

**Konrad Konior.**

## **Z badań nad czwartorzędem przedgórze karpackiego między Tarnowem a Dębicą.**

*(Die Forschungen über die Quartärbildungen des karpatischen Vorlandes zwischen Tarnów und Dębica).*

(Z 1 mapą).

### **Wstęp.**

Praca niniejsza podaje wyniki badań geologicznych przeprowadzonych w roku 1935 na polecenie S. A. „Pionier“ we Lwowie.

Obszar zbadany obejmuje przykarpacką część przedgórze między miastami wymienionymi w tytule. Ograniczony jest on na północy linią poprowadzoną przez miejscowości Tarnów, Wola Rzędzińska, Wałki, Czarna, Grabiny, Dębica; na południe sięga po brzeg karpacki, przekraczając go w niektórych miejscach. Granica południowa jest zatem nieregularna, a przebiega przez miejscowości Tarnowiec, na N od Łękawicy, następnie przez Szynwałd, Łęki Górne, Pilzno, Gumniska Fox, po czym biegnie w stronę Gawrzyłowej.

Wymieniony teren przykryty jest przez gruby płaszcz utworów czwartorzędowych, wśród których odsłonięcia warstw starszych są dość nieliczne. Największa ich ilość występuje w brzeżnej części Karpat, mianowicie na Górze Św. Marcina, na wzniesieniu Zdół, oraz w okolicy Podgrodzia, Latoszyna i Wolicy, a w rejonie przedgórskim w okolicy Rzędzina.

Jedynym, dotychczas opublikowanym, szczegółowszym zdjęciem geologicznym tych okolic są mapy Atlasu Geologicznego Galicji, opracowane przez W. F r i e d b e r g a [8], J. G r z y b o w s k i e g o [9] i A. M. Ł o m n i c k i e g o [10]. Wymienione mapy i teksty do nich zawierają wiele cennych

i do dziś aktualnych spostrzeżeń i obserwacji terenowych. Od poczynionych ostatnio różnią się pod względem kartograficznego ujęcia i stratygraficznego następstwa występujących w omawianym obszarze utworów.

Przed przystąpieniem do opisu wyników moich badań, w tym miejscu składam serdeczne wyrazy podziękowań S. A. „P i o n i e r“ za zezwolenie na opublikowanie zebranych materiałów, JWP. Dziekanowi Prof. Dr J. N o w a k o w i za zainteresowanie się moją pracą, oraz wszystkie cenne wskazówki i rady.

### Utwory starsze.

Utwory starsze, przed czwartorzędowe zbadanego obszaru należą do dwóch odmiennych grup tektonicznych. Do pierwszej, wiekowo starszej zaliczyć należy zróżnicowane petrograficznie i wiekowo, od południa nasunięte masy fliszowe, budujące zewnętrzną, poznaną część brzegu karpackiego, do drugiej młodsze, autochtoniczne, miocenne utwory przedgórze, na które wymienione poprzednio masy są nasunięte.

Dowodów tego nasunięcia w obszarze zbadanym nie brak. Wystarczy przyrzeć się w tym celu stosunkom geologicznym na północnych zboczach Góry Św. Marcina i w rejonie Terlikówki. Na W od gościńca Tarnów—Tuchów, u podnóża Góry Św. Marcina znajduje się cegielnia, obok której w wysokim do 10 m wkopie odsłaniają się pomięte tektonicznie tortońskie iły łupkowe. Zaraz powyżej na polach zauważyć można ułamki margli i piaskowców warstw inoceramowych. Warstwy te widoczne są również przy drodze do Zawady, zataczającej łuk na opisywanym zachodnim grzbiecie wspomnianego wzniesienia. Bliżej szczytu warstwy inoceramowe są dobrze odsłonięte we wcięciu wspomnianej drogi, a także wycierają w pobliżu ruin zamku. Jak wykazują badania warstwy te budują całą górną część Góry Św. Marcina. Okoliczność ta przy uwzględnieniu wyrażenia występującej tu hipsometrii odsłonięć warstw kredy fliszowej i miocenu, oraz obserwowanego sfałdowania poszczególnych seryj zmusza do przyjęcia nasunięcia kredy inoceramowej brzegu karpackiego na utwory tortonu, co po raz pierwszy

stwierdził już V. U h l i g [12]. Mniej wyraźnie nasunięcie fliszu na miocen zaznacza się w okolicy Dębicy, Latoszyna i Podgrodzia, gdzie w potokach powyżej odsłoneń miocenu występują przełańdowane masy kredy inoceramowej, o stałych, południowych zapadach w obserwowanej zewnętrznej części. Opisane stosunki wystarczają do uzasadnienia szarowanego stosunku fliszu karpackiego do utworów miocen-skich.

### a) Masy nasunięte.

Należą do nich utwory fliszowe wieku kredowego i eoceńskiego.

### S t r a t y g r a f i a.

Kreda wykształcona jest w dwóch faciesach: 1) inoceramowym i 2) śląskim.

1) K r e d a f a c j i i n o c e r a m o w e j odsłania się dobrze na Górze Św. Marcina pod Tarnowem, oraz w Podgrodziu, Latoszynie, Gumniskach Fox i Wolicy w okolicy Dębicy. W rejonach wspomnianych buduje ona brzeg Karpat fliszowych, spoczywając bezpośrednio na warstwach miocen-skich przedgórze. Reprezentowana jest przez warstwy inoceramowe. Dzielą się one w obszarze zbadanym, podobnie jak i w okolicach Przemyśla [20, 24] na dwa poziomy.

Starszy, dolny poziom marglisty składają szare i jasnopopielate margle łupkowate, obfitujące często w piękne fu-koidy, przegradzane wtrąceniami ciemnoszarych łożupków, oraz cienkouwarstwionych, szarych, wapnistych piaskow-ców drobnoziarnistych. Częstym dla opisywanego poziomu zjawiskiem jest występowanie brył i bloków wapienia sztramberskiego. Największe ilości tego materiału zauważyć można w potoku kawencyńskim i jego dopływach, oraz w potokach spływających w kierunku miejscowości Wolica. Zjawisko wspomniane tłumaczyć sobie należy w sposób po-dany w pierwszej z cytowanych wyżej prac [20], przez przy-jęcie morfologicznie urozmaiconego, skałkowego podłoża na którym układały się osady inoceramowe. Po odkłuciu warstw fliszu od podłoża, większe i mniejsze bloki wapieni górno-

jurajskich porwane zostały przez fałdujące się masy fliszu, po których zdenudowaniu wyostały się znowu na powierzchnię w postaci luźnych brył i bloków.

W górnej części opisywanego poziomu odbywa się zmiana stosunków sedymentacyjnych. Ilość margli zmniejsza się wydatnie, zwiększa natomiast ilość wtrąceń piaskowcowych. Doprowadza to w końcu do wybitnie piaskowcowego charakteru osadu, jaki wykazuje górny, piaskowcowy poziom warstw inoceramowych.

Poziom ten składa się z cienko-uławiconych, szarych lub stalowo-szarych, wapnistych piaskowców drobno-ziarnistych, przegradzanych szarymi, z reguły marglistymi, rozsypliwymi iłołupkami z wtrąceniami siwych iłów w formie cienkich soczewek. Wśród serii wymienionej występują często różnej grubości wkładki piaskowca średnio-ziarnistego, brunatnawo wietrzejącego o spoiwie ilastym. Warstwy tego piaskowca wskazują lokalne okresy nasilenia erozji na lądzie dostarczającym materiału.

Tak opisany poziom dolny, marglisty, jak i wyższy, piaskowcowy warstw inoceramowych bogaty jest w strzałkę.

Strop opisanego kompleksu inoceramowego zawiera grubsze warstwy średnio- i grubo-ziarnistego, jasno-szarego, miałkiego piaskowca ilastego. Zastępują tu one prawdopodobnie, jako odpowiednik wiekowy, a częściowo i facjalny, nie występujące już w omawianym obszarze piaskowce jamneńskie.

Całość warstw inoceramowych zaliczyć należy, stosownie do wyników drugiej z cytowanych wyżej prac [24], do górnych piąter kredy, mianowicie do turonu, emszeru i senonu.

2) *K r e d a f a c j i ś l ą s k i e j* znana jest tylko z jedynych w obrębie obszaru zbadanego odsłoneń w Szynwałdzie, gdzie nad potokiem, w pobliżu Zakładu Wychowawczego odsłaniają się ciemno-szare i czarno-brunatnawe łupki z wtrąceniami jasno-szarych piaskowców ilastych. Warstwy te reprezentują najprawdopodobniej górną część najwyższego ogniwa kredy śląskiej, mianowicie warstw czarno-rzecko-istebniańskich, w całości do senonu przynależną.

*E o c e n.* Odsłonecia tej formacji napotkano w okolicy Skrzyszowa, w potoczku spływającym na O od koty 384 m na

Górze Św. Marcina, oraz na grzbiecie Zdół (305,6 m) na WNW od Pilzna. Wskazują one, że podobnie jak i w innych częściach Karpat eocen obszaru zbadanego rozbity jest na dwa oddziały.

Oddział dolny wykształcony jest w facji wyłącznie ilastej, w postaci charakterystycznego kompleksu t. zw. pstrych (czerwonych, zielonych, szarych, siwych i czarnych) ilów z podrzędnie występującymi, nieznacznymi wtrąceniami drobno-ziarnistych, szarych piaskowców.

Brak piaskowców typu ciężkowieckiego w tej serii wskazuje na utwór szerszego morza, w którym dowóz materiału terrigenicznego był nieznaczny, oddalonego od ruchliwego sedymenacyjnie pobliza archipelagów wysp i wysepek prakarpackich, dostarczających materiału dla piaskowców ciężkowieckich [22]. W górnej części opisywanego oddziału eocenu zwiększa się miąższość wkładek piaskowcowych, przegradzające zaś ilolupki posiadają wyłącznie barwę szaro-zieloną, wykazując większą spoistość. Wspomniane zmiany są zapowiedzią górnego oddziału opisywanej formacji, zastąpionego przez warstwy menilitowe. W obszarze zbadanym odkryte są one lepiej tylko na wzniesieniu Zdół (305,6 m), gdzie składają je spodem białawe margle i krzemieniste łupki czekoladowe z warstewkami szarych, ciemno-wstęgowanych rogowców, wyżej zaś liściaste łupki bitumiczne z żółtawym nalotem, usiane często łuskami ryb z rodzaju *Meletta* i innych, z nieznacznymi wkładkami szaro-brunatnawych, drobno-ziarnistych piaskowców o spoiwie ilastym.

Opisana seria menilitowa tworzy strop zespołu stratygraficznego warstw fliszowych, budujących brzeg karpacki w omawianym obszarze.

### T e k t o n i k a.

Dokładne odcyfrowanie tektoniki brzegu karpackiego uniemożliwia skąpa ilość odsłoneń. Zmusza to do takiego ujęcia całości na jakie zezwala posiadany materiał.

Flisz karpacki nasuwa się na miocen przedgórski wzdłuż nieregularnie przebiegającej linii, wyznaczonej przez pierwsze, najdalej na północ wysunięte odsłoneńca warstw fliszowych. Linia ta wykracza najdalej na N w okolicy Dębicy.

Ku zachodowi cofa się, wyginając się zatokowato w okolicy Pilzna w głąb Karpat. Na zachód od Pilzna wygina się w kierunku WNW i przebiega przez wzgórze Zdół (305,6 m). Na W od tego wzniesienia brak odsłoneń fliszu. Pojawiają się one dopiero w okolicy Szynwałdu, zaznaczone przez wspomniane już warstwy czarnorzeckie, a na zachód od tej miejscowości przez pstry łupki. Dalej ku W, występujące na Górze Św. Marcina warstwy inoceramowe wskazują, że linia brzegu karpackiego wygięła się znowu w kierunku północnym. Mimo braku odsłoneń przypuszczać można, iż w okolicy Łęk Górnych i Szynwałdu linia brzegowa Karpat zakreśla zatokowate wygięcie ku południowi, podobnie jak w okolicy Pilzna.

Rzucającym się w oczy zjawiskiem jest fakt, że podczas gdy brzeg karpacki w okolicy Tamowa i Dębicy budują warstwy kredy inoceramowej, w środkowej części terenu w okolicy Pilzna jest on zbudowany z pstrych łupków i łupków menilitowych, odsłoniętych na wzniesieniu Zdół. Zjawisko to związane jest prawdopodobnie z dyskrepancją tektoniczną, jaką przyjmuje dla brzeżnej części Karpat Środkowych prof. J. N o w a k [16]. Zatokowate wygięcie linii brzegu karpackiego w okolicy Pilzna, występujące na linii głębszej, wypełnionej pstrymi łupkami i łupkami menilitowymi, ukośnie trawersującej synkliny brzeżnej fliszu karpackiego interpretację tę w dużej mierze popiera.

Przy dokładniejszej analizie elementów tektonicznych niższego rzędu, budujących brzeg karpacki, których odcyfrowanie jest możliwe na podstawie zebranych w terenie spostrzeżeń, zauważa się wąskie, ku N przewalone siodła w kredzie inoceramowej brzegu karpackiego okolicy Dębicy, silnie przefalowane. Siodła te odsłaniają na przegubach niższy, marglisty poziom warstw inoceramowych, synkliny między nimi (w najbardziej zewnętrznej, poznanej strefie brzegu karpackiego) wypełnia górny, piaskowcowy poziom tych warstw. Drugorzędny element antyklinalny o kierunku prawie W-O, z odsłaniającymi się w szczytowej partii pstrymi łupkami i menilitowymi wypełnieniami obrzeżających synklin, zarysowuje się na znanym już wzniesieniu Zdół koło Pilzna.

Gdy chodzi o wiek ruchów fałdowanych, które doprowadziły do wykończenia tektoniki obszaru i nasunięcia się

mas fliszowych na mioceńskie utwory przedgórza, odnieść je należy do okresu potortońskiego. W tym czasie na obszarze całych Karpat nastąpiło ostateczne dofałdowanie się sformowanych przez ruchy wcześniejsze jednostek tektonicznych karpackich [22], a w brzeźnych partiach nasunięcie się ich na warstwy mioceńskie.

### **b) Masy autochtoniczne.**

Należą tu utwory mioceńskie, wypełniające przedgórską synklinę przedkarpacką. Utwory te wskutek zamaskowania przez nanosy czwartorzędowe, odsłonięte są w niewielu punktach, podobnie jak i utwory fliszowe, co w wysokim stopniu utrudnia dokładne określenie wzajemnego stosunku wydzielonych poziomów.

### **S t r a t y g r a f i a.**

W a r s t w y c h o d e n i c k i e są najstarszym poziomem mioceńskim w obszarze zbadanym. Warstwy te zaliczane przez J. N i e d ź w i e d z k i e g o [1, 4], G. B u k o w s k i e g o [19], oraz w dawniejszych pracach W. F r i e d b e r g a [11, 14] do helwetu, w wyniku ostatnich prac W. F r i e d b e r g a [21] uważać należy za dolno-tortońskie. W obszarze zbadanym występują one na powierzchni tylko w okolicy Latoszyna, gdzie odkryte zostały w czasie robót poszukiwawczych za solą, która według opinii miejscowej ludności ma w miejscowości wymienionej występować, oraz przy kopaniu studni w poszukiwaniu za wodami siarczanymi na terenie Zdroju.

Składają się one z ciemno-szarych iłów marglistych z grubymi do 5 cm żyłami gipsu włóknistego, tudzież cienkimi żyłami gipsu przejrzystego, krystalicznego. Ponadto występują ciemno-szare iły margliste z gniazdami białawoszarawego anhydrytu, lub też cienko, regularnie i naprzemianlegle przewarstwione z cieniutkimi warstewkami krystalicznego gipsu, szare margle. Wśród warstw wymienionych często występują wkładki popielatych piaskowców wapnistych, miejscami krzemionkowych, oraz mikowych, wapnistych piaskowców grubo-ziarnistych.

Wszystkie opisane typy petrograficzne i ich cechy wskazują na dolniejszą część solonośnego poziomu miocenu, identycznego z występującym w Bochni. Czy opisane warstwy zawierają złoża soli, ustalić mogłyby jedynie wiercenia.

Warstwy grabowieckie odkryte są w obszarze zbadanym w kilku zaledwie punktach: a) w sztucznych odsłonięciach na terenie wsi Czarna nad potokiem tej nazwy, b) w wysokich do 2 m naturalnych odkrywkach nad wspomnianym potokiem koło tartaku XX. Jabłonowskich w odległości około 3 km na O od Czarnej, c) nad Wisłoką w okolicy Parkosza, d) w cegielniach na Terlikówce, na południe od Tarnowa, obok drogi Tarnów—Tuchów.

Opisywane warstwy wykształcone są w facji wybitnie ilastej, w postaci ciemno-szarych ilów łupkowych, czasem piaszczystych i obfitujących wówczas w drobne blaszki miki białej, charakterystycznej prócz ziarenek kwarcu dla zanieczyszczającego materiału detrytycznego.

Wiek tortoński warstw grabowieckich ustalony został przez badania J. N i e d ź w i e d z k i e g o [1, 4, 7], A. M. Ł o m n i c k i e g o [10] i W. F r i e d b e r g a [8, 11, 21].

I ł y k r a k o w i e c k i e stanowią ostatnie, wydzielone w obszarze zbadanym ogniwo warstw miocenijskich. Odślaniają się dobrze na terenie wsi Rzędzin pod Tarnowem, oraz w okolicy Podgrodzia i Latoszyna pod Dębicą.

Są to szare iły piaszczyste, dzielące się płytkowato, ułożone w nadzwyczaj regularne warstwy. Po wyschnięciu tracą płytkowatą oddzielność i rozpadają się w cienkie warstewki. W stanie świeżym z powodu swej płytkowatej oddzielności i charakterystycznych cech morfologicznych odsłoneń robią z daleka wrażenie kompleksu piaskowcowego.

Pod względem wiekowym A. M. Ł o m n i c k i [10] i W. F r i e d b e r g [8] zaliczają iły opisane do tortonu. Chodzi tu najprawdopodobniej o torton górny, co wynika z obserwacji terenowych.

Ścisłe określenie wzajemnego stosunku wydzielonych poziomów miocenu przedstawia ze względu na szczupłą ilość odsłoneń, czasem nawet znacznie od siebie oddalonych, pewne trudności. Przypuszczać jednak można, że podobnie jak w okolicy Bochni, co stwierdził G. B u k o w s k i [19], warstwy grabowieckie i iły krakowieckie



leżą niezgodnie na tortonie gipsonośnym. Niezgodność ta nabiera specjalnego wyrazu w okolicy Latoszyna, gdzie jak wynika z badań terenowych, iły krakowieckie przykrywają warstwy tortonu gipsonośnego bez pośrednictwa środkowego ogniw warstw grabowieckich. Zjawisko to wywołane jest być może względami natury tektonicznej, nie wykluczonym jednak jest, że warstwy grabowieckie nie stanowią już w obszarze zbadanym stałego poziomu, a ograniczone są tylko do pewnych rejonów.

### Tektonika.

Tektonika warstw miocénskich występuje wyraźniej tylko w kilku punktach, a to na Terlikówce pod Tarnowem, w Rzędzinie i w okolicy Latoszyna.

Synchronizacja spostrzeżeń w wymienionych miejscowościach wskazuje na istnienie w okolicy Latoszyna znaczącego wysadu warstw starszych, zaznaczonego na powierzchni przez warstwy chodenickie, o ogólnym kierunku prawie O-W, ze słabym odchyleniem ku SW, a więc kierunkowo niezgodnego z przebiegiem brzegu Karpat, posiadającym w tym rejonie kierunek SW-NO. Wysad ten otulony jest wprost przez iły krakowieckie. Warstwy grabowieckie pojawiają się dopiero na jego przypuszczalnym przedłużeniu ku zachodowi, nad Wisłoką w okolicy Parkosza.

Podkreślona niezgodność kierunkowa wspomnianego wysadu z przebiegiem brzegu karpackiego wskazywać może, iż mimo dużej zależności tektonicznej od planów karpackich, istniały w tektonice miocénskiej i założenia nieco odmienne, podyktowane prawdopodobnie przez starsze podłoże.

Warstwy miocenu na Terlikówce i w Rzędzinie silnie wyruszone, ujęte są w kilka możliwych do odcyfrowania fałdów. W bezpośrednim pobliżu nasuniętych mas karpackich są one bardzo stromo wypiętrzone, a warstwy je budujące intensywnie pomięte, często ustawione prawie pionowo. W miarę oddalania się od brzegu karpackiego, już w okolicy Rzędzina uspakają się stopniowo tektonika utworów miocénskich, a średni upad warstw nie przekracza 6—15°. Inten-

sywne przełażdowanie warstw mioceńskich w bezpośrednim pobliżu brzegu karpackiego jest wynikiem nacisku nasuwających się w okresie potortońskim dołażdowywanych mas fliszu.

### Pleistocen.

Utwory czwartorzędowe pokrywają obszar zbadany płaszczem osiagającym nawet 50 m miąższości. Granice poszczególnych wydzieleni zaznaczone są na mapie.

Najstarszymi utworami czwartorzędowymi są utwory morenowe zlodowacenia k r a k o w s k i e g o (według stratygrafii i podziału Wł. S z a f e r a [17]). Należą tu gliny i piaski, oraz glazy narzutowe.

G l i n y m o r e n o w e odsłonięte są w okolicy Rzędzina, Pogórskiej Woli, Machowej i Czarnej. Przedstawiają się w postaci siwych, popielatawo-szarych i brunatnawo-żółtawych glin zawierających miejscami materiał północny. Gliny te, zajmujące zwykle najwyższe wzniesienia przedgórza, na powierzchni ukazują się w niewielu punktach, tylko w głębszych odsłonięciach. Zwykle przykryte są przez piaski i żwiry. W wypadku gdy pokrywa tych utworów nie przekracza 0,5—1, maksimum do 1,5 m miąższości możliwym jest kartograficzne ujęcie występowania omawianych glin, co też na mapie uskuteczniło. W okolicy Rzędzina gliny morenowe złożone są wprost na ilach tortońskich. Okoliczność ta umożliwia nie tylko ustalenie ich pozycji w stratygrafii utworów czwartorzędowych zbadanego obszaru, ale określa również i zacieśnia hipsometryczne ich występowanie do wysokości od 220 do 255 m n. p. m.

P i a s k i m o r e n o w e w formie pierwotnej występują tylko w obszarach zajętych przez glinę morenową. Najczęściej uległy one spłukaniu w obszary niżej położone i przeróbce przez wody lodowcowe, wobec czego osobne wydzielenie ich na mapie okazało się niemożliwym.

G ł a z y n a r z u t o w e występują obficie w okolicy Skrzyszowa, Rzędzina, Woli Rzędzińskiej, Woli Pogórskiej, Ładnej i Machowej, oraz koło Dębicy, w okolicy Wolicy i Latoszyna. Na południe sięgają one w obszarze zbadanym poza linię morfologicznego brzegu karpackiego, przekraczając wy-

sokość 291—300 m. W okolicy Chotowej, Lipin, Zajączkowie i Koziej Woli nie występują. Fakt ten tłumaczą sobie w następujący sposób. Posuwający się ku południowi lodowiec najstarszego zlodowacenia (C r a c o v i e n według podziału W ł. S z a f e r a [17]), w pochodzie swym w głąb Karpat przekroczyć musiał przeszkodę w postaci brzeźnych wzniesień karpaccich. Okoliczność ta przez wywołane zmniejszenie się miąższości pokrywy lodowej w obrębie tych wzniesień w zależności od ich wysokości względnej, a także przez stworzenie dokładnie określonych kierunków odpływu dla wód lodowcowych, przyczyniła się do pozostawienia większej części niesionego przez lodowiec materiału północnego u podnóża i na północnych zboczach wzniesień brzegu karpacciego, jak to obserwujemy w okolicy Skrzyszowa, Rzędzina, Ładnej, Woli Pogórskiej i Machowej. W rejonie Wisłoki, do którego należy obszar pozbawiony większych głazów narzutowych, ze względu na istniejące obniżenie dolinne mógł się lodowiec posuwać w głąb Karpat swobodnie bez wydatniejszego zredukowania miąższości. Dzięki dogodnym warunkom cały transportowany u swego czoła grubszy materiał narzutowy poniósł w górę Wisłoki i osadził jego resztki aż na zboczach Liwocza pod Jasłem, co zaobserwował już w r. 1883 V. U h l i g [3], nieznaczną tylko jego część i to materiału drobniejszego zostawiając w obszarze o którym mowa. Nic dziwnego, że w okresie recesji lodowca, energiczna działalność łączących się w omawianym odcinku wód karpaccich (Wisłoki) i lodowcowych doprowadziła do całkowitego nieledwie usunięcia grubszego materiału narzutowego.

Wymiary obserwowanych głazów narzutowych różne. Najczęściej posiadają one 1 do 1,5 m średnicy, jak np. głazy w Machowej lub Woli Pogórskiej. Wymiary głazów występujących w wydzielonych na mapie „skupieniach głazów narzutowych“ są skromniejsze, normalnie średnica ich osiąga 0,5 do 0,7 m, wyjątkowo 1 m. Największy w obszarze opracowanym głaz narzutowy o wymiarach  $3,5 \times 3 \times 4$  m, częściowo ukryty w piaskach znaleziono w t. zw. Siedleckim Lesie na terenie gminy Pogórska Wola, w odległości około 500 m na ONO od punktu 247 m, u podnóża wydmy w pobliżu gajówki Nr. 151 X. R. S a n g u s z k i.

Materiałem zaznaczonych głazów narzutowych są zwy-

kle krystaliczne północne. Do charakterystyczniejszych typów należą czerwone granity i sienity gruboziarniste, często ze zwietrzalymi skaleniami (Wałki, Wola Rzędzińska, Ładna, Machowa), biały, gruboziarnisty granit biotytowy i augitowy (Machowa), granit biotytowo-amfibolowy (Żdzary), różowy granit biotytowy z żyłami pegmatytowymi (Machowa), dwumikowy granit porfirowy (Wałki), gruboziarnisty granit augitowo-biotytowy (Ładna), granityt z żyłami aplitowymi (Ładna), rapakiwi (Łęki Górne), oraz dioryty i gnejsy (Rzędzin, Wola Rzędzińska). Z większych narzutowców osadowych wymienić należy wapienie dewońskie (Żdzary), białawe kwarcyty świętokrzyskie (Machowa), czerwone piaskowce krzemionkowe północne (Wałki), kwarcyty „Dala“ (Wałki) i świętokrzyskie zlepieńce i rogowce jurajskie (W od Czarnej).

Głazy narzutowe kończą serię osadów morenowych najstarszego zlodowacenia (C r a v o v i e n według W ł. S z a f e r a [17]). Nad nią występuje zespół osadów fluwioglacjalnych z okresu recesji. Osady te zajmują przedgórską część terenu zbadanego. Złożone są na utworach morenowych. W miejscach energicznej działalności wód, gdzie oprócz całkowitego zniszczenia i rozmycia materiału morenowego powymywane zostały większe doły i wgłębienia w podłożu miocenijskim, osady fluwioglacjalne złożone zostały wprost na miocenie w sposób wyrównywujący wklęsłe formy morfologiczne. Z tego też względu miąższość tych osadów jest bardzo różnaita od kilku do 40 nawet metrów, o ile prawdziwymi i ścisłymi są informacje udzielone o wierceniu „Polminu“ w Wałkach (Żdzary).

Osady fluwioglacjalne reprezentują piaski i żwirowiska. Na mapie rozdzielono ten utwór na dwa oddziały: niższy, osad gwałtownie przelewających się wód o zmiennych kierunkach i spadku, to piaski i żwirowiska fluwioglacjalne; wyższy, mający charakter osadu wód o określonym kierunku i warunkach odpływu, tworzą same piaski fluwioglacjalne.

1) P i a s k i i ż w i r o w i s k a f l u w i o g l a c j a l n e. Występują tu żwiry złożone z otoczków o średnicy od 1,5 do 15 cm, wśród których obserwuje się dużą ilość kwarców mlecznych i szarych, czerwone i białe granity północne, płaskie lidyty, czerwone kwarcyty północne, święto-

krzyskie wapienie dewońskie i jurajskie rogowce, oraz nieznaczną przymieszkę piaskowców karpackich. W przeciwieństwie do ładnie otoczonego, czasem trójgranicowego materiału północnego i świętokrzyskiego, żwiry karpackie są bardzo słabo otoczone, co wskazuje na odbycie przez ten materiał bardzo niedalekiego transportu.

Prócz żwirów występują w utworze tym grubo-ziarniste i średnio-ziarniste piaski, którymi opisany wyżej materiał żwirowy jest przesypany. Piaski te tworzą czasem wśród żwirów nieregularnie uformowane, pochylone soczewki, często zlimonityzowane. Gdzieś tam partie żwirów przegradzane są chaotycznie ukształtowanymi warstwami piasku, osiagającymi nawet w najbardziej mięszszych miejscach grubość 1 m (Żdzary).

Cały utwór nieregularnie warstwowany robi wrażenie osadu powstałego w zmieniających się ustawicznie warunkach sedymentacyjnych. Część materiału opisanego wydzielenia pochodzi niewątpliwie z utworów morenowych.

2) P i a s k i f l u w i o g l a c j a l n e są utworem regularnie uwarstwionym. Utworzone zostały przez wody, posiadające już unormowany kierunek odpływu. Obserwujemy tu jasne piaski kwarcowe z nieznaczną domieszką materiału żwirowego, soczewkowato wtrąconego. Wielkość tego materiału nie przekracza zwykle 1,5 cm średnicy. Grubsze otoczki występują w tym poziomie tylko sporadycznie. Wspomniane wyżej warstwowanie omawianych piasków zaznacza się dzięki temu, że jasne warstwy piasku przegradzane są zwykle warstwami piasków żółtawych, rdzawych, względnie brunatnawych, ubarwionych związkami żelaza. Limonityzacja piasków jest miejscami bardzo intensywna jak np. nad potokiem Czarna, NO od wiercenia „Polminu“. Obserwuje się wtedy nie luźne piaski, lecz powstałe pod wpływem diagenety przy udziale wodorotlenków żelaza bardzo sypkie, rdzawo-brunatne piaskowce żelaziste. Podobnie jak i u żwirowisk fluwioglacjalnych, piaski opisywane pochodzą przeważnie z rozmytego materiału morenowego.

Jak wskazuje mapa, tak piaski jak i żwirowiska fluwioglacjalne przekraczają brzeg karpacki, wciskając się w brzeźne partie Karpat, co zauważa się w głębiej wciętych potokach, odsłaniających po przepiłowaniu utworów less-

wych omawiane osady złożone bezpośrednio na warstwach starszych. Tego rodzaju stosunki występują w okolicy Łękawicy, Skrzyszowa, Szynwałdu, Łęk Górnych i Łęk Dolnych.

3) *Stożek Latoszyński* jest trzecim utworem pozostającym w związku z akumulacją z recesji lodowca. Jest to stożek ujściowy potoku płynącego przez miejscowości Gumniska Fox i Latoszyn. Rozcięty do głębokości 8 m przez późniejszą erozję, ukazuje w swym składzie niezbyt dobrze otoczony, zwykle w postaci płaskich odłamków, materiał wyłącznie karpacki, a to margle i piaskowce z warstw inoceramowych. W odsłonięciach w obrębie opisywanego stożka zauważa się charakterystyczne ułożenie materiału żwirowego z przerostami glin jasno-brunatnawych. Żwirry stożka przykryte są przez utwory lessowe, pokrywające porwane przez bruzdy potoczków zbocza Sowiej Góry (kota 342 m).

Nad partią przemieszanych z piaskami żwirów nad potoczkiem SO od punktu 291 m w Łękach Dolnych koło Pilzna odkryłem ciemno-szare iły piaszczyste z resztkami flory cieplej, wskazującej na utwór interglacjalny. Najprawdopodobniej ma się tu do czynienia z interglacjałem *Maso-vien I*, według stratygrafii *Wł. Szafera* [17]. W tym samym profilu pod żwirami fluwioglacjalnymi występuje siwy ił piaszczysty z florą zimną (według opinii prof. *Wł. Szafera i dr Br. Jaronia*), reprezentowaną przez *Dryas octopetala*, określającą tę partię jako osad z recesji lodowca krakowskiego (według podziału *Wł. Szafera*). Nad wspomnianym wyżej iłem z florą z interglacjału *Maso-vien I*, występują warstwowane piaski, które mogą pochodzić z okresu wzmożonej akumulacji w czasie I. zlodowacenia *warszawskiego* (według *Szafera* [17]). Szczegółowy opis wspomnianego profilu podany będzie w specjalnym rozdziale.

Nad opisanymi osadami morenowymi i fluwioglacjalnymi występuje w południowej części obszaru w obrębie brzegu karpackiego utwór *lessowy*. Jego ekwiwalentem czasowym na przedgórzu są wydmy usypane z szeroko rozprzestrzenionych piasków fluwioglacjalnych.

Nazwę *utwór lessowy* wprowadziłem dlatego, ponieważ osady wydzielane w tym obszarze dawniej pod nazwą lessu, są tylko w górnej części typowym pelitem

eolicznym, podczas gdy środkowa ich część zawiera soczewki psamitów, dolna zaś reprezentuje akumulację eoliczną w środowisku wodnym. Dolną część utworu lessowego zajmują siwe lub szaro-popielatawe, jasne glinki pelitowe, często słabo-warstwowane, czasem upstrzone brunatnymi plamami (Skrzyszów, Łęki Górne), odkryte na miąższości około 2 m. Nad nimi, stanowiąc przejście do typowego utworu eolicznego, występuje miąższa około 50 cm partia glinki brunatnawo-żółtawej z nieznacznym warstwowaniem i z widocznie zmniejszającym się ku górze wpływem środowiska wodnego w którym powstawała, względnie, które powodowało jej przemycie. Dopiero powyżej występuje typowy utwór eoliczny, odkryty miejscami w ścianach osiagających nawet 6—8 m wysokości.

Opisane siwe glinki, występujące w spągowej części utworu lessowego nie są poziomem stałym. Czasem zastąpione są przez warstwowane gliny żółtawo-brunatnawe. Na przynależność tych glin do utworu lessowego wskazują znalezione w ich spągu charakterystyczne „kukielki“ lessowe.

Górną część utworu lessowego zajmuje typowa żółtawa lub jasno-brunatnawa, wapnista glinka nawiana z resztkami roślin i charakterystycznymi pionowymi kanalikami. Odślonięcia tej glinki odznaczają się znaną, specjalną morfologią, wyrażoną przez strome ściany o graniastych krawędziach.

Ciekawym zjawiskiem są występujące wśród typowego lessu soczewki drobno-ziarnistego, jasnego piasku, obserwowane w okolicy Dębicy i Łęk Dolnych. Nie przenoszą one zwykle miąższości kilku cm, wyjątkowo (potok kawencyński) osiagają 20 cm miąższości. Z reguły ulegają szybkiemu wyklinowaniu. Bliższe zbadanie tego piasku wskazuje na pochodzenie z osadów fluwioglacjalnych. Przyjąć zatem należy, że wspomniane soczewki piasku naniesione zostały z pobliskich obszarów piaszczystych przez wiatry. Eoliczny charakter tych wkładek, z wyraźnymi przejściami do typowego lessu i brak jakichkolwiek zmian w materiale pod soczewkami piasku zdaje się wykluczać współdziałanie wody.

W y d m y. Częstym zjawiskiem w opisywanym rejonie przedgórza są wydmy piaszczyste usypane z piasków flu-

wioglacialnych. Kierunki ich są różne. Najczęściej obserwuje się wydmy o kierunku W-O, lub NW-SO. Wydmy o kierunku SW-NO występują tylko w okolicy Lipin i Machowej. Pod względem formy dość często spotyka się oprócz wydm prostolinijnych, czasem rozczłonkowanych (Pogórska Wola), wydmy sierpowato zgięte, przypominające barchany okolica Chotowej, Żdżar). Wysokość wydm wynosi średnio około 10 m, wyjątkowo osiąga 25 m (Storeżowa na W od Pogórskiej Woli). Powstanie większych z opisanych wydm, podobnie jak i utworów lessowych wiąże z II. zlodowaczeniem w a r s z a w s k i m. Za równoczesnym powstawaniem utworów lessowych i wydm przemawia zamięszenie się eolicznych osadów piaszczystych z lessowymi, czego dowodem soczewki piasku w glince lessowej, o których wyżej wspomniano.

Z II. zlodowaczeniem warszawskim łączy się również wzmożona działalność akumulacyjna Wisłoki, której zawdzięczają swe powstanie dwa poziomy teras gliniasto-piaszczystych. Poziom starszy reprezentują „t e r a s y w y s o k i e“, 6—8 m wysokości ponad poziom wody we Wisłoce, poziom niższy tworzą „t e r a s y „z a l e w o w e“ 2—4 m wysokie.

### **Profil czwartorzędowy w Łękach Dolnych koło Pilzna.**

W czasie przeprowadzenia badań geologicznych, których wyniki podałem wyżej, w Łękach Dolnych koło Pilzna, w ciemno-szarych ilach piaszczystych pod warstwami piasku odkryłem florę czwartorzędową. Podejrzewając, że chodzi tu o interglacjał pobrałem próbkę wspomnianego łu, celem oddania do zbadania WP. prof. W ł. S z a f e r o w i. Już po pobieżnym przeglądnięciu okazało się, iż flora badana pochodzi rzeczywiście z interglacjału. Wobec dużego zainteresowania jakie odkryta flora wzbudziła u prof. W ł. S z a f e r a, miałem możliwość odbyć dwie dodatkowe wycieczki do Łęk Dolnych, pierwszą z dr B r. J a r o n i e m, drugą z profesorami J. N o w a k i e m i W ł. S z a f e r e m, oraz dr B r. J a r o n i e m. Wycieczki te doprowadziły dzięki sztucznemu powiększeniu odsłonięcia i wykonaniu wiercenia do odsłonięcia ciekawego profilu czwartorzędowego.



Odsłonięcie opisywane (Fig. 1 i 2) znajduje się na południowych zboczach wzgórza Zdół (305,6 m), w potoczku na SO od koty 291 m, około 600 m na północ od drogi powiatowej Pilzno—Łęki—Tarnów. Położone jest ono już w obrębie

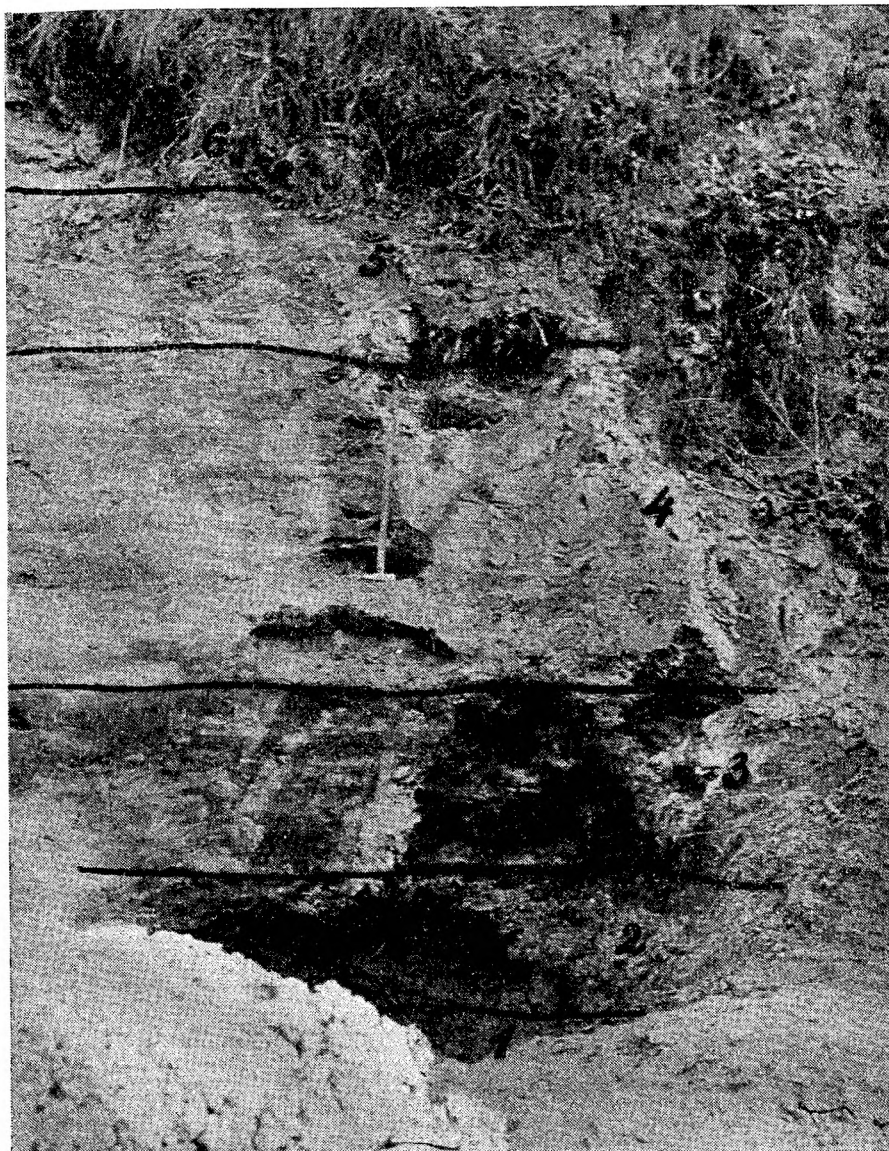


Fig. 1. Profil pleistocenu w Łękach Dolnych koło Pilzna. Objaśnienie w tekście. — Profil des Pleistozäns in Łęki Dolne bei Pilzno. — Erläuterungen im Text.

rejonu fliszowego, na S od brzegu karpackiego, zaznaczonego przez występujące na wzgórzu Zdół pstre łupki i łupki menilitowe. Warstwy wspomniane osłonięte są cienką pokrywą zwietrzliny, żwirowisk fluwioglacjalnych, względnie glin lessowatych (utwór lessowy). Parów w którym znajduje się omawiane odsłonięcie wcięty jest we wspomnianą czwarto-

rzędową pokrywę utworów fliszowych, skutkiem czego wgrzył się do głębokości z górą 5 m w występujące w nim piaski.

Załączony rysunek (fig. 2) daje obraz omawianego profilu. Występują w nim następujące utwory oznaczone liczbami arabskimi.

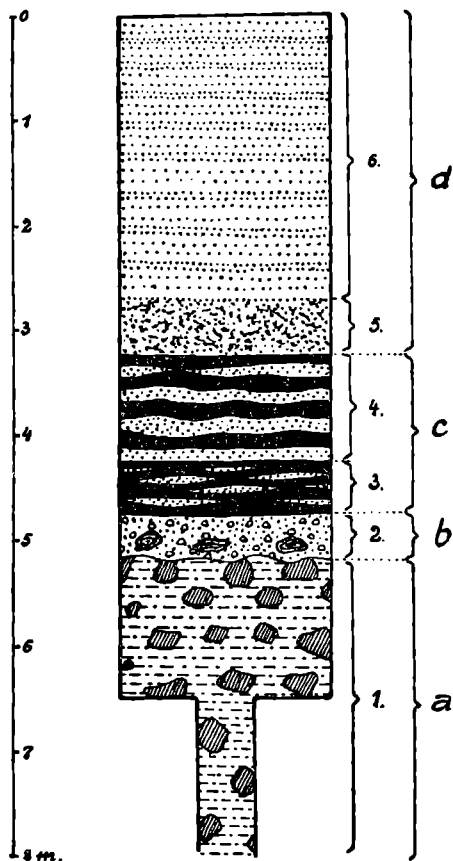


Fig. 2.

Profil pleistocenu w Łękach Dolnych koło Pilzna. — Objaśnienia w tekście. — *a*, *b* zlodowacenie krakowskie, *c* interglacjał Masowien I, *d* zlodowacenie warszawskie I.

Profil des Pleistozäns in Łęki Dolne bei Pilzno. — Erläuterungen im Text. — *a*, *b* Cracovien, *c* Interglazial Masowien I, *d* I. Warschauer-Vereisung.

- |    |             |  |
|----|-------------|--|
| 6. | 0—2,75 m    | Piaski jasno-żółtawe poziomo warstwowa-<br>ne, górą gliniaste,   |
| 5. | 2,75—3,25 m | Piaski żółtawe i rdzawe zochrowane,  |
| 4. | 3,25—4,25 m | Ciemno-szary ił piaszczysty, przewarstwio-<br>ny nieregularnie uformowanymi warstwa-<br>mi piasku,   |
| 3. | 4,25—4,75 m | Brunatnawo-szary ił piaszczysty z florą<br>i soczewkami piasku miąższości do 5 cm,   |
| 2. | 4,75—5,15 m | Gruboziarnisty piasek szaro-brunatnawy<br>ze żwirami ze skał fliszowych, z nieznaczną<br>przymieszką kwarców, kwarcytów, amfi-<br>bolitów i granitów północnych, oraz gniaz-<br>dami siwego iłu lodowcowego, |

1. 5,15—6,50 m Il piaszczysty szary, lodowcowy z florą  
w wierceniu i odłamkami nieotoczonymi drobno-ziarni-  
do 8 m stych, szarych piaskowców eoceńskich  
z blaszkami białej miki, tudzież rogowców  
i łupków menilitowych.

Występujące w opisanym profilu utwory są dokumentami całego szeregu zdarzeń geologicznych. Szczegółowe posegregowanie tych zdarzeń, ich interpretacja i zestawienie chronologiczne, nastąpić może po ukończeniu szczegółowych badań botanicznych nad zebraną florą i wykonaniu analizy pyłkowej. Na podstawie spostrzeżeń geologicznych i dotychczasowych ogólnych informacji o materiale florystycznym udzielonych mi przez prof. W ł. S z a f e r a, za co Mu w tym miejscu, jak i za zorganizowanie specjalnych wycieczek w teren serdecznie dziękuję, nakreślić można następujący obraz stosunków.

Najstarszym utworem w omawianym profilu jest w a r s t w a 1 (a), zawierająca zimną florę dryasową. Przy pomocy specjalnie wykonanego wykopu i próbnego wiercenia odkrytą została jej górna część na miąższości około 3 m. Przebicie tej warstwy w celu stwierdzenia całkowitej miąższości i rodzaju podkładu okazało się niemożliwym ze względu na ustawiczne zalewanie prowadzonych w tym celu robót przez wodę potoczka nad którym musiały być one wykonywane. Ze stosunków geologicznych w okolicy i z charakteru odsłoniętych w omawianym profilu osadów wynika, że warstwa 1 jest najstarszym utworem czwartorzędowym w tym rejonie i spoczywa bezpośrednio na utworach fliszowych. Charakterystyczną jej cechą jest brak materiału północnego w składających ją szaro-siwawych, silnie piaszczystych ilach, a występowanie drobnego miejscowego materiału karpackiego, mianowicie nieotoczonych piaskowców eoceńskich, oraz rogowców i łupków menilitowych, budujących górną część wzniesienia Zdół, którego grzbiet położony jest obecnie 30 do 40 m ponad wysokość opisywanego profilu. Ze szczątków organicznych zawartych w warstwie 1, na podstawie nieukończonych jeszcze badań w Instytucie Botanicznym U. J. wymienić należy *Dryas octopetala* i *Armeria* sp. Ponadto odkryto w tej warstwie dość obfitą faunę chrząszczy, opraco-

waną przez J. Makólskiego i St. Smreczyńskiego. Wyniki tych badań zawarte są w drukującej się już specjalnej rozprawie wymienionych autorów p. t. „Pleistocenyjskie chrząszcze z Łęk Dolnych koło Pilzna”. Uprzejmości doc. St. Smreczyńskiego zawdzięczam wiadomość, że stan zachowania wspomnianych szczątków chrząszczy bardzo dobry (głowa zachowana z oboma pierwszymi członkami rożków), podobnie jak i stan rzeźb, a materiał nie wykazuje jakichkolwiek śladów porozgniatacia. Ponieważ według informacji prof. Wł. Szafra i dr Br. Jaronia również i stan zachowania szczątków roślinnych jest dobry, przyjąć należy, iż warstwa 1 powstawała w warunkach zupełnego spokoju, tym bardziej, gdy weźmie się pod uwagę zawartą w niej dużą ilość ziarn kwarcu, które w wypadku jakiegokolwiek nieco gwałtowniejszego zaburzenia w sedymentacji, lub wywartego na osad większego nacisku, musiałyby spowodować przynajmniej porysowanie chitynowych szczątków chrząszczy.

Znajdujące się w opisywanej warstwie szczątki roślinne są charakterystycznymi przedstawicielami roślinności tundrowej. Również i gatunki chrząszczy, których ułamki znaleziono wśród tych szczątków, jak poinformował mnie doc. St. Smreczyński stanowią formy charakterystyczne dla obszarów zimnych i wysokogórskich.

Przedstawione fakty wskazują, że mamy tu do czynienia z utworem z okresu zlodowacenia krakowskiego. Powstanie jego tłumaczę sobie następująco.

Rozczłonkowany w zewnętrznej swej strefie przez napotkane na swej drodze wybitniejsze karpackie wyniosłości lodowiec „krakowski”, po osiągnięciu maksimum zasięgu w Karpatach, wyznaczonego przez najdalej na S wysunięte narzutniaki, przeszedł zwolna w okres recesji. Ponieważ tajał i cofał się nierównomiernie, uwolnił z pod swej przykrywy naprzód najwyższe zajmowane wzniesienia gdzie miąższość lodu była najmniejsza, a istniejące szczeliny przez zmniejszenie spoistości ułatwiały tajenie, następnie zaś południowe stoki wzniesień, na których wybitniej działała insolacja. Na miejscach uwolnionych z pod pokrywy lodowej, otoczonych jeszcze dokoła przez lody, na odmarzającym ma-

teriale skalnym pojawiła się typowa tundra z charakterystyczną zimną florą i fauną. Tundra ta przetrwała tak długo, dokąd ocieplenie się klimatu nie spowodowało całkowitego ustąpienia lądolodu z zajmowanego obszaru karpackiego i przedgórza, oraz wyparcia zimnej flory na północ w ślad za ustępującymi lodami.

Wypadek omawiany jest przykładem takiej wysepki, wcześniej z pokrywy lodowej uwolnionej. W jej obszarze tundra znajdowała się na eluwiach zasilanego wodami lodowcowymi niższego, istniejącego już w tym czasie, odcinka potoczka, we wcięciu którego znajduje się omawiany profil. Wskazuje na to charakter osadu warstwy 1 i obecność w tej warstwie drobnych i większych ułamków karpackiego materiału eoceńskiego przyniesionych z góry.

Nad opisaną warstwą występuje miąższa 40 cm w a r s t w a 2 złożona z grubo-ziarnistego piasku ze żwirami ze skał fliszowych i nieznaczną przymieszką materiału północnego, oraz gniazdami lodowcowego łu. Osad ten jest ekwiwalentem żwirowisk i piasków fluwioglacjalnych przedgórza. Podobnie jak i tamte powstał w czasie recesji, w momencie gdy lodowiec „k r a k o w s k i” po opuszczeniu obszaru Karpat fliszowych i cofnięciu się na Przedgórze, zatrzymał się na linii Zaczarnie—Borowa—Wielka Wola, zaznaczonej w terenie przez zachowane wały glin i nanosów morenowych. Wzdłuż powstałej w ten sposób rynny między czołem lodowca, a brzeżnymi wzniesieniami karpackimi spływały spiętrzające się wody lodowcowe, mieszając się u zwolnionych z tamującej barykady lodów odpływów z wodami karpackimi (Wisłoka). Wody powodowały przerobienie, a nawet i częściowe zniszczenie pozostawionego przez lądolód materiału morenowego, pokrywając cały obszar żwirowiskami i piaskami fluwioglacjalnymi.

Fakt występowania utworów fluwioglacjalnych przedgórza bezpośrednio na zachowanych płatach osadów i glin morenowych, a w opisywanym przekroju na nierównej, powyżeranej, ostro odcinającej się powierzchni warstwy 1 z tundrą, przy uwzględnieniu podniesionego już wyżej całkowitego braku materiału północnego w tej warstwie i innych dowodach, stanowi jeszcze jeden argument za przedstawi-

nym poglądem uważającym opisaną wyżej warstwę 1 za utwór z r e c e s j i, a nie transgresji lodowca.

W jaki sposób żwirry fluwioglacjalne warstwy 2 dostały się poza morfologiczny próg karpacki wyjaśnia przedstawione na mapie rozpołożenie żwirów fluwioglacjalnych. Wynika z niego, że spiętrzające się w okresie letnim wody przelewały się przez niżej położone partie brzegu karpackiego, dzięki czemu po częściowym zniszczeniu i powygryzaniu w profilu omawianym warstwy z tundrą, pozostawiły nieznaczną część żwirowisk i piasków nawet na S od brzeżnych wzniesień karpackich.

Nad zaliczonymi do okresu recesji lodowca osadami *b* (warstwa 2), występuje seria warstw złożona z przewarstwionych soczewkami i warstwami piasku, ciemno-szarych ilów zawierających florę (w a r s t w y 3 i 4). Flora ta, stosownie do opinii prof. W ł. S z a f e r a i dr B r. J a r o n i a, wskazuje na ocieplenie się klimatu, a reprezentowaną jest przez grab, jodłę i buka. Na podstawie spostrzeżeń terenowych, warstwy 3 i 4, oznaczone w profilu sygnaturą *c*, zaliczam do i n t e r g l a c j a ł u M a s o v i e n I. Ostateczne potwierdzenie tego poglądu nastąpić może dopiero po ukończeniu szczegółowych badań florystycznych.

Seria warstwowanych piasków (*d*), obejmująca dołem piaski zochrowane (5), kończy opisywany profil czwartorzędu. Określenie wieku tych piasków przedstawia pewne trudności. Ze spostrzeżeń terenowych wynika, że leżą one pod glinami lessowymi, które w zbadanym obszarze zaliczam do II. z l o d o w a c e n i a w a r s z a w s k i e g o. Z tego więc względu uważać możnaby je było za utwór powstały podczas okresu wzmożonej akumulacji w czasie I. z l o d o w a c e n i a w a r s z a w s k i e g o. Okoliczność tę ustalić mogłaby tylko analiza pyłkowa w wypadku stwierdzenia oziębienia się klimatu w stropowej części niżej leżących warstw interglacjału.

### Holocen.

Wprowadzono tu następujące wydzielienia:

1) T e r a s y n a j n i ż s z e do 2 m wysokości, występują nad potokiem skrzyszowskim, nad Strusią, nad poto-

kami Łęk, Chotowej i Czarnej, a w okolicy Dębicy nad potokiem latoszyńskim, tudzież nad Wisłoką. Materiał tych teras zależnym jest od budowy geologicznej obszaru przez jaki dany potok przepływa. Karpacki materiał posiada terasa potoku latoszyńskiego, podczas gdy materiał teras potoku np. chotowskiego czy Czarnej jest wyłącznie piaszczystym.

2) **T o r f o w i s k a** znaleziono w kilku punktach w okolicy Woli Pogórskiej, na O od Wałków i SO od Żdźdar.

3) **M o k r a d ł a** wydzielono ze względu na to, iż wskazują one obszary płytkiego występowania warstw nieprzepuszczających, którymi w obszarze omawianym są gliny morenowe, względnie utwory mioceńskie.

\*4) **A l u w i u m** stanowią obecne nanosy, występujące w korytach rzek względnie potoków.

*Kraków, Zakład Geologiczny U. J.*

### **Literatura cytowana. — Bibliographie.**

1. 1883. J. N i e d ź w i e d z k i: „Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni“. I. „Kosmos“, Lwów.
2. 1883. V. U h l i g: „Reisebericht aus Westgalizien. I. Die Vorkarpathen südlich von den Städtchen Pilzno und Tarnów“. Verhandl. d. Geolog. Reichsanstalt. Wien.
3. 1883. V. U h l i g: „Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen“. Jahrbuch d. Geolog. Reichsanst. Wien.
4. 1884. J. N i e d ź w i e d z k i: „Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni“. II. „Kosmos“. Lwów.
5. 1885. V. H i l b e r: „Die Randtheile der Karpathen bei Dębica, Ropczyce und Łańcut“. Jahrb. d. Geolog. Reichsanst. Wien.
6. 1888. V. U h l i g: „Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen“. Jahrb. d. Geolog. Reichsanst. Wien.
7. 1890. J. N i e d ź w i e d z k i: „Miocen podkarpacki przy Dunajcu“. „Kosmos“. Lwów.
8. 1903. W. F r i e d b e r g: „Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do Zeszytu 16“. Pol. Akademia Umiej. Kraków.
9. 1905. J. G r z y b o w s k i: „Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do Zeszytu 14“. Pol. Akad. Umiej. Kraków.
10. 1903. A. M. Ł o m n i c k i: „Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do Zeszytu 15“. Pol. Akademia Umiej. Kraków.
11. 1905. W. F r i e d b e r g: „Młodszy miocen Galicji zachodniej i jego fauna“. Sprawozd. Komisji Fizjograf. Pol. Akad. Umiej. Kraków.

12. 1907. V. U h l i g: „Über die Tektonik der Karpathen“. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissenschaften in Wien.
13. 1911. T. D y d u c h: „Geologia Tarnowa i jego okolicy“. Tarnów.
14. 1912. W. F r i e d b e r g: „Ütwory mioceńskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski“. „Kosmos“. Lwów.
15. 1922. G. B u k o w s k i: „Kilka uwag o tektonice pasa mioceńskiego w Bochni“. Sprawozd. Państw. Instyt. Geolog. Warszawa.
16. 1927. J. N o w a k: „Zarys tektoniki Polski“. II. Zjazd Słow. Geogr. i Etnogr. w Polsce 1927. Kraków.
17. 1928. W ł. S z a f e r: „Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej“. Rocznik Pol. Tow. Geolog. Kraków.
18. 1929. J. N o w a k: „Die Geologie der polnischen Oelfelder“. Stuttgart.
19. 1952. G. B u k o w s k i: „Objaśnienie szczegółowej mapy geologicznej strefy podkarpackiej w okolicach Bochni“. Sprawozd. P. I. G. Warszawa.
20. 1952. K. K o n i o r: „Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1951 na arkuszu Przemyśl“. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geolog. Warszawa.
21. 1953. W. F r i e d b e r g: „Przyczynki do znajomości miocenu Polski“. Rocznik Pol. Tow. Geolog. Kraków.
22. 1953. K. K o n i o r: „Z badań geologicznych w Karpatach środkowych między Gorlicami a Sanokiem“. Rocznik Pol. Tow. Geolog. Kraków.
23. 1953. W ł. S z a f e r: „Flora pleistocieńska w Jarosławiu“. Rocznik Pol. Tow. Geol. Kraków.
24. 1954. K. K o n i o r: „Über die Geologie der Umgebung von Przemyśl“. Bull. Inter. de l'Acad. Pol. des Sciences et des Lettres. Cracovie.

### Zusammenfassung.

Das untersuchte Gebiet ist im Norden von den autochthonen Miozänablagerungen gebildet, im Süden dagegen von den karpatischen Flyschmassen, die auf das Miozän aufgeschoben sind.

Die miozänen Ablagerungen sind aus drei Abteilungen zusammengesetzt: 1) C h o d e n i c e r - S c h i c h t e n, die das untere Torton vertreten und in der Gegend von Latoszyn bei Dębica als gipsführende Schichten entblösst sind; 2) G r a b o w i e c e r - und 3) K r a k o w i e c e r - S c h i c h t e n, die zum oberen Torton gehören.

Die Schubmassen des Karpatenrandes bestehen aus den Kreide- und Eozän-Sedimenten. Die Kreideablagerungen ge-



hören zu der Inoceramen- und der Schlesischen Fazies. Die erste ist als *Inoceramen-Schichten* entwickelt. Sie bilden den Karpatenrand in der Gegend von Tarnów und Dębica, wo sie unmittelbar auf die Miozänablagerungen überschoben sind. Diese Schichten wurden wie bei Przemyśl [20, 24] in zwei Horizonte getrennt. Der untere Horizont ist mergelig, enthält Mergel und Mergelschiefer mit dünnen Sandsteineinlagerungen und Strambergerkalkblöcken in der Umgebung von Dębica. Der obere Horizont ist dagegen sandig und besteht aus dünnbankigen, grauen Sandsteinen mit untergeordneten Schiefereinlagerungen. Die Kreideschichten der Schlesischen Fazies sind nur in einem Punkte in der Gegend von Szywna entblösst, als graue und schwarze Schiefer mit Bänken der feinkörnigen, hellgrauen Sandsteine. Diese Sedimente muss man zu dem Komplex der *Czarnorzeki-Istebna-Schichten* einreihen. Das Eozän, welches den Karpatenrand bei Pilzno bildet, ist als *bunte Schiefer* mit dünnen Hieroglyphensandstein-Einlagen und als *Menilitschiefer* mit Hornsteinen und hellen Mergeln an der Basis vertreten.

Sowohl auf den Flyschablagerungen wie auf dem Miozän liegen die Quartärbildungen. Die Mächtigkeit der Quartärdecke wechselt von einigen bis fünfzig Meter, wenn die Angaben über die Tiefbohrung des „Polmin“ in Żdzary (Wałki) genau sind.

Die *Moränenbildungen* stellen die ältesten Glieder des Quartärs dar. Zu diesen gehören Geschiebelehme und Sande der ältesten Vereisung (*Cracovien-Vereisung* nach Wł. Szafer [17]). Diese Gebilde sind in der Gegend von Rzędzin, Pogórska Wola, Machowa und Czarna entblösst. Da sie fast überall von fluvioglazialen Schottern und Sanden bedeckt sind, treten sie nur in den tieferen Einschnitten zutage. Die Moränen ruhen unmittelbar auf den Miozänsedimenten des karpatischen Vorlandes, was die Beobachtungen in Rzędzin feststellen.

Zu den Moränenbildungen der genannten Vereisung gehören ebenso die *erratischen Blöcke*, die in grosser Menge in dem untersuchten Teile des karpatischen Vorlandes hervortreten. Die grösseren von ihnen sind auf der beigefügten Karte eingezeichnet.

Auf den Moränen ruhen die Ablagerungen aus der Zeit der Regression der ältesten Vereisung. Sie sind als fluvioglaziale Schotter und Sande entwickelt. Die Mächtigkeit dieser Bildungen wechselt. Wo die aufgestauten Schmelzwässer die Vernichtung der Moränensedimente verursacht haben, wurden die fluvioglazialen Gebilde den miozänen Tonen aufgeschüttet und haben dadurch alle morphologischen Unebenheiten ausgeglichen. Fluvioglaziale Schotter und Sande verhüllen den ganzen bearbeiteten Teil des karpatischen Vorlandes und treten in der aufgenommenen Partie des Karpatenrandes im Grunde der tieferen Täler in der Umgebung von Skrzyszów, Łękawica und Szywnańd hervor.

Zu den Bildungen aus der Zeit der Regression der ältesten Vereisung gehören auch die ausschliesslich karpatischen Schotter des Kegels von Latoszyn und die beiden ältesten Schichten des in Łęki Dolne bei Pilzno entblösten Durchschnittes, welcher gesondert beschrieben wird.

In dem südlichen Teile des besprochenen Terrains treten die lössartigen Bildungen hervor. Sie bedecken teilweise die fluvioglazialen Schotter und Sande des Vorlandes, und verhüllen die Flyschablagerungen in dem Gebiete des Karpatenrandes. Im oberen Teile dieser Bildungen kommt der typische Löss mit dünnen Sandlinsen, deren Mächtigkeit in der Regel einige cm beträgt, vor. Ausnahmsweise erreicht die Mächtigkeit der Sandlinsen 20 cm, wie am Kawenczyn-Bach in der Umgebung von Dębica. Die erwähnten Sandlinsen im Löss bilden eine Verzahnung mit den Dünen des Vorlandes. Unter dem typischen Löss treten oft die grauen und bräunlichen, überwiegend geschichteten Lehme zutage. Die Mächtigkeit dieser Lehme erreicht ungefähr 2 m. Sie verdanken ihre Entstehung einer äolischen Akkumulation im Wasserbereiche. Das Entstehen der Lössgebilde des besuchten Terrains bringe ich in Beziehung zu der jüngsten Vereisung (Varsovien II. nach Wł. Szafer [17].

Gleichzeitig entstanden in dem von fluvioglazialen Sanden bedeckten Gebiete des Vorlandes die grösseren von den bestehenden Dünen, und in den Tälern der Flüsse zwei

Horizonte der lehmig-sandigen T e r r a s s e n. Die Höhe dieser Terrassen erreicht 4—6 m.

Von besonderer Wichtigkeit ist ein Profil des Quartärs in Łęki Dolne bei Pilzno, in welchem eine Tundra- und Interglazial-Flora, sowie eine kalte Käfer-Fauna entdeckt wurde.

In diesem Durchschnitte, der sich bereits im Bereiche der Flyschzone befindet, kann man folgende Zusammensetzung der Schichten beobachten (Fig. 1 und 2):

6. 0—2,75 m Hellgelber, horizontal geschichteter, toniger Sand,
5. 2,75—3,25 m Gelblicher und rostiger, ockrierter Sand,
4. 3,25—4,25 m Dunkelgrauer, sandiger Ton mit unregelmässigen Einlagen von Sandschichten,
3. 4,25—4,75 m Bräunlichgrauer, sandiger, florahaltiger Ton mit Sandlinsen bis zu 5 cm Mächtigkeit,
2. 4,75—5,15 m Grobkörniger, graubräunlicher Sand mit Flyschschotter und mit einer geringen Beimischung von Quarz, Quarziten, Amphiboliten und Graniten nördlichen Ursprungs, sowie mit Nestern eines grauen Gletschertons,
1. 5,15—6,50 m Sandiger, grauer Gletscherton mit Pflanzen  
in der Bohrung und Bruchstücken von scharfkantigen, feinkörnigen, grauen eozänen Sandsteinen mit  
bis 8 m weissem Glimmer, sowie Hornsteinen und Menilitschiefern.

Die im Profil älteste Schicht 1 enthält eine kalte Dryasflora und die Reste von Käfern. Sie muss als eine Ablagerung der ältesten Vereisung (Cracovien nach Wł. Szafer [17]) betrachtet werden. Es ist dies ein an anderen Orten unbekanntes Gebilde aus der Anfangsperiode der Regression der Cracovien-Vereisung. Auf diese Erklärung weist das Fehlen eines nordischen Materials in ihrem sandig-tonigen Material hin, und das Vorhandensein von Karpatengestei-

nen, die den Rücken von Zdól bilden, der gegenwärtig um 30—40 m den beschriebenen Aufschluss überragt.

Nahe am Vorderrand des zergliederten, abschmelzenden Eises befand sich auf den Eluvien des schon zurzeit der Vereisung vorhandenen, hier beschriebenen Bächleins, eine Tundra mit *Dryas octopetala*, *Armeria sp.* und mit der kalten Fauna (Reste von Käfern). Deren vorteilhafte Lage und die Abgrenzung von dem Vorlande durch den morphologischen Rücken bewirkte die Verschonung der Ablagerungen mit den Tundraresten (Schicht 1) vor einer vernichtenden Tätigkeit der Gewässer bei der späteren, rasch fortschreitenden Regression der Vereisung. Diese Gewässertätigkeit bewirkte nur eine teilweise Zerstörung und Ausspülung der obersten Sedimente der Tundra und eine Ablagerung des mit 2 (*b*) bezeichneten Materials. Dank einem lokalen Überfließen der Schmelzwässer wurde ausser den karpatischen Gesteinen auch eine Beimischung von nordischen Graniten und Amphiboliten eingeschwemmt.

Über den zur Regression gerechneten Ablagerungen 1 u. 2 (*a* und *b*), tritt eine Schichtenfolge von Tonen auf, die Linsen und Lagen von Sand, sowie Pflanzenreste enthält (3, 4). Diese Flora weist auf ein allmählich wärmeres Klima hin und ist durch Weissbuchen, Tannen und Buchen vertreten. Die mit 3 und 4 bezeichneten Ablagerungen zähle ich vorläufig auf Grund von Beobachtungen im Feld zum Interglazial Masovien I.

Die Bestimmung der als 5 und 6 (*d*) bezeichneten Sande stösst auf Schwierigkeiten. Sie liegen unter dem Löss, den ich hier zu der jüngsten Vereisung (II-te Warschauer Vereisung nach Wł. Szafer [17]) zähle. Die Ablagerungen 5 und 6 (*d*) könnten also während der intensiveren Akkumulation der I. Warschauer Vereisung entstanden sein.

Die Alluviumgebilde vervollständigen die Serie der Sedimente, welche das untersuchte Gebiet aufbauen. Zu diesen Ablagerungen gehören die auf der Karte abgesonderten: niedrigsten Terrassen, bis zu 2 m Höhe, die Moore, die Sümpfe und die gegenwärtigen Ablagerungen der Flüsse und der Ströme.

**Erläuterungen zur geologischen Karte des karpatischen Vorlandes zwischen Tarnów und Debica.**

1. Alluvium	}	Alluvium
2. Sümpfe		
3. Moore		
4. Niedrigste Terrassen bis zu 2 m Höhe		
5. Überschwemmungsterrassen, 2—4 m Höhe	}	Varsovien II
6. Hochterrassen, 6—8 m Höhe		
7. Dünen		
8. Lössbildungen		
9. Schotter des Kegels von Latoszyn	}	Cracovien
10. Fluvioglaziale Sande		
11. Fluvioglaziale Schotter und Sande		
12. Ansammlungen von erratischen Eruptivgesteinen		
13. Ansammlungen von erratischen Sedimentgesteinen		
14. Grössere erratische Eruptivgesteine		
15. Grössere erratische Sedimentgesteine		
16. Moräne unter den Sanden		
17. Entblösste Moräne	}	Miozän
18. Stramberger Kalkblöcke		
19. Tiefbohrungen		
20. Steinbrüche		
21. Streichen der Schichten	}	Eozän
22. Krakowiecer-Tone		
23. Grabowicer-Schichten	}	Kreide
24. Chodenicer-Schichten (gipsführendes Tornton)		
25. Menilitschiefer mit Hornsteinen an der Basis		
26. Bunte Schiefer	}	Kreide
27. Czarnorzeki-Schichten		
28. Inoceramen-Schichten (sandiger Horizont)		
29. Inoceramen-Schichten (mergeliger Horizont).	}	Kreide