłonięcia arkozy kwaczalskiej oznaczone zostały najdokładniej na mapie St. Zaręcznego (63).

Mięszość typowo rozwiniętej arkozy jest zmienna. Przekracza ona na ogół 100 m. Nie sięga przy tym zazwyczaj ponad 150 m. Według danych R. Michaela (23, 24) mięszość „permu“ w obszarze krakowskim sięga niekiedy ponad 400 m. Zachodzi to w obrębie synklin lub zapadlisk wieku waryscyjskiego wgłębianych w powierzchnię utworów westfalskich. Należy podkreślić, iż cytowane przez R. Michaela (23) znaczne mięszości „permu“, nawierconego w obrębie tego rodzaju zapadlisk np. w Regulicach (408 m „permu“) lub w Pile Kościeleckiej (428 m „permu“), dotyczą prawdopodobnie głównie utworów bezpośrednio młodszych od arkozy kwaczalskiej (piaskowce karniowickie i osady stanowiące facjalne odmiany zlepieńców myślachowickich).

Arkoza kwaczalska jest osadem spoczywającym niezgodnie na zaburzonych tektonicznie warstwach karbońskich. W głównym obszarze występowania arkozy, pomiędzy Kwaczałą a Chełmkami, arkoza leży na warstwach produktywnych libiąskich (westfal D). W okolicach Jaworzna i Sierszy arkoza spoczywa na warstwach łaziskich i chełmskich (westfal C). Jest możliwe, że np. w okolicy Filipowic lub Karniowic arkoza w swym podkładzie ma warstwy namurskie.

Waryscyjskie zaburzenia tektoniczne warstw karbonu produktywnego w obszarze krakowskim odnieść należy do fazy orogenicznej asturyj-

skiej (H. Stille, 54, St. Czarnocki, 6, i in.). Na warstwach tych arkoza kwaczalska spoczywa na ogół płasko. W głównym obszarze jej występowania arkoza wykazuje nachylenie ku NNE sięgające średnio 2°-5°. Podciągające ją warstwy westfalskie nachylone są na ogół silniej i niezgodnie w stosunku do arkozy (w Libiążu ku E; w Jaworznie ku SE; w okolicach Sierszy ku SW). Ruchy tektoniczne asturyjskie nie objęły więc osadu arkozy kwaczalskiej.

Nadkład arkozy jest niejednorodny. Pomijając utwory trzeciorzędowe i plejstocenijskie nadkład arkozy stanowią w rejonie Alwernia-Chełmek: osady triasowe oraz miejscami melafiry. Na utwory triasu składają się piaskowce i czerwone iły niższego psotego piaskowca (S. Siedlecki 49, 50), oraz spoczywające na nim margle dolomityczne retu i wapienie gogolińskie.

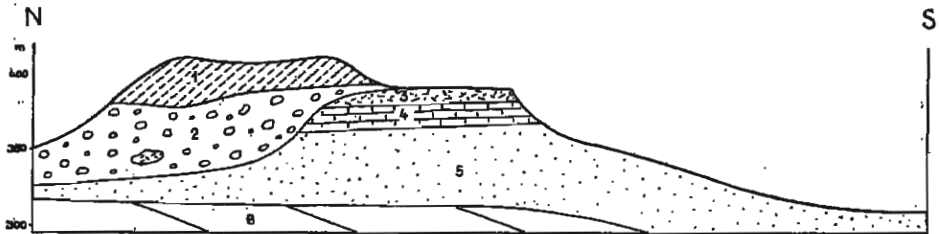


Fig. 2

Schematyczny profil ilustrujący stosunek wzajemny pomiędzy arkożą kwaczalską, piaskowcami karniowickimi, martwicą karniowicką, zlepieńcami myślachowickimi i tufami filipowickimi — Skala pozioma ok. 1:25.000, skala pionowa 1:5.000
1 tufy, 2 zlepieńce myślachowickie, 3 martwica karniowicka, 4 piaskowce karniowickie, 5 arkoza kwaczalska, 6 karbon produktywny

W okolicy Rudna i Woli Filipowickiej nadkład stanowią zlepieńce myślachowickie oraz miejscami tylko zachowane piaskowce karniowickie. W okolicach Karniowic piaskowce karniowickie zdają się z zasady spoczywać na arkozie. Stosunek przestrzenny arkozy kwaczalskiej do nadkładu piaskowców karniowickich i zlepieńców myślachowickich jest trudny do ustalenia. Sedymentacja bowiem i transport zlepieńców myślachowickich połączone były miejscami z silną erozją warstw niższych; tak że zlepieńce myślachowickie spoczywają czasem bądź wprost na arkozie (np. w Woli Filipowickiej lub w Myślachowicach), bądź nawet na karbonie produktywnym (np. okolice Filipowic).

Według dotychczasowych danych schemat stosunku arkozy kwaczalskiej do jej paleozoicznego podkładu i nadkładu przedstawić możemy zgodnie z rysunkiem fig. 2. Schemat ten odpowiada w przybliżeniu profi-

lowi geologicznemu, jaki obserwować można w okolicy wsi Karniowice¹ (równolegle do wzgórz oddzielających dolinę Kąrniovic od tzw. „Dulowskich parowów“).

Z profilu powyższego widać, że między arkozą kwaczalską a niżej leżącymi warstwami karbonu produktywnego przyjmujemy niezgodność tektoniczną. Między arkozą a piaskowcami karniowickimi niezgodności dotychczas nie stwierdzono. Na piaskowcach leży zgodnie martwica karniowicka. Podkreślić należy, że wapienna płyta martwicy jest utworem lokalnym, posiadającym rozprzestrzenienie mniejsze, niż inne osady karbonu i permu. W profilach geologicznych z okolic dalszych od Karniowic utwór ten byłby wyeliminowany.

Zlepieńce myślachowickie są osadem młodszym, niż martwica karniowicka i ułożenie ich w terenie jest na ogół wyższe, niż położenie martwicy. W niektórych odsłonięciach jednak (np. w Karniowicach lub w Filipowicach) stwierdzić można, że zlepieńce leżą lokalnie we wgłębieniach erozyjnych, wciętych w utwory podścielające zlepieńce.

Zjawisko to wyraźnie podkreślał Zaręczny (62) polemizując z dawniejszymi poglądami, w myśl których zlepieńce myślachowickie mają się jakoby przeławiać z martwicą.

Zlepieńce myślachowickie zawierają też w swej masie zarówno odłamy piaskowców karniowickich jak i martwicy. Świadczy to o erodowaniu wymienionych warstw w okresie sedymentacji zlepieńców. Zlepieńce leżą więc na swym podkładzie przekraczająco.

Tufy spoczywają na zlepieńcach zasadniczo zgodnie, jakkolwiek ich przestrzenny stosunek do zlepieńców jest również przekraczający. St. Zaręczny (62, 63) stwierdził wyraźnie stopniowe przejście w kierunku pionowym od zlepieńców do tufów. Zjawisko to potwierdzili również inni autorzy (np. J. Czarnocki, 4, 5).

Skład mineralny arkozy kwaczalskiej nie jest dotychczas dostatecznie opracowany. Sedyment ten w głównej swej masie stanowi istotnie typową arkozę, złożoną głównie z ziarn kwarcu i skaleni alkalicznych (St. Kreutz, J. Nowak, 26). Różowy ortoklaz nadaje arkozie często lekko różowe zabarwienie. Ilaste produkty rozkładu skaleni stanowią w wyższych zwłaszcza częściach osadu dość znaczną przymieszkę. Ziarna kwarcu i skaleni mają najczęściej wielkość od kilku dziesiątych mm do kilku mm. Z minerałów skałotwórczych częstym też jest w arkozie muskowiit, a w niektórych, zwłaszcza ilastych jej częściach — także biotyt. Wymieniony jakościowy skład mineralny głównej masy arkozy kwaczalskiej na-

¹ Autor prowadzi obecnie ściślejsze badania nad geologią okolicy Karniowic, połączone z wykonywaniem wkopów. W wyniku tych prac będzie można w przyszłości podać z tego terenu dokładniejsze profile geologiczne.

daje jej niekiedy pozorny pokrój silnie zwietrzałego, rozsypującego się granitu.

Ziarna kwarcowe i skaleniowe nie są wyraźnie otoczone. Autor nie obserwował dotychczas nigdy próbek arkozy kwaczalskiej, w których kształt i sposób otoczenia ziarn mógłby być interpretowany jako wynik eolicznego transportu materiału arkozy.

Spoiwo arkozy tworzy substancja serycytowa, często z domieszką CaCO_3 lub wodorotlenków Fe. Infiltracje uwodnionych związków żelaza często barwią osad arkozy na żółto lub brunatno. Cementują też one niekiedy nader silnie części opisywanego utworu. Na ogół jednak arkoza jest osadem słabo spojonym i łatwo ulegającym erozji.

Cechy litologiczne całego zespołu warstw arkozy kwaczalskiej są nader zmienne. Osad ten zarówno w kierunku pionowym jak też poziomym jest niejednolity. W skład jego wchodzi — prócz masy wymienionych wyżej składników — głównie żwiry kwarcowe o rozmiarach sięgających kilku cm średnicy, otoczaki różnorodnych skał krystalicznych (gnejsy, łupki mikowe, fility, kwarcyty, porfiry), a także ily i gliny, przeważnie intensywnie czerwonej barwy. Materiał grubszy jest bądź rozproszony wśród drobniejszego osadu, bądź skupia się w soczewki i warstwy, nie posiadające jednak regularnego rozprzestrzenienia. Gliny i ily tworzą również utwory soczewkowate o miąższościach różnorodnych (od kilkunastu cm do kilku m) i rozprzestrzenieniu zmiennym.

W swej pracy z r. 1951 autor (52) podał następujące charakterystyczne właściwości litologiczne opisywanego utworu (wymieniam je tu podając dodatkowe uzupełnienia).

a) Uławicenie arkozy kwaczalskiej jest nierówne, lecz często wyraźnie gruboławicowe. Miąższość poszczególnych ławic sięga często kilku metrów (nawet 3-5). Ławice stosunkowo rzadko oddzielone są wyraźnymi płaszczyznami nieciągłości (fugami międzywarstwowymi) (patrz tabl. I, fig. 1 i tabl. II, fig. 3). Niekiedy jednak uławicenie jest zupełnie wyraźne. Lokalnie nawet warstewki posiadają cechy słabo spojonych łupków piaszczysto-ilastych. Tego rodzaju łupkowate warstwy w obrębie całej masy sedymentu są jednak dość rzadkie.

b) W obrębie ławic zaznacza się bardzo często warstwowanie przekątne. Waha się ono w granicach kilkunastu do dwudziestu kilku stopni. Według dotychczasowych pomiarów ma ono nachylenie na ogół zbliżone do kierunku północnego².

² Pomiarzy nachyleń warstwowania przekątnego, wykonane w profilu erozyjnego wąwozu, wciętego w arkozę bezpośrednio na W od Kwaczały, dały wyniki: NNE—22°, NNE—16°, N—20°, NNE—18°, NNW—12°, N—15°, N—26°.

Przykłady tego rodzaju warstwowania ilustrują fotografie na tabl. I, fig. 2 i na tabl. II, fig. 4.

c) Segregacja materiału klastycznego składającego się na arkożę jest zjawiskiem nieregularnym. Często sedyment w obrębie poszczególnych ławic jest mieszaniną elementów składowych drobnych i większych. Miejscami jednak zauważa się warstwy lub tylko wkładki wśród warstw, zbudowane ze składników przesegregowanych pod względem wielkości.

d) Niejednokrotnie żwirry układają się w równe warstewki, składające się czasem tylko z pojedynczych, spoczywających koło siebie otoczków. Tworzą one wtedy lokalne wkładki o charakterze „bruków“ żwirowych. Genezę ich tłumaczyć możemy przyjmując, że osad arkozowy, utworzony z mieszaniny składników drobnych i grubszych, miejscami bywał przemywany przez wody bieżące, które zdolne były uruchomić i odprowadzić materiał klastyczny drobniejszy. Możliwa też była częściowa deflacja eoliczna.

Cieższe żwirry pozostawały przy tym mniej więcej na miejscu tworząc w wyniku warstewkę „bruku“, stanowiącego rodzaj „residuum“ po wcześniejszym, bardziej złożonym osadzie. Warstewki „bruków“ spotykanych w arkozie kwaczalskiej przedstawia załączona fotografia (tabl. III, fig. 5).

e). Pod względem jakościowym żwirry wchodzące w skład opisywanego osadu są różnorodne. Wspomniano wyżej, że prócz żwirów kwarcowych spotyka się w arkozie otoczaki skał metamorficznych i magmowych. Autor zbiera obecnie materiały do bardziej szczegółowych studiów nad tymi interesującymi skałami. Według stwierdzeń dotychczasowych gnejsy, łupki krystaliczne, porfiry i kwarcyty, występujące nierzadziej często w postaci otoczków w arkozie, są elementami pochodzącymi pierwotnie ze skał, nieznanymi z dzisiejszego geologicznego otoczenia arkozy. Dlatego w swych poprzednich pracach (1949, 1951 — 50, 52) autor nazwał je „egzotykami“. Nazwy tej użył autor przez analogię do określenia elementów „egzotycznych“, występujących we fliszu karpackim. Jest prawdopodobne, że skał macierzystych dla „egzotyków“, spotykanych w arkozie kwaczalskiej, należałoby szukać w nieodsłoniętych dziś masywach kaledońsko-warwyscyjskich, ukrytych zapewne pod płaszczowinami Karpat w obszarze położonym na południe od terenu występowania arkozy kwaczalskiej.

Zarówno skład petrograficzny arkozy (obecność „egzotyków“ i wielkiej masy skaleni alkalicznych) jak przewaga ku północy zwróconych nachyleń w warstwowaniach przekątnych osadu, jak wreszcie bogate występowanie facji ilastych w północnych strefach rozprzestrzenienia arkozy

(Jaworzno, Szczakowa) świadczą, że kierunek transportu tego osadu był zbliżony do kierunku z południa na północ, tzn. od dawnych masywów „prakarpaccich“ (J. Nowak, 26) ku ich północnym obszarom piedmونتowym. Do podobnego poglądu na kierunek transportu materiału arkozy doszedł już W. Łoźński w 1912 r. (21).

f) Wkłady czerwonych glin lub ilów są w obrębie arkozy kwaczalskiej zjawiskiem charakterystycznym. Wspomniano już, że występują one w większych ilościach, zwłaszcza w północnym obszarze zasięgu arkozy. Trafiają się jednak również w obszarze południowym. Iły i gliny odsłonięte są w terenie na ogół niezbyt wyraźnie i nie zostały dotychczas dość ściśle zbadane. Ogólną ich cechą jest barwa czerwona lub fioletowa, czasem brunatna lub z zielonymi plamami. Zabarwienie pochodzi od domieszki tlenków żelaza trójwartościowego. Zabarwienia zielone wiążą się zapewne z procesami redukcji Fe^{+++} na żelazo dwuwartościowe.

Czerwone iły spotyka się też w obrębie arkozy w postaci mniej lub więcej otoczonych brył, o rozmiarach od kilku do kilkunastu cm średnicy (czasem nawet powyżej 30 cm). Najczęściej bywają one zaokrąglone i nieco spłaszczone, czasem prawie kuliste. Wyglądem swym przypominają otoczaki ilaste opisywane z obszarów pustynnych jako „Thongallen“ przez J. Walthera (61) lub z arkoz stefañskich z Czech czy z Sudetów wymieniane przez W. Petraschka (33). Ilustruje je załączona fotografia (fig 6 na tabl. III).

Tłumaczenie ich genezy, podawane przez J. Walthera (61), a mówiące o eolicznym transporcie odłamków ilastych z osadów wyschniętych „takyków“, nie może być przyjęte w przypadku ilastych otoczek z arkozy kwaczalskiej. Już W. Petraschek (33) koncepcję taką podaje w wątpliwość. Arkoza kwaczalska, podobnie jak stefañskie arkozy czeskie, nie posiada cech osadu eolicznego. W. Petraschek (l. c., s. 256) nadmienia, że kawałki ilaste mogą być wyrzucane na piaszczysty brzeg przez fale śródlądowych zbiorników wodnych i w ten sposób dostać się mogą do sedymentu piaszczystego.

W obrębie arkozy kwaczalskiej obserwowałem, że otoczaki ilaste bywają niekiedy silnie zdeformowane, przy tym nie tylko spłaszczone, lecz także rozciągnięte w kierunku warstwowania osadu. Przybierają wtedy kształty gruszkowate lub nawet wrzecionowate. Czasem układają się smugowo, czasem nieregularnie. W niektórych przypadkach obserwować można całkowite zgniecenie kawałka iłu i ułożenie go nawet niezgodnie w stosunku do uławicenia sąsiedniego osadu piaszczystego. Ilasty składnik osadu tworzy wtedy warstewkę lub nieregularną bryłę, która jest powyginana i „wprasowana“ w osad arkozy. Przykład takiego zjawiska ilustruje fotografia (fig. 7 na tabl. IV).

Zjawisko to może być tłumaczone następująco: większe wkłady ilaste są osadami wytworzonymi w tych częściach terenu sedymentacji arkozy, gdzie czasowo nie było intensywnej dostawy grubszego materiału klastycznego. Odpowiadają one lokalnym płytkim zagłębieniom terenu, w których okresowo w czasie pory wilgotnej wody stagnowały lub traciły w znacznym stopniu swą zdolność transportu. Dająca się zazwyczaj obserwować łupkowa tekstura osadów ilastych i selekcja składu mineralnego świadczą, że są to osady złożone w zbiornikach wodnych.

Zbiorniki te wysychały zapewne w okresach suchych. Z arkoz stefanu czeskiego podaje W. Petraschek (33) obserwacje, wskazujące na istnienie kopalnych śladów spękań wysychania (Trockenrissen, Mudcraks) wśród tamtejszych analogicznych osadów ilastych związanych z arkozami. Tereny sedymentacji opisywanych czerwonych ilów rozumieć możemy jako obszary o typie zbliżonym do znanych z terenów zachodnich Stanów Zjednoczonych A. P., okresowo wysychających „playa“.

Cały obszar sedymentacji arkoz (wraz z ilami) to teren, na który świeży materiał skalny nanoszony był w sposób nieregularny i zmienny w czasie i w przestrzeni. Okresy transportu odnieść należy do pór deszczowych, okresy stagnacji transportu — do pór suchych. Niektóre części terenu mogły czasowo być intensywnie pokrywane coraz to nowym sedymentem, inne przez czas dłuższy lub krótszy mogły znajdować się poza zasięgiem głównych procesów sedymentacyjnych. Lokalne złoża ilaste mogły jednak przy tym być raptownie zalewane przez napływające masy osadu grubszego. Wyschnięte, a przy tym częściowo spękane ropy czy gliny ulegały wtedy bądź zmyciu, bądź erozyjnemu rozerwaniu na części, które, w mieszane w masę spływających osadów żwirowych i piaszczystych, były otaczane lub wprasowywane w świeży sedyment. Transport tych mało odpornych elementów odbywać się musiał w każdym razie na niedalekiej przestrzeni. Zapewne też bryły ilaste transportowane były głównie nie przez spływającą czystą wodę bieżącą, lecz przez mieszaninę wodno-skalną o dużej gęstości i znacznej zdolności transportu.

Za raptownym nanoszeniem przez wodę materiału arkozowego na obszar jego sedymentacji przemawia wspomniane wyżej zjawisko grubego uławicenia osadu oraz silny rozwój warstwowań przekątnych. Częste nieregularne przemieszanie materiału piaszczystego ze żwirowym świadczyć też może (łącznie z obecnością „wprasowanych“ porwaków ilastych) o tym, że całe partie sedymentu spływały wraz z wodami nawalnymi opadów w postaci gęstej mieszaniny rozlewającej się po terenie (sheet-flood).

Jedynymi organizmami kopalnymi znanymi z arkozy kwaczalskiej są skrzemieniałe pnie drzewne. Badaniem ich zajmowali się J. Felix

i H. R. Goepfert, a po nich M. Raciborski (1889 r., 37). Według oznaczeń tych autorów skrzemieniałe drzewa spotykane w arkozie kwaczalskiej należą do dwóch gatunków: *Araucarites (Araucarioxylon Kraus) schrollianus* Goepf., oraz *A. rollei* Ung. Gatunek pierwszy znalazł Marian Raciborski w licznych egzemplarzach, gatunek zaś drugi — w jednym tylko odłamku (z wtórnego zapewne złoża, z okolic Okleśnej).

Charakterystyczną cechą tych skamieniałości jest występowanie tylko pni drzewnych wymienionych gatunków. Pnie pozbawione są gałęzi, korzeni i kory. W arkozie kwaczalskiej leżą one bezwątpienia „in situ“, tzn. złożone zostały w stanie nieskrzemieniałym wraz z osadem. Są one jednak zarazem według wszelkiego prawdopodobieństwa allochtoniczne. Nie rosły one w miejscu swego dzisiejszego występowania, lecz zostały doń przytransportowane. W czasie transportu — zapewne dość długotrwałego — drzewa zostały całkowicie pozbawione wszystkich swych części najbardziej narażonych na zniszczenie i odłamanie.

Mikroskopowe badania struktury drzewnej tych skamieniałości świadczą według M. Raciborskiego (37), że pnie w wielu przypadkach uległy przed skrzemieniem daleko zaawansowanemu zgniciu. W terenie spotyka się pnie araukarii, najczęściej w postaci odłamów, spoczywających na wtórnym złożu w wąwozach erozyjnych, wciętych w osady arkozy kwaczalskiej. Fotografii takich odłamów załączono tu jako fig. 8 na tabl. IV.

Największy poznany dotychczas okaz wymienionej skamieniałości znalazł autor niniejszej pracy w okolicy wsi Zagórze w roku 1946. Okaz ten spoczywał w osadzie arkozowym w pozycji poziomej i otoczony był materiałem zwirowym i piaszczystym. Pień był nieco przyplaszczony i częściowo już po skrzemieniu połamany w kawałki. Państwowy Instytut Geologiczny wykonał prace zmierzające do wydobycia całej skamieniałości. Prac tych jeszcze nie zakończono, wydobyto jednak dużą część okazu. Dotychczas zmierzono ponad 7,5 m długości tego pnia. Grubość jego w części pierwotnie odsłoniętej wynosiła 120×35 cm.³ Część pnia przewieziona do Państwowego Instytutu Geologicznego do Warszawy ma długość ponad 4,5 m.

Wszystkie wymienione powyżej litologiczne i paleontologiczne właściwości arkozy kwaczalskiej są uderzająco podobne do właściwości stefańskich arkoz czeskich i dolnośląskich. Na zjawisko to zwracano uwagę już od dawna, nie wyciągając jednak ostatecznych wniosków stratygraficznych dla interesującego nas utworu ze wschodniej części Polskiego Za-

³ Por. „Zabytki Przyrody Nieożywionej“ Nr 1(4), 1951, s. 48-9.

głębia Węglowego. Zagadnienie stefañskiego wieku arkozy kwaczalskiej pozostawało otwartym po części i dlatego, że w Czechach również, zwłaszcza w XIX wieku, zagadnienie położenia stratygraficznego analogicznych warstw podlegało dyskusji.

Utworem analogicznym dla arkozy kwaczalskiej zdaje się być bez wątpienia, ze względu na cechy litologiczne, zespół warstw głównie arkozowych, określaný jako arkoza żaltmańska (Zaltman = Hexenstein). Utwór ten i jego stratygraficzne odpowiedniki zaliczane są obecnie definitywnie do środkowej części najwyższego karbonu. Stratygraficznie niżej od arkozy żaltmańskiej występują w zagłębieniach czeskich węglonośne warstwy swatonowické (Svatoňovice = Schwadowitz), powyżej zaś (częściowo produktywne) warstwy radwanické (Radvanice = Radowenz).

Według C. Purkyněgo (1927 r., 34) skrzemieniałe araukarie występują „in situ” jedynie w arkozie żaltmańskiej i w analogicznych do niej utworach stratygraficznych. Autor ten podkreśla (34, 35), że litologiczne i paleontologiczne właściwości arkozy żaltmańskiej związane są ze swoistym okresem klimatycznym, sprzyjającym wybitnemu rozwojowi osadów arkozowych oraz rozwojowi flory araukariowej zachowanej w tych osadach w postaci skrzemieniałej. Wobec nieznacznych odległości pomiędzy poszczególnymi zagłębieniami czeskimi, w których występują warstwy arkoz z araukariami, C. Purkyně przypuszcza, że skrzemieniałe araukarie uważać można za skamieniałości przewodnie dla wyznaczania wieku środkowo-stefañskiego tych utworów.

Teza Purkyněgo nie może być jednak przyjęta jako zasada ogólna. Obecność bowiem pni araukarii w sedymentach permokarbońskich nie może być — jak się okazuje — uważana za dostateczny wskaźnik stratygraficznie przewodni. I tak w regionie Podkarkonoszy w Czechach istnieje w czerwonym spągowcu seria arkozowo-zlepieńcowa, w której również występują skrzemieniałe araukarie. Wiek geologiczny tych arkoz był przedmiotem licznych dyskusji. C. Purkyně w 1927 i 1928 r. paralelizował te utwory z serią żaltmańską. O. Hynie w 1927 r., w czasie swego kartowania regionu Podkarkonoszy (11a), określił je jako część wyróżnionego przez siebie ogniwa r_2 i zaliczył do dolnego permu. F. Němejc następnie w 1932 i 1935 r., na podstawie swych studiów nad florą inną niż araukariowa, znalezioną w obrębie serii r_2 Hyniego (24a, 25), serię tę określa jako należącą do dolnego czerwonego spągowca. W obrębie najniższej części wymienionego ogniwa arkozowego przebiega, według F. Němejca, granica pomiędzy stefanem a permem.

Wynika z powyższego, że przy wnioskowaniach stratygraficznych opartych tylko na florze araukariowej istnieć mogą dla terenu krakow-

skiego możliwości porównywania arkozy kwaczalskiej z warstwami araukariowymi zarówno serii żaltmańskiej, jak też serii wyższej.

Podkreślając wstępny charakter swych dotychczasowych studiów skłonny jestem przy paralelizowaniu arkozy kwaczalskiej z czeskimi arkozami araukariowymi dokonać wyboru na rzecz porównania naszej arkozy z środkowo-stefańską arkozą żaltmańską. Skłaniają bowiem do tej decyzji nie tylko dane paleontologiczne, lecz także geologiczno-stratygraficzne, charakteryzujące najbardziej wschodnią część Polskiego Zagłębia Węglowego, jaką jest obszar krakowski. Teren ten w przeciągu całego westfalu prawdopodobnie aż do permu zachowywał wybitne cechy lądowego basenu sedymentacyjnego. Stosunki te dają się porównywać przede wszystkim ze stosunkami poznanymi z zagłębi czeskich w zachodnich Sudetach i w środkowych Czechach, gdzie araukariowe arkozy serii żaltmańskiej rozwinięte są w sposób typowy (p. zał. tabelkę stratygraf.). Obszar występowania osadów arkozy kwaczalskiej odległy jest od analogicznych utworów czeskich i dolnośląskich o ok. 200–450 km. Wobec znacznych rozmiarów obszarów kontynentalnych Europy środkowej w górnym karbonie i permie możemy przypuścić, że stosunki paleoklimatyczne obszaru krakowskiego były w okresie stefzańskim w dużym stopniu podobne do stosunków, rozpoznanych na terenie tak stosunkowo bliskich zagłębi czeskich lub Dolnego Śląska. Już warstwy górnego westfalu obszaru krakowskiego posiadają wiele cech analogicznych z limnicznymi utworami westfalu czeskiego i dolnośląskiego.

M. Raciborski (37) przy opracowywaniu flory araukariowej z arkozy kwaczalskiej podkreślił jej podobieństwo do flory araukarytów czeskich. Autor ten zwrócił uwagę na częste występowanie w obu terenach przede wszystkim gatunku *Araucarites schrollianus* Goepp. oraz na identyczny sposób zachowania okazów (wcześniejsze od skrzemienienia zgnicie pni i brak gałęzi oraz korzeni wynikający ze sposobu transportu).

J. Daneš w 1913 r. (7) poddał dokładnej analizie zagadnienie genezy utworów arkozowych, zawierających araukarie w środkowych Czechach. Autor ten traktuje arkozę kwaczalską jako osad analogiczny do stefzańskich arkoz czeskich. Nie wypowiada jednak sprecyzowanego poglądu na wiek tych utworów.

Pracę J. Daneša, analizującą wyczerpująco możliwości interpretacji genetycznych dla interesujących nas warstw uznać można za podstawową dla zrozumienia genezy arkozy kwaczalskiej. Daje też ona podstawy do stratygraficznego paralelizowania arkozy kwaczalskiej z arkozą żaltmańską w oparciu o analogie litologiczne tych utworów.

Podobnie też W. Petraschek (1922 r., 33) w swej pracy, poświęconej zagadnieniom powstawania osadów karbonu i permu sudeckiego, podaje

szereg obserwacji, dotyczących litologicznego rozwoju czeskich arkoz stefańskich. Są one analogiczne w stosunku do faktów, jakie obserwować można, jeśli chodzi o arkozę kwaczalską.

Obszerną dyskusję dotyczącą genezy czeskich arkoz araukariowych przenieść więc można na teren mniej dotychczas poznanej arkozy kwaczalskiej. To skłania nas do wniosku, że arkoza kwaczalska stanowi sedyment piedmontowy, osadzony na przedpolu „Prakarpát“ w okresie środkowo-stefańskim. Arkoza jest osadem stożków napływowych utworzonych na drodze periodycznego transportu wodnego. Stożki napływowe łączyły się zapewne w zespół, zasypujący starszą poasturyjską rzeźbę terenu. Górna powierzchnia osadów stożków mogła być dość równa. Posiadać jednak musiała także swe zróżnicowanie morfologiczne, dające warunki do tworzenia się lokalnych mniej lub więcej trwałych basenów wodnych. Materiał skalny dostarczany był z gór na obszar piedmontu fazami, odpowiadającymi okresom deszczowym. W porach suchych transport wodny ustawał.

Nanoszenie materiału w porach deszczowych odbywało się szybko i związane było prawdopodobnie z nawałnymi opadami, zwłaszcza w górach stanowiących obszar macierzysty dla sedymentu. W terenie stosunkowo bliższym gór, tzn. w dzisiejszym obszarze występowania typowej arkozy kwaczalskiej, osadzany był materiał grubszy. Dalej ku północy transportowany był materiał drobniejszy, dający dziś np. w okolicach Szczakowej większe złoża czerwonych glin („silt“). Jest prawdopodobne, że obszar tego rodzaju piedmontowej sedimentacji był ubogi w szatę roślinną, której też śladów brak w arkozie. Pnie araukariowe przynieszone były z obszarów wyżynnych, posiadających zapewne nieco odmienne cechy klimatyczne.

Warunki klimatyczne w górach były prawdopodobnie bardziej wilgotne (stąd lasy araukariowe i procesy gnicia pni) i być może chłodniejsze. W górach też zachodziły zapewne intensywniejsze zmiany temperatury w jej przebiegu dobowym. Wskazywać na to może oczywisty fakt masowego nagromadzenia się w terenie macierzystym dla sedymentu arkozowego detrytusu skalnego, stanowiącego produkt silnego wietrzenia mechanicznego skał macierzystych, przy równoczesnym słabym przebiegu wietrzenia chemicznego.

W porach roku suchych dochodziło do wysychania lokalnych okresowych zbiorników wodnych i być może nawet do eolicznej deflacji. W. Łoziński podaje w 1912 r. (21) informację o znalezieniu „in situ“ w osadzie arkozy kwaczalskiej w okolicy Jaworzna otoczaka, wyszlifowanego przez wiatr (czworograniak). Cytowany autor wysnuł na podstawie tego

znaleziska wnioski paleoklimatyczne, w myśl których szlifowanie przez wiatr otoczek miałyby zachodzić w klimacie epoki lodowej. Wnioskom tym przeciwstawił się już w 1913 r. J. Daneš (7). Dziś obserwację Łozińskiego możemy traktować jako przyczyniającą się do scharakteryzowania klimatu okresu tworzenia się naszej arkozy, jednak nie jako klimatu arktycznego, lecz raczej klimatu obszarów ciepłych a okresowo suchych.

M. Schwarzbach w 1942 r. (47), rozważając zagadnienia bionomii, klimatu i szybkości sedymentacji w karbonie śląskim, zwraca uwagę na obserwacje P. D. Krynine'a z okolic Zatoki Meksykańskiej (15), szczególnie interesujące dla zrozumienia genezy arkoz karbońskich. Według P. D. Krynine'a, w zachodnim Tabasco tworzą się obecnie wyjątkowo świeże osady arkozowe, których powstawanie związane jest z klimatem o średniej rocznej temperaturze 25°-26°. Średnia roczna opadów osiąga tam 1700-4000 mm (w górach blisko 6000 mm). Opady jednak występują w jednej tylko, deszczowej porze roku. Powstawanie osadów bogatych w skalenie w tej okolicy związane jest z transportem detrytus skalnego przez wody gwałtownych opadów burzowych, które zmywają całą pokrywę roślinną w terenie swego działania. Mechaniczne wietrzenie i erozja są przy tym zjawiskami, które w swym nasileniu przewyższają znacznie procesy chemicznego wietrzenia skaleni.

Opierając się na obserwacjach nad litologicznym rozwojem arkozy kwaczalskiej możemy sądzić, że i jej geneza związana jest z podobnymi do zacytowanych stosunkami paleoklimatycznymi. Stosunki te zaś w okresie środkowo-stefańskim, zgodnie z poglądami C. Purkyněgo (35), J. Daneša (7), W. Petraschka (33) i innych badaczy, były prawdopodobnie wspólne zarówno dla obszaru czeskich zagłębi węglowych, Sudetów jak i dla obszaru krakowskiego.

W myśl powyższych rozważań uznać należy, że *arkoza kwaczalska ma cechy paleontologiczne i litologiczno-paleoklimatyczne na tyle wspólne z arkozami stefañskimi (zaltmañskimi) czeskimi i ich odpowiednikami z obszaru sudeckiego, iż zaliczenie jej do utworów środkowo-stefañskich jest obecnie bardziej uzasadnione niż dotychczasowy pogląd, przypisujący arkozie kwaczalskiej wiek permski.* Podkreślić przy tym należy, że zaliczenie arkozy kwaczalskiej do środkowego stefanu sprowadza ten utwór do właściwego stosunku względem faz górotwórczych okresu waryscyjskiego, wyróżnionych przez H. Stillego (54). Jeśli arkozę kwaczalską uznamy za osad środkowo-stefański, utwory zaś bezpośrednio od arkozy młodsze (piaskowce karniowickie i martwicę karniowicką) rozpatrywać będziemy jako stefan górny, wtedy osady te wraz z dolno-permskimi zlepieńcami myślachowickimi, tufami i lawami melafirowymi znajdują się w ramach czasowych dwóch faz górotwórczych, rozpoznanych dokładnie

w sąsiednich obszarach objętych orogenezą waryscyjską. Mówimy tu o fazie asturyjskiej, w stosunku do której arkoza jest postorogeniczna, i fazie saalskiej, z którą procesy osadzania się zlepieńców myślachowickich i tuffów oraz wylanie się law zdają się być równoczesne.

Zaliczając obecnie arkozę kwaczalską do utworów stefañskich uważam za swój obowiązek zaznaczyć, że dr T. Bocheński oraz inż. St. Doktorowicz-Hrebnicki już w 1946 r. zwrócili moją uwagę na podobieństwa zachodzące pomiędzy arkożą kwaczalską a utworami stefanu czeskiego i sudeckiego. Rozpoczynając w 1946 r. swe prace nad budową geologiczną okolic Chrzanowa nie posiadałem jeszcze dość danych obserwacyjnych, aby w swych dawniej wypowiedzianych poglądach (50) potwierdzić sugestie podane mi uprzejmie przez wymienionych badaczy.

Piaskowce karniowickie

Utwory te stanowią osady stosunkowo najmniej zbadane w porównaniu z innymi skałami karbonu i permu krakowskiego. Są to piaskowce i piaskowce arkozowe o barwach szarych lub brunatnych, często drobnoziarniste (dolina Kamienic, Filipowice) niekiedy jednak (Karniowice) o bardzo zmiennej wielkości ziarn składowych (piaski przemieszane z dużymi otoczkami). Niektóre odmiany piaskowców są dość silnie scementowane spoiwem ilasto-wapnistym. Bywały one używane nawet do celów budowlanych. Często są one wyraźnie uławiczone, ujawniają też lokalnie warstwowania przekątne. Wkłady wśród piaskowców tworzą ily łupkowe czerwone lub szare. W iłach takich i w piaskowcach St. Zaręczny (63) obserwował w kamieniołomie „Dębca“ w Filipowicach występowanie nieoznaczalnego detrytusu roślinnego. Spostrzeżenie to potwierdziłem też w stosunku do piaskowców karniowickich z doliny Kamienic, gdzie znalazłem w drobnoziarnistym osadzie piaskowcowym liczne nieoznaczalne ślady flory. Zjawiskiem charakterystycznym i odróżniającym florę piaskowców karniowickich od flory arkozy kwaczalskiej jest fakt, że znalezione w piaskowcach szczątki roślinne nie są skrzemionkowane, lecz zachowane tylko jako płaskie odciski.

M. Raciborski (38) znalazł w piaskowcach karniowickich (w wyższych ich warstwach) okazy, oznaczone przez niego jako *Calamites cisti* Brgn., *C. aff. gigas?*, *Cordaites aff. principalis* Gein. Według M. Raciborskiego, który stał na stanowisku „permo-karbońskiego“ wieku piaskowców i martwicy z Karniowic, „rośliny te zdają się przemawiać za wiekiem górnowęglowym, w części może już permo-karbońskim“ (l. c., s. 37). Zagadnienie wieku piaskowców karniowickich poruszymy niżej w związku z zagadnieniem pozycji stratygraficznej bezpośrednio na piaskowcach leżącej martwicy karniowickiej.

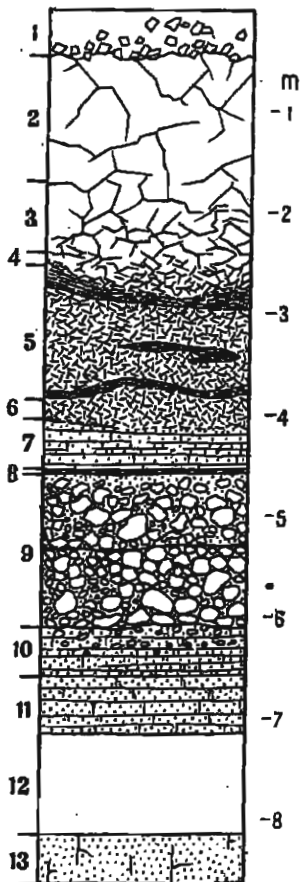


Fig. 3

Profil wkopu w Rudnie
(objaśnienia w tekście)

1 zwietrzelina, 2-4 melafir, 5-6 strefa kontaktowa melafiru, 7-8 piaszczysta facja zlepieńca myślachowickiego, 9 zlepieniec myślachowicki, 10 utwór przejściowy od piaskowców do zlepieńca, 11 piaskowiec karniowicki, 12 brak obserwacji, 13 piaskowiec karniowicki lub arkoza kwaczalska

Mięszość piaskowców karniowickich waha się w szerokich granicach: od kilku do kilkunastu metrów w okolicach samych Karniowic, do kilkudziesięciu (lub nawet więcej) metrów w obrębie zapadlisk tektonicznych po zachodniej stronie antykliny dębnickiej.

Według dotychczasowych stwierdzeń rozprzestrzenienie piaskowców karniowickich terytorialnie bliskie jest na ogół zachodnim zboczom antykliny dębnickiej. Nie ma ich natomiast w głównym rejonie występowania arkozy kwaczalskiej, tzn. pomiędzy wsiami Kwaczała i Chełmek. Typowo rozwinięte są one w okolicach Karniowic, Filipowic i w bezpośrednio dalej ku E położonej dolinie Kamienic. Piaskowce karniowickie prawdopodobnie ciągną się też dalej ku północy i ku południowi od okolic tu wymienionych towarzysząc mniej więcej stale najbardziej wschodniemu skrajowi Zagłębia. Występowanie ich w grubym zarysie zdaje się więc pokrywać z zasięgiem zlepieńców myślachowickich, które od zachodu towarzyszą przerywanym pasem linii, łączącej wypiętrzenia dewonu i dolnego karbonu z okolic Siewierza, Zawiercia, Olkusza i Dębника. Cytowane przez F. Rutkowskiego (44) niektóre wiercenia z okolic Sławkowa lub z Głazówki (46) dosięgły w podkładzie zlepieńców myślachowickich (lub odpowiadających im stratygraficznie facji ilasto-piaszczystych) piaskowców „permskich“ (według F. Rutkowskiego), które, zdaniem moim, prawdopodobnie co najmniej w części odpowiadają piaskowcom karniowickim. Piaskowce typu „karniowickiego“ leżą też w Rudnie poniżej melafiru i podścielających tę skałę wylewną zlepieńców myślachowickich (por. fig. 3).

Profil wkopu w Rudnie

Wkop w Rudnie wykonano w ramach prac Muzeum Ziemi w 1950 r. Położenie wkopu ilustruje załączona schematyczna mapka (p. fig. 4).

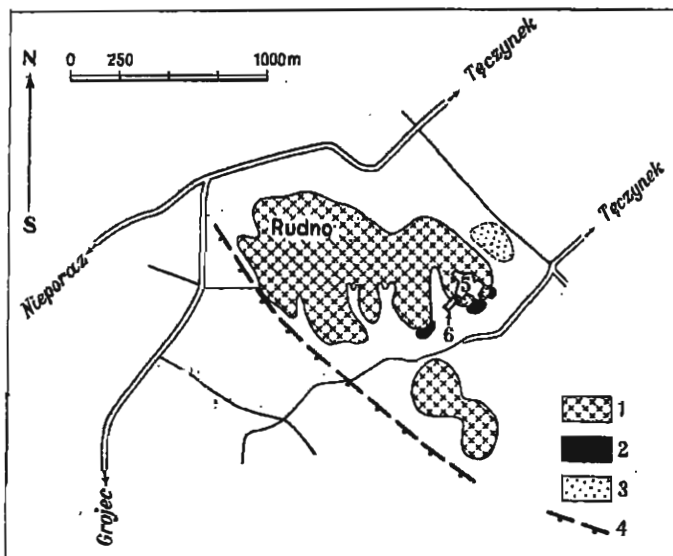


Fig. 4

Schematyczna mapka położenia wkopu w Rudnie

1 melafir, 2 odsłonięcie zlepieńca myślachowickiego, 3 dawne odsłonięcia warstw westfalskich, 4 główna linia uskokowa, 5 ruiny zamku tęczyńskiego, 6 miejsce wykonanego wkopu

Opis warstw (od góry):

1 gleba piaszczysto-gliniasta, stanowiąca w dużej części zwietrzelinę melafiru — 45 cm

2 melafir o barwie szaro-brunatnawej, słabo porowaty; spękany w bloki o nieregularnych kształtach i o rozmiarach do ok. 1 m średnicy. W dolnej swej części melafir jest drobno spękany i stopniowo przechodzi w warstwę niższą — 115 cm

3 melafir spękany w drobne okruchy o rozmiarach od kilku do kilkunastu cm średnicy. W dolnej części skała ta staje się gliniasta, barwy brunatno-zielonkawej — 70 cm

4 warstwa melafiru barwy ciemnowiśniowo-brunatnej o pokroju ziemistym. Tekstura melafirowa daje się rozpoznać tylko na nielicznych odcinkach tej warstwy. Miejscami skała ma smugi żółte i zielone. Przejście do warstwy niższej stopniowe i niewyraźne — 3 do 35 cm

5 melafir ziemisty, ceglasto-czerwony. Makroskopowo skała ma pokrój drobnoziarnistej brekcji melafirowej o ziarnach do kilku mm średnicy. Jest rozsypliwa, miejscami (zwłaszcza w swym stropie i w spągu) gliniasta. Wkłady glin widoczne też w obrębie warstwy — 110-130 cm

6 warstwa melafiru „drobnobrekcyjowego“, podobnego do warstwy wyższej. Z warstwą niższą łączy się przejściem stopniowym — 24-45 cm

7 piaskowiec średnioziarnisty, wyraźnie warstwowany, ceglasto-czerwony. Warstewki po 3-5 cm — 43 cm

8 glina piaszczysta, jasno szaro-zielonawa, lub czerwonawa. Znalaziono w niej otoczaki kwarcowe o rozmiarach ponad 10 mm średnicy oraz podobnej wielkości otoczaki wapienne — 2-5 cm

9 zlepianiec myślachowicki, w nim otoczaki głównie wapienne, lecz także kwarcowe i magmowe, o rozmiarach do 20 cm średnicy. Niektóre z nich wyraźnie wtórnie przekryształizowane, lub posiadające zewnętrzną warstewkę skrzemionkowaną. Spoiwo piaszczysto-wapienne, stopień cementacji skały znaczny. Są to dwie wyraźne warstwy mniej więcej równej miąższości. Ogółem — 150 cm

10 piaskowiec drobnoziarnisty, czerwony, zawierający smugowe wkładki żwirów kwarcowych i rzadkich drobnych otoczków wapiennych. Ślady warstwowania przekątnego, zwróconego ku WSW. Zawiera ziarna otoczonych skaleni, jednak ze względu na drobne warstwowanie i obecność składników wapiennych, do arkozy kwaczalskiej niepodobny — 45 cm

11 piaskowiec podobny do wyżej leżącego, jednak bardziej gruboziarnisty, arkozowy. Zawiera składniki kwarcowe do kilku cm średnicy. Barwa jasnozielonawo-szara, przechodząca w czerwonawą — ok. 80 cm

12 brak obserwacji na przestrzeni ok. 75 cm profilu

13 piaskowiec zlepieńcowaty arkozowy; składniki mineralne wyłącznie kwarcowe lub skaleniowe; barwa szaro-różowa; pokrój skały zbliżony do pokroju arkozy kwaczalskiej — do dołu profilu

Związek przestrzennego występowania piaskowców karniowickich z antyklinalnymi wypiętrzeniami dewońsko-karbońskimi, towarzyszącymi wschodniemu skrajowi Zagłębia, zdaje się być na tyle wyraźny, że nasuwa myśl, iż piaskowce czerpały swój materiał składowy właśnie z owych wypiętrzeń. W celu sprawdzenia tej tezy prowadzone są obecnie szczegółowe studia geologiczno-petrograficzne. W swych pracach poprzednich (51, 52) wysunąłem myśl, że piaskowce karniowickie są prawdopodobnie osadami stożków napływowych, rozciągających się po zachodniej stronie antykliny dębnickiej i jej odpowiedników tektonicznych. Masywem macierzystym dla piaskowców miałyby więc być wzniesienia górskie, tworzące w okresie waryscyjskim ciągle lub nieciągłe pasmo morfologiczne na wschodnim skraju Zagłębia, o przebiegu zbliżonym do kierunku NW-SE w części północnej oraz N-S w jego części południowej. Istnienie takiego pasma przyjmowali liczni badacze z końca XIX i z początku XX stulecia, nadając mu nazwę „grzbietu dębnicko-siewierskiego“.

Ze względu na ścisłą łączność, jaka zachodzi pomiędzy sedymentacją najwyższego karbonu i permu obszaru krakowskiego, a tektoniczną budową tego terenu, poświęcić tu musimy kilka zdań najistotniejszym dla naszych rozważań zagadnieniom tektonicznym.

F. Rutkowski w 1927 r. w swej pracy, rozpatrującej szczegółowo budowę tektoniczną antykliny dębnickiej (45), zaprzeczył wprawdzie istnieniu ciągłego górotworu dębnicko-siewierskiego. Autor ten przyjmuje, że we wschodniej (podobnie jak w zachodniej) części Zagłębia głównymi

kierunkami tektonicznymi są stwierdzone dla okolic Dębника już przez St. Zaręcznego (63) i innych badaczy kierunki pobliskie N-S i WNW-ESE. Poglądy te, dotyczące biegu głównych linii tektonicznych, nie przeczą jednak faktowi, że wschodni brzeg Zagłębia przebiega linią krzywą właśnie pomiędzy okolicami Siewierza a rejonem Dębника. Brzeg ten wygina się przy tym w łuk mniej więcej równoległy do linii dawnego „grzbietu dębnicko-siewierskiego“.

Morfologia ogólna wyniesień waryscyjskich ograniczających od wschodu Zagłębie, mogła więc — moim zdaniem — pozostawać nawet w pewnej „kątowej niezgodności“ w stosunku do dominujących w tej okolicy kierunków tektonicznych.

W zjawisku takim moglibyśmy dopatrzeć się analogii do budowy tektonicznej większych elementów synklinalnych, towarzyszących również wschodniemu obrzeżeniu Zagłębia. Zwrócić tu należy uwagę zwłaszcza na synklinę (nieckę) wilkoszyńską i synklinę lub zapadlisko Chrzanów-Nieporaz-Brodła⁴.

Synkliny te, mające po części charakter zapadlisk tektonicznych, wykazują kierunki biegu swych osi: NW-SE (niecka wilkoszyńska), WNW-ESE (Chrzanów-Nieporaz) i NNW-SSE (Nieporaz-Brodła). Układają się zatem mniej więcej równoległe do pasa Siewierz-Dębник, po części niezgodnie względem głównych w tym obszarze kierunków tektonicznych. F. Rutkowski (45) i J. Nowak (26) zjawisko to interpretują podobnie przyjmując, że taki właśnie przebieg synklin stanowi wypadkową składających się na nie głównych kierunków tektonicznych tego obszaru.

Nie wchodząc tu w szczegóły zagadnienia budowy „grzbietu dębnicko-siewierskiego“, które rozpatrywane było już po pracach F. Rutkowskiego m. i. przez St. Czarnockiego (6), K. Koniora (14), J. Nowaka i J. Zerndta (27), podkreślimy tu tylko, że w okresie górno-karbońskim i permskim w strefie pomiędzy Siewierzem a Dębnikiem istniał zespół wypiętrzeń górskich, który decydował o zjawiskach sedymentacji piedmontowej zachodzącej u stóp tego zespołu. Szczątkami tych wypiętrzeń są odsłaniające się dziś skały dewońskie, znane z Dziewek koło Siewierza, z Zawiercia, z Klucz koło Olkusza, oraz z Dębника w okolicach Krzeszowic (ok. 25 km na pn.-zachód od Krakowa). Największe z tych odsłonieć znajduje się w okolicach Dębника, gdzie wapień i dolomity środkowego dewonu ukazują się w jądrze antykliny, posiadającej w skrzydłach wapień węglowy⁵.

⁴ P. mapa odkryta St. Zaręcznego (63) oraz prace: F. Rutkowskiego (45), J. Nowaka (26), St. Czarnockiego (6), W. Kuźniara i W. Zelechowskiego (18).

⁵ Studia nad stratygrafią i tektoniką antykliny dębnickiej przeprowadzili głównie: St. Zaręczny (63), G. Gürich (11), J. Jarosz (12) i F. Rutkowski (45).

Antyklina ta jest wypiętrzeniem złożonym z jednego fałdu głównego i prawdopodobnie z jednego lub dwóch fałdów drugorzędnych, powstałych na skrzyżowaniu dwóch kierunków tektonicznych: WNW-ESE i N-S (lub nawet NNE-SSW, według F. Rutkowskiego). Dominuje w niej jednak kierunek pobliski południkowemu. Dzięki temu przebieg jej daje się śledzić również w terenach położonych na południe od Dębника. W kierunku tym oś antykliny obniża się. Z jej przebiegiem ku S od Dębника wiąże się występowanie karbonu produktywnego w Tęczynku (na S od Krzeszowic) oraz odsłanianie się łupków dolnonamurskich lub być może kulmskich (R. Michael, 22) w Zalasie i Głuchówkach. M. Książkiewicz (16) przypuszcza też, że dalszy ku południowi przebieg antykliny dębnickiej wpływa nawet na budowę płaszczowiny śląskiej w brzeżnych Beskidach Wadowickich.

Wymieniony zespół waryscyjskich wypiętrzeń, ułożony wzdłuż wschodniej peryferii Zagłębia, dostarczał materiału dla sedymentacji permu a zapewne też i stefanu obszaru krakowskiego. Teza ta, odnośnie do permskich zlepieńców myślachowickich, znajduje potwierdzenie w fakcie, że w otoczkach zlepieńca występuje fauna dolnego karbonu (wapienia węglowego) w okolicach bliższych antykliny dębnickiej (Filipowice, Karniowice, Młoszowa) i fauna dewonu w okolicach dalszych ku północy (Bór Biskupi, Sławków, Dębowa Góra).

Odnosnie do piaskowców karniowickich można w ramach hipotezy roboczej przyjmować, że materiał ich pochodzi ze zwietrzenia, transportu i wtórnego osadzenia w stózkach napływowych pierwotnego materiału składowego piaskowców, arkoz i łupków górno-karbońskich stanowiących zewnętrzną osłonę antykliny dębnickiej lub jej analogonów w pasie dębnicko-siewierskim. W miarę wypiętrzania się wymienionych wzniesień tektonicznych, erozja rozwijająca się w obrębie górotworu powodowała niszczenie przede wszystkim warstw westfalskich a następnie niższych. Dopiero po wcięciu się erozji do wapiennych osadów głębszych i bliższych jądrowych partii antyklin mógł być wynoszony na obszar piedmontowy detrytus wapienia węglowego lub wapieni dewońskich. Tego rodzaju następstwo zjawisk erozyjno-sedymentacyjnych w rejonie antykliny dębnickiej znajduje swe potwierdzenie w następujących obserwacjach autora:

a) W głównej masie piaskowców karniowickich brak jest zupełnie jakichkolwiek otoczek wapiennych. W szeregu natomiast odsłoneń spągowych części osadów zlepieńca myślachowickiego (Filipowice, Karniowice, Rudno) obserwowałem stopniowe przejście w kierunku pionowym od piaskowców karniowickich do zlepieńców myślachowickich. Przejście oznacza się zjawiskiem sporadycznego pojawiania się otoczek wapiennych w najwyższych warstwach piaskowców. Ilość tych otoczek wzra-

sta w sedymentcie szybko w miarę rozpatrywania warstw od dołu ku górze. W niższej części typowych zlepieńców myślachowickich obecność materiału piaszczysto-arkozowego jest jeszcze zjawiskiem bardzo wybitnym. Fakt stopniowego przechodzenia piaskowców karniowickich w zlepieńce myślachowickie wyraźnie potwierdza tezę, że zarówno piaskowce jak i zlepieńce posiadały swe źródło materiału pierwotnego w obrębie antykliny dębnickiej.

Podkreślić tu jednak należy, że strefa przejściowa od piaskowców do zlepieńców nie wszędzie da się obserwować. Wspomniano już wyżej, że zlepieńce myślachowickie leżeć mogą czasem wprost na warstwach starszych niż piaskowce karniowickie (na arkozie kwaczałskiej lub na warstwach jeszcze niższych). Wiąże się to z okolicznością, że początek sedymentacji zlepieńców myślachowickich zbiega się — moim zdaniem — z ożywieniem się ruchów tektonicznych w obrębie antykliny dębnickiej i jej odpowiedników (początkowe stadia fazy saalskiej). Transport materiału zlepieńców odbywał się na ogół z daleko większą gwałtownością, niż wcześniejszy transport materiału piaskowców. W wielu też miejscach teren, na który zostały naniesione masy bloków wapiennych, został zdegradowany i pocięty przez koryta erozyjne, wypełnione materiałem zlepieńcowym. W takich przypadkach ulegała zniszczeniu nie tylko cienka strefa przejściowa od piaskowców do zlepieńców, ale erodowane były nawet warstwy głębszego podkładu (p. wyżej, fig. 2).

b) W obrębie typowych już zlepieńców myślachowickich trafiają się (zwłaszcza w niższych częściach osadu) wkłady piaszczyste oraz częste otoczaki kwarcowe, które nie mogą pochodzić z wapieni węglowych lub dewońskich. Ich skałami macierzystymi mogły być jedynie osady klastyczne piaskowcowo-zlepieńcowe. Osady te erodowane, transportowane i osadzone były w tych samych okolicach i na drodze tych samych procesów, które uwarunkowały powstanie zlepieńców myślachowickich. W czasie więc, gdy erozja w antyklinie dębnickiej sięgnęła już do głębszych warstw wapiennych, istniały też jeszcze w obszarze degradacji szczątki górno-karbońskiej osłony piaskowcowej, dostarczającej nadal materiału do budowy powstającego sedymentu piedmontowego.

c) W piaskowcach karniowickich (podobnie jak w zlepieńcach myślachowickich) spotyka się miejscami (np. w Karniowicach) duże, przekraczające czasem 10 a nawet 20 cm średnicy, otoczaki skał krzemionkowych. Są one niezwykle podobne do otoczków obserwowanych przez autora w warstwach libiąskich (westfal D). Podobne otoczaki, jak mnie uprzejmie informował dr T. Bocheński, znane są również z niektórych warstw serii łaziskiej (westfal C). Jest więc prawdopodobne, że otoczaki takie znalazły się w obrębie piaskowców karniowickich (lub zlepieńców mysla-

chowickich) wskutek pobrania ich z pierwotnego sedymentu westfalskiego. Również i makroskopowy pokrój różnych odmian piaskowców karniowickich (np. z „Debczy“ w Filipowicach) upodabnia je znacznie do niektórych odmian piaskowców westfalskich.

Przytaczając argumenty dla potwierdzenia tezy o powstaniu piaskowców karniowickich z górnokarbońskiej osłony antykliny dębnickiej, a także zapewne z jej odpowiedników w pasie dębnicko-siewierskim, wspomnieć też można o wierceniu z Młoszowej, cytowanym przez R. Michaela w 1912 r. (23, s. 219). W wierceniu tym poniżej warstw triasowych (tzn. poniżej 210 m) natrafiono na warstwy czerwonych piaskowców, zawierających domieszkę skał wapiennych. Z niejasnego opisu profilu wiertniczego trudno rozstrzygnąć, czy mamy tu do czynienia częściowo z materiałem zlepieńców myślachowickich, czy też z zanieczyszczeniem próbek. Próbkami samych piaskowców przedstawiały skałę drobnoziarnistą, bezwapienną, zawierającą natomiast liczne okruchy węglowe. R. Michael piaskowce te zalicza do „peñnu“. Dokładniej ich miąższości nie znamy.

Należy wziąć pod uwagę, że wiercenie w Młoszowej zostało wykonane w terenie, odległym zaledwie o ok. 3 km ku WSW od klasycznych odsłoneń piaskowców karniowickich w Karniowicach. W związku z tym możemy przypuszczać, że wymienione z wiercenia w Młoszowej przez R. Michaela piaskowce z okruchami węgla odpowiadają piaskowcom karniowickim. Obecność wspomnianych okruchów węglowych jest przy tym zjawiskiem, które należy brać pod uwagę przy rozważaniu tezy o pochodzeniu piaskowców karniowickich z pierwotnego materiału górnokarbońskiego.

Stwierdziłszy powyżej, że istnieje ciągłość sedymentacyjna pomiędzy piaskowcami karniowickimi a zlepieńcami myślachowickimi. Tylko miejscami efekty tej ciągłości zaburzone są przez wzrost nasilenia procesów erozji i transportu od początku okresu osadzania się zlepieńców. Ponieważ zaś zlepienie leżą również wprost na martwicy karniowickiej, możemy przyjąć, że wiek martwicy, miejscami tylko rozwiniętej na piaskowcach, jest w stosunku do tych piaskowców prawie równorzędny. Wiek piaskowców karniowickich rozpatrywany też był przez licznych badaczy łącznie z wiekiem martwicy.

Za takim wnioskiem przemawia również fakt, że szczątki roślinne (wprawdzie nieliczne) znalezione w piaskowcach należą prawdopodobnie do tego samego, co zespół poznany z martwicy, lub bardzo podobnego zespołu florystycznego. Spośród trzech form, oznaczonych z piaskowców karniowickich przez M. Raciborskiego (38), dwa: *Calamites cisti* i *Cordaites principalis* rozpoznane też zostały we florze martwicy. Prawdopodobnie więc stosunki florystyczne a zarazem paleoklimatyczne okresu two-

rzenia się piaskowców były zbliżone lub takie same, jakie panowały w czasie osadzania się martwicy. Były one natomiast różne zarówno od stosunków paleoklimatycznych okresu tworzenia się starszej od piaskowców arkozy kwaczalskiej, jak i od klimatu, w którym powstawały bezpośrednio od piaskowców młodsze zlepieńce myślachowickie.

Wskaźnikami litologicznymi i paleobotanicznymi, którymi możemy się kierować przy ocenie klimatu tworzenia się piaskowców i martwicy z Karniowic, są:

a) podobieństwo litologiczne piaskowców karniowickich do niektórych piaskowców górnego westfalu⁶;

b) obecność wkładów łupków szarych wśród piaskowców (według Zaręcznego, 63, s. 85 i 90), zawierających szczątki nieskrzemionkowanej flory;

c) cechy ogólne zespołu roślinnego piaskowców i martwicy. Zespół ten ma cechy ekologiczne, wspólne raczej z florami warstw produktywnych karbonu, a całkowicie różni się od zespołu flory araukariowej, znajdującej w arkozie kwaczalskiej. Flora martwicy, w której obecne są liczne okazy rodzaju *Taeniopteris* o mocnych liściach skórzastych, przystosowanych swą morfologią do warunków klimatu wilgotnego, wskazuje, że po okresie suchym środkowo-stefańskim nastąpił w obszarze krakowskim okres klimatu wilgotniejszego. Flora rozwijała się wtedy bujnie. Procesy wietrzenia chemicznego były też zapewne intensywniejsze, stąd arkozowy charakter piaskowców karniowickich jest, ogólnie biorąc, znacznie słabiej zaznaczony niż w przypadku arkozy kwaczalskiej, a nawet niż niektórych warstw wyższego westfalu obszaru krakowskiego. Czerwone zabarwienie skał jest też w piaskowcach karniowickich wyraźnie rzadsze, aniżeli w przypadku ilastych zwłaszcza facji arkozy kwaczalskiej i zlepieńców myślachowickich.

Wydaje się zatem, że pomiędzy okresem osadzania się arkozy i fazą sedymentacji zlepieńców zaszła na tym terenie zmiana klimatyczna, która zaznaczyła się jako nawrót do stosunków paleoklimatycznych podobnych do górno-westfalskich.

W. Petraschek (33) i H. Scupin (48) w swych pracach z 1922 r. poświęcili wiele uwagi problemom paleoklimatu okresu górno-karbońskiego i permskiego na obszarach Sudetów i zagłębi węglowych czeskich.

Na podstawie obserwacji nad osadami tamtejszego stefanu i permu autorzy ci stwierdzają, że w obrębie czasu obejmującego wymienione okresy geologiczne zachodziły wyraźne wahnięcia klimatyczne. I tak np. H. Scupin (l. c., s. 272) dla środkowego tylko i górnego czerwonego spą-

⁶ Ścisłejsze studia petrograficzne nad tym zagadnieniem zostały już rozpoczęte.

gowca przyjmuje (w porządku od dołu ku górze) następstwo klimatu: wilgotnego, potem zmiennego wilgotno-suchego i suchego. W. Petraschek zaś stwierdza (33; s. 262): „osady sudeckiego permu i górnego karbonu są przeważnie pochodzenia fluwiatylnego. Spotyka się w nich skały eolicznego pochodzenia i ślady wietrzenia mechanicznego, zjawiska te jednak mają niewielkie tylko znaczenie. Objawy gnicia istniejące w karbońskich drzewach skrzemieniałych i ślady chemicznego wietrzenia wśród ilów wskazują, że klimat pustynny był przynajmniej czasowo przerywany. Osady posiadają zatem charakter nie czysto pustynny, lecz cechy wskazujące na pustynię stają się częstsze w górnym czerwonym spagowcu i w cechszynie. Znaczenie ich zmniejsza się w dolnym czerwonym spagowcu i w najwyższym karbonie“.

Z wszystkich powyższych danych można wnioskować, że klimat okresu tworzenia się piaskowców karniowickich porównywany być może z klimatem, w jakim osadzały się warstwy górnego (a nie środkowego) stefanu w zagłębieniach czeskich. *Sklonny byłbym przy tym paralelizować warstwy piaskowców karniowickich z warstwami radwanickimi lub kunowskimi, które w Czechach rozwinięte są powyżej warstw arkozy żałtańskiej i które reprezentują górny stefan. Miejscami posiadają one w Czechach nawet cienkie warstwy węgla.*

Porównanie gatunków roślin, oznaczonych przez M. Raciborskiego z martwicy karniowickiej, z florami warstw radwanickich lub kunowskich, o których obszerniej pisze F. Němejc (II-gi Kongres w Heerlen, 1935 r., 25), paralelizację taką dopuszcza. Ścisłejsze przeprowadzenie analogii paleobotanicznych będzie jednak możliwe dopiero po nowoczesnym skorygowaniu oznaczeń M. Raciborskiego, datujących się z r. 1891.

Martwica karniowicka

Jest to osad wód śródlądowych, tworzący w okolicach Karniowic i Filipowic płytę o powierzchni ok. 6 km² i o miąższości 2-6 m. Pod względem petrograficznym składa się ona z kalcytu. Istnieją w niej miejscami drobne skupienia krzemionkowe o pokroju płaskich kongrecji. Barwa jej jest na ogół biała, czasem różowawa lub zielonkawa. Obserwowano też w jej obrębie drobne ślady zabarwień węglanami miedzi. Skała ta lokalnie jest całkowicie przekryształizowana i na tyle masywna, że upodabnia się częściowo do zbitych i czystych wapieni lub marmurów. Często jednak, zwłaszcza w wyższych swych częściach, martwica jest porowata, podobna do martwic kenozoicznych, utworzonych lub tworzących się nawet współcześnie w geologicznym sąsiedztwie antykliny dębnickiej.

Ze stratygraficznego punktu widzenia interesujące są zwłaszcza zawarte w martwicy szczątki organiczne. W utworze tym znaleziono bogatą

florę oraz nieliczne skorupki ślimaków płucodysznych. Flora zachowana jest w postaci odcisków lub form trójwymiarowych, stanowiących niekiedy w całości zwapniałe tkanki roślinne. Oznaczenie niektórych gatunków tej flory podał już F. Roemer w 1870 r. (42). Dokładniejsze jej opracowanie zawdzięczamy M. Raciborskiemu (38). W 1937 r. J. Lilpop (20) opisał z martwicy karniowickiej gatunek *Tristachya raciborskii* nov. gen. et sp.

Jeśli idzie o faunę, posiadamy tylko wzmiankę St. Zaręcznego z 1894 r. (63), mówiącą o występowaniu w martwicy skorup ślimaków, oraz oznaczenie jednego gatunku: *Dendropupa zaręcznyi* n. sp., podane w 1936 r. przez E. Panowa (28).

Oznaczenia M. Raciborskiego (38) objęły następujące gatunki roślin:

- Annularia stellata* Schloth.
- „ *polonica* n. sp.
- „ sp. (an. *brevifolia* Brongn.?)
- Calamites* sp. (an. *major* Brongn.?)
- „ *cisti* Brongn.
- Rami calamitorum*
- Taeniopteris multinervis* Weiss.
- „ sp. (an. *multinervis* Weiss. *fertilis*?)
- „ (*multinervis* var.?) *undulata*
- Odontopteris obtusa* Brongn.
- Pecopteris* sp. nov. aff. *Sphenopteris (Hymenopteris) Decheni* Weiss.
- „ *beyrichi* Weiss.
- „ *bredowi* Germ. var. *parvifolia*
- „ *bredowi* Germ. var. *vera* Weiss.
- „ sp. (an. *Scoleopteris arborescens* Schl.)
- Sphenophyllum emarginatum* Brongn.
- „ *longifolium* Germ.
- Leptodrobus* sp.
- Sigillaria (Clathraria) wiśniowskii* n. sp.
- Cordaites principalis* Germ. sp.
- Cyclocarpus karniowicensis* n. sp.

Mimo, że zagadnienie flory martwicy karniowickiej wymaga obecnie ponownego studium, to jednak na podstawie oznaczeń M. Raciborskiego stwierdzić można, iż flora ta ma cechy zespołu mieszanego karbońsko-permskiego, z tym, że brak w niej całkowicie form najbardziej dla permu charakterystycznych. Sam Raciborski zwraca uwagę, że uderzającą cechą flory z martwicy jest zupełny brak paproci o typie nerwacyjnym *Callipteris*. Masowy zaś rozwój flory kallipterisowej jest właśnie dla utworów permskich cechą przewodnią stratygraficznie. Za przewodnią formę do określania granicy stefanu i permu uważa się przy tym gatunek *Callipteris*

conferta. Gatunek ten znany jest wprawdzie również ze sporadycznego występowania także w warstwach stefañskich (F. Němejc, 25, i in.). W utworach niższych jednak od czerwonego spagowca należy on do rzadkości.

Cechą ogólną zespołów florystycznych poznanych dotychczas z warstw stefañskich jest występowanie w nich obok gatunków karbońskich również niektórych gatunków, należących do flory typowo permskiej. Dlatego też i flora martwicy karniowickiej ma właściwości „permo-karbońskie“, podkreślone przez M. Raciborskiego. Z porównania jednak flory martwicy karniowickiej z innymi podobnymi florami „permo-karbońskimi“, przeprowadzonego przez samego Raciborskiego, wynika, że flora martwicy ma, według tego autora (38, s. 39), najwięcej gatunków wspólnych z warstwami ottweilskimi. Te zaś warstwy zaliczane są do stefanu.

Powtórzyć tu więc możemy zdanie wypowiedziane już przeze mnie w poprzedniej pracy (51), że *na podstawie tych samych argumentów, jakie za czasów M. Raciborskiego decydowały o zaliczeniu martwicy i piaskowców karniowickich do „permo-karbonu“, dziś utwory te musimy zaliczać do stefanu i to, według wszelkiego prawdopodobieństwa, do stefanu górnego.*

Do tych argumentów przybywają obecnie jako ich potwierdzenie również argumenty nowe, oparte na rozważaniach nad cechami litologicznymi i paleoklimatem czasu tworzenia się piaskowców i martwicy.

Zwrócić tu też należy uwagę, że zaliczenie arkozy kwaczalskiej do środkowego stefanu, piaskowców zaś karniowickich wraz z martwicą — do górnej części tego piętra, prowadzi do interesujących konsekwencji we wnioskach tektonicznych.

Według dotychczasowych bowiem badań można przypuszczać, że, jak już mówiłem, piaskowce karniowickie nie tworzyły się jeszcze w tym czasie, kiedy intensywnie osadzała się arkoza kwaczalska. Być może tylko, że najwyższe części arkozy mogły być zazębione z karniowickimi piaskowcami. Antyklina dębnicka nie spełniała więc jeszcze w środkowym stefanie funkcji obszaru dostarczającego materiał do sedymentów piedmontowych. Prawdopodobnie zatem jej struktura morfologiczna nie była w owym czasie dostatecznie rozwinięta. Wypiętrzenie się antykliny dębnickiej, a także zapewne całego łańcucha jej odpowiedników w pasie dębnicko-siewierskim, dowodzi w tym ujęciu pewnego opóźnienia w czasie w stosunku do fazy asturyjskiej. Nie znaczy to, że faza asturyjska pominięła w swym działaniu rejon dębnicko-siewierski. Sądzić możemy jednak, że efekty jej były tu stosunkowo mniej wybitne, jeśli idzie o kształ-

towanie morfologii terenu, niż w obszarze „prakarpackim”. Stosunki te zmieniły się natomiast w górnym stefanie i w dolnym permie, kiedy coraz intensywniejsze osadzanie się piedmontowych utworów karniowickich i myślachowickich wiązać się musiało z pionowym dźwignianiem się fałdów dębnickich i ich odpowiedników. W tym też czasie, gdy rozwijała się sedymentacja piaskowców karniowickich i zlepieńców myślachowickich, wygasło równocześnie nanoszenie na nasz teren osadów arkozy kwaczalskiej.

Za stopniowym choć nieregularnym wzrostem rozwoju zjawisk tektonicznych w grzbiecie dębnickim w okresie późno-stefańskim i dolno-permskim przemawia nie tylko fakt pojawienia się w górnym stefanie osadów piaskowców karniowickich, w dolnym zaś permie zlepieńców, lecz także rozwój zjawisk wulkanicznych, które od początku okresu osadzania się zlepieńców myślachowickich ujawniły się w postaci wkładów tufów wulkanicznych, włączonych w osad zlepieńcowy. Maksimum rozwoju zjawisk wulkanicznych przypada na końcową fazę tworzenia się zlepieńców. Zlepieniece stają się ku górze coraz bogatsze we wkłady tufowe i w elementy składowe porfirowe. Miejscami tworzą się nawet w ich stropowych częściach⁷ konglomeraty, utworzone jedynie z elementów magmowych. W czasie wreszcie największego nasilenia zjawisk wulkanicznych dochodzi w rejonie antykliny dębnickiej (i jej odpowiedników) do potężnych erupcji popiołowo-lawowych, które pokrywają masą skał wulkanicznych cały teren osadzania się zlepieńców myślachowickich. W okolicach Filipowic, Karniowic i dalej ku północy zlepieniece były wówczas pogrzebane pod tufami porfirowymi, których miąższość dochodzi dziś jeszcze miejscami (wg Zaręcznego, 63) do 50 m. W obszarze położonym bardziej na południe (Rudno, Regulice) w tym samym czasie wylewają się na powierzchnię zlepieńców lawy melafirowe.

Wytworzona przez silne erupcje pokrywa terenu, utworzona ze świeżych skał lawowych i tufowych, musiała doprowadzić do poważnych zmian w morfologii i hydrografii terenu i spowodowała przerwanie oraz zakończenie cyklu sedymentacyjnego utworów piedmontowych w rejonie grzbietu dębnickiego. Jest możliwe, że miejscami w obrębie pasa dębnicko-siewierskiego pokrywa ta nie była tak wielka, aby wstrzymać dotychczasowy bieg zjawisk sedymentacyjnych na piedmoncie wydzwigniętego górotworu. W takich okolicach osadzanie się zlepieńców myślachowickich mogło się kontynuować poza okres głównej dla naszego terenu permskiej fazy wulkanicznej. Ze względu na brak wyczerpujących badań w tym kierunku, zagadnienia tego nie możemy tu jeszcze rozpatrywać.

⁷ Obserwować to można na przykład w wąwozie po zachodniej stronie „Kowalskiej Góry” w Filipowicach.

Wulkanizm permski obszaru krakowskiego porównywany był w ujęciach stratygraficznych większości geologów z permskim wulkanizmem sudeckim. Już F. Roemer w 1870 r. (42) na gruncie tego rodzaju porównania podał swe ujęcie stratygrafii „permu“ krakowskiego. Nowoczesne opracowanie tego zagadnienia przez petrografów jest dziś zadaniem jeszcze otwartym.

Z geologicznego punktu widzenia fakt bezpośredniego następstwa rozwoju zlepieńców po osadzeniu się górnostefańskich piaskowców i martwicy oraz fakt łączności erupcji wulkanicznych z nasileniem erozji i ruchów tektonicznych w grzbiecie dębnickim wskazuje, że rzeczywiście istnieją dane do paralelizowania tych zjawisk z podobnymi procesami pozornymi zwłaszcza we wschodniej części obszaru sudeckiego. Tam zaś permskie erupcje lawowe (melafiry i porfiry) a także tufowe (tufy porfirowe) zaliczane są do środkowej części czerwonego spągowca (H. Scupin, 48, s. 272). Skały eruptywne podestane są też w obszarze sudeckim skałami konglomeratycznymi i innymi osadami lądowego pochodzenia, o regionalnie zmiennym zresztą ukształtowaniu. Jeśli maksimum natężenia wulkanizmu krakowskiego uznamy za zjawisko równorzędne wiekowo z permskim wulkanizmem sudeckim i jeśli równocześnie przyjmiemy, że maksimum to związane jest z ruchami tektonicznymi w górotworze dębnicko-siewierskim, wtedy przyjąć też musimy, że *przez zjawiska te zadokumentowana jest w obszarze krakowskim faza saalska wielkiego orogenetycznego okresu waryscyjskiego.*

Faza saalska przypada według H. Stillego (1924, 54) na okres pomiędzy dolnym a górnym czerwonym spągowcem. Maksimum jej natężenia bywa jednak w różnych obszarach w obrębie czerwonego spągowca nieco zmienne w nasileniu i w czasie. Według wymienionego autora (l. c., s. 128), w Sudetach zaznacza się faza saalska jako słabe ruchy tektoniczne, przypadające na czas między środkowym a górnym czerwonym spągowcem.

Zapewne też i w opisywanym obszarze krakowskim ruchy fazy saalskiej przypadły na czas ten sam i miały charakter nie silnych ruchów orogenicznych fałdowych, lecz ruchów dźwigających tylko uprzednio w fazach wcześniejszych sfałdowany górotwór. Wznoszenie się sztywnych już elementów tektonicznych odbywało się przy równoczesnym wytwarzaniu się uskoków lub korzystaniu z dawniejszych dyslokacji uskokowych. Część tych uskoków została przy tym wyzyskana przez zjawiska wulkaniczne. Jest to charakterystyczne zwłaszcza dla dwóch linii dyslokacyjnych, ograniczających zapadlisko Nieporaz-Brodła, o którym wspomniano już poprzednio. Zapadlisko to ograniczone jest po obu swych stronach znacznymi uskokami, których przebieg zbliżony do kierunku NNW-

SSE badał w ostatnich latach dr St. Dżułyński oraz autor niniejszej pracy. Wzdłuż bardziej zachodniej linii uskoku wylały się lawy melafirowe znane z Regulic, Alwerni, Poręby i Mirowa⁸, wzdłuż zaś uskoku, ograniczającego od NE zapadlisko Nieporaz-Brodła, — melafiry okolic Rudna. Zarówno w Regulicach jak i w Rudnie wylew nastąpił na peryferyczne osady zlepieńca myślachowickiego (por. fig. 3) dając tym samym dowód, że wiek zlepieńców jest starszy, niż wymienionych erupcji.

Związane z fazą saalską uskoki ograniczające zapadlisko Nieporaz-Brodła świadczą, że ta wklęsła forma pogłębiała się w tym samym mniej więcej okresie, kiedy wypiętrzała się antyklina dębnicka. Wydaje się zatem, że zapadlisko to możemy rozumieć jako element równoważny antyklinie, o charakterze zapadliska przedgórskiego. Element ten, który rozpatrywać możemy wraz z synkliną chrzanowską (Chrzanów-Nieporaz), zasypywany był intensywnie w ciągu całego czasu swego tworzenia się sedymentami piedmontowymi. Wypełnienie zapadliska osadami, osiagającymi tu najznaczniejsze dla obszaru krakowskiego miąższości, nastąpiło w okresie od górnego stefanu po środkowy perm⁹.

Charakter geologiczny zjawisk sedymentacyjnych na zachodnim przedpolu antykliny dębnickiej rozpatrywali też J. Nowak i J. Zerndt w swej pracy z 1935 r. (27). Autorzy ci przyjmują również ścisłą współzależność pomiędzy wypiętrzeniem się antykliny dębnickiej, którą uważają za element nasunięty ku zachodowi na warstwy młodszego karbonu, a zapadaniem się wklęsłego elementu Nieporaz-Brodła. Sedymenty pokrywające obszar przedpola fałdu dębnickiego J. Nowak i J. Zerndt określają jako osady lądowe diastroficzne. Wprowadzają przy tym termin „limnodiastrofizmu“ jako określenie zjawiska tego typu lądowej sedymentacji.

Rozpoczęcie się procesu osadzania piaskowców karniowickich a razem nowe ruchy tektoniczne w grzbiecie dębnickim odnieśliśmy powyżej do okresu już górno-stefańskiego. W ujęciu takim musimy też przyjąć, że saalska faza poprzedzona była wcześniejszymi ruchami, nawet przedpermskimi. Zjawisko wstępnych podobnych ruchów wyprzedzających fazę saalską cytuje np. E. Spengler (1949, 53, s. 48-49) z okolic Döhlen w Saksonii.

W rejonie grzbieta dębnickiego te ruchy wstępne zaznaczają się jednak wybitniej dopiero od pogranicza stefanu i permu, kiedy rozpoczyna

⁸ Na zjawisko to zwracał uwagę już w 1901 r. F. Bartonec (1). Szerzej omówiłem je w swej pracy z 1951 r. (52).

⁹ P. prace R. Michaela (23), W. Kuźniara i W. Zelechowskiego (18), K. Koniora (14) i S. Siedleckiego (52).

się intensywna sedymentacja zlepieńców myślachowickich a zarazem pojawiają się pierwsze objawy wulkanizmu.

Zlepieńce myślachowickie

Utwór ten wielokrotnie wymieniany już był powyżej. Na tym miejscu ograniczymy się jedynie do podania w skrócie najważniejszych informacji geologicznych, dotyczących interesującego sedymentu.

Obszar występowania zlepieńców myślachowickich, jak to wyżej wspomniano, ograniczony jest do przerywanego przez czynniki tektoniczne i erozyjne pasa, ułożonego od okolic Krzeszowic po okolice Siewierza. Szerokość tego pasa sięga na ogół od kilku do kilkunastu kilometrów. Nie jest ona jednak znana w okolicach Siewierza, gdzie na zlepieńce natrafiono tylko wierceniami (J. B. Pusch, 36, F. Rutkowski, 44, 46).

Najlepsze odsłonięcia owych zlepieńców znajdują się w okolicach Filipowic, Karniowic, Młoszowej, Myślachowic, Boru Biskupiego i Sławkowa. Jak już wyżej wspomniano, w terenie bliższym antykliny dębnickiej „sensu stricto“ są to zlepieńce złożone głównie z otoczków wapienia węglowego. Dalej na północ główna masa otoczków pochodzi ze skał wapiennych dewońskich. W okolicy Rudna zlepieńce zawierają liczne otoczki lub słabo otoczone bryły skał magmowych zasadowych (melafiry lub diabazy¹⁰) oraz porfirowych.

Składniki magmowe częste są też w zlepieńcach z Regulic oraz w tych samych osadach poznanych z okolic Sławkowa i z wierceń w rejonie siewierskim.

Podkreślić muszę, że w Regulicach i w Rudnie stwierdziłem występowanie otoczków zasadowej skały magmowej w zlepieńcu, stanowiącym podkład tamtejszych law melafirowych. Fakt ten dowodzi, że przed wylaniem się wspomnianych law istniały w obrębie grzbietu dębnickiego odsłonięcia skał magmowych, wcześniejszych od tych erupcji. Te starsze skały były niszczone, transportowane i osadzone jeszcze przed wylaniem się law odsłoniętych obecnie w Regulicach czy w Rudnie.

W poprzednich swych pracach (51, 52) rozwinąłem szerzej poglądy na genezę otoczków w zlepieńcach myślachowickich. Skały magmowe, które w tych zlepieńcach się trafiają, skłonny jestem wiązać z dwoma źródłami:

a) Część z nich pochodzi może z niszczenia intruzji zasadowych, występujących wśród warstw westflafskich naszego terenu. Do intruzji takich

¹⁰ W. Kuźniar i W. Żelechowski (18) podają informacje o konglomeratach myślachowickich, które nawiercone zostały w okolicy Rudna i które zawierają nadzwyczaj liczne składniki skał magmowych zasadowych. Natrafiono też na nie w szybie „Bolesław“ koło Rudna.

zdaje się należeć znany „diabaz“ z Niedźwiedziej Góry w Tęczynku¹¹ (rejon antykliny dębnickiej) oraz zapewne skały „diabazowe“ wymieniane przez R. Michaela w 1907 r. (22) z wiercenia „Zalas III“. Intruzje takie zostały też w czasie ostatniej wojny nawiercone wśród warstw karbońskich w Wielkich Drogach (na południe od Krzeszowic i Wisły). Skały te związane są prawdopodobnie z ruchami tektonicznymi fazy asturyjskiej. Ulegały one erozji i częściowemu transportowi w czasie działania czynników; kształtujących zlepieńce myślachowickie. Występowanie tych skał intruzywnych jest w rozpatrywanym terenie stwierdzone w południowej części antykliny dębnickiej, rozumianej „sensu lato“. Toteż i występowanie zasadowych magmowców w zlepieńcach myślachowickich stwierdzono dotychczas w okolicy Krzeszowic tylko w ich odsłonięciach z terenu położonego w pobliżu tej południowej części antykliny.

b) Część skał magmowych, spotykanych w zlepieńcach (otoczaki porfirowe i tufy), stanowi równowiekowy z nimi składnik sedymentu. Jak podałem wyżej, erupcje magmowe fazy saalskiej (czy też jej wczesnych ruchów wstępnych) należy uważać za współczesne z okresem tworzenia się zlepieńców. Zanim doszło do całkowitego prawie pokrycia przez tufy i lawy sedymentu zlepieńców, zachodziły już w antyklinie dębnickiej (i w jej odpowiednikach) mniej jeszcze rozwinięte zjawiska wulkaniczne, których wynikiem było wyrzucanie tufów i bomb wulkanicznych oraz, być może, wylewanie drobniejszych potoków lawowych. Utwory te były jednak stosunkowo szybko erodowane i włączane w skład zlepieńców.

Podkreślić przy tym należy, że składniki magmowe stanowią zasadniczo tylko przymieszkę do głównego materiału zlepieńców, jakim są otoczaki wapienia węglowego, lub (w obszarze dalszym ku północy) wapieni dewońskich.

Skały piaszczysto-arkozowe, występujące w zlepieńcach bądź jako spoiwo otoczków wapiennych, bądź jako większe, soczewkowate wkłady, uważać należy — podobnie jak w przypadku piaskowców karniowickich — za materiał pochodzący z niszczenia piaskowców i kwarcowych zlepieńców, które stanowiły widocznie górno-karbońską osłonę antykliny dębnickiej lub jej odpowiedników. To samo dotyczy dużych otoczków krzemionkowych (kwarcy, lidyty, kwarcyty), stanowiących domieszkę do sedymentu zlepieńców myślachowickich.

¹¹ Opisany dokładniej przez Z. Rozena (1909 r., 43) i J. Brodera (1931 r., 3) „diabaz“ z Niedźwiedziej Góry uważany był dotychczas za skałę wylewną (p. także W. Goetel, 1921, 8). Wiercenia przeprowadzone w czasie ostatniej wojny w okolicy występowania „diabazu“ wskazują, że jest to raczej intruzja pokładowa, przebiegająca w sposób zgodny względem przylegających do niej a wychylonych z pierwotnego położenia warstw westfalskich.

Oprócz wymienionych wyżej składników zlepieńców spotyka się w nich (np. w Karniowicach i w Filipowicach) duże nieotoczone odłamy martwicy karniowickiej i bloki piaskowców karbońskich (zapewne karniowickich). Tego rodzaju skały przedstawia fig. 9 na tabl. V. Pochodzenie tych składników osadu tłumaczyć można przyjmując, że zlepieńce w czasie swego rozprzestrzeniania się erodowały swe starsze podłoże i włączały w swą masę wyrwane z tego podłoża odłamy skalne.

Zwróćmy tu też uwagę, że wkłady piaskowcowe wśród zlepieńców mają często cechy litologiczne zbliżone do cech piaskowców karniowickich. Są one jednak od nich wiekowo młodsze (permskie). Dlatego też jedynie piaskowce, występujące bezpośrednio pod martwicą karniowicką, winniśmy uważać za „piaskowce karniowickie właściwe“ (stefańskie).

Piaskowce, spotykane jako wkłady w zlepieńcach, stanowią tylko ich facjalne odmiany. W peryferycznej, zachodniej części złoża zlepieńców (np. w okolicy Myślachowic, Sierszy, Gaju) tego rodzaju facje piaszczyste i piaszczysto-gliniaste zaczynają nawet dominować nad właściwym konglomeratem. Jeszcze dalej ku zachodowi dominującą lub wyłącznie rozwiniętą jest facja ilasta (gliniasta) zlepieńców.

Spoiwo zlepieńców stanowi najczęściej masa piaszczysto-ilasto-wapnista. Niejednokrotnie tufy lub czerwone gliny grają rolę słabego spoiwa. Czerwone gliny J. Czarnocki (1923 r., 5) uważa za rezydium, pozostałe po wietrzeniu wapieni, o typie „terra rossa“. Czasami w zlepieńcach zupełnie brak spoiwa. Otoczaki stanowią wtedy skupienia luźnego żwiru lub też scementowane są naskorupieniami kalcytu, wykrytym z wód krążących w osadzie. Ani w spoiwie zlepieńców, ani w ich facjach piaszczystych czy ilastych skamieniałości dotychczas nie znaleziono.

Następujące cechy litologiczne zlepieńców myślachowickich mogą być rozpatrywane jako zespół wskaźników co do genezy tego osadu:

a) Zlepieńce układają się pasem wzdłuż zachodnich zboczy dębnicko-siewierskich wyniesień waryscyjskich. Ich występowanie po stronie wschodniej tych wzniesień nie zostało dotychczas stwierdzone wobec braku odpowiednich wierceń.

b) Typowy swój rozwój osiągają zlepieńce w E części wymienionego pasa. Ku zachodowi zlepieńce przechodzą stopniowo w swe facje drobnoziarniste: piaszczyste lub gliniaste. Według danych dotychczasowych (jeszcze pod względem ilościowym nie dość ścisłych) średnia wielkość elementów składowych zlepieńców maleje w kierunku od E ku W. Zjawisko to zwróciło już uwagę St. Zaręcznego (63). Może być ono interpretowane tylko w ten sposób, że materiał zlepieńców ulegał transportowi w wymienionym kierunku. Segregacja jego przebiegała zgodnie ze zjawiskiem zmniejszania się siły transportu (kompetencji) wód, wynoszących

materiał z gór na ich piedmont. Również miąższość całego osadu zlepieńców maleje wyraźnie w kierunku od wschodu ku zachodowi (od ok. 50 m do 0 m).

c) Duże bloki, jakkolwiek najczęściej spotykane w okolicach pobliskich zboczy antykliny dębnickiej (Filipowice, Karniowice), są też nieregularnie i sporadycznie rozprzestrzenione w osadach rozwiniętych dalej na zachód.

d) Uławicenie osadu bywa miejscami dobrze zaznaczone. Niekiedy jednak brak go zupełnie, lub zaznacza się ono tylko niewyraźnie (p. fig. 10 na tabl. V).

e) W obrębie ławic otoczaki układają się bądź w mniejsze warstewki dobrze przesegregowane, bądź nagromadzone są w sposób zupełnie bezładny i pozbawiony segregacji (fig. 11 na tabl. VI).

f) Ułożenie dłuższych osi otoczków bywa uporządkowane dachówkowo lub płasko, bardzo często jednak brak jest w ławicach osadu jakiegokolwiek porządku w ułożeniu składników (fig. 11 na tabl. VI).

g) Duże bloki występują niejednokrotnie wśród zupełnie drobnego materiału. Zjawisko to jest spowodowane ich transportem w gęstej masie wodno-zwirowo-gliniastej (por. fig. 9 na tabl. V).

h) W obrębie ławic zaznacza się nierzadko warstwowanie przekątne. Daje się ono zaobserwować nawet wśród materiału grubego (fig. 10 na tabl. V). Kąty warstwowania przekątnego wahają się w granicach kilkunastu stopni (najczęściej 16°-20°).

i) Otoczaki ujawniają różnorodny stopień otoczenia. Prawie nigdy otoczenie nie jest idealne. Częste są otoczaki o zaokrąglonych tylko narożach.

Wymienione wyżej właściwości zlepieńców myślachowickich świadczą, że utwór ten winien być uważany za typowy sedyment piedmontowy. Jest on skałą wytworzoną w stożkach napływowych podgórskich, rozwiniętych u stóp zachodnich zboczy antykliny dębnickiej i jej odpowiedników. W. H. Twenhofel (1932 r., 60) za A. C. Trowbridgem (1911 r., 59) podaje dla utworów piedmontowych, wytworzonych na drodze okresowego transportu wodnego w warunkach klimatu zbliżonego do pustynnego, właściwości litologiczne niemal dosłownie zgodne z wyżej podaną charakterystyką zlepieńców myślachowickich.

A. C. Lawson w 1913 r. (19) wprowadza dla określenia konglomeratów, utworzonych w stożkach napływowych klimatu suchego, określenie: „fanglomerat“ (od: the fan — wachlarz, stożek napływowy). Określeniu temu i genezie oraz geologicznemu znaczeniu fanglomeratów poświęcił też więcej uwagi E. Kaiser (1927 r., 13). Autor ten, opisując fanglomeraty z niecki Ebro, zwraca uwagę na fakt, że utwory piedmontowe mają swe

facje, rozwinięte w kolejnym następstwie w zależności od odległości od gór macierzystych. Facje te rozłożone są strefami i obejmują: eluwia — fanglomeraty — utwory przejściowe — arkozy — arkozy z solami — alfityty (miał skalny) — miejscami pelity solne — sole.

W przypadku fanglomeratu, za jaki uznać możemy zlepieńce myślachowickie, obserwować można również zbliżone do tego typu następstwo facji: gruboziarniste zlepieńce w pobliżu dawnych gór — facje mieszane zlepieńcowo-arkozowo-ilaste (w strefie zachodniego zasięgu fanglomeratów, np. w Myślachowicach, Gaju, Sierszy, Borze Biskupim i Sławkowie), — oraz gliny i ily, głównie czerwone, rozwinięte w terenie jeszcze dalszym od gór ku zachodowi¹². Gliny tu opisywane w pewnych obszarach zawierają wkłady gipsu (Sławków) a nawet soli kamiennej (wiercenie w Głazówce, F. Rutkowski, 46).

Niewątpliwie część glin (przeważnie czerwonych), rozprzestrzenionych w okolicach, położonych bezpośrednio na zachód od strefy występowania typowych zlepieńców myślachowickich, należy uznać za facjalne odpowiedniki tych zlepieńców i przypisać im wiek dolno-permski. Świadczy za tym fakt, że zlepieńce zazębiają się z glinami nie tylko w tych terenach, gdzie obserwować można odsłonięcia „facji mieszanych“ tych sedimentów (np. w Myślachowicach), lecz także w rejonach, gdzie dominują już same gliny. Mówią o tym wiercenia, cytowane przez F. Rutkowskiego (46) z Głazówki¹³, oraz z zachodniej części Zagłębia Dąbrowskiego (44), W. Petraschka (32) z okolic Sławkowa i J. B. Puscha (36) z okolic Siewierza.

Na podstawie własnych swych badań ustalić mogłem, że stosunek czerwonych glin permskich do zlepieńców myślachowickich przedstawić można zgodnie z profilem, stwierdzonym przeze mnie w okolicach Sławkowa (we wsi Bukowno). Profil ten załączam tu jako fig. 5.

¹² Jest prawdopodobne, że czerwone gliny paleozoiczne występujące w okolicach np. Szczakowej stanowią facjalne odpowiedniki nie tylko arkozy kwaczalskiej, ale też i zlepieńców myślachowickich. Rozróżnienie jednak w terenie tych różnych generacji iłów i glin nie zostało dotychczas przeprowadzone.

¹³ W Głazówce nawiercono (F. Rutkowski, 46) poniżej osadów triasowych: od 231,1 m do 247,2 m (razem 16,1 m) szare i brunatne gliny, zawierające ziarna i warstwy zbitego i włóknistego gipsu; do 301,0 m (53,8 m) zlepieniec składający się z ułamków wapieni paleozoicznych i porfirów (zlepieniec myślachowicki); do 312,0 m (11,0 m) gliny i margle szare i brunatne ze śladami gipsu i z dużą zawartością soli; do 332,0 m (20 m) zielonawe i czerwone piaskowce. Niżej karbon. — F. Rutkowski gliny z gipsem i solą zalicza jeszcze do cechsztynu, niżej leżące piaskowce (20 m) do czerwonego spągowca. Należy, moim zdaniem, sądzić, że seria glin wraz ze zlepieńcem reprezentuje niższy czerwony spągowiec, niżej zaś leżące piaskowce są być może odpowiednikami piaskowców karniowickich.

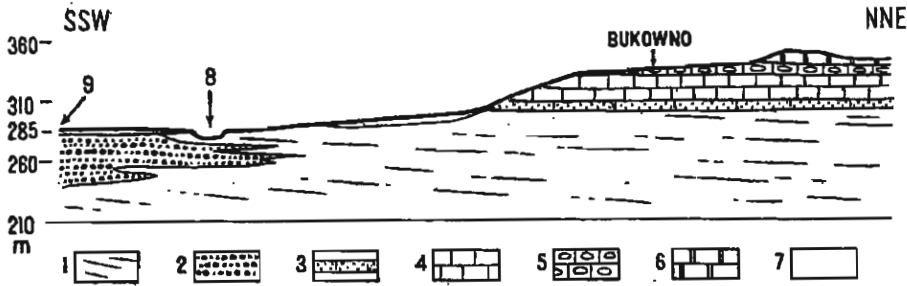


Fig. 5

Profil geologiczny przez okolice Bukowna

1 czerwone gliny, 2 zlepieńce myślachowickie, 3 niższy pstry płaskowiec, 4 ret, 5 wapień jamisty, 6 wapień muszlowy, 7 czwartorzęd (piaski)

Wkłady gipsu występujące wśród czerwonych glin w Sławkowie ilustruje fotografia (fig. 12 na tabl. VI).

W glinach permskich okolic Sławkowa i Strzemieszyc występują też jako wkłady warstwy arkozowych piaskowców (fig. 13 na tabl. VII). Dochodzą one do ponad 1 m miąższości i charakteryzują się (zwłaszcza w Strzemieszycach — w cegielni Rabinowicza) wybitnie zaznaczonym warstwowaniem przekątnym lub krzyżowym. Przykłady takich warstwowań ilustruje fig 14 na tabl. VII. Na spągowych powierzchniach piaskowca zaznaczają się też miejscami charakterystyczne ku dółowi zwrócone listwy, które interpretować można tylko jako odlewy spękań wysychania (mud-cracks) (por. fig. 15, tabl. VIII). Warstwowania przekątne w piaskowcach arkozowych i zadokumentowane w nich ślady spękań wysychania świadczą, że materiał arkozowy był наносzony przez szybko płynące wody na podłoże czasami wyraźnie wyschniętych glin, obecność zaś wkładów gipsowych i solnych w glinach świadczy też, że ich sedymentacja odbywała się w wysychających zbiornikach, periodycznie wypełnianych przez wody.

Wszystkie wymienione wyżej właściwości litologiczne zlepieńców myślachowickich i ich facjalnych odpowiedników bardziej drobnoziarnistych (piaskowce, arkozy, gliny) zdają się wskazywać, że warunki klimatyczne, w jakich powstawały zlepieńce, podobne były do warunków tworzenia się arkozy kwaczalskiej. W okresie tworzenia się zlepieńców panował prawdopodobnie klimat o okresach suchych oraz o silnie zaznaczonych porach deszczowych. W okresie suchym ustawał transport materiału, dostarczanego z pobliskich gór. Dochodziło wtedy do wysychania periodycznych zbiorników wodnych o typie zbliżonym do dzisiejszych „playa”. Wytwarzały się wtedy na glinach spękania błotne i krystalizowały rozpuszczalne związki chemiczne, dochowane po części do dziś w postaci gipsów i soli, występujących w glinach. W porze opadów rozwijał się sil-

ny transport materiału skalnego, który składany był w charakterystycznym porządku w zależności od odległości od gór i od zmniejszania się zdolności transportu wód, mających obszary swych źródeł we wzniesieniach pasa górskiego dębnicko-siewierskiego. Transport odbywać się musiał przy tym niejednokrotnie w postaci spływów gęstej mieszaniny wodno-skalnej, posiadającej znaczną zdolność przenoszenia nawet wielkich odłamów skalnych. Transport ten nie był też zjawiskiem regularnym. Jego nasilenie lub osłabienie zależne musiało być od okresowych różnic w warunkach klimatycznych oraz od nasileń lub stagnacji w procesach tektonicznych rozgrywających się w obrębie gór macierzystych. Stąd też zdarzać się mogło, że to mniejsze, to większe obszary terenu piedmontowego były czasowo pozbawione dostawy świeżego materiału gruboklastycznego, lub też, na odwrót, czasem materiał grubszy mógł być nanoszony na obszary „playa“.

Wytwarzanie się sedymentu zlepieńców myślachowickich na drodze wymienionych procesów było równocześnie komplikowane przez rozwijające się stopniowo w ich geologicznym otoczeniu zjawiska wulkaniczne.

Tufy porfirowe i melafirowe

Pod mianem „tufów* rozumie się w obszarze krakowskim skały magmowe o niewątpliwie różnorodnej genezie geologicznej, nie posiadające wyraźnych cech skał wylewnych lub intruzywnych. Po części są to tylko zwietrzliny law lub intruzji, leżące w terenie mniej lub więcej „in situ“ w bliskim sąsiedztwie swych skał macierzystych. Po części są to skały typowo tufowe, tzn. stanowiące scementowane masy popiołów i drobniejszych lub grubszych produktów erupcji o typie lapilli lub bomb. W głównej wreszcie części są to tufity powstałe na drodze rozmywania, transportu wodnego i osadzania materiału tufowego i detrytusu lawowego. Materiał ten zmieszany jest niekiedy z piaskiem lub żwirem kwarcowym, z odłatkami wapieni paleozoicznych lub łupków, pobranymi z geologicznego sąsiedztwa ognisk erupcji.

St. Zaręczny (63), opisując „tufy“ obszaru krakowskiego, dzieli je ogólnie na dwie grupy: tufy bezwarstwowe i tufy warstwowe. Za zasadniczą genezę tych skał Zaręczny uważa niszczenie znacznej części dawnych law krakowskich (porfirowych i melafirowych) przez abrazję transgredującego morza triasowego. Zaręczny uważa więc, że „tufy“ są geologicznym odpowiednikiem zlepieńców myślachowickich, które autor ten uważa również za zlepieńce podstawowe transgresji triasu. Podkreśla przy tym, że argumentem przemawiającym za taką tezą może być fakt, iż tam, gdzie w terenie zanikają zlepieńce, tam właśnie rozwój „tufów“ jako facji zastępczej dla zlepieńców jest intensywny. Zwraca też uwagę na

obecność w „tufach“ licznych zaokrąglonych odłamków samych law. Podobnie też J. Czarnocki (5) wiąże ściśle genezę tufów z zagadnieniem pochodzenia zlepieńców myślachowickich przypisując tym utworom wiek cechsztyński i uważając je łącznie za osady transgredującego morza górno-permskiego.

Dotychczasowe obserwacje skłaniają mię do zgodzenia się z poglądami St. Zaręcznego, stwierdzającymi, że część „tufów“ stanowi genetyczny odpowiednik zlepieńców myślachowickich. Powstanie jednak tych utworów wiąże się, zdaniem moim, z warunkami tworzenia się skał tufowych i tufitowych w środowisku kontynentalnym, przy współudziale jedynie wód słodkich.

Pomijając tu zagadnienie genezy „tufów“, stanowiących jedynie zwietrzelinę skał magmowych leżącą „in situ“ na swych skałach macierzystych, stwierdzić musimy, że wśród tufów i tufitów obszaru krakowskiego istnieje duża różnorodność ich pokroju litologicznego. Również więc i geneza tych skał ma cechy pewnej złożoności. Fakty te pozwalają jednak na określenie schematu systematycznego, wyróżniającego dwie kategorie tych utworów. Pierwszą kategorię stanowią tu tufy, spotykane przede wszystkim w obrębie wsi Filipowice i pomiędzy Filipowicami a Karniowicami. Eksploatowane są one obecnie jako materiał dla budownictwa gospodarskiego, głównie w obrębie tzw. Kowalskiej Góry. Są to skały czerwone, dość silnie spojone, bezwarstwowe lub tylko o słabo zaznaczonym grubym uławiceniu. Zawierają one, poza ziemistą masą, pierwotnie być może popiołową, także domieszkę okruchów i większych kawałków porfirowych, przypominających lapille lub bomby wulkaniczne. Trafiają się też w nich często porwaki skał osadowych (wapieni i łupków według wszelkiego prawdopodobieństwa karbońskich). Uderzającą cechą tych tufów jest obecność w nich bardzo licznych blaszek świeżo zachowanego biotyту. Kryształy tego minerału układają się w skale bądź zupełnie bez porządku, bądź w warstewkach, w których blaszki leżą płasko obok siebie. Częste są też prakryształy skaleni (w dużej części labradoru). W odsłonięciach zwłaszcza na Kowalskiej Górze zaznacza się zazwyczaj dość jednolity charakter składu mas tufowych, warunkujący powstawanie swoistych spękań, przecinających w kierunkach prawie pionowych całe złoża skalne (p. fig. 16 na tabl. VIII).

Te tzw. „tufy filipowickie“ zdają się być skałą, osadzoną w bliskości miejsca erupcji, stosunkowo słabo lub niekiedy być może wcale nie transportowaną przez wody. Informacje dokładniejsze o petrograficznych właściwościach tufów filipowickich podali w literaturze geologicznej zwłaszcza St. Zaręczny (63), Z. Rozen (43), J. Kuhl (17) i A. Bolewski (2).

Przegląd wypowiedzi różnych badaczy na genezę tego interesującego utworu podałem także w swej pracy o utworach paleozoicznych okolic Krakowa, złożonej do druku w wydawnictwach Państwowego Instytutu Geologicznego w 1951 r.

Drugą kategorię opisywanych skał stanowią tufity, rozprzestrzenione szeroko w okolicach Karniowic, Psar, Młoszowej, a także na południe od rowu krzeszowickiego w okolicach Regulic i Alwerni. Skały te składają się głównie z mniej lub więcej otoczonych odłamków porfirowych (na północ od rowu krzeszowickiego) i melafirowych (na południe od tego zapadliska). Odłamki i otoczaki lawowe zanurzone są w masie ziemistej (czerwonej, szarej, żółtej lub liliowawej), pierwotnie zapewne popiołowej lub stanowiącej zwietrzelinę skał magmowych. Mają one rozmiary bardzo różnorodne — od kilku milimetrów do kilku decymetrów średnicy. Ich stopień otoczenia jest różnoraki, a segregacja w sedymencie niejednolita. Często w materiale zupełnie drobnym znajdują się bloki duże. Całość skały przypomina niekiedy żywo zlepierce myślachowickie, z tym tylko, że składnikiem jej są elementy magmowe. Te elementy są zazwyczaj bardzo silnie zwietrzałe, tak że często poszczególne duże nawet bloki pierwotnie twardej lawy są w obrębie tych tufitów rozsypane i zupełnie miękkie. Trafiają się tu jednak także domieszki żwirów kwarcowych, otoczków wapiennych (paleozoicznych), a nawet wkładki piaszczyste. W Młoszowej znalazłem też w tamtejszym warstwowanym tuficie długi na ok. 20 cm nieotoczony odłamek araukarii.

Wymienione cechy tych skał wskazują, że są to raczej typowe tufity a nie tufy. Są to bowiem osady transportowane i osadzone przez wody w warunkach prawdopodobnie bardzo zbliżonych do tych, w których osadzały się zlepierce myślachowickie. W okolicy Młoszowej ten typ skały jest szerzej rozprzestrzeniony i w wielu punktach odsłonięty. Podobnego zresztą typu są też i gdzie indziej występujące tufity zarówno porfirowe jak i melafirowe (Psary, Płoki, Alwernia, Regulice). Podkreślić należy, że pomiędzy obu wymienionymi tu typami skał istnieją formy przejściowe, mające równocześnie niektóre cechy tufów filipowickich i tufitów. Podział tych skał na tufy i tufity — podobnie jak podział Zaręcznego na tufy bezwarstwowe i warstwowe — nie jest całkiem ścisły.

Na podstawie cech litologicznych i sposobu geologicznego występowania tufów i tufitów opisywanego obszaru należy sądzić, że wytworzenie się tych skał miało przebieg złożony, jednak nie odbiegający od typowych analogicznych procesów aktualnych. Wydaje się, że przynajmniej niektórym popiołowym erupcjom skał magmowych naszego terenu towarzyszyły ulewy deszczowe, powodowane, jak zwykle przy silnych procesach

wulkanicznych, przez kondensację atmosferycznej pary wodnej na podnoszonym przez prądy konwekcyjne pyłe skalnym. Popioły i w mieszane w nie okruchy większe osadzały się więc, przynajmniej częściowo, jako błota tufowe, spływające natychmiast po opadnięciu na ziemię w zagłębienia terenu i ulegające przemieszczeniom bądź już w trakcie erupcji, bądź w deszczowych porach wkrótce po poszczególnych wybuchach wulkanicznych. Gęsty materiał błotnisty mógł unosić w swym ruchu bloki skalne o rozmaitych, nawet wielkich rozmiarach. Mógł też mieszać się ze zwietrzeliną sąsiadujących skał osadowych.

Wytworzone na tej drodze tufy czy tufity, a także mniejsze lub większe potoki lawowe pokrywały wprawdzie stopniowo teren, zwłaszcza w pobliżu ognisk wulkanicznych, i gwałtownie albo też stopniowo zmieniały warunki hydrograficzne okolicy, same jednak ulegać też musiały częściowej erozji w warunkach klimatycznych, trwających zapewne bez gwałtownych zmian od czasu pełnego rozwoju zlepieńców myślachowickich. W porach opadów tufy były rozmywane, materiał grubszy przeszlamowywany czy też wrywany z wietrzejących skał twardszych. Ulegał on transportowi, podobnie jak uprzednio transportowane były masy zwietrzelin wapiennych, tworzących zlepienie myślachowickie. Powierzchniowe zwłaszcza, lub w ogóle mniej odporne części świeżych law zapewne podlegały równoczesnej erozji wzbogacając w odłamki porfirowe lub melafirowe materiał tworzących się tufitów.

Wprawdzie w wyniku opisanych procesów tufity mogły osiągać większą miąższość tam, gdzie zlepienie myślachowickie słabiej były rozwinięte i na ich powierzchni zaznaczały się wgłębienia terenu, to jednak według dzisiejszych obserwacji nie można tufów w całości paralelizować wiekowo ze zlepieńcami. Utwory te zająbiają się wprawdzie w kierunku pionowym, lecz zasadniczo stratygraficznie nie są sobie równoległe, a tylko tufy i tufity w głównej swej masie są względem zlepieńców nadległe. Autor mógł stwierdzić osobiście, że np. w okolicach na północ od Młoszowej, gdzie zlepienie w terenie zanikają, tufity natomiast osiągają znaczną miąższość, zlepienie istnieje jednak w podkładzie tufitów. Bezsrednio na północ od wsi zlepienie przylegają wprawdzie lateralnie do tufitów, zjawisko to jednak nie jest uwarunkowane zastąpieniem zlepieńców przez fację tufitową, lecz tylko przez kontakty tektoniczne wymienionych osadów. Podobnie też na południe od rowu krzeszowickiego w okolicach Regulic zlepienie myślachowickie (leżące tam pod melafirem) należy uważać za osad wiekowo starszy od głównej masy tufitów.

Tufy i tufity krakowskie w ujęciu wyżej podanym należy uważać za skały przynajmniej w dużej części związane z saalską fazą orogenezy waryscyjskiej. Niektóre z nich jednak mogą też być młodsze. Część z nich

pochodzić bowiem może z procesów przerabiania i wtórnego osadzania się niszczonej skały eruptywnych saalskich.

Górnej granicy wiekowej tego procesu nie potrafimy dotychczasowymi badaniami sprecyzować. Bezpośrednio na tufitach spoczywają bowiem przekraczając dopiero osady pstrego piaskowca. Jeśli idzie o wiek tufów i tufitów, musimy na razie zagadnienie to nieco uprościć i rozważać głównie wiek tej części opisywanych skał, które bezpośrednio łączą się przejściami w dół ze zlepieńcami myślachowickimi. Podkreślić przy tym jednak należy, że mimo różnic litologicznych, widocznych w poszczególnych odsłonięciach tufów czy tufitów, skały te zdradzają zarazem pewną jednorodność genetyczną. Wyraźne różnice w ich rozwoju występują raczej w kierunku poziomym niż pionowym. Nie są one więc dowodem — według dotychczasowych badań — przechodzenia przez kilka okresów geologicznych a zarazem kilka cykli klimatycznych i litogenicznych. Tufy i tufity zdają się wskazywać na swe powstanie w obrębie jednego cyklu eruptywno-sedymentacyjnego nie wykraczającego zapewne poza okres czerwonego spagowca. Dlatego też skłonny jestem — do czasu przeprowadzenia dalszych badań w tym kierunku — widzieć w naszych tufach i tufitach osad zasadniczo dolno-permski, być może nie sięgający nawet stratygraficznie do stropu czerwonego spagowca.

Wobec faktu, że zlepieńce wykazują lokalne zazębienie się w swych częściach spagowych z górno-stefańskimi piaskowcami karniowickimi, musimy przyjąć, że piaskowce karniowickie, zlepieńce myślachowickie i tufy należą do łącznego okresu sedymentacyjnego, obejmującego czas od górnego stefanu aż po okres maksymalnego natężenia wulkanizmu podkrakowskiego.

O ile okres ten wiążać będziemy z saalską fazą ruchów tektonicznych w opisywanym obszarze, wtedy *zlepieńcom i tufom przypisać musimy wiek dolno-permski, obejmujący prawdopodobnie czas dolnego i środkowego czerwonego spagowca. Główna masa tufów i tufitów jest przy tym skałą od zlepieńców myślachowickich bezpośrednio młodszą.*

Do tego samego czasu geologicznego, w którym tworzyły się tufy i tufity, odnieść też możemy wylewy law melafirowych znanych z Regulic, Alwerni, Rudna, Poręby i okolic Mirowa. Teza taka znajduje swe argumenty w wspomnianych już faktach, że w Regulicach i w Rudnie melafiry leżą na zlepieńcu myślachowickim i że układają się one wzdłuż wybitnych uskokuw ograniczających z dwóch stron zapadlisko Nieporaz-Brodla. Zapadlisko to (być może posiadające częściowo charakter synklinalny) tworzyło się głównie w okresie mniej więcej równoczesnym z wypiętrzaniem się antykliny dębnickiej i z tego powodu erupcje law na brze-

gach tej wklęsłej formy mogą być związane z fazą saalską orogenezy waryscyjskiej.

Jeśli idzie o pozostałe skały magmowe obszaru krakowskiego, takie jak diabazy z Niedźwiedziej Góry koło Tęczynka i porfiry z Zalasu, nie znajdujemy dotychczas dowodów na ich wiek permski lub stefański. Dlatego też szerzej opisywać ich tu nie będziemy. Spoczywają one bowiem wszystkie na skałach starszych od utworów stefańskich. Dotyczy to nawet diabazu z Niedźwiedziej Góry, którego kontakt z podłożem opisywali W. Goetel (1922 r., 8) i J. Broder (1931 r., 3). Według informacji, udzielonych mi uprzejmie przez dr T. Bocheńskiego, piaskowce i łupki występujące w podkładzie diabazu a poprzednio uważane za permskie, uznać dziś należy za osady górno-westfalskie. Materiały zaś z badań lat ostatnich, uzyskane przez dra T. Bocheńskiego oraz dra St. Dzużyńskiego, wskazują, że zarówno diabaz z Niedźwiedziej Góry jak też porfir z Zalasu są skałami nie wylewnymi, lecz intruzywnymi. Wychylone są one zgodnie z otaczającymi je warstwami karbonu i prawdopodobnie zostały objęte ruchami fazy asturyjskiej.

Co do porfiru z Miękini, brak nam dotychczas danych do podjęcia dyskusji nad ściślejszym jego wiekiem. Porfir ten spoczywa na skałach dolno-namurskich. W nadkładzie ma dolomity triasowe. Jego wylanie się odbyć się mogło zatem w szerokich granicach czasu. Zwracającym jednak uwagę zjawiskiem jest fakt, że porfir w Miękini nie posiada w swym podkładzie utworów permskich, które (zlepience myślachowickie) rozwinięte są dobrze w bezpośrednim sąsiedztwie geologicznym wylewu lawowego (w dolinie rzeczki Miękiniki). Zjawisko to nasuwa wprawdzie myśl o możliwości przedpermskiego wieku porfirów z Miękini, ma jednak charakter argumentu negatywnego, który nie jest dostateczny do definitywnego ustalenia przedpermskiego wieku opisywanej skały wylewnej.

Zagadnienia geologiczne i petrograficzne związane z skałami magmowymi obszaru krakowskiego rozpatrzyłem ostatnio obszerniej we wspomnianej już mej pracy o utworach paleozoicznych okolic Krakowa (1951 r., 52) i tam też odesyłam Czytelnika...

Poniżej załączam tabelkę stanowiącą próbę nowego uporządkowania stratygraficznego utworów skalnych opisanych powyżej.

ZACHODNIO-SUDECKIE ZAGŁĘBIE WĘGLOWE (SWATONOWICE, ZALTMAN, RADWANICE)		ZAGŁĘBIA WĘGLOWE ŚRODKOWO-CZESKIE (PILZNO i KŁADNO-RAKO- WNIE) K. A. Weirhofer i C. Purkyne		POLSKIE ZAGŁĘBIE WĘGLOWE — OBSZAR KRAKOWSKI Wstępny schemat stratygraficzny St. Siedlecki, 1951			
PERM GÓRNY				Okresy	Warstwy	Fazy górotwórcze (wg Stillego) i wulkanizm	
PERM ŚRODKOWY i DOLNY		Górne warstwy czerwonych łup- ków — warstwy lińskie		CECH- SZTYN	CZERW. SPAGOWIEC wyższy dolny	Tufy i tufity w spagowej części przeławione ze zlepieńcami my- ślachowickimi. Wylewy melafirów (Rudno, Regulice, Poręba itd.) Zlepieńce myślachowickie i odpo- wiadające im piaskowce oraz czer- wone gliny z gipsem i z solą (Gła- zówka, Sławków)	
Warstwy radwanickie	Warstwy OTTWEILSKIE (STEFAN) górne	Górne warstwy szarych łupków „Araucaryty czarne“ Warstwy kunowskie		STEFAN	MARTWICA KARNIOWICKA PIASKOWCE KARNIOWICKIE	FAZA SAALSKA zaznaczona silnym rozwojem zlepieńców myślachowickich i erupcjami wulkaniz- micznymi. Częściowa erozja warstw niż- szych	
Warstwy swatonowickie	Warstwy OTTWEILSKIE (STEFAN) średkowe	Arkozy z <i>Araucarites</i>					Arkoza kwaczalska z <i>Araucarites</i> i odpowiadające jej czerwone ility
Warstwy węglono- śne swatonowickie	Dolne warstwy czer- wonych łupków						
Warstwy żaclerskie WESTFAL		Dolne warstwy szarych plaskowców. Warstwy z Nyrzany-Radnice WESTFAL		WESTFAL	NIEZGODNOŚĆ Karbon produktywny (warstwy li- biańskie, chełmskie, łaziskie; w okoli- cach Filipowic i Sławkowa—także warstwy grupy brzeźnej)	FAZA ASTURYJSKA intruzje diabazów (Niedźwiedzia Góra, Zalas III, Wielkie Drogi)	

LITERATURA

1. BARTONEC F. Die Steinkohlenab-gerungen Westgaliziens und deren volkswirtschaftliche Bedeutung. Österr. Zschr. Berg-Hüttenw., B. 49. Wien 1901.
2. BOLEWSKI A. Zagadnienia „kalkifikacji“ krakowskich skał magmowych (Das Problem der „Kalkifikation“ der krakauer Magmagesteine). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), t. 15. Kraków 1939.
3. BRODER J. Diabazy z Niedźwiedziej Góry i utwory im towarzyszące (Diabase von Niedźwiedzia Góra bei Krzeszowice und die begleitenden Gebilde). Spraw. P.A.U. (Bull. Ac. Sci. Lettr. de Pologne), ser. A, t. 36. Kraków 1931.
4. CZARNOCKI J. Stratygrafia nowoodkrytych i mało znanych utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich (Sur la stratigraphie des sédiments paléozoïques nouvellement découverts et peu connus des montagnes de Święty Krzyż). Pos. Nauk P.I.G. (C.-R. Séances Serv. Géol. de Pologne), Nr 2. Warszawa 1922.
5. CZARNOCKI J. Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich (Le Zechstein dans les montagnes de Święty Krzyż). Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), t 2. Warszawa 1923-24.
6. CZARNOCKI S. Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu, 1914-1934 (Bassin Houïller Polonais d'après les recherches géol. faites depuis vingt années, 1914-1934). P.I.G. (Serv. Géol. de Pologne). Warszawa 1935.
7. DANEŠ J. Morfologický vývoj středních Čech. Sbornik České Spol. Zemév., t. 19. Praha 1913.
8. GOETEL W. Kontakt diabazu z piaskowcem permskim na Niedźwiedziej Górze w Krakowskiem (Sur le contact de diabase avec le grès permien à Niedźwiedzia Góra près Cracovie). Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), t. 1. Warszawa 1922.
9. GRZYBOWSKI J. Granica wschodnia krakowskiego zagłębia węglowego (Die östliche Grenze des Krakauer Kohlenbeckens und das mittelgalizische Becken). Przegl. Górn.-Hutn. (Montan. Rundsch.), t. 9. Dąbrowa Górn. 1912.
10. GÜRICH G. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890.
11. GÜRICH G. Das Devon von Dembnik bei Krakau. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns u. d. Orients. Wien 1903.
- 11a. HYNIE O. Dosavadní výsledky mého mapování v permu podkrkonošském (Résultats de mes recherches effectuées dans le Permien au pied sud des Krkonoše). Věstník Státn. Geol. Úst. Č. S. R., R. 3. Praha 1927.
12. JAROSZ J. Obecny stan badań nad stratygrafią dewonu i dolnego karbonu w okręgu krakowskim (Der gegenwärtige Zustand der Forschungen über die Stratigraphie des Devons und des Unterkarbons in der Umgebung von Krakau) Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), t. 3. Kraków 1926.
13. KAISER E. Über Fanglomerate, besonders im Ebrobecken. Sitz.-ber. Math.-naturwiss. Abt. Bayr. Ak. Wiss. zu München. München 1927.
14. KONIOR K. Z problemów paleomorfologicznych okolic Krakowa (Quelques problèmes paléomorphologiques dans les environs de Cracovie). Wiad. St. Geogr. (Bull. Serv. Géogr.), z. 3. Warszawa 1934.
15. KRYNINE P. D. Arkose deposits in the humid tropics. Am. Journ. Sci., v. 29, 1935.

16. KSIĄŻKIEWICZ M. Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza (Der Bau der randlichen Wadowicer Beskiden und ihr Verhältnis zum Vorlande). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne). t. 8, z. 1. Kraków 1932.
17. KUHL J. Tuf porfirowy z Filipowic ok. Krzeszowic jako tras (Porphyrtuff von Filipowice, Umgegend von Krzeszowice, als Trass). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), t. 12. Kraków 1936.
18. KUŹNIAR W., ŻELECHOWSKI W. Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórze na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. Przegł. Górn.-Hutn., t. 19, Nr 11-16. Dąbrowa Górn. 1927.
19. LAWSON A. C. The petrographic designation of alluvial-fan formations. Un. Calif. Publ., Dept. Geol., Bull. 7, 1913.
20. LILPOP J. New plants from the Permocarbiniferous rocks in Poland. Bull. Ac. Sci. Lettr. de Pologne, sér. B. Cracovie 1937.
21. ŁOZIŃSKI W. Zur Bildungsweise der Konglomerate des Rotliegenden. Jb. K. K. Geol. R.-A. Wien 1912.
22. MICHAEL R. Über neuere Aufschlüsse unterkarbonischer Schichten am Ostrande des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Jb. Preuss. Geol. L.-A. 1907, Bd. 28. Berlin 1910.
23. MICHAEL R. Die Entwicklung der Steinkohlenformation im Westgalizischen Weichselgebiet des Oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. Ibid. Bd. 33. Berlin 1912.
24. MICHAEL R. Die Geologie des Oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., H. 71. Berlin 1913.
- 24a. NĚMEJC F. Předběžná zpráva o paleobotanicko-stratygrafických studiích v podkrkonošském mladším paleozoiku (Preliminary report about the floristical and stratigraphical conditions of the Permocarbiniferous below the Krkonoše. = Riesengebirge Mountains). Věstník Státn. Geol. Úst. Č. S. R., R. 8. Praha 1932.
25. NĚMEJC F. The sequence of the Floras in the limnic coal districts of Bohemia and the limits between the Westphalian, Stephanian and Permian. II Congr. Strat. Carbon. Heerlen 1935, t. 2. Maestricht 1937.
26. NOWAK J. Zarys tektoniki Polski (L'ensemble de la tectonique de Pologne). Kraków 1927. (Congr. Int. de Géogr., Varsovie 1934).
27. NOWAK J., ZERNDT J. Tektonika wschodniego krańca Polskiego Zagłębia Węglowego (Zur Tektonik des östlichen Teils des Polnischen Steinkohlenbeckens). Spraw. P. A. U. (Bull. Int. Ac. Sci. Lettr. de Pologne), ser. A, 40. Kraków 1936.
28. PANOW E. Permokarbońska fauna martwicy karniowickiej (Permo-Carboniferous animal fossils from the travertine of Karniowice). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), t. 12. Kraków 1936.
29. PATTEJSKY K. Schichtenfolge und Tektonik im Schles.-mährisch. Kulm u. d. von den Decken der Karpaten überlagerten Ostrau-Karwiner Südevier. Leoben Montan. Hochschule Jb. Wien 1924.
30. PATTEJSKY K. Die Geologie des Variskischen Gebirges der Ostsudeten. Sborník Stát. Úst. Geol. Č. S. R., sv. 8. Praha 1929.
31. PATTEJSKY K., FOLPRECHT J. Der Rumpf des Oberschlesischen Steinkohlengebirges. Zschr. Oberschl. Berg.-Hüttenw. Ver., 70. Katowice 1931.
32. PETRASCHKEK W. Geologische Studien am Ostrande des Polnischen und des Krakauer Steinkohlenrevieres. Jb. K. K. Geol. R.-A., Bd. 68. Wien 1919.

33. PETRASCHEK W. Zur Entstehungsgeschichte der Sudetischen Karbon- und Rotliegendablagerungen. Zschr. D. Geol. Ges., Bd. 74, No. 8-12. Berlin 1922.
34. PURKYŇE C. O nalezištích skřemenělých kmenú araukaritových v Čechách, zvláště v Podkrkonoši (Sur les gîtes des Araucarites silicifiés en Bohême, surtout au sud des Monts de Géants). Časop. Nár. Musea (Journ. Musée Nat.). Praha 1927.
35. PURKYŇE C. Essai d'une stratigraphie de la partie occidentale du Bassin Houiller des Sudètes occidentales. I Congr. Strat. Carbon. Heerlen 1927. Liège 1928.
36. PUSCH J. B. Nowe przyczynki do geognozyi Polski. Pam. Fizyogr., t. I. Warszawa 1881.
37. RACIBORSKI M. O niektórych skamieniałych drzewach okolic Krakowa (Sur quelques arbres silicifiés dans la région de Cracovie). Spraw. Kom. Fizyogr., t. 23. Kraków 1889.
38. RACIBORSKI M. Permokarbońska flora karniowickiego wapienia (Ueber die Permo-Carbon. Flora des Karniowicer Kalkes). Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Ak. Um. (Anz. Ak. Wiss.), t. 21. Kraków 1890.
39. RACIBORSKI M. Zur Frage über das Alter des Karniowicer Kalkes. Verh. K. K. Geol. R.-A., S. 98. Wien 1891.
40. RACIBORSKI M. Ueber das Rothliegende in der Krakauer Gegend. Verh. K. K. Geol. R.-A., S. 260. Wien 1891.
41. ROEMER F. Ueber das Vorkommen des Rotliegenden in der Gegend von Krzeszowice im Gebiete von Krakau. Zschr. D. Geol. Ges., 1864.
42. ROEMER F. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.
43. ROZEN Z. Dawne ławy Wielkiego Księstwa Krakowskiego (Die alten Laven im Gebiete von Krakau). Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Ak. Um. (Bull. Int. Ac. Sci. Pol.), ser. 3, t. 9. Kraków 1909.
44. RUTKOWSKI F. O tektonice karbonu we wschodniej części okręgu dąbrowskiego (Sur la tectonique du Carbonifère dans la partie orientale du district de Dąbrowa, Bassin Houiller Polonais). Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), t. 3, z. 3-4. Warszawa 1926.
45. RUTKOWSKI F. O budowie paleozoicznego grzbietu dębnickiego (On the structure of the paleozoic dome of Dębnik near Cracow). Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), t. 4, z. 3-4. Warszawa 1927.
46. RUTKOWSKI F. Otwór świdrowy w Głazówce (Forage profond à Głazówka près Zawiercie). Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séances Serv. Géol. de Pologne). Nr 19-20. Warszawa 1928.
47. SCHWARZBACH M. Bionomie, Klima und Sedimentationsgeschwindigkeit im oberschlesischen Karbon. Zschr. D. Geol. Ges. Bd. 94, H. 9-10. Berlin 1942.
- 47a. SCHWARZBACH M. Das Klima der Vorzeit (Eine Einführung in die Paläoklimatologie). Stuttgart 1950.
48. SCUPIN H. Die Gliederung des Nordsudetischen Rotliegenden auf klimatischer Grundlage. Zschr. D. Geol. Ges., Bd. 74. Berlin 1922.
49. SIEDLECKI S. Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego (Problems of stratigraphy of marine Triassic in the Cracow area). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), t. 18. Kraków 1948.
50. SIEDLECKI S. Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą (Geology of the area between Chrzanów and Kwaczała). Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), Nr 60 — w druku (sous presse).

51. SIEDLECKI S. Podłoże melafiru w Regulicach i problem genezy zlepieńców myślachowickich. P. I. G. (Serv. Géol. de Pologne) — w druku (sous presse).
 52. SIEDLECKI S. Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. P. I. G. (Serv. Géol. de Pologne) — w druku (sous presse).
 53. SPENGLER E. Ueber die Abtragung des varistischen Gebirges in Sachsen. Abh. Geol. L.-A., N. F., H. 212. Berlin 1949.
 54. STILLE H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
 55. STILLE H. Die Oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der varistischen Tektonik. I Congr. Strat. Carbon. Heerlen 1927. Liège 1928.
 56. TIETZE E. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jb. K. K. Geol. R.-A., Bd. 37. Wien 1888.
 57. TIETZE E. Ueber das Alter des Karniowicer Kalkes. Verh. K. K. Geol. R.-A., S. 153. Wien 1891.
 58. TIETZE E. Die Perm-Buntsandsteinformation bei Krakau. Ibid., S. 326. Wien 1891.
 59. TROWBRIDGE A. C. The terrestrial deposits of Owens Valley California. Journ. Geol., v. 19, 1911.
 60. TWENHOFEL W. H. Treatise on sedimentation. Baltimore 1932.
 61. WALTHER J. Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.
 62. ZARĘCZNY S. Über die Stratigraphie des Karniowicer Kalkes. Jb. K. K. Geol. R.-A., Wien 1892.
 63. ZARĘCZNY S. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zesz. 3. Kom. Fizyogr. Ak. Um. Kraków 1894.
 64. ZUBER R. Eruptivgesteine von Krzeszowice. Jb. K. K. Geol. R.-A., S. 738. Wien 1885.
 65. ZUBER R. Skały wybuchowe z okolicy Krzeszowic. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr Ak. Um. Kraków 1886.
-

T A B L I C E

Fig. 1

Kwaczała — wąwóz pierwszy na W od wsi. Odsłonięcia przy drodze w górnej części wąwozu. Wkład żwirów (w dużej części „egzotycznych“) wśród drobnoziarnistej arkozy. Poniżej żwirów z prawej strony zdjęcia widoczna plama infiltracji limonitycznych

Fig. 2

Kwaczała — fragment odsłonięcia uwidocznionego na fig. 1. W górnej części zdjęcia żwiry z „egzotykami“, w części dolnej plama infiltracji limonitycznych; w części środkowej widoczne przekątne warstwowanie osadu, nachylone ku N — Skalę porównawczą daje pudełko zapalek o rozmiarach $3,5 \times 5$ cm



Fig. 1



Fig. 2

Fig. 3

Zagórze — drugi wąwóz na W od wsi. Odślonięcie arkozy kwaczalskiej w górnej części wąwozu. W wyższej części zdjęcia widoczna wyklinowująca się wkładka warstwowych czerwonych ilów. W dole zdjęcia część pnia skrzemieniałej araukarii, tkwiącej w skale

Fig. 4

Kwaczała — wąwóz pierwszy na W od wsi. Odślonięcie przy drodze w górnej części wąwozu

Fig. 3



Fig. 4

Fig. 5

Zagórze — drugi wąwóz na W od wsi. Wkłady żwirowe wśród arkozy, po części o charakterze „bruków“

Fig. 6

Kwaczała — wąwóz pierwszy na W od wsi. Spąg progę w najwyższej części wąwozu. Otoczaki (toczeńce) ilaste wśród arkozy. Zwraca uwagę ich ułożenie przekątne w stosunku do warstewek wyżej leżących żwirów. Górna część żwirów ma tu prawdopodobnie charakter „bruku“

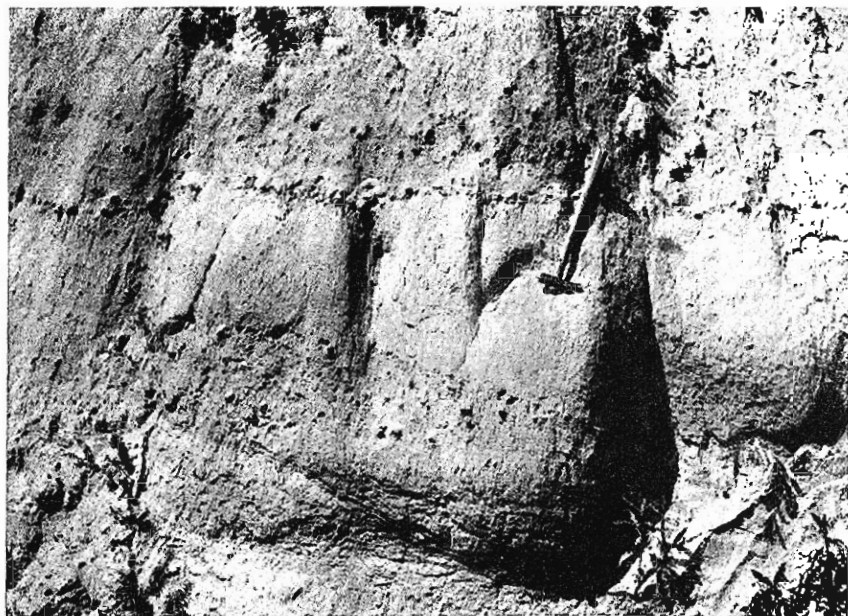


Fig. 5

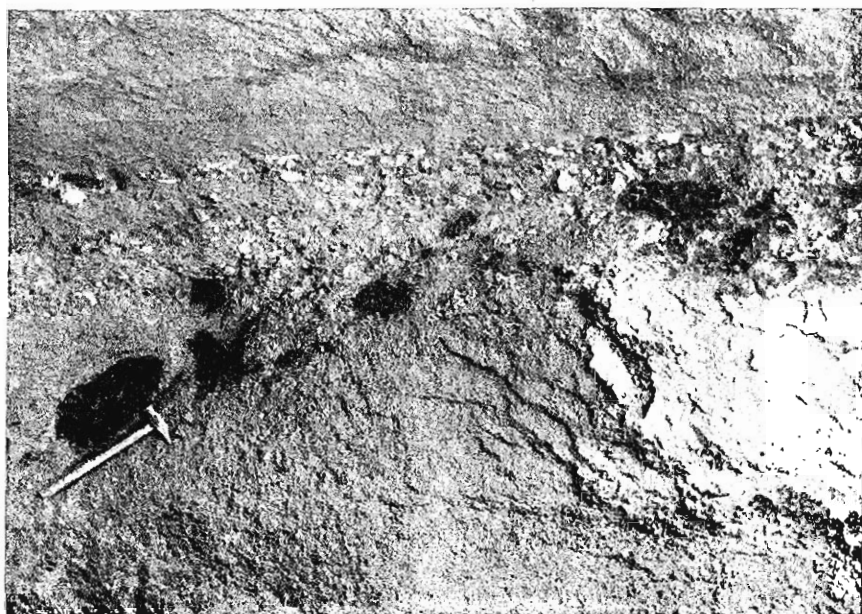


Fig. 6

Fig. 7

Kwaczała — wąwóz pierwszy na W od wsi. Bryła czerwonego iłu „wprasowana“
w osad arkozowy

Fig. 8

Kwaczała — wąwóz pierwszy na W od wsi. Część wąwozu poniżej górnego progu.
Odlamy pnia araukarii wymyte przez wodę z arkozy (długość młotka — 40 cm)



Fig. 7

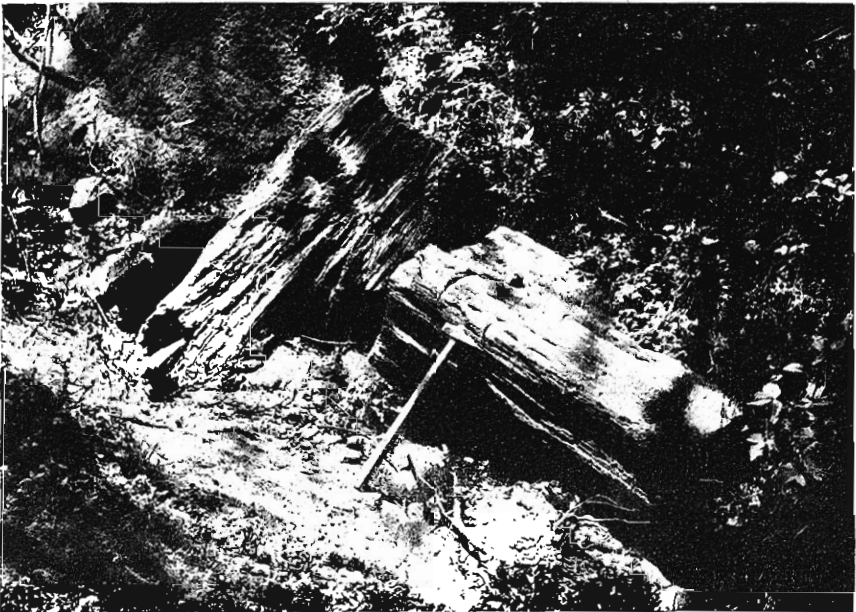


Fig. 8

Fig. 9

Filipowice — duży blok piaskowca karbońskiego (prawdopodobnie piaskowiec kar-niowicki), wmieszany w osad zlepieńca myślachowickiego. Sposób ułożenia i zachowania bloku świadczy, że skała ta była transportowana w mieszaninie skalno-wodnej o dużej gęstości, utrudniającej rozbicie kruchego odłamu (długość młotka — 45 cm)

Fig. 10

Mioszowa — główne odsłonięcie zlepieńców myślachowickich w E zboczu doliny.
Widoczne grube uławiczenie i warstwowania przekątne osadu



Fig. 9

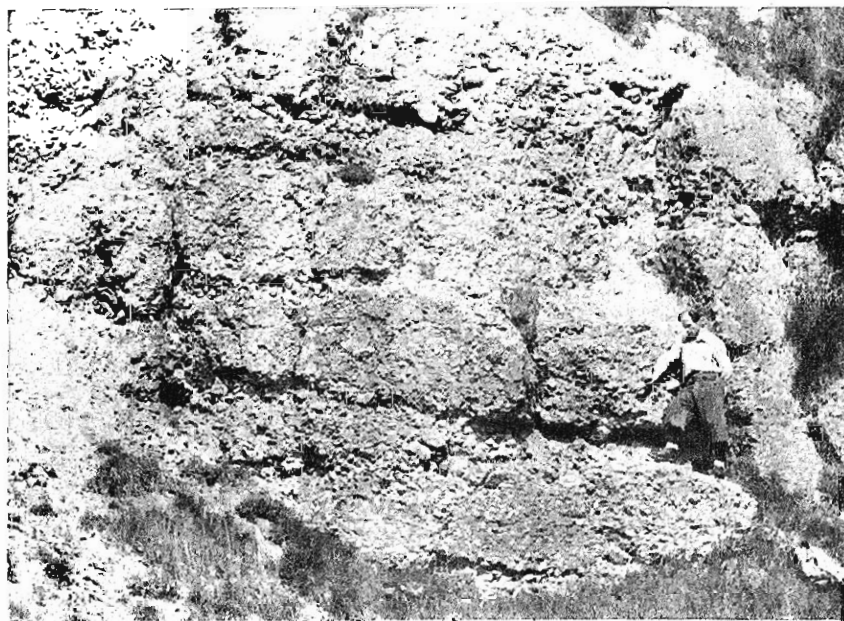


Fig. 10

Fig. 11

Filipowice — fragment dużych odsłoneń zlepieńców myślachowickich z E zboczy doliny ponad wsią. Zwraca uwagę przemieszanie w obrębie poszczególnych ławic osadu otoczaków wapiennych o różnych rozmiarach; bezładność w ułożeniu otoczaków; różny stopień otoczenia odłamków wapiennych

Fig. 12

Sławków — odsłonięcie czerwonych glin permskich w cegielni Garmulewicza (na S od miasta). Wśród glin widoczny wkład gipsu syngenetycznego z osadem (ułożonego zgodnie z warstwowaniem glin). Gips epigenetyczny tworzy żyłki, wypełniające diaklazowe (lub inne) spękania wśród glin. W prawej części zdjęcia ściana glin jest załamana zgodnie z powierzchnią diaklazowego pęknięcia. Na ścianie diaklazy widoczna siatka smug zielonych, ułożonych zgodnie z drugorzędym spękaniami osadu. Zabarwienie zielone glin jest tu wynikiem redukcji tlenków żelaza, zawartych w glinach



Fig. 11



Fig. 12

Fig. 13

Strzemieszyce — cegielnia Rabinowicza (na N od Strzemieszyc Północnych). Czerwone i zielone gliny permskie z przeławiczeniami arkozowych piaskowców

Fig. 14

Strzemieszyce — cegielnia Rabinowicza. Piaskowiec arkozowy z wkładu wśród glin permskich. Warstwowanie krzyżowe



Fig. 13

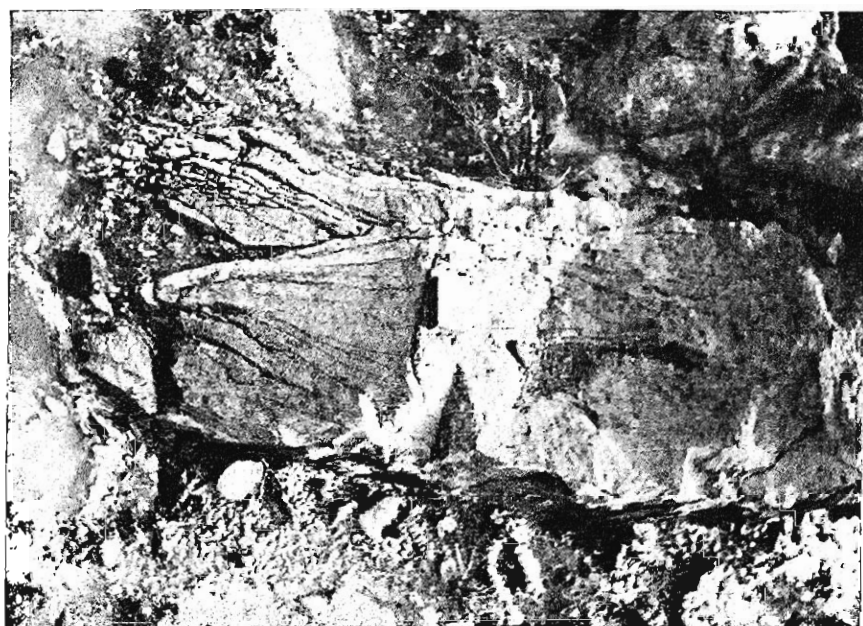


Fig. 14

Fig. 15

Strzemieszyce — cegielnia Rabinowicza. Szczeliny wysychania zachowane jako odlewy w piaskowcu, przełamującym gliny. Rozmiary okazu: 43 × 30 cm

Fig. 16

Filipowice — północne zbocze Kowalskiej Góry. Łom tufu filipowickiego

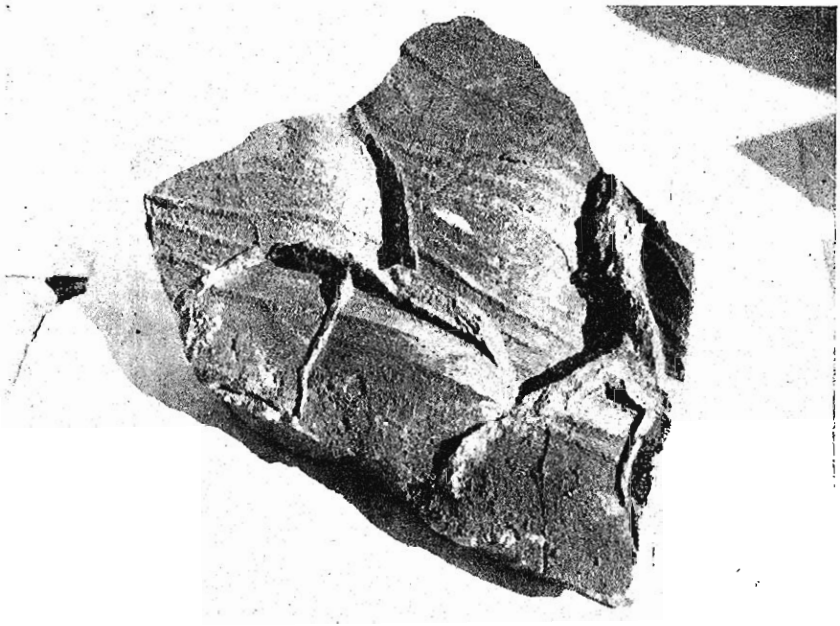


Fig. 15

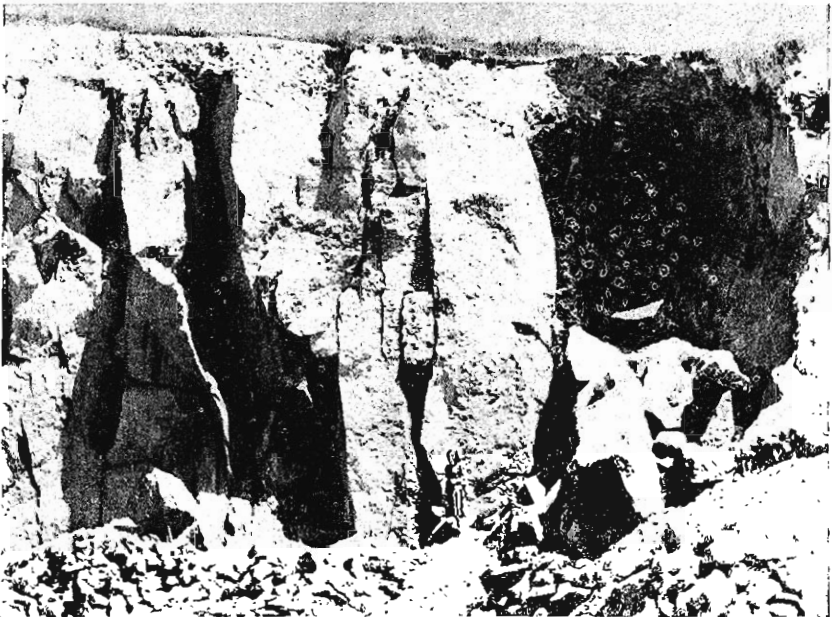


Fig. 16