

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

BIULETYN 66



P. 1214 / 52 .

Z BADAŃ CZWARTORZĘDU W POLSCE

TOM 2

(z 19 tabl., 49 fot. i 57 fig. w tekście)

POD REDAKCJĄ
EDWARDA RUHLE

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

1952

Z BADAŃ CZWARTORZĘDU W POLSCE

23
TOM 2

(z 19 tabl., 49 fot. i 57 fig. w tekście)

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ЧЕТВЕРТИЧНОМУ ПЕРИОДУ В ПОЛЬШЕ

TOM 2

(с 19 табл., 49 фот. и 57 фиг. в тексте)

QUATERNARY RESEARCHES IN POLAND

VOL 2

(with 19 pl., 49 phot. and 57 fig. in the text)

POD REDAKCJĄ EDWARDA RÜHLE

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

1952



P. 1214 / 52

Rękopis złożono w P. I. G. 2. I. 1950 r.
Zatwierdzono do druku 15. IX. 1950 roku
Dyrektor Naczelny Jan CZARNOCKI

P. 240/60

Redaktor Naczelny — Dr Stanisław KRAJEWSKI
Redaktor Naukowy Mgr Walentyna MIODUSZEWSKA
Redaktor Techniczny — Jadwiga WOŁOSZYŃSKA

Oddano do drukarni 2. I. 1951 r. - Druk ukończono w czerwcu 1952 r.
Nakład 900+25 egz. Form. B5. - 47 $\frac{1}{4}$ ark. Papier sat. bezdrz. 70 g 70×100 - Zam. 12/51.
Drukarnia R. S. W. „Prasa” Grudziądz, Plac Wolności 5.

3-B-50479

SPIS RZECZY

Ludwik SAWICKI. Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie	5
Климатические условия аккумуляции молодого лесса в связи с результатами изучения стратиграфии палеолитической стоянки в лессах Звержинца в Кракове	35
Les conditions climatiques de la période de l'accumulation du loess supérieur aux environs de Cracovie	44
Jan DYLIK. Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski	53
Перигляциальные структуры в плейстоцене центральной Польши	75
Periglacial structures in the Pleistocene deposits of Middle Poland	105
Mieczysław KLIMASZEWSKI. Formy wymarzania plejstocenijskiego w okolicy Krakowa	115
Плейстоценовые формы промерзания в окрестностях города Кракова	122
The forms of the Pleistocene regelation in the Cracow region	128
Stanisław BAC. O ruchach gleby pod wpływem działania mrozu	135
О движениях почвы под влиянием мороза	170
Soil movements caused by action of frost	180
Bogumił KRYGOWSKI. Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej	189
Четвертичные отложения и основание центральной части Велькопольской Низменности	208
Quaternary and the substratum of the central part of the Wielkopolska Lowland	213
Edward RÜHLE. Profil geologiczny czwartorzędu w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem	219
Геологический профиль четвертичных отложений в Барковицах Мокрых под Сулесвом	227
Geological profile of the Quaternary in Barkowice Mokre near Sulejów	236
Maria SOBOLEWSKA. Interglacjał w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem	245
Межледниковый период в Барковицах Мокрых под Сулесвом	267
Interglacial at Barkowice Mokre near Sulejów	272
Edward RÜHLE. Przekrój geologiczny doliny Lubaczówki pod Hamernią	285
Геологический разрез долины Любачувки вблизи Гамерни	295
Geological section of the Lubaczówka valley near Hamernia	301
Władysław KARASZEWSKI. Stratygrafia utworów czwartorzędowych i występowanie lessów podmorenowych w rejonie Warki nad dolną Pilicą	309
Стратиграфия четвертичных отложений и подморенных лессов в районе Варки	329
Stratigraphy of the Quaternary deposits and the submorainic loesses in the vicinity of Warka	332
Edward RÜHLE. Przyczynki do znajomości budowy geologicznej okolicy Terespoła	335
К вопросу геологического строения окрестности Тересполя	346
Contribution to the geology of the Terespol region	351

Czesław PACHUCKI. Badania geologiczne na arkuszach 1:100 000 Trzebnica i Syców	355
Геологические исследования на листах 1:100 000 Тржебница и Сыцув	378
Geological research of the Trzebnica and Syców sheet of the 1:100 000 map	386
Jerzy RYTLEWSKI. Profil geologiczno-techniczny wykopu w śródmieściu Warszawy w pobliżu Alei Sikorskiego	395
Инженерно-геологический разрез в центре Варшавы вблизи Аллеи Сикорского	403
Geological-technical profile of Warsaw's city cutting in environs of Sikorski Avenue	405
Alfred JAHN. Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1:300 000 Zamość	407
Материалы по четвертичной геологии северной части листа 1:300 000 Замость	453
Materials to the Quaternary geology of the northern part of the map sheet 1:300 000 Zamość	462
Wincenty OKOŁOWICZ. Przyczynki do znajomości plejstocenu okolicy Torunia	471
Предпосылки для изучения плейстоцена окрестностей Торуня	497
Contributions to the knowledge of the Pleistocene of the environs of Toruń	506
Jarosław URBAŃSKI. Mięczaki osadów wczesno-postglacjalnych w Lubiczu n/Drwęca	515
Моллюски ранне-последнегляциальных отложений в Любиче на Дрвэце	542
Early Post-glacial molluscs in Lubicz on Drwęca	548
Władysław SZAFER. Młodszy trzeciorząd Podhala i jego stosunek do plejstocenu (wiadomość tymczasowa)	555
Младшая третичная система Подгалья и ее отношение к плейстоцену (предварительная заметка)	559
The Young Tertiary of the Podhale and its relation with the Pleistocene (preliminary note)	563
Andrzej SRODON. Plejstocenska flora z doliny Ziemkówki oraz materiały do stratygrafii ostatniego glaciału i postglaciału w Karpatach (wiadomość tymczasowa)	567
Плейстоценовая флора из долины Зембукви и материалы к стратиграфии последнего гляциала и постгляциала в Карпатах (предварительная заметка)	570
Pleistocene flora of the Ziemkówka valley and materials for stratigraphy of the Last Glacial and Post-glacial in the Carpathians (preliminary note)	573
Jadwiga DYAKOWSKA. Interglacjał w Nowinach Żukowskich koło Lublina (wiadomość tymczasowa)	577
Межледниковые отложения в Новинах Жуковских около Люблина (предварительная заметка)	579
Interglacial at Nowiny Żukowskie near Lublin (preliminary note)	581
Marek PRÓSZYŃSKI i Władysław KARASZEWSKI. Notatka o profilu interglacjalnym w Syrnikach nad Wieprzem w powiecie Lubartowskim (wiadomość tymczasowa)	583
Заметка о интергляциальном профиле в Сырниках на Вепрже в Лубартовском уезде (предварительная заметка)	585
Note on Interglacial profile at Syrniki on the Wieprz district Lubartów (preliminary note)	587
Juliusz GŁODEK. Badania czwartorzędu Polski w latach 1900—1950	589
Исследования четвертичных отложений Польши в 1900—1950	666
History of investigations in Polish Quaternary during 1900—1950	667
Cecylia WARDESKA. Bibliografia polskich prac z zakresu badań czwartorzędu 1900—1950	675
Библиография польских трудов по изучению четвертичного периода 1900—1950	751
Bibliography of Polish works concerning researches of the Quaternary during 1900—1950	754

Ludwik SAWICKI

WARUNKI KLIMATYCZNE AKUMULACJI LESSU MŁODSZEGO W ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH STANO- WISKA PALEOLITYCZNEGO LESSOWEGO NA ZWIERZYŃCU W KRAKOWIE

(Sprawozdanie tymczasowe z wyników badawczych prac wykopaliskowych,
przeprowadzonych w 1948 r.)

(z 5 tabl., 5 fot. i 3 fig. w tekście)

Streszczenie

Praca obejmuje wyniki badań stratygraficznych, przeprowadzonych w 1948 r. na stanowisku paleolitycznym lessowym na Zwierzyńcu w Krakowie. Badania były kontynuowane w 1949 r. i nie zostały ukończone.

Stwierdzono następującą stratygrafię utworów na terenie stanowiska:

- 1) jurajski wapień skalisty o zerodowanej i skrasowanej powierzchni;
- 2—3) ily miocieńskie;
- 4) utwór pochodzący z mycia łąk miocieńskich, z domieszką piasku kwarcowego;
- 5) mułek drobnowarstwowy, żółtawo-popielatawy, bezwapienny, ze śladami po korzeniach roślin;
- 6) warstewka utworu ilastego zwietrzałego;
- 7—8) piaski średnio- i drobnoziarniste, z domieszką materiału pyłowego i wkładkami mułku, bezwapienne; ślady po korzeniach drobnych roślin, w górnej partii warstwy 8-ej — okruchy węgla drzewnego;
- 9) utwór piaszczysto-lessowy, reprezentujący spągowy poziom lessu dolnego;
- 10) less dolny, u dołu spiaszczony, u góry ze znaczną domieszką piasku kwarcowego;
- 11) gleba kopalna;
- 12) less młodszy górny.

Przedmiotem szczegółowych badań stratygraficznych była górna partia lessu dolnego, gleba kopalna oraz less młodszy górny. Uzyskane wyniki wydatnie przyczynić się winny do wyjaśnienia zagadnienia warunków klimatycznych i przebiegu procesu akumulacji lessu młodszego górnego. Stwierdzono mianowicie fakty następujące: zaburzenie gleby kopalnej na skutek pęcznienia na podłożu wiecznej zmarzłoci, obecność sześciu poziomów soliflukcji, dziewięciu klinów mrozowych w czterech poziomach oraz dziewięciu poziomów wegetacyjnych. Fakty te wskazują na istnienie przerw w akumulacji lessu górnego spowodowanych

zmianą warunków klimatycznych. Do znalezisk wyjątkowych należy liść wierzby *Salix reticulata* L. pochodzący z dolnego (V-go) poziomu soliflukcyjnego.

Główny, dolny poziom kulturowy paleolityczny znajdował się w stropowej partii lessu dolnego — na złożu pierwotnym, i w glebie kopalnej — na złożu wtórnym. Poziom ten reprezentują wyłącznie wyroby krzemienne dolno-oryniackie z elementami mustierskimi oraz okruchy barwnika mineralnego i węgla drzewnego.

W lessie młodszym, w poziomach soliflukcyjnych V-ym i II-im, występowały nieliczne fragmenty zębów mamuta, kości i rogów renifera. Znaleziska te sygnalizowały obecność poziomów kulturowych młodszego, których wieku nie podobna było oznaczyć z powodu braku charakterystycznych wyrobów krzemiennych.

W S T Ę P

Obecność stanowiska paleolitycznego na Zwierzyńcu, zachodnim przedmieściu Krakowa, była od dawna znana. Przez szereg bowiem lat czynna tu była cegielnia, a po jej likwidacji less, występujący tu w grubym pokładzie, był eksploatowany na potrzeby okolicznych kaflarni i miejscowych zdunów. Ten stan rzeczy trwał do jesieni 1947 r., to jest do czasu wydania przez Konserwatora Wojewódzkiego w Krakowie, dr J. Dutkiewicza, na wniosek Państwowego Muzeum Archeologicznego zakazu jakiegokolwiek dalszej eksploatacji lessu oraz rozporządzenia rezerwującego cały teren dawnej cegielni dla badań naukowych.

Zniszczenie części stanowiska objęło obszar około 8 000 m². Fakt ten w świetle wyników badań, przeprowadzonych w 1948 r. na zarezerwowanym terenie tego stanowiska — ocenić należy jako bardzo dotkliwą i niepowetowaną stratę dla nauki polskiej.

Poczynając od 1935 r. (lub 1936 r.), odkrywkę lessu na terenie dawnej cegielni na Zwierzyńcu odwiedzał A. J u r a (4) — nauczyciel gimnazjalny, amator prehistoryk. Wyzyskał on fakt eksploatacji tej odkrywki i gromadził materiały paleolityczne, wybierając je z hałd oraz wygrzebując z odsłanianych pokładów lessowych. Materiałów zebranych A. J u r a nie opublikował, lecz jedynie ograniczył się do podania w pracy kompilacyjnej o okresie oryiniackim w Polsce krótkiej wzmianki o stanowisku paleolitycznym na Zwierzyńcu, zilustrowanej rysunkami 7-miu wyrobów krzemiennych. Wzmianka ta informuje błędnie o warunkach geomorfologicznych oraz stratygrafii kulturowej tego stanowiska.

Stanowisko to — Zwierzyniec I — nie jest jedyne na tym terenie. W pobliżu, w odległości około 300 m w kierunku zachodnim, w poziomie około 15 m wyższym (około 245 m n. p. m.), stwierdziłem obecność stanowiska paleolitycznego — Zwierzyniec II, które być może jest dalszą częścią stanowiska Zwierzyniec I. W odległości około 1 km w tym samym kierunku, w poziomie około 65 m wyższym (ponad 300 m n. p. m.), odkryte było w 1908 r., przy sposobności robót fortyfikacyjnych na

Górze św. Bronisławy, stanowisko lessowe górnio-oryniackie, które prawdopodobnie zostało całkowicie zniszczone (10). Ten wykaz uzupełniają odkryte przez A. J u r e, w latach 1935—1936, stanowiska paleolityczne na Sowińcu i w Przegorzałach koło Krakowa. Znajdują się one na tym samym terenie — we wschodniej partii grzbietu tenczyńskiego; pierwsze w odległości około 4,5 km na WNW od Zwierzyńca, na południowym zboczu kulminacji 358 m, drugie w odległości około 3 km na WSW — na południowej krawędzi pradoliny Wisły. Stanowisko na Sowińcu odkryte zostało w związku z czerpaniem maszynowym lessu na roboty ziemne i prawdopodobnie uległo całkowitemu zniszczeniu. St. K r u k o w s k i (7), któremu zawdzięczamy publikację informacyjną o tym bardzo ciekawym stanowisku, zalicza występujący na nim przemysł do „cyklu lewaluaskiego“; w szczególności, najbliższą analogię dla przemysłu sowińskiego widzi w przemyśle francuskiego stanowiska Fitz-James (Oise). Bliższych danych o stanowisku w Przegorzałach brak; odkrywca zalicza je do „młodszej kultury oryiniackiej“ (5).

Do tej samej grupy terytorialnej należą stanowiska paleolityczne wsi Piekary, około 13 km na WSW od Krakowa (w linii powietrznej). Są to trzy stanowiska: jedno jaskiniowe — Piekary I („Jama“, względnie — „Spyrlaczowa Jama“; „Na Gołąbku“ — G. O s s o w s k i e g o) i dwa otwarte lessowe — Piekary II i III. W przeciwieństwie do wyżej wymienionych, znajdują się one w pradolinie Wisły, u wejścia do Bramy Krakowskiej — epigenetycznego przełomu Prawisły. W latach 1927 i 1936 stanowiska te były przedmiotem badań St. K r u k o w s k i e g o. Niestety, niewiele o nich wiemy. Sądząc z sumarycznej charakterystyki, podanej przez tego prehistoryka w rozprawie traktującej o paleolicie Polski, reprezentują one — ze względu na zawartość kulturową i warunki geomorfologiczne — obiekty o wyjątkowej wartości naukowej. a dla stanowisk Zwierzyńca, Przegorzał i Sowińca — bardzo cenny materiał porównawczy i uzupełniający (8, 12, 15).

Tak znaczne zagęszczenie stanowisk paleolitycznych lessowych — 8 stanowisk na obszarze około 16 km² — wskazuje na wyjątkowe znaczenie tego terenu dla badań nad starszą epoką kamienia w Polsce i dla badań nad naszym czwartorzędem. Są to bowiem stanowiska różnego wieku, występujące w różnych warunkach geomorfologicznych; niektóre z nich zawierają nie tylko jeden poziom kulturowy i o różnym charakterze złóż. Należy się przeto spodziewać, że ujawnią one fakty nowe, które przyczynią się do wyjaśnienia ważnych zagadnień: z zakresu stratygrafii kulturowej, stratygrafii i chronologii czwartorzędu oraz stosunku paleolitu naszego do paleolitu Związku Radzieckiego i Czechosłowacji, a być może również — zachodnio-europejskiego.

WARUNKI GEOMORFOLOGICZNE

Zagęszczenie stanowisk paleolitu na peryferiach zachodnich Krakowa i terenach przyległych oraz w okolicach Ojcowa — na terenie znanym od lat 70-ych ubiegłego stulecia z bogactwa stanowisk jaskiniowych — nie jest dziełem przypadku. Musiały istnieć przyczyny ogólniejszej natury, działające permanentnie od czasów najdawniejszych, przynajmniej począwszy od końcowej fazy paleolitu starszego aż do czasów historycznych. Im to Kraków, ograniczony początkowo do kępy grodu wawelskiego i podgródzia, a przed nim Tyniec, leżący u wejścia do Bramy Krakowskiej, zawdzięcza swe powstanie. Przyczyną odwiecznego osadnictwa tych okolic było ich położenie w stosunku do otoczenia: u styku trzech krain — Pogórza Karpackiego, Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Niziny Nadwiślańskiej; na wielkim, naturalnym i odwiecznym szlaku ekspansji ludzkiej, łączącym poprzez Bramę Morawską południe z północą i wschodem Europy. Tu, u wylotu Bramy Krakowskiej, rozchodziły się drogi: ku północy — na tereny Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Gór Świętokrzyskich, wzdłuż szlaku Wisły i Pogórzem Karpackim — ku wschodowi, a stąd na obszary lessowe Wyżyn Podolskiej, Lubelskiej i Wołyńskiej.

Sytuację morfologiczną stanowisk zwierzynieckich (I-go i nowo odkrytego II-go), na Górze św. Bronisławy, w Przegorzałach, na Sowińcu i w Piekarach, ilustruje podany blokdiagram okolic Krakowa (fig. 1). Jest on uzupełniony oznaczeniami miejsc odpowiadających położeniu tych stanowisk w terenie. Z wyjątkiem stanowiska Zwierzyniec I, pozostałe są bądź zupełnie nieznane, bądź znane wysoce niedostatecznie — to znaczy ich zawartość kulturowa, stratygrafia i charakter złóż¹. Jest to okoliczność niekorzystna, uniemożliwia bowiem porównawcze potraktowanie osiągniętych w 1948 r. wyników badań stanowiska zwierzynieckiego. Sytuację pogarsza dotychczasowy niedostateczny stan badań w zakresie czwartorzędu i morfologii okolic Krakowa.

Elementem orograficznym dominującym w krajobrazie najbliższego otoczenia Krakowa jest wyniosły, o stromych zboczach, klinowaty płat Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, zamknięty w widłach Wisły i Rudawy; od zachodu graniczy on z zakleszczeniem cholerzyńską, przecinającą w poprzek tzw. grzbiet tenczyński, którego jest on częścią wschodnią. Wydłużony ku wschodowi, wznoszący się do kilkudziesięciu metrów nad dolinami Wisły i Rudawy, z kulminacjami do 100—150 m, kończy się starasowanym cyplem, który jest punktem styku dolin zalewowych tych

¹ Materiały krzemienne, pochodzące z eksploracji A. Jury stanowisk Przegorzały, Sowińiec i Zwierzyniec, znajdują się w posiadaniu tegoż i są niedostępne.

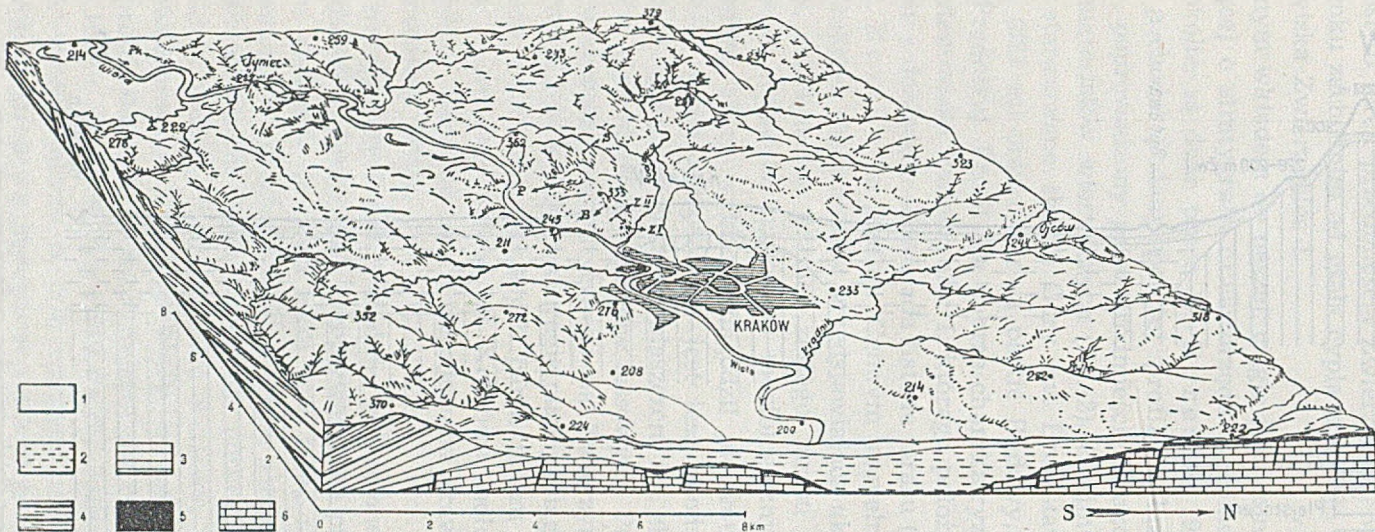


Fig. 1

Schematyczny blokdiagram okolicy Krakowa, wg Z. Sińczego (przewyższenie 3,5-krotne)

1 — czwartorzęd; 2 — miocen młodszy (tornton); 3 — miocen solonośny; 4 — flisz; 5 — kreda; 6 — jura.

Stanowiska paleolityczne: ZI ZII — Zwierzyniec I i II; B — Góra św. Bronisławy; P — Przegorzały; S — Sowiniec; Pk — Piekary.

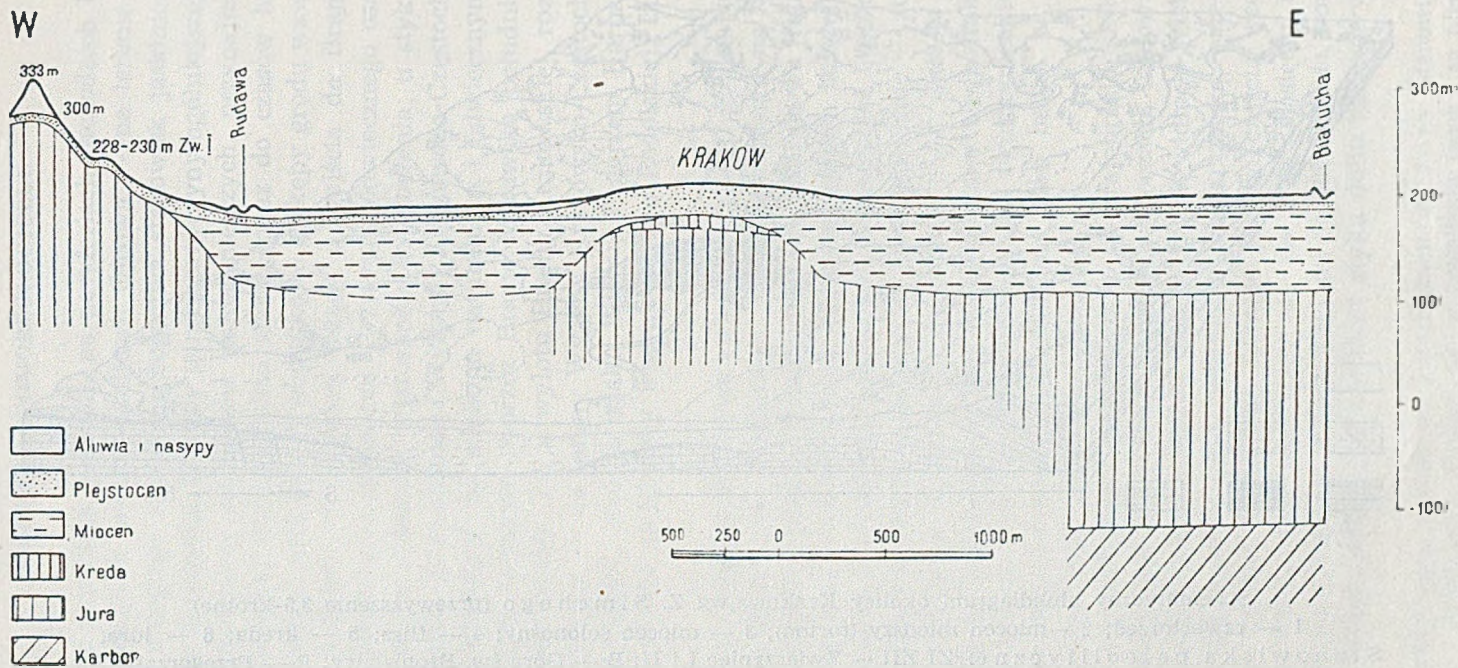


Fig. 2

Profil geologiczny terenu Krakowa, wg K. Beresa (1).

rzek. Jest to teren przedmieścia Zwierzyniec. W odległości około 0,5 km w kierunku zachodnim od czoła cypla znajduje się teren dawnej cegielni i stanowiska Zwierzyniec I.

Cennym wkładem do naszej, ciągle jeszcze nie zbyt licznej literatury, traktującej o stratygrafii czwartorzędu i geomorfologii terenu Krakowa i jego okolic, są dwie prace K. B e r e s a z 1938 r. (1, 2). Z pierwszej z nich pochodzi podany poniżej profil podłużny doliny Wisły, lewo-brzeżny, poprowadzony przez śródmieście Krakowa, opracowany na podstawie materiałów wiertniczych (fig. 2). Obejmuje on na zachodzie krawędź i starasowane zbocze Góry św. Bronisławy wraz z Kopcem Kościuszki (333 m) oraz ujściową partię Rudawy, a na wschodzie — Bia-luchy (Prądnika). Profil ten dobrze charakteryzuje warunki geomorfologiczne stanowiska Zwierzyniec I, którego położenie na zboczu Góry św. Bronisławy dokładnie odpowiada listwie tarasu (około 235 m) zaznaczonej przez K. B e r e s a na profilu. Cennym uzupełnieniem jest mapka Wielkiego Krakowa tegoż autora, przedstawiająca ukształtowanie powierzchni miocenu, maksymalne granice zasięgu tarasu powodziowego oraz rozmieszczenie wyższych poziomów morfologicznych (fig. 3).

Utworem, który wybitnie złagodził pierwotną, mało zmienioną, bogatą rzeźbę przedplejstocenską, jest less młodszy. Pokrywa on wyniosłości, otula zmiennej grubości płaszczem ich zbocza i schodzi w doliny, tworząc w nich platformy tarasów lessowych. Powierzchnię topograficzną terenu stanowiska paleolitycznego na Zwierzyncu tworzy less młodszy górny. Strop jego w odkrywce cegielnianej osiąga poziom 232 m, któremu odpowiada wzniesienie wyższych partii tarasu lessowego, obrzeżającego szerokim pasem, na północ od Krakowa, południowe zbocze Wyżyny Małopolskiej. Zdenudowana i zerodowana krawędź tej Wyżyny tworzy brzeg pradoliny Wisły.

Nie zostało dotychczas dokładnie wyjaśnione, jak nisko less młodszy górny schodzi w doliny rzek przepływających przez obszary lessowe oraz w jakim stosunku do tego lessu jest taras akumulacyjny wydmy. W Zielonkach, w odległości około 6 km na północ od Krakowa, K. B e r e s stwierdził schodzenie lessu młodszego górnego (po zerodowanych iłach miocenijskich) poniżej zhumusowanej warstwy, podścielającej aluwia tarasu powodziowego. Z doliny Wisły, na odcinku Krakowa, wymienić należy profil odkrywki w nieistniejącej już cegielni w Ludwinowie, zbadany w 1908 r. przez W. K u ź n i a r a (9). Sądząc ze szczegółowego opisu utworów występujących w tym ważnym profilu, niestety zniszczonym bezpowrotnie, stropową jego partię tworzył gruby do 2,5 m pokład utworu o charakterze lessu. Przypuszczalnie wzniesienie terenu w tym miejscu wyniosło około 208 m n. p. m., a więc w stosunku do poziomu Wisły

w Krakowie — około 9 m. Odpowiadałoby ono minimalnemu wzniesieniu tarasu akumulacyjnego, wyróżnionego przez K. Beresa (2). Stwierdzając, że „zasypanie uważane zazwyczaj za fluwioglacialą „krakowskiego“ zlodowacenia, zachowało się jedynie na wzgórzach w okolicy

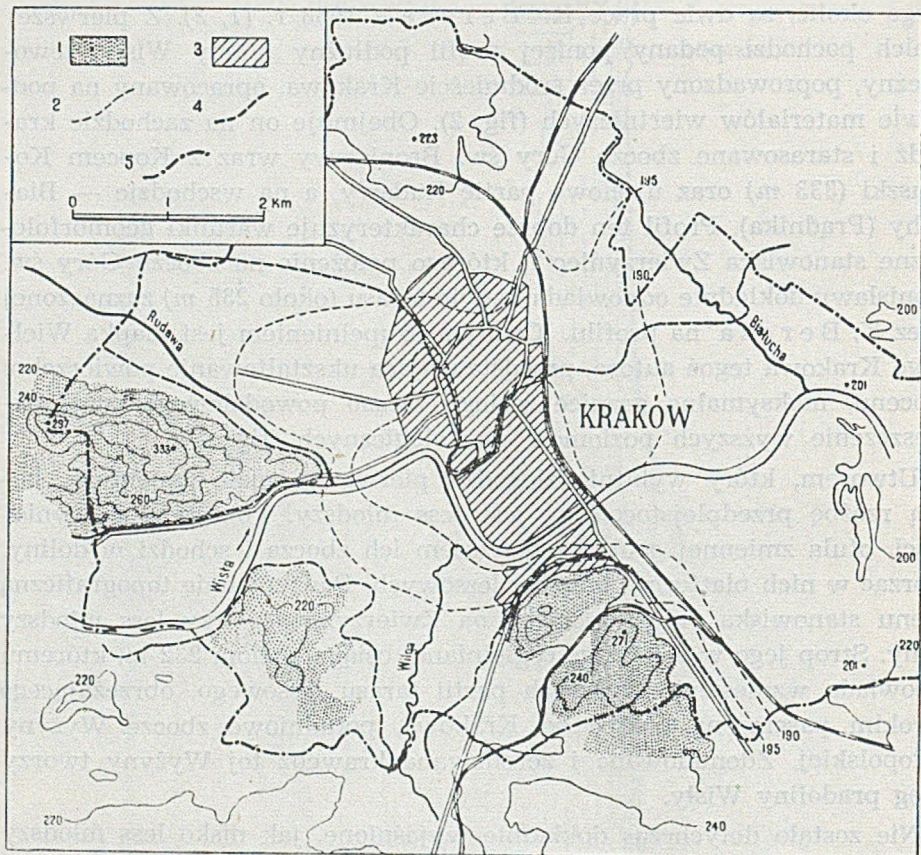


Fig. 3

Mapka morfologiczna terenu Krakowa, wg K. Beresa (2).

1 — wzniesienia mezozoiczne; 2 — izohipsy podłoża czwartorzęd; 3 — tereny zabudowane; 4 — granica powodzi z 1813 r.; 5 — granica miasta.

Kopca Krakusa“, wymieniony autor tak charakteryzuje ten taras: „Dobrze i wyraźnie zachował się dopiero szeroki poziom akumulacyjny, wznoszący się około 9–12 metrów nad Wisłę i jej dopływy; jego wysokość bezwzględna waha się od około 209 m w najsilniej obniżonych miejscach do około 225 metrów na północnej granicy miasta. Czy poziom ten należy wiązać z ostatnim, czy też z przedostatnim zlodowaceniem (Varsovien I czy też Varsovien II), trudno na razie rozstrzygnąć. Wiele jednak

argumentów, m. in. występowanie lokalne na tym poziomie na północ od miasta kilkometrowej warstwy lessu, wskazywałoby raczej na okres przedostatniego zlodowacenia“ (2, str. 102).

Zagadnienie jest ważne i wymagałoby dokładnego przestudiowania w terenie i wyjaśnienia. Zgodnie przeto z opartym na faktach poglądem K. Beresa przyjmujemy, iż na odcinku Krakowa taras zalewowy, wysokości względnej 4—6 m, reprezentujący najniższy poziom morfologiczny, jest tarasem włożonym w taras 9—12-metrowy, wypełniającym holocenijskie wcięcie, w granicach — ogólnie rzecz biorąc — pokrywających się z przebiegiem warstwy 205-metrowej.

W pradolinie Wisły, na odcinku Krakowa i w jego najbliższej okolicy, nigdzie dotychczas nie stwierdzono obecności moreny dennej *in situ*. Występujący tu sporadycznie lub w bogatszych skupieniach materiał eratyczny leży, ponad wszelką wątpliwość, na wtórnym złożu. Zakwestionować też należy poprawność zaliczenia do fluwioglacjału zlodowacenia „krakowskiego“ żwirów i piasków, występujących na wzgórzach w pobliżu Kopca Krakusa. Profil Ludwinowa nie dostarcza również pewnych dowodów w tym względzie. Nie zawierał on bowiem *in situ* utworów odpowiadających glaciałowi „krakowskiemu“. Istnieje też duże prawdopodobieństwo, że utwory tworzące jego strop, oznaczone przez W. Kuzniara jako „gliny powstałe z lessu“, istotnie lessu typowego nie reprezentują: ani młodszego górnego, ani dolnego, lecz materiał lessowy wtórnie akumulowany¹. Powrócić też należało by do pierwotnej oceny wieku odkrytej w Ludwinowie flory kopalnej, mianowicie do oceny podanej przez J. Lilpopa i Wł. Szafera, „że wiek międzylodowcowy tej flory nie jest jeszcze stwierdzony i że pochodzić ona może także z późniejszego czasu, bliżej nie dającego się dzisiaj określić“ (14). Nie pomniejsza to znaczenia naukowego tego profilu, które zawdzięcza bogatej stratygrafii oraz obecności, w poziomie spągowym, utworów silnie zaburzonych na skutek pęcznienia i soliflukcji.

Dla zagadnienia geomorfologii pradoliny Wisły na odcinku Wielkiego Krakowa i najbliższych jego okolic stwierdzenie faktu kryoturbacji w profilu ludwinowskim posiada bardzo poważne znaczenie. Upoważnia to bowiem do wyprowadzenia wniosków następujących:

1) że zaburzenie to jest związane ze zlodowaceniem późniejszym od reprezentowanego w tym profilu przez eratyki poziomu spągowego (w utworach zaburzonych) oraz

2) że w czasie tego zlodowacenia stan wody w pradolinie znajdował się prawdopodobnie na wysokości obecnego poziomu Wisły.

¹ Jest to korekta mojej „gabinetowej“ interpretacji tego poziomu (17).

Czy okolice Krakowa przedstawiały wówczas odcinek strefy peryglacialnej środkowo-polskiego zlodowacenia, czy też zlodowacenia, które przekroczyło pradolinę Wisły pod Krakowem — wyjaśnić to winny przyszłe badania terenowe.

Przy rozpatrywaniu zagadnienia rzeźby tego terenu należy pamiętać, że miocen koło Krakowa wznosi się do wysokości 270 m n. p. m., a w rowie krzeszowickim nawet powyżej 300 m; że pozostałości zlodowacenia południowo-polskiego, w postaci luźnych eratyków, występują w poziomie 450 m, żwiry mieszane (karpacko-północne) — 350 m oraz, że na Pogórzu Karpackim, na południe od Krakowa, luźne eratyki północne zajmują poziom 350—370 m.

Głębokość rozcięcia Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej poniżej powierzchni zrównania, która we wschodniej, kulminacyjnej partii grzbietu tenczyńskiego jest wzniesiona do około 360 m n. p. m. (Pustelnik 362 m, Sowiniec 358 m), wynosi 165 m w stosunku do dna doliny Wisły w Krakowie, wyerodowanego w łażach mioceńskich (190—195 m). W tej potężnej deniwelacji zawarta jest niemal cała skomplikowana historia rzeźby tego terenu. Jest ona wynikiem działania sprzecznych czynników dynamicznych: tektonicznego i zewnętrznych — wody, temperatury i wiatru. Odtworzenie tej historii wymaga ustalenia dat dla poszczególnych jej etapów rozwojowych — poziomów morfologicznych. Daty pośredniej, orientacyjnej dostarcza stratygrafia utworów czwartorzędowych cegielni zwierzynieckiej, której wartość podnosi fakt obecności złożeń zabytków paleolitycznych. Jest to jednak data późna. Dat umożliwiających ocenę względnego wieku starszych faz rozwojowych rzeźby tego terenu nie znamy.

Według St. Lencewicza (11) „Rzeźba Jury była już gotowa w głównych zarysach w końcu trzeciorzędu. Doliny rzeczne zostały jednak zapełnione utworami lodowcowymi i dziś odbywa się ich odpreparowanie“. St. Lencewicz wyróżnia tarasy 280 i 230 m, a J. Smoleński (18) ponadto jeszcze taras pośredni — 260 m, poniżej powierzchni zrównania, penepłeny (około 360 m). Wł. Szafer wspomina o dwóch tarasach w dolinie Prądnika, na odcinku Ojcowa, mianowicie o 100 m i 50 m wysokości względnej (19), a Z. Ciętek o trzech: 10—15 m, 25—30 m i 50 m wysokości względnej (3).

Na zachodniej krawędzi Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, na odcinku górnej Białej Przemszy, J. Lewiński (13) wyróżnił trzy preglacialne poziomy erozyjno-denudacyjne, z których dolny — III „odpowiada dnu starych dolin przed zasypaniem lodowcowym“. Poziom ten „na południu spada poniżej 200 m“, a w górę rzek zbliża się do poziomu II i nawet się z nim łączy (360—370 m „na wschodzie“). Poziom IV przedstawia

powierzchnię „zasypywania dyluwialnego“ a zarazem „1-szy taras obecnych dolin rzecznych“ — około 30 m wysokości względnej (w dolnym biegu), poniżej którego występują „dwa tarasy aluwialne“: 2-gi (od góry) o 12—15 m i 3-ci o 6—8 m poniżej poprzedniego. Ten ostatni wznosi się nad tarasem 4-ym reprezentującym „obecne zalewane dno dolin“.

Dla zagadnienia wieku rzeźby krakowskiego odcinka pradoliny Wisły nie bez poważnego znaczenia są, podobnie jak zacytowane wyniki badań J. Lewińskiego, wyniki badań morfologicznych M. Klimaszewskiego (6) w dolinie Dunajca. Rozcięcie „poziomu pogórskiego“ — 130—150 m nad Dunajcem i pogłębienie doliny Dunajca o około 150 m, tj. prawie do obecnego poziomu M. Klimaszewski wiąże z wypiętrzeniem Karpat rumuńskich i oznacza na czasy od górnego pliocenu „aż do dolnego czwartorzędu“.

Taras lessowy Zwierzyńca (230—240 m n. p. m.) zajmuje w pradolinie Rudawy—Wisły dolną część jej zbocza. Jego podstawę tworzy górnourajski wapień skalisty, który tu reprezentuje właściwy poziom morfogenetyczny pradoliny. Powierzchnia wapienia, sądząc z odsłonięcia w jamie sondażowej (tabl. II), została zerodowana i zniszczona na skutek wietrzenia typu krasowego. Pokrywa ją cienki pokład utworów ilastych, prawdopodobnie mioceńskich; wyżej leżą utwory czwartorzędowe, podścielające less młodszy dolny. Powierzchnia wapienia znajduje się w poziomie 214 m, około 14 m nad poziomem Wisły, powierzchnia iłów wzniesiona jest o 1 m wyżej. Ponieważ większa część tarasu lessowego przedstawia powierzchnię typowej platformy, można stąd wnosić, że powtarza ona ukształtowanie powierzchni występujących w spągu iłów i wapienia, które tworzą preglacjalny taras erozyjny (ewentualnie, w znaczeniu preglacjalu lokalnego). Na podkreślenie zasługuje fakt braku materiału eratyycznego w utworach podścielających less dolny oraz na powierzchni iłów mioceńskich.

Należy mieć nadzieję, że dalsze badania na Zwierzyńcu i w okolicach Krakowa przyczynią się do wyjaśnienia przynajmniej niektórych zagadnień geomorfologicznych tego terenu.

STRATYGRAFIA STANOWISKA

Sytuację topograficzną stanowiska przedstawia plan warstwicowy w skali 1 : 2 000 (tabl. 1). Na planie tym uwidoczniiony jest odcinek zbadany w 1948 r. (fot. 1 i 2). Długość odcinka wynosi 32 m, szerokość przy ścianie północnej 13,20 m, przy ścianie południowej 11,80 m. Głębokość odkrywki w tym miejscu dochodzi do 15 m; prace wykopaliskowe zakończone zostały na poziomie 8,40 m.

Kierunek ściany odkrywki N — S oraz jej znaczna wysokość zadecydowały o kierunku i rozmiarach odcinka, a głębokość występowania poziomu kulturowego — o potrzebie starasowania części jego podłużnego boku (fot. 3 i 4). Starasowanie wykonano stopniami szerokości i wysokości 1 m, z wyjątkiem 6-go stopnia, który jako ostatni miał 2,30 m wysokości. Zabezpieczało ono ścianę podłużną odcinka, częściowo również ściany poprzeczne od pękania i osuwisk i zapewniało bezpieczeństwo pracy.

Powierzchnie stopni były doprowadzone przy pomocy libelli do poziomu idealnego. Ponadto, celem uwidocznienia mikrostruktury lessu, powierzchnie stopni i ich ścianki pionowe były starannie ścinane szufelkami ręcznymi o ostrych krawędziach. W ściany poprzeczne odcinka, w odległości 1 m od krawędzi każdego stopnia, wbijane były kołki, odpowiadające poziomowi stropu danego stopnia. Kołek w ścianie północnej, odpowiadający krawędzi stopnia 4-go, został zaniwelowany i jego wzniesienie n. p. m. dokładnie oznaczone — 228,22 m. W podobny sposób oznaczone zostały metry bieżące — kołkami wbitymi w ścianki każdego stopnia. To uwielokrotnienie punktów pomiarowych ułatwiało pracę na odcinku i zapewniało dokładność hipsometrycznego nawiązania stratygrafii przyległych odcinków stanowiska.

Na poziomach górnych, jałowych posuwano się w głąb kopiąc łopatami, z zachowaniem jednak niezbędnej czujności. W bliskości poziomu kulturowego i w toku jego eksploracji zastosowane było struganie łopatami i szufelkami ręcznymi powierzchni utworu. Rdzenie, większe okazy odłupków oraz zauważone narzędzia były dokładnie planowane i poziomowane; materiał odpadkowy krzemienisty — ogólnie, jako zbiory z danej części odcinka i poziomu. Ta uproszczona metoda pomiarowa dostosowana była do natury złoża i zawartości dolnego poziomu kulturowego.

Wobec znacznej głębokości występowania poziomu kulturowego, prace wykopaliskowe były poważnymi robotami ziemnymi. Wykonany został gigantycznych rozmiarów szurf, który od normalnych szurfów różnił się tym, że miał na celu nie tylko ustalenie stratygrafii geologiczno-prehistorycznej stanowiska, lecz zarazem eksplorację jego zawartości kulturowej. Ani pionowe, ani poziome rozmieszczenie rozproszonych w pokładach lessu materiałów paleolitycznych nie było dokładnie znane. Wymagało to wielkiej ostrożności i wszechstronnej uwagi przy posuwaniu się w głąb utworów lessowych. Znaczna długość odcinka objętego pracami wykopaliskowymi (32 m) oraz jego znaczne wcięcie (13 m) w taras lessowy umożliwiły wgląd w szczegóły budowy zwłaszcza górnego lessu: ujawnienie jego mikrostruktury i mikrostratygrafii.

Wyniki uzyskane wykazały raz jeszcze, jak bardzo niemiarodajne są dla znajomości lessu odsłonięcia naturalne, a nawet sztuczne — o ile nie są

wykonane w celach badawczych. Przykładem tego jest odkrywka omawiana. Charakterystyka i stratygrafia utworów lessowych, które tu tworzą ścianę pionową na przestrzeni około 90 m, wysoką do 15 m, gdyby miała opierać się, jak to zwykle ma miejsce w przypadkach analogicznych, na wygładzie ich powierzchni w odkrywce, ograniczyłaby się do stwierdzenia obecności dwóch „typowych“ lessów, z tym uzupełnieniem, że górny w poziomie spągowym przechodzi w fację warstwowaną, pokrywając poziom zglinienia lessu dolnego (fot. 1 i 5). Jak dalece ta charakterystyka byłaby niemiarodajna, ujawnia porównanie jej z profilem, przedstawiającym wyniki szczegółowych badań stratygraficznych w południowej części odkrywki, na terenie 1-go odcinka stanowiska paleolitycznego (tabl. II).

Profil ten daje pełny przekrój górnego lessu, górnej części lessu dolnego oraz utworów występujących w jego spągu. Te ostatnie zostały odsłonięte w jamie sondażowej (o wymiarach 2×2 m i 3,90 m głębokości), wykopanej w pobliżu północnej ściany odcinka, u podstawy odkrywki. Charakterystyka i stratygrafia utworów podanych na profilu zbadanej części stanowiska, poczynając od dołu — od dna jamy sondażowej — przedstawia się następująco:

1. Erozyjna, rozżarta na skutek nierównomiernego wietrzenia, skrasowana powierzchnia wapienia jurajskiego, pokryta otoczkami wapienia i fragmentami spękanych termicznie konkrecji krzemiennych, o przełamach eolicznie wyświeconych, niekiedy spatynowanych.

2. Płaty iłu, grubości 45 i 60 cm. Przeważa zabarwienie ciemnej ochry z nieregularnymi jaśniejszymi, żółtawymi oraz ciemniejszymi — stałowymi smugami, które sprawiają wrażenie soczewkowatego uwarstwienia. Ani blaszek miki, ani piasku utwór nie zawiera, natomiast bardzo znaczną domieszkę stanowią drobniutkie, kanciaste i obtoczone okruchy wapienia, prócz których dość licznie występuje również żwir i otoczaki tegoż. W przeciwieństwie do utworu nadległego, makroskopowych szczątków fauny nie ujawnia. Burzy się bardzo intensywnie w HCl.

3. Ił o jasnym, szarawo-żółtawym zabarwieniu, z nieregularnymi, wydłużonymi smugami i plamami różnej wielkości, barwy jasnostałowej i barwy ochry, które nadają mu charakter utworu nieregularnie, drobno-soczewkowato warstwowanego. Smugi ujawniają ostre pochylenie w kierunku południowym. Domieszki piasku ił ten nie zawiera, występują natomiast zrzadka drobne otoczaki i okruchy wapienia. Na uwagę zasługuje obecność dość licznych kolców jeżowców. W poziomie stropowym, miąższości 6 cm, utwór ten przybiera charakter iłu pstrego. W poziomie tym na HCl nie reaguje zupełnie, niżej burzy się intensywnie. Miąższość jego waha się od 0,80 do 1,30 m. Utwór ten wypełnia głęboką kieszeń, się-

gającą do powierzchni wapienia jurajskiego, wyerodowaną w ile podściełającym (warstwa 2).

4. Utwór pochodzący prawdopodobnie z mycia iłu podściełającego, barwy szarej, ze smużkami i plamami żółtawymi oraz ciemnej ochry. Zawiera on okruchy iłu, przeważnie w postaci cienkich, wydłużonych otoczków (do 10 mm długości); masę utworu stanowi jasny mułek o odcieniu sepiowym, z domieszką piasku kwarcowego. Z *HCl* nie burzy się zupełnie. Przedstawia warstwę grubości 10 cm, która pokrywa zerodowaną powierzchnię iłu podściełającego.

5. Mułek niewyraźnie drobnowarstwowany, składający się z materiału o wyglądzie pyłu lessu typowego; domieszki piasku nie zawiera zupełnie. Warstewki dość ostro pochylone w kierunku północnym. Przeważająca barwa utworu żółtawa o jaskrawym odcieniu, z warstwami i smugami mułku popielatego, który poza tym tworzy gęstą sieć dużych, nieregularnych, wydłużonych plam. Utwór zawiera liczne kanaliki wypełnione substancją barwy ciemnobrązowej przypominającą pozostałości po korzeniach drobnych roślin. Występują tu również jakby ślady po korzeniach dużych roślin, w postaci kanałów pionowych z rozwidleniami bocznymi, wypełnione materiałem mułkowym o odmiennym od otoczenia zabarwieniu — popielatym i sinawym. Miąższość utworu — 60 do 80 cm. Z *HCl* zupełnie się nie burzy.

6. Warstwa zmiennej grubości — 5 do 10 cm, miejscami wyklinowująca się, prawdopodobnie na skutek zerodowania. Przedstawia ona utwór niewyraźnie drobnowarstwowany, zbity, składający się głównie z drobnych, sprasowanych okruchów iłu barwy ciemnoszarej o odcieniu zgniętozielonawym, ze smużkami barwy ciemnej ochry; zawiera drobne, nieregularne interkalacje piasku kwarcowego oraz silnie zwiędniętej substancji o zabarwieniu ciemnobrązowym. Utwór posiada charakter osadu powstałego z mycia niżej występujących ilów (warstwa 3). Na *HCl* nie reaguje zupełnie.

7. Piasek kwarcowy, przeważnie średnioziarnisty, z domieszką materiału pyłowego; przedstawia utwór zwięzły, niewarstwowany, bezwapienny, o dość jednolitym rdzawym zabarwieniu. Zawiera, zwłaszcza w dolnej partii, nieregularne, wydłużone, przeważnie łączące się ze sobą wkładki mułku barwy jasnopopielatej, sinawej i zielonkawej. W utworze liczne drobne, nieregularne, o zawikłanym przebiegu kanaliki, pochodzące z infiltracji wody; występują tu również kanaliki pionowe o różnej średnicy, z rozwidleniami, jakby wytworzone przez korzenie roślin. Poziom stropowy, grubości 5—12 cm, wyróżnia się ciemniejszym, brązowym zabarwieniem oraz częściowym zbielicowaniem; powierzchnia o charakterze de-

flacyjnym. Poziom ten posiada cechy podglebia. Miąższość (całości utworu) — 0,80 do 1,00 *m*.

8. Utwór piaszczysty zwięzły, niewarstwowany, bezwapienny; zabarwienie na ogół jednolite, jaśniejsze od utworu podścielającego, brązowawe. Główną masę stanowią: piasek drobno- i miałkoziarnisty oraz pył lessowy. Ten ostatni w poziomie spągowym tworzy wyraźne, drobne interkalacje, niemal zupełnie pozbawione materiału grubszego. Poziom stropowy (5—8 *cm* grubości) wyróżnia się nieco ciemniejszym, brązowym zabarwieniem. Powierzchnia utworu posiada wyraźne cechy powierzchni deflacyjnej. W poziomach górnym i dolnym występują nieregularne, z rozwidleniami, wydłużone, pionowe i poziome komory, wypełnione jasnym piaskiem. Dość gęsto, zwłaszcza w poziomie stropowym, występują pionowe kanaliki po korzeniach, przeważnie wypełnione jasnym piaskiem, niekiedy ze zwietrzałymi szczątkami korzeni. Na różnych poziomach utworu, częściej jednak w jego górnej partii, występowały okruchy węgla drzewnego. Miąższość — 80 do 90 *cm*.

9. Partia spągowa utworu, który ku górze przechodzi prawdopodobnie w less dolny (warstwa 10), przedstawia utwór zwięzły, bezwapienny, którego głównym składnikiem jest jasny, miałkoziarnisty piasek i pył lessowy; piasek o grubszym ziarnie stanowi nieznaczną domieszkę, równomiernie rozproszoną. Charakterystyczną cechą utworu jest gęsta sieć żółtawo-rdzawych przewarstwień materiału lessowego, ukośnie, dość ostro ku północy zorientowanych. W spodzie, na przestrzeni 1 *m* od środka jamy sondażowej do jej ścianki południowej, występuje 20 *cm* grubości warstwa przedstawiająca utwór zwięzły, bezwapienny, składający się z piasku pylastego barwy jasnej o odcieniu sepiowym. W warstwie tej znajdowały się liczne, duże i drobne okruchy węgla drzewnego, tworzące dość zwarte skupienia. Okruchy węgla poza tym występowały luźno, na różnych poziomach, również w partii utworu z przewarstwieniami lessowymi. Miąższość — 38 *cm*.

10. Less dolny, odsłonięty do głębokości 2,10 *m* stropu. Od lessu normalnego wyróżnia się szeregiem cech osobliwych, a mianowicie:

- a) zupełnym odwapnieniem,
- b) intensywnością zabarwienia i
- c) składem mechanicznym.

Odwapnienie, stwierdzone do głębokości ponad 2 *m*, sięga niewątpliwie do spodu. Wskazuje na to odwapnienie utworu, reprezentującego poziom spągowy piaszczystej facji tego lessu (warstwa 9). Odwapnienie zatem nie jest cechą nabytą — wtórną, lecz pier-

w o t n ą. To znaczy, że less ten nie został odwapniony po osadzeniu go, lecz że był akumulowany jako less bezwapienny. Wynika to również z następujących faktów:

a) braku poziomego zglinienia, chociaż w stropie tego lessu występuje gleba kopalna, z której obecnością normalnie jest związane zglinienie (sięgające maksymalnie do głębokości 1 m),

b) zachowania się w poziomie stropowym pierwotnej tekstury, którą proces zglinienia niszczy zupełnie, oraz

c) braku „lalek lessowych“.

Dość jednolite, jasnobrunatne zabarwienie (w poziomie stropowym brunatno-ceglaste), którym less ten różni się od lessu „typowego“, nadaje mu wygląd lessu w całości zglinionego. Poza tym, podobnie jak less typowy, posiada skłonność do pęknięcia pionowego, co powoduje osuwanie się bloków, jednak raczej płytowatych, nie zaś w postaci słupów graniastych. W porównaniu z lessem górnym (warstwa 12) ujawnia większą zwięzłość (lityfikację), zaznaczającą się większą odpornością na działanie czynników atmosferycznych, a w następstwie tego — wyraźnym wybrzuczeniem ściany odkrywki poniżej pokrywającego go lessu górnego.

Less dolny przedstawia osad partiami kryptowarstwowany, partiami o dość wyraźnym, nieregularnym, drobnosoczewkowatym uwarstwieniu. Stałą i dość znaczną domieszkę stanowi piasek, który bądź jest równomiernie rozproszony, bądź tworzy piaszczysto-lessowe drobne soczewki i przewarstwienia.

Poziom stropowy w odkrywce wyróżnia się, nawet w warunkach terenowych, szczególną skłonnością do łupliwości poziomej. Przystudiowanie pobranych próbek ujawniło, iż less tego poziomu przedstawia utwór o teksturze łupku cienkowarstwowanego, składający się z warstewek nie przekraczających 1—2 mm grubości. Nie reprezentuje on osadu wodnego. Morfologia powierzchni warstewek różni się zasadniczo od powierzchni warstw osadzonych zarówno przez wodę płynącą jak i w zbiornikach zamkniętych. Są one pokryte równoległymi, o tym samym kierunku, płaskimi bruzdami i żłobkami różnej szerokości i długości, z miejscami wgłębionymi i miniaturowymi, schodkowatymi, poprzecznymi załamaniem powierzchni żłobków¹. Urzeźbienie to przypomina powierzchnię ślizgową utworu o niejednolitej budowie lub niejednolitym stopniu lityfikacji. Charakteryzuje ono wszystkie warstwy tego poziomu lessu, niezależnie od głębokości (od jego stropu), na jakiej występują.

¹ Niestety, kierunek tych bruzd i żłobków nie został wówczas (1948 r.) oznaczony. Dokonane to zostanie w związku ze wznowieniem prac badawczych na Zwierzynie w 1950 r.

Faktu tego niepodobna inaczej tłumaczyć jak permanentnością działania tego samego czynnika dynamicznego rzeźbiącego, którym — przyjmując subaeralne warunki powstania utworu — mógł być jedynie wiatr. Rzeźba powierzchni warstw jest zatem rzeźbą powierzchni deflacyjnych, których wielokrotna powtarzalność wskazywałaby na istnienie przerw, zapewne krótkotrwałych, sezonowych, w dopływie i osadzeniu materiału lessowego. Na istnienie przerw wskazywałoby również intensywniejsze brunatno-rdzawe zabarwienie powierzchni stycznych warstw oraz fakt, iż z powierzchniami tymi związane jest, jeżeli nie wyłączone, to w każdym razie szczególnie liczne występowanie drobnych i większych okruchów zwęglonych szczątków roślinnych.

Dalsze badania wykażą, czy podana tu próba wyjaśnienia genezy uwarstwienia stropowej partii lessu dolnego jest słuszna. Zagadnienie jest ważne ze względu na jego znaczenie nie tylko lokalne, jak również ze względu na nie wyjaśnioną dotąd kwestię przebiegu procesu akumulacji lessu: jego ciągłości, intensywności i czasu trwania, udziału w nim różnych czynników dynamicznych, wpływu warunków lokalnych, kierunku wiatrów transportujących materiał lessowy itp.

Dość znaczną domieszkę stanowi piasek różnoziarnisty, równomiernie rozproszony w warstwach lessu tego poziomu. Przeważają frakcje do 0,25—0,30 mm; ziarna grubsze — do 1 mm, stanowią nieznaczny odsetek. Frakcję do 1,5—2 mm reprezentują nieliczne okazy; sporadycznie występuje drobny żwirek — do 3 mm wielkości. Przeważają ziarna kuliste. Występują również kanciaste okruchy kwarcu oraz ziarna rozbite na skutek zderzenia podczas transportu o świeżych i starych, zbitych, zmatowiałych powierzchniach przełamów i krawędziach zaokrąglonych. Liczne ziarna piasku, różnej grubości, zachowały pierwotną, błyszczącą, jakby wypolerowaną powierzchnię. Znajdują się tu również ziarna o powierzchniach w różnym stopniu zmatowiałych, większość charakteryzuje zupełne zmatowienie powierzchni.

Pod względem petrograficznym piasek ten nie był badany. Z pobieżnego przeglądu wynika, że dominującym jego składnikiem jest piasek kwarcowy, głównie kwarcu przezroczystego (szklistego); nieznaczną domieszkę stanowią ziarna kwarcu mlecznego, różowego i zadymionego. Pozostałe składniki przedstawiają zespół nielicznych elementów, również pod względem ilościowym bardzo ubogi. Będą one przedmiotem szczegółowych badań mikroskopowych; na razie podaję ich opisową charakterystykę. Reprezentują je:

1) nieliczne, drobne, dobrze obtoczone okruchy skał krzemionkowych, barwy ciemnej (niemal czarnej),

2) dość liczne, o kształtach miniaturowych otoczków, różnej grubości — aż do rozmiarów drobnego żwirku, zwietrzałe, barwy żółtawo-rdzawej i szarawej, okruchy skały o wyglądzie zsylikowanego piaskowca kwarcytowego,

3) jeden okaz płytkowatego, o krawędziach zaokrąglonych, okruchu skalenia barwy ciemnoróżowej,

4) jeden okaz kanciastego okruchu kwarcu z wrostkami miki oraz

5) jeden okaz, o kształcie miniaturowego otoczaka (wielkości grubego ziarnka piasku) i powierzchni błyszczącej, reprezentujący skałę prawdopodobnie metamorficzną, barwy czerwonej.

Na podkreślenie zasługuje brak elementów karpackich. Obecności ich nie stwierdziłem również w piaskach podścielających less dolny.

Dla pełności charakterystyki, wspomnieć należy o obecności kilku okazów drobniotkich łusek krzemienia. Pochodzą one z obróbki surowca krzemienno-żelaznego przez człowieka początkowej fazy okresu oryński, który tu miał swoje obozowisko myśliwskie. Powierzchnia łusek ujawnia eoliczne ogładzenie.

O złożu pierwotnym, z którego ten piasek pochodzi, i wieku tego złoża — nic pewnego, w obecnym stanie badań nad czwartorzędem okolic Krakowa, powiedzieć nie podobna. Być może, że na zagadnienie to rzuci pewne światło zbadanie piaszczystej partii lessu dolnego oraz piasków występujących w jego spagu (warstwy 6—9). Niewątpliwie cennym przyczynkiem byłaby charakterystyka petrograficzna serii piasków występujących w profilu Zielonek pod Krakowem. Niestety, publikacja K. B e r e s a, której zawdzięczamy opis i interpretację tego profilu, charakterystyki petrograficznej nie zawiera.

Mimo braku materiałów porównawczych i niedostateczności podanej powyżej charakterystyki piasków stanowiących domieszkę stropowej partii lessu dolnego, nasuwają się, uwzględniając wyniki badań stratygraficznych oraz warunki geomorfologiczne profilu Zwierzyńca, następujące wnioski i supozycje:

1) piasek ten pochodzi z deflacji bezpośredniego, piaszczystego podłoża lessu dolnego,

2) piasek ten ma charakter piasku wydmowego, co upoważnia do przypuszczenia, że pochodzi ze zwydmionych całkowicie lub częściowo — w okresie poprzedzającym akumulację lessu dolnego — starych sedymentów rzecznych,

3) brak elementów karpackich wskazywać może na dominujący udział, w pierwotnym składzie osadu, materiałów lokalnych (jurajskich i kredowych) i, ewentualnie, śląskich (z dorzecza Przemszy).

Reasumując, należy stwierdzić, że ani warstwowanie poziomu stropowego, ani łupkowatość i miejscami wyraźniejsze uwarstwienie niższych poziomów tego lessu, ani jego bezwapienność — nie dają podstawy do uznania go za osad wodny. Jest on niewątpliwie utworem subaeralnym, którego główną masę stanowi materiał przyniesiony i osadzony przez wiatr.

Żadnych szczątków fauny less ten dotychczas nie ujawnił. Bardzo ważnym faktem jest stwierdzenie występowania wyrobów krzemienych paleolitycznych w poziomie stropowym tego lessu, do głębokości 30 cm od jego powierzchni. Są to bądź pojedyncze okazy, bądź drobne skupienia. Doniosłość tego faktu polega przede wszystkim na tym, że dzięki niemu uzyskujemy konkretną datę i zarazem ważne dla naszego czwartorzędu niższego kryterium stratygraficzno-chronologiczne.

Osobliwością lessu dolnego, dla której nie znam analogii, jest poziom wtórnej, intensywnej impregnacji limonitowej, występujący na głębokości 35 do 45 cm od stropu. W profilu zaznacza się ona jako smuga czerwono-rdzawa, ciągła, grubości do 1 cm, o przebiegu zgodnym z pochyleniem (ku południowi) powierzchni lessu; lekko zundulowana, z drobnymi nieregularnymi załamaniem, zgrubieniami i rozwidleniami. Smuga ta, odpreparowana, przedstawia zwięzłą skorupę limonitową o powierzchni nierównej, z nieregularnymi drobnymi zagłębieniami i wypukłościami.

Nieco powyżej tego poziomu oraz w nadległej warstwie gleby kopalnej występuje seria cienkich smużek limonitowych, w liczbie około 20. Od scharakteryzowanej smugi limonitowej różnią się one grubością, która nie przekracza 2—3 mm, i poprawnością przebiegu; przedstawiają one właściwie linie rdzawe, początkowo lekko i dość regularnie sfalowane, wyżej — w glebie kopalnej — powtarzające zundulowanie warstwy gleby, silnie zaburzonej na skutek pęcznienia, spowodowanego jej zamrażaniem i rozmrażaniem. Na podkreślenie zasługuje, iż przebieg tych linii jest zupełnie niezależny od stratygrafii i tekstury utworów, w których one występują. Wskazuje to na brak związku genetycznego z tymi utworami, a w szczególności — z glebą kopalną. Wnosić stąd należy, że są one, jak również dolna smuga limonitowa, wynikiem warunków klimatycznych i hydrologicznych, panujących na tym terenie w czasie prawdopodobnie bezpośrednio poprzedzającym akumulację lessu górnego.

11. Gleba kopalna przedstawia utwór o charakterze niejednorodnym, którego zmienności wykształcenia odpowiadałoby najlepiej określenie,

że jest facjalnie zróżnicowany. Utwór ten zawdzięcza swój charakter poważnemu udziałowi czynnika niwacji, działającego na powierzchni o urozmaiconym ukształtowaniu, ze wzniesieniami przedstawiającymi płyty odsłoniętego lessu dolnego. Profil podłużny odcinka, którego kierunek (N—S) niewątpliwie nie pokrywa się z właściwym kierunkiem pochylenia powierzchni lessu dolnego, ujawnia spadek jej ku południowi, wynoszący 3^o (około 42‰). W tym dość znacznym pochyleniu upatrywać należy najważniejszą przyczynę poziomej zmienności wykształcenia warstwy gleby kopalnej.

Odpowiednio do różnic w wykształceniu gleby kopalnej, można było wyodrębnić trzy odcinki:

- 1) od punktu 0-wego (przy ścianie północnej) do 4-go *m* (bieżącego),
- 2) od 4-go do 25-go *m* i
- 3) od 25-go do 32-go *m*.

Na przestrzeni odcinka pierwszego gleba kopalna przedstawia utwór składający się z trzech odrębnych poziomów. Poziom dolny (spągowy) tworzy warstewka 7—12 *cm* grubości, o charakterze gleby *in situ*: barwy ciemnej, czarniawej, niemal bezwapienna; burzy się z *HCl* słabo, tylko miejscami, prawdopodobnie wskutek infiltracji węglanu wapnia z lessu górnego. Poziom ten charakteryzuje: gliniastość, duża zwięzłość, obecność licznych, nieregularnych kanalików infiltracji wody, dość znaczna domieszka rozproszonych bezładnie ziarn piasku kwarcowego. Na podkreślenie zasługuje fakt występowania w tym poziomie kolców jeżowców, pochodzących prawdopodobnie z miejscowego marglu kredowego.

Domieszka piasku i wkładki soliflukcyjne lessu dolnego wskazują, iż warstewka ta jest częściowo utworem deluwialnym zawierającym materiał z podścielającego ją lessu. Podobnie jak poziom środkowy i stropowy, jest ona również zaburzona na skutek pęcznienia. Powierzchnia jej jednak jest tylko z gruba zgodna z zaburzoną powierzchnią stropową warstwy gleby kopalnej. Wskazywałoby to na niejednoczesność procesu pęcznienia poziomów spągowego i stropowego, a tym samym — na istnienie przerwy czasowej pomiędzy tymi poziomami.

Poziom środkowy warstwy gleby kopalnej przedstawia typowy utwór soliflukcyjny, przeważającej barwy szarawej, składający się z nieregularnych, zaburzonych wskutek pęcznienia, drobnych warstewek lessu żółtawo-rdzawych i żółtawych oraz warstewek materiału glebowego barwy ciemnoszarej; burzy się z *HCl* normalnie, miejscami bardzo słabo. Grubość — 10 do 17 *cm*.

Poziom stropowy, w partii powierzchniowej barwy ciemnej, szarawo-brązowej, niżej przechodzi stopniowo w zabarwienie poziomu środ-

kowego. Na *HCl* bądź nie reaguje zupełnie, bądź — podobnie jak poziom spągowy — reaguje w rzadko rozrzuconych, drobnych punktach. Grubość nieznaczną — 5 do 7 *cm*.

Silne zaburzenie warstwy gleby kopalnej ujawnia nie tylko jej tekstura, lecz przede wszystkim jej powierzchnia. Przypomina ona fale morskie atakujące plażę; grzywy jej przechylone są na ogół zgodnie w jednym kierunku ku ścianie północnej (poprzecznej) wykopu. Poczynając od 15-go *m*, sfalowanie stopniowo staje się łagodniejsze, a od 25-go *m* przechodzi w łagodną undulację i zanika; utwór przybiera charakter deluwium glebowo-lessowego, zaciera się wyraźna granica z nadległym utworem soliflukcyjnym. O intensywności zaburzenia warstwy gleby kopalnej świadczy wysokość fal — 13 do 26 *cm* w stosunku do jej powierzchni między partiami zaburzonymi, przy miąższości tych ostatnich — 20 do 38 *cm*. Odległość między punktami szczytowymi fal waha się w dość dużych granicach, bo od 40 do 150 *cm*. Sfalowaną powierzchnię gleby charakteryzuje ponadto bogaty mikrorelief, będący wynikiem nierównomiernego odmarzania i spływania błota glebowego. Elementami jego są: drobne undulacje, nabrzmienia płaskie, drobne i głębsze wcięcia oraz nieregularne, sutkowate wypustki, przeważnie przechylone również w kierunku północnym.

Następny z kolei odcinek warstwy gleby kopalnej — od 4-go do 25-go *m*, charakteryzuje zanik jej poziomu spągowego, natomiast wzrost miąższości poziomu środkowego. Powierzchnia gleby jest silnie zaburzona, strzępiasto-falista. Osobliwością tego odcinka jest zawikłana granica pomiędzy lessem dolnym i glebą kopalną oraz obecność w dolnej części jej poziomu środkowego dwóch dużych, nieregularnych, falistych, soczewkowatych wkładek mułku siwawo-niebieskiego. Pierwsza ma długość 1,90 *m* (7,40—9,30 *m*) i grubość do 12 *cm*; druga zaczyna się u początku 14-go *m* i nieprzerwanie ciągnie się do 26-go *m*; na przestrzeni od 17-go do 25-go *m* osiąga maksymalną grubość do 35 *cm*, dalej przechodzi w utwór przewarstwiony z lessem dolnym i deluwiami glebowymi. Obie te soczewkowate wkładki są okonturowane intensywnie rdzawymi smugami. W tym samym poziomie stratygraficznym gleby, na 10, 11 i 12-ym metrze profilu, występują drobne soczewki mułku sinawo-siwego, a na 6-ym metrze, w stropowej partii lessu dolnego — na głębokości 10 *cm* od jego powierzchni, soczewka mułku o podobnym zabarwieniu, długości 70 *cm* i grubości 3 *cm*.

Na szczególną uwagę zasługuje obecność w poziomie granicznym lessu dolnego smug brązowo-czarnych, reprezentujących iluwium detrytusum humusowego. Jak to uwidacznia profil stanowiska (tabl. II, dt), występują one nie tylko w powierzchniowej partii lessu, lecz nawet —

co stanowi fakt bardzo ciekawy — poniżej dużej soczewki mułku, która, według wszelkiego prawdopodobieństwa, przedstawia „talik“ radzieckich badaczy wiecznej marzłoci.

12. Less młodszy górny, w kulminacyjnej partii profilu 7-metrowej grubości. W odkrywcę, w warunkach normalnych, przedstawia on typowy less subaeralny, ze słabo wyrażonym uwarstwieniem w poziomie spągowym; wapnisty jasnoszary o sepiowo-żółtym odcieniu.

Profil geologiczny podłużnej ściany odcinka, uzyskany w wyniku prac wykopaliskowych, ujawnił bogatą stratygrafię tego lessu, której niepodobna tłumaczyć warunkami lokalnymi i która wskazuje, że nie jest on utworem jednorodnym i nie jest wynikiem nieprzerwanego procesu akumulacji materiału pyłowego. Profil ten ujawnił mianowicie 6 poziomów soliflukcyjnych i 11 poziomów wegetacyjnych. Dwa najwyższe poziomy wegetacyjne, na głębokości 2-go m, występowały w lessie typowym.

Wykształcenie poziomów soliflukcyjnych jest niejednakowe. Pod tym względem wyróżnia się szczególnie poziom dolny (V-ty) — nie tylko największą miąższością — 60 do 80 cm, lecz zarazem charakterystyczną dla typowych utworów soliflukcyjnych teksturą. Pokrywa on silnie zaburzoną glebę kopalną, wypełniając wielce urozmaiconą mikrorzeźbę jej powierzchni oraz nierówności między nabrzmieniami falistymi. Mimo pozornej jednolitości charakteru, składa się z trzech odrębnych poziomów:

- a) spągowego, który uczestniczy w zaburzeniu gleby podścielejającej,
- b) wegetacyjnego i

c) górnego, który w partii stropowej przechodzi w utwór soliflukcyjny o nieregularnie grubosoczewkowej teksturze, charakterystyczny dla nadległych poziomów soliflukcyjnych.

Poziom soliflukcyjny dolny (V-ty) w przekroju pionowym przedstawiał obraz wielce zawikłany: sieć nieregularnych, postrzępionych, zygzakowatych i z rozwidleniami, poziomych, ukośnych i łukowatych przewarstwień o zmiennej grubości, różnych utworów — lessu górnego i dolnego, deluwiów glebowych i poziomu wegetacyjnego. Utwór z natury swej o teksturze skomplikowanej, na skutek pęcznienia wtórnie zaburzony, nastroczał poważną trudność interpretacji jego profilu. Celem przeto wyjaśnienia charakteru i genezy tego utworu został wykonany przekrój poziomy jego partii spągowej, obejmujący większą część (około 250 m²) powierzchni odcinka stanowiska. Uzyskany obraz powierzchniowej partii warstwy czynnej tundry przedstawiał sieć strug, w różnych stadiach rozwoju, spływające po zmarzniętym gruncie błota lessowego (tabl. III i V).

Różnorodność stadiów rozwojowych i różna skala strug, zmienność ich konturów oraz wymiarów i kształtów ich elementów składowych, łącznie z bogactwem i jaskrawością barw: żółtawych, brązowych, ceglanych, rdzawych, szarawych, siwawych i zielonawych — tworzyły obraz żywy, powodujący złudzenie ruchu — płynięcia gruntu; obraz piękny, ciekawy i wielce instruktywny.

Powierzchnie styczne strug i ich części składowych były okonturowane substancją silnie wapnistą, barwy brązowo-rdzawej. Przekrój zawdzięcza temu plastyczność i czytelność rysunku, zwłaszcza szczególnie ważnej, kluczowej części jego powierzchni — pokrytej językowatymi strugami (tabl. III). Powierzchnie styczne, prawdopodobnie wobec nie szczelności przylegania, przedstawiały korzystne warunki dla koncentracji CaCO_3 , gdyż nie w masie błota lessowego tworzącego strugi, lecz wzdłuż ich powierzchni stycznych, dostosowane do tych powierzchni, występowały szczególnego typu kukiełki lessowe. Były to: bądź nieregularnie walcowate, z przewężeniami i guzowatymi zgrubieniami, proste, od kilkanastu *cm* do 1 *m* długie kukły, bądź spłaszczone, przypominające żebra wielkich ssaków czwartorzędowych. Te ostatnie były zawsze płaską stroną zorientowane pionowo — jakby wypełniały szczeliny między powierzchniami stycznymi strug.

Kierunek płynięcia językowatych strug i potoków błota lessowego jest na całej powierzchni odcinka zgodnie wschodni. Ten sam kierunek charakteryzuje również deluwia soliflukcyjne gleby kopalnej. Na razie, w obecnym stadium badań, wypadnie ograniczyć się do zanotowania tego faktu. Dotyczy to również innego faktu, mianowicie obecności spękań i związanych z tym przesunięć pionowych i poziomych. Występują one w dolnym poziomie soliflukcyjnym i w warstwie gleby kopalnej. W lessie dolnym jest ich brak. Mają one charakter spękań zsuwowych i są zorientowane prostopadle do strug i potoków, które przecinają. Występują w różnych odstępach, niekiedy dość gęsto i wówczas tworzą pasy spękań. W licznych przypadkach można było skonstatować fakty przeważnie poziomego przemieszczenia partii spękanych, a nawet towarzyszące spękanom pojedynczym. Długość spękań — od około 50 *cm* do około 4 *m*, głębokość nieznaczna — od 20 *cm* do 1 *m*. Nie są one prawidłowo pionowe, lecz nieco pochylone ku zachodowi, a więc w kierunku odwrotnym w stosunku do kierunku strug. Szczeliny spękań wypełnia ciemnobrunatna substancja o wyglądzie detrytusu roślinnego. Geneza i czas powstania tych spękań są niejasne. W każdym razie są one późniejsze od gleby kopalnej i dolnego poziomu soliflukcyjnego, w których występują, natomiast starsze od pokrywającego te utwory lessu górnego.

W części południowej odcinka dolny poziom soliflukcyjny zawierał fragmenty kości ssaków czwartorzędowych, przeważnie niecharakterystyczne (np. żebra — prawdopodobnie renifera, i in.), w liczbie około 30 okazów. Ani wyrobów krzemiennych, ani okruchów węgla i barwnika (hematytu) w poziomie tym nie stwierdzono. Jest to fakt godny podkreślenia, gdyż w bezpośrednio podścielającej ten poziom warstwie gleby kopalnej te właśnie materiały składają się na jej bogatą zawartość kulturową, brak w niej natomiast kości. Jakże jest przeto pochodzenie materiału osteologicznego, występującego w deluwjach soliflukcyjnych, w stropie gleby kopalnej, i czy reprezentuje on następny z kolei, samodzielny poziom kulturowy — wyjaśnia to niewątpliwie dalsze badania stratygraficzne tego stanowiska.

W uzupełnieniu tej charakterystyki poziomu soliflukcyjnego dodać należy, iż obecności szczątków fauny malakologicznej w poziomie tym nie stwierdzono. Znaleziskiem wyjątkowym są dwa liście, z których jeden (doskonale zachowany) — według Wł. Szafera — jest liściem wierzby *Salix reticulata* L.; okaz drugi nie został dotychczas dokładnie oznaczony.

Nadległe poziomy soliflukcyjne (tabl. II, poziomy I—IV) występowały łącznie z poziomami vegetacyjnymi (tabl. II, c—d i f—j). Nie są one tak typowe i miąższość ich maleje do 30 cm. Poziom IV-ty, miąższości około 60 cm, posiadał teksturę podobną do górnej partii dolnego poziomu soliflukcyjnego. Tworzyły ją warstewki grubosoczewkowate oraz wydłużone, nieregularnie faliste, z wydatnymi zgrubieniami, niemal wyłącznie po stronie górnej. Zawierały materiał lessowy z dość znaczną domieszką piasku kwarcowego, niekiedy w postaci drobnych wkładek; stwierdzono obecność drobnutkich okruszków wapienia jurajskiego (?).

Żadnych szczątków fauny poziom ten nie zawierał. W jego stropowej partii występował drugi, od dołu, poziom vegetacyjny (j), zaznaczający się ciemniejszym, brunatnawo-rdzawym zabarwieniem, spowodowanym bogatą zawartością detrytusu roślinnego. Poziom ten przypuszczalnie reprezentuje „poduszczkowatą“ powierzchnię tundry („en bourrelet“), z językowatymi strugami płynącego gruntu. Podobne cechy, tylko słabiej zaznaczone — jakby zanikające na skutek stopniowej zmiany warunków klimatycznych, charakteryzują pozostałe poziomy soliflukcyjne i vegetacyjne. Według dotychczasowych obserwacji, wyłącznie z poziomami vegetacyjnymi 2, 3, 4 i 5-go m (b—f) zdaje się być związane występowanie, dość liczne, typowego mięczaka lessowego — lub kilka okazów; ich rozmieszczenie powtarzało łukowate wygięcie

Pupilla muscorum Müller, a z poziomami wegetacyjnymi 4, 5 i 6-go m (e—g) — obfite występowanie formy *Helicigona (Arianta) arbustorum* L¹.

Poziomy soliflukcyjne, występujące łącznie z wegetacyjnymi, przedziela less o wyglądzie typowym, z dość gęsto, równomiernie rozproszonymi punktami barwy ciemnobrunatnawej detrytusu roślinnego. Dwa górne, samodzielne poziomy wegetacyjne występują w niewątpliwie typowym lessie.

Bardzo ważnym faktem, uzupełniającym tę charakterystykę stratygrafii lessu górnego, jest obecność klinów mrozowych w różnych poziomach, a mianowicie: trzy w II-im poziomie soliflukcyjnym, dwa w poziomie III-cim, cztery (względnie pięć) w poziomie IV-ym i jeden w poziomie V-ym. Głębokość klinów waha się (przy rozwartości 15 do 30 cm) od 80 cm do 2,70 m. Szeroko rozwartą szczelinę klina V-go poziomu soliflukcyjnego, głęboką na 1,05 m i sięgającą stropu lessu dolnego — podobnie jak szczeliny klinów pozostałych — wypełniał less nadległy o wyglądzie typowym, bez jakichkolwiek obcych domieszek; jedynie przy ściankach znajdowały się osunięte drobne partie utworów, które klin ten rozcinał (fot. 5, tabl. IV). Przebieg tej szczeliny na całej szerokości odcinka przedstawia przekrój poziomy jej partii wierzchołkowej (tabl. V).

Obecność klinów mrozowych na różnych poziomach, ich przeważnie duża rozwartość oraz głębokość, wskazują na istnienie dłuższych przerw w akumulacji lessu, względnie — na istnienie faz o zmniejszonej intensywności dopływu materiału lessowego. Tylko bowiem przy względnej stabilizacji powierzchni topograficznej mógł mieć miejsce tak daleko posunięty rozwój szczelin mrozowych, jak również wytworzenie się bardziej zwartej pokrywy roślinnej niż w warunkach normalnej akumulacji lessu. Na to, że poziomy wegetacyjne tego rodzaju powierzchnie reprezentowały, wskazuje fakt ich zgodnego przebiegu z poziomami soliflukcyjnymi, którym większość ich towarzyszy.

Roślinność porastająca te poziomy była prawdopodobnie typu subarktycznego (bez krzewów) i nie tworzyła zwartej kobierca. W górnych i środkowych poziomach wegetacyjnych detrytus roślinny występuje w postaci gęsto skupionych plam czarniawo-brunatnych, o nieregularnych kształtach i różnych wymiarach, w poziomach dolnych (j—k) — w postaci stykających się z sobą soczewkowatych warstewek, łukowato wygiętych. Przedstawiały one specjalnie korzystne warunki dla

¹ Oznaczenie dr St. Feliksiaka — Dyrektora Państwowego Muzeum Zoologicznego w Warszawie.

tworzenia się lalek lessowych, gdyż każda z nich zawierała po parę warstewek detrytusu roślinnego. Roślinność poziomów wegetacyjnych nie wytworzyła gleby i nie spowodowała odwapnienia lessu.

ZAWARTOŚĆ KULTUROWA

Badania stratygraficzne stanowiska ujawniły obecność trzech poziomów kulturowych, z których drugi od dołu, występujący w południowej części odcinka, w deluwjach V-go poziomu soliflukcyjnego i w spągowej partii nadległego lessu, został już scharakteryzowany. Trzeci, górny poziom kulturowy występował również w części południowej odcinka, prawdopodobnie w II-im poziomie soliflukcyjnym i pokrywającym go lessie typowym. Dokładne oznaczenie pozycji stratygraficznej było niemożliwe, ponieważ ta część terenu odcinka przedstawia dość strome zbocze, nieliczne zaś zabytki znajdowały się na nieznacznej głębokości od jego powierzchni — w podglebiu i nieco poniżej. Poziom ten zawierał łącznie kilkanaście okazów: ząb konia, fragment rogu renifera, ułamki różnych kości oraz kilka niecharakterystycznych wyrobów krzemiennych. Ani wieku, ani przynależności kulturowej tego poziomu na razie nie podobna określić.

Bardzo bogaty poziom kulturowy dolny (pierwszy w kolejności stratygraficznej) obejmował warstwę gleby kopalnej i stropową partię lessu dolnego do głębokości 30 cm w północnej części odcinka. Dawało to rozpiętość pionową występujących w tym poziomie materiałów paleolitycznych wynoszącą około 1 m.

Poziom ten reprezentują wyłącznie: bardzo liczne wyroby krzemienne, okruchy barwnika mineralnego (syderytu i hematytu) oraz węgla. Kości brak zupełnie. Przyczyną tego jest wtórność złoża zawartości kulturowej nie wyłączając, według wszelkiego prawdopodobieństwa, wyrobów krzemiennych stropowej partii lessu dolnego. Te ostatnie jednak różnią się brakiem spatynowania, które wraz z eolicznym wyświeceniem charakteryzuje większość wyrobów krzemiennych, występujących w glebie kopalnej. Wskazywałoby to na znajdowanie się na powierzchni, przez czas dłuższy, większej części inwentarza krzemiennej warstwy gleby kopalnej; inwentarz ten, pod wpływem soliflukcji, uległ przemieszczeniu ze złoża pierwotnego i rozproszeniu na różnych poziomach deluwii warstwy glebcwej. Nie bez znaczenia jest fakt, iż znaczna część okazów znajdowała się w pozycji pionowej i była zorientowana zgodnie z kierunkiem płynięcia gruntu.

Zarówno wyroby krzemienne z gleby kopalnej, jak i pochodzące ze stropowej partii lessu dolnego (te ostatnie stosunkowo nieliczne), charak-

teryzuje jednakowy, bardzo zły stan zachowania, spowodowany działaniem mrozu. Rdzenie, odpadki przemysłowe i liczne narzędzia są uszkodzone wskutek spękań termicznych. Niektóre większe okazy, a z reguły konkretne krzemienne, przedstawiają kanciaste okruchy różnych wymiarów. Ponieważ okruchy te występują na różnych poziomach i pojedynczo (nie w skupieniach), nie ulega przeto wątpliwości, że już jako takie zostały przemieszczone ze złoża pierwotnego lub bliskiego złożu pierwotnemu.

Mimo poważnej rozpiętości pionowej i występowania w różnych utworach, inwentarz krzemienisty stanowi zespół jednolity. Fakt ten posiada poważne znaczenie dla prehistorii i dla zagadnienia wieku naszych lessów. Wprawdzie nie znamy pierwotnego złoża zawartości kulturowej tego poziomu paleolitycznego, niemniej jednak wiązać je należy z *lessem* dolnym.

Inwentarz krzemienisty jest bardzo bogaty. Prócz materiałów odpadkowych i okruchów powstałych pod wpływem procesów termicznych, które przeważają, zawiera liczne rdzenie różnego typu, odłupki, wióry i narzędzia. Zespół narzędzi przedstawia mieszaninę elementów użytkowych staro-paleolitycznych i właściwych wczesnej fazie paleolitu młodszego. Element lokalny reprezentują ostrza solutrejskie, których obecność wskazuje na bliskie związki kulturowe z paleolitem czechosłowackim i węgierskim. Świadczą o tym również wyroby z obsydianu oraz radiolarytu słowackiego, znalezione w liczbie kilku okazów. W grupie rdzeni, ryłców, skrobaczy łódkowatych i wiórowych nie brak typów o charakterze górno-oryniackim i magdaleńskim. Nożyków jednak tylkowych typu Gravette brak. Jest natomiast jeden okaz nożyka typu Châtelperon, który wobec tego że towarzyszą mu inne, odpowiadające mu typy narzędzi, pozwala ten inwentarz zaliczyć — posiłkując się skalą podziału paleolitu zachodnio-europejskiego — do poziomu wczesno-oryniackiego.

WNIOSKI

Przedstawione tu wyniki badań stratygraficznych, oczywiście, nie mogą być uznane za dostateczne dla wyjaśnienia szeregu zagadnień, których dotyczą. Sygnalizują one jedynie pewne fakty, ważne i nowe, które wymagają dokładniejszego poznania i sprawdzenia. Winno to być zadaniem dalszych badań tego obiektu. Z podsumowania przedstawionych tu faktów wynikają wnioski dotyczące następujących zagadnień:

- 1) warunków klimatycznych akumulacji lessu,
- 2) stratygrafii geologicznej i prehistorycznej naszych lessów.

Fakty stwierdzone ponad wszelką wątpliwość, mianowicie: pęcznienie gruntu oraz powtarzalność procesu soliflukcji w okresie akumulacji lessu młodszego górnego, wskazują na ostry reżym klimatyczny. Obecność licznych poziomów wegetacyjnych, wzrastające ku górze zagęszczenie ich, normalny, typowy charakter lessu przedzielającego poziomy soliflukcyjne oraz tworzącego pokrywowy pokład grubości około 3 m — to fakty, które zgodnie wskazują na istnienie wahań klimatycznych, ściślej mówiąc — na stopniowe łagodnienie warunków klimatu. Jego fazie najostrzejszej odpowiada początek nawiewania lessu młodszego górnego.

Jest możliwe, że była to faza końcowa dłuższego okresu szczególnie ostrego klimatu, podczas którego less dolny przedstawiał wieczną marzłotę. Gleba kopalna, z poziomem środkowym o teksturze utworu soliflukcyjnego, zaburzona wskutek pęcznienia, przedstawiała wówczas warstwę czynną, w której spągu znajdowały się soczewki gruntu niezmarzniętego — tzw. „t a l i k i“, reprezentowane przez soczewki mułku sinawo-zielonawego. Występujący w stropowej partii lessu dolnego poziom intensywnie żelazisty tegoż oznacza prawdopodobnie dolną granicę warstwy czynnej, a zarazem — infiltracji roztworów glebowych, które w zetknięciu z temperaturą ujemną wiecznej marzłoci, w wyniku procesu koagulacji, dały osad o charakterze orsztynu. Geneza smużek żelazistych w postaci linii zundulowanych, występujących w poziomie granicznym lessu dolnego i warstwie gleby kopalnej, jest niejasna; być może, iż są one związane z wahaniami poziomów wód kapilarnych, który był zależny od głębokości nierównomiernego zmarzania i rozmarzania warstwy czynnej.

Reasumując można przyjąć, iż czas akumulacji eolicznej lessu młodszego górnego odpowiada glacjałowi, z tym ewentualnie uzupełnieniem, że jej początkowa faza przypada na maksimum nasunięcia lodowca, a dalsze odpowiadają stadium jego recesji.

Było by przedwczesne przypisywać faktom tu przedstawionym znaczenie kryterium uniwersalnego. Nie podobna jednak powstrzymać się od zestawienia ich z bogatą stratygrafią lessów morawskich. W następstwie nasuwa się pytanie: czy zjawiska podobne do opisanych tu nie były właściwą przyczyną wielopoziomowości górnego lessu morawskiego? Niezbędne byłoby dokładne wyjaśnienie charakteru litologicznego oraz mikrostratygraficznych warunków występowania „h n e d o z e m ó w“, a w związku z tym — czy nie odpowiadają one wahaniom klimatu w okresie akumulacji górnego lessu morawskiego, głębszym i o dłuższym czasie trwania niż ten, który na Zwierzyńcu reprezentują poziomy wegetacyjne.

Zagadnienie stratygrafii naszych lessów ciągle jeszcze jest zagadnieniem roboczym. Istnieje rozbieżność poglądów, czy less młodszy górny jest związany ze zlodowaceniem środkowo-polskim, a w związku z tym istnieje tendencja synchronizowania go ze zlodowaceniem bałtyckim. Wyniki badań stratygraficznych na Zwierzyńcu oczywiście nie dostarczają dowodów bezpośrednich, kwestionujących słuszność tej tendencji. Co do mnie, to podtrzymuję swój dawny pogląd, iż less ten jest związany ze zlodowaceniem środkowo-polskim (16). Zwierzyniec znajduje się w odległości 100 km w linii powietrznej od najbliższego odcinka południowej granicy tego zlodowacenia, a od analogicznego odcinka zlodowacenia bałtyckiego — o około 270 km. Odległość ostatnia, jako szerokość strefy peryglacjalnej, jest zbyt duża, aby można było przyjąć bez zastrzeżeń, że podczas glacjału bałtyckiego, którego wpływ na układ stosunków klimatycznych na przedpolu był znacznie mniejszy niż zlodowacenia środkowo-polskiego, panował w okolicach Krakowa, w okresie akumulacji lessu górnego, reżym klimatyczny tak ostry, że spowodował wieczną marzłocę, pęcznienie i płynięcie gruntu.

Less dolny reprezentuje glacjał poprzedzający środkowo-polskie zlodowacenie. Niestety, glacjału tego nie znamy: ani jego zasięgu, ani jego utworów. Zagadnienie tego glacjału to zagadnienie środkowo-polskiego zlodowacenia, jego ewentualnej dwudzielności oraz północnej granicy zasięgu lessu i wieku utworów występujących w jego stropie.

Stwierdzona na Zwierzyńcu obecność wyrobów krzemienych dolno-oryniackich w stropowej partii lessu dolnego stanowi fakt o doniosłym znaczeniu dla prehistorii i stratygrafii czwartorzędu. Fakt ten nie może nie spowodować rewizji schematu stratygraficznego, prehistoryczno-geologicznego, w którym przemysły oryniackie są umiejscawiane w interstadiach pomiędzy nasunięciami I-ym i II-gim zlodowacenia bałtyckiego.

LITERATURA

1. Beres K. — Profil dyluwialny w Zielonkach (Ueber ein Profil des Diluviums in Zielonki). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 13, Kraków 1938.
2. Beres K. — Przyczynki do geologii Krakowa (Quelques remarques sur la géologie de Cracovie). *Wiadom. Geogr.* t. 16, Kraków, 1938.
3. Ciętek Z. — Jaskinie południowej części Wyżyny Małopolskiej, studia morfologiczne (The caverns in the meridional part of the plateau of Little Poland). *Ochr. Przyr. Rocznik* 15, Kraków 1935.
4. Jura A. — Das Aurignacien in Polen, *Quartär*, vol. 1, Berlin 1938.
5. Jura A. — Stanowisko młodszej kultury orygniackiej w Przegorzałach pod Krakowem, *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. czyn. posiedz.* t. 43, nr 7/8, Kraków 1938.
6. Klimaszewski M. — Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście (Morphologie und Diluvium des Dunajctales von den Pieninen bis zur Mündung). *Wiadom. Służby Geogr.* nr 2, Warszawa 1937.
7. Krukowski St. — Paleolit Sowińca z roku 1935 (Le Paléolithique de Sowińiec de l'année 1935). *Wiadom. Archeol.* t. 14, Warszawa 1936.
8. Krukowski St. — Paleolit Polski, *Pol. Akad. Umiej. Encyklopedia Polska* t. 4, cz. 1, dz. 5, Prehistoria Ziemi Polskich, Kraków 1939.
9. Kuźniar W. — Przyczynki do znajomości geologicznej Wielkiego Księstwa Krakowskiego, *Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 44, dz. 4, Kraków 1910.
10. Kuźniar W., Demetrykiewicz W. — Ślady siedziby człowieka przedhistorycznego na Górze Bronisławy koło Kopca Kościuszki pod Krakowem. *Mater. Antrop. Archeol. Etnogr.* t. 11, Kraków 1910.
11. Lencewicz St. — Polska, *Wielka Geogr. Powsz.* Warszawa 1938.
12. Leńczyk G. — Grodzisko w Piekarach. *Pol. Akad. Umiej. Prace Przedhist.* nr 2, Kraków 1939.
13. Lewiński J. — Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy (Die diluvialen Ablagerungen und die präglaziale Oberflächengestaltung des Przemszagebietes). *Tow. Nauk. Warsz. Prace*, nr 7, Warszawa 1914.
14. Liłpop J., Szafer Wł. — Przyczynek do znajomości flory i klimatu dyluwium polskiego (Contributions à la connaissance de la flore et du climat de l'époque diluvienne en Pologne). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* t. 1, Warszawa 1922.
15. Ossowski G. — Drugie sprawozdanie z badań geologiczno-antropologicznych w jaskiniach okolic Krakowa, dokonanych w r. 1880. *Zbiór Wiadom. do Antrop. Kraj.* t. 5, Kraków 1881.
16. Sawicki Lw. — Sur la stratigraphie du loess en Pologne. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 8, Kraków 1932.
17. Sawicki Lw. — W sprawie metody badań dyluwialnych. *Kosmos*, ser. B. t. 62, Lwów 1937.
18. Smoleński J. — Okolice Krakowa. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. Przew. Kongr.* Kraków 1927.
19. Szafer Wł. — Dolina Prądnika jako teren wycieczek botanicznych. *Czasop. Przyr.* z. 5/6 za 1928 r., Łódź 1929.

Людвик САВИЦКИЙ

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АККУМУЛЯЦИИ МОЛОДОГО ЛЕССА В СВЯЗИ С РЕЗУЛЬТАТАМИ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ В ЛЕССАХ ЗВЕРЖИНИЦА В КРАКОВЕ

(с 5 табл., 5 фот. и 3 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

Настоящая работа посвящена результатам стратиграфических исследований, проведенных в 1948 г. на палеолитической стоянке в Звержинце — предместья Кракова. Исследования эти продолжались в 1949 г.

Стратиграфия в районе стоянки представляется в следующем виде:

1. Плотный юрский известняк с эродированной и окремненной поверхностью;
- 2—3. Мнгоценые глины;
4. Осадки, возникшие вследствие размыва миоценовых глин (с примесью кварцевого песка).
5. Тонкослойные алевриты, желтовато-серые, безизвестковые со следами корней растений.
6. Прослойка выветрелых глинистых образований.
- 7—8. Средне- и мелкозернистые пески с примесью пылевидного материала и прослойками алевритов, безизвестковые, со следами корней мелких растений: в верхней партии 8-го слоя обнаружены частицы древесного угля.
9. Песчано-лессовые осадки, представляющие собой почву слоя нижнего лесса.
10. Нижний лесс внизу песчанистый, вверху — со значительной примесью кварцевого песка.
11. Ископаемая почва.
12. Верхний молодой лесс.

Подробно была изучена стратиграфия верхних горизонтов нижнего лесса, ископаемой почвы и верхнего лесса. Полученные результаты помогли выяснить механизм процесса аккумуляции верхнего молодого

лесса и установить климатические условия, в которых происходила аккумуляция. В ходе исследований удалось констатировать следующие факты: нарушения ископаемой почвы в результате набухания ее на подстилающих осадках, находящихся в зоне вечной мерзлоты; наличие шести горизонтов солифлюкции, девяти „клиньев промерзания“, расположенных в четырех горизонтах, и девяти вегетационных горизонтов. Факты эти указывают на существование перерывов в аккумуляции верхнего лесса, вызванных изменением климатических условий. Большой интерес представляет находка листа вербы *Salix reticulata* L. обнаруженного в нижнем (V) солифлюкционном горизонте.

Главный нижний культурный горизонт палеслита в первичном залегании находится в верхней партии нижнего лесса, а во вторичном залегании в ископаемой почве. Горизонт этот представлен исключительно кремневыми изделиями нижнего ориньяка с элементами мустьерскими, а кроме того мелкими частицами минерального красителя и древесного угля.

В молодом лессе, в V-ом и II-ом горизонтах солифлюкции были обнаружены немногочисленные обломки зубов мамонта, также остатки костей и рогов северного оленя.

Находки эти указывают на наличие молодых культурных горизонтов, возраст которых пока не представляется возможным определить, в виду отсутствия характерных кремневых изделий.

Р Е З Ю М Е

Летом 1949 г. автор начал производить раскопки стоянки доисторического человека эпохи палеолита в предместьи Кракова—Звержинце. Карьер в лессах, эксплуатировавшийся когда-то кирпичным заводом, с давних пор служил источником находок костей четвертичных млекопитающих и грубо обработанных кремней, что указывало на существование в этом месте стоянки палеолитического человека. В результате эксплуатации лессов для нужд завода, часть места стоянки была разрушена и уничтожена. Только в конце 1947 г., вследствие вмешательства Польского Археологического Музея, эксплуатация лессов была прекращена и карьер, вместе с прилегающими участками, был превращен в резерват для научных исследований (фот. 1, 2).

Перед второй мировой войной этим карьером заинтересовался археолог-любитель А. Юра, учитель из Кракова. Он собрал в карьере небольшое количество кремней, но материалы эти подробно изучены не были. Звержинцу А. Юра посвятил несколько строк, иллюстрированных рисунками 7 кремневых изделий, в компилятивной статье на тему о ориньякской эпохе в Польше (4). Однако, предложенная А. Юрой интерпретация стратиграфии и геоморфологии этого участка в свете новейших исследований должна быть признана неудовлетворительной.

Вышеуказанная стоянка — Звержинец I не является единственной в окрестностях Кракова (фиг. 1). В непосредственной близости от этой

стоянки, в 300 м к западу от нее, на высоте 245 м над уровнем моря (около 15 м над стоянкой Звержинец I) автор обнаружил другую стоянку в почве слоя верхнего лесса (Звержинец II). Место это было зарезервировано для научных исследований.

В этом же самом направлении, немного дальше к западу, при фортификационных работах проводимых в 1908 г., была встречена верхне-ориньякская стоянка — Гура Брониславы (высота — около 300 м над уровнем моря, 5 м над стоянкой Звержинец I). В результате фортификационных работ эта палеолитическая стоянка была полностью уничтожена (10). Той же судьбе подверглась еще одна палеолитическая стоянка, вскрытая во время больших земных работ на Совинце в 1935 г. (около 4,5 км к запад-северо-западу от Звержинца). С. К р у к о в с к и й, изучавший коллекции А. Ю р ы (7), собранные там, относит их к эпохе леваллуа и находит в них ряд аналогий с изделиями стоянки Фид-Джеме (департамент Уазы). В волости Прижегержалы (около 3 км к запад-юго-западу от Кракова) А. Ю р а обнаружил в лессах еще одну палеолитическую стоянку (5). К сожалению, подробностей, касающихся этой стоянки, не сохранилось. Приведенную сводку следует дополнить еще тремя весьма интересными стоянками, находящимися в окрестностях села Пекары юго-западнее Кракова. Перед последней войной их изучал С. К р у к о в с к и й, который частично опубликовал результаты своих исследований. Все эти палеолитические стоянки отмечают лишь незначительную часть обширной территории в окрестностях Кракова, населенной в эпоху палеолита. Обилие палеолитических стоянок в этом районе указывает на его исключительное значение для исследований палеолита четвертичных отложений Польши.

Это не случайное явление — Краков расположен в месте стыка трех различных регионов: Карпат, Малопольской Возвышенности и Прикарпатской Низменности верхней Вислы. Здесь проходила великая, извечная дорога человеческой экспансии, связывающая через Моравский Проход — юг, север и восток Европы. Здесь, по выходе из Моравского Прохода, разходятся пути, ведущие на север к Малопольской Возвышенности и Святокржизским Горам и на восток — по течению верхней Вислы и вдоль предгорий Карпат — к Люблинской, Подольской и Волынской лессовым возвышенностям.

Несмотря на обилие и исключительную цепность стоянок эпохи палеолита окрестностей Кракова для изучения человеческих культур, их стратиграфического положения и хронологии, сведения наши о доисторическом периоде этого района являются весьма скудными. Главная причина этого заключается в почти полном отсутствии подробных систематических раскопок стоянок, расположенных в лессах и в пенцерах. Имеющиеся материалы собраны на немногих стоянках; стратиграфия их

не всегда убедительна, а удовлетворительная научная документация часто отсутствует.

Стоянка Звержинец I расположена на покрытом лессом восточном склоне Гуры Брониславы, представляющей собой выступ южной части Возвышенности Краковской Юры. Высокие склоны возвышенности ограничены здесь долиной Вислы и ее притока Рудава. Вершина Гуры Брониславы достигает 305 м над уровнем моря. Поверхность ее, повидимому, соответствует ныне обособленному фрагменту какого-то прежнего морфологического уровня. Кроме того на ее склонах заметны уступы на высоте 285 и 235—240 м; однако, покрывающий их толстый слой лесса маскирует детали древнего рельефа и не позволяет точно установить происхождение этих уступов. Максимальная высота участка, на котором находится исследованная в 1948 г. часть стоянки Звержинец I, составляет 232 м, т. е. совпадает с уступом (или лессовой террассой) 235—240 м. Главный продуктивный горизонт стоянки залегает на высоте 224—225 м над уровнем моря (24—25 м над современным руслом Вислы).

В 1948 г. поисками был охвачен участок 32 метра длиной и 11,8—13,0 м шириной; глубина раскопок достигала 8,3—8,4 м (табл. 1; фот. 3, 4). От дна карьера исследованные горизонты были отделены примерно 5-метровой зоной. Поскольку зона эта с точки зрения археологии казалась бесплодной, автор заложил 5 шурфов ниже эксплуатировавшихся горизонтов: 3 шурфа сечением 1 x 1 м и 2 шурфа — 2 x 2 м, все шурфы — глубиной 1,1 м.

При помощи этих шурфов автор хотел познакомиться с более глубокими горизонтами лессов и подтвердить, что последние не представляют интереса для археологических поисков.

Более глубокий шурф (2 x 2 x 3,8 м) был пройден в основании карьера, 15 метров ниже естественной современной поверхности склона. Шурф этот достиг (на высоте 213—214 м над уровнем моря) поверхности юрских известняков, сильно корродированной процессами химического выветривания и носящей следы карстовых явлений. Таким образом вертикальный разрез комплекса отложений плейстоцена не был полностью охвачен раскопками; зона мощностью 5,6 м расположенная ниже 223—224 м осталась неисследованной.

Полный отчет об исследованиях палеолитической стоянки будет представлен в специальной работе. В настоящей статье автор ограничится лишь кратким изложением общих результатов исследований, проведенных в 1948 г.

В геологическом разрезе описываемого карьера можно выделить два разновозрастных горизонта лессов, разделенных слоем ископаемой почвы. Такая стратиграфическая колонка является типичной для наших лессовых районов и, поэтому, она сама по себе не представляет особого

интереса. Однако при детальном изучении этого разреза удалось установить ряд фактов, играющих решающую роль при выяснении проблемы климатических условий польского плейстоцена в период аккумуляции лессов.

Краткое стратиграфическое описание нашего разреза таково (табл. II):

1. Нижний лесс, макроскопически типичный, отличающийся от верхнего только более темным, желтовато-рыжим оттенком (табл. II, 10). Характерной чертой этого лесса является отсутствие глинистой зоны, связанной обычно с ископаемой почвой. Весь слой на всю мощность является безизвестковым. Размещение песчаных фракций в массе этого лесса неравномерное: наблюдается косая слоистость прослоек более или менее песчаных. Количество песчаной фракции отчетливо возрастает начиная с 3 м глубины этого лесса; вблизи подошвы слоя осадки становятся полностью песчаными и содержат лишь незначительную примесь лессового материала. Полная мощность — около 8 м.

Продольный разрез исследованных отложений (С—Ю) показывает, что неровная поверхность нижнего лесса слегка наклонена в югу.

2. На этой поверхности залегает слой ископаемой почвы, несущей следы интенсивных деформаций, весьма регулярных — в форме вздутий или „волн“ (табл. IV, 11). Это — отложения, измененные в результате солифлюкции.

Деятельность перигляциальных процессов проявляется наиболее интенсивно в южной части разреза, где можно наблюдать переходы от гумуса к гумусово-лессовому делювию, захватывающему нижние горизонты верхнего лесса. Мощность слоя ископаемой почвы меняется от 20—38 см (в углублениях „волн“) до 33—64 см (на вздутиях).

3. Верхний лесс — известковый, светло-серый с коричневатожелтоватым оттенком. Полная мощность — 7 м.

На всей мощности он имеет вид типичного эолового лесса. Однако, раскопки позволили установить некоторые детали его структуры, невидимые в натуральных обнажениях, где лесс частично изменен и обесцвечен.

Раскопками было установлено присутствие в этом лессе 11 горизонтов с остатками ископаемой растительности, разделенных горизонтами лесса, пять из которых носили следы солифлюкции (табл. II, а — к — горизонты с растительностью, I — IV горизонты со следами солифлюкции). Кроме того удалось установить 4 горизонта „клиньев промерзания“ приуроченных к II, III, IV и V горизонтам солифлюкции (табл. II, IV и рис. 4). Глубина этих клиньев колеблется от 0,8 до 2,7 м; все они широко открыты вверх. Трещины этих клиньев прорезают, как ори-

зонты с ископаемой растительностью, так и горизонты солифлюкции. Трещины заполнены чистым лессом, образующим вышележащий слой.

Горизонты с остатками растительности представляют собой прослойки и линзы растительного гумуса, рассеянного в лессовом материале; настоящие почвы здесь отсутствуют. Ясно, что горизонты эти возникли во время коротких перерывов имевших место в процессе аккумуляции лессов. Во время этих перерывов скудная растительность покрывала поверхность лессов. Через некоторый промежуток времени снова возобновлялась интенсивная золотая аккумуляция и растительность эта гибла.

Встречающаяся в верхнем лессе *Pupilla muscorum* (Müller), повидимому, приурочена исключительно к горизонтам с остатками растительности. Этот типичный для лессовых осадков моллюск был обнаружен на горизонтах 2, 3 и 5-метровом (табл. II, b—f); кроме того на горизонтах 4, 5 и 6-метровом были встречены многочисленные экземпляры *Helicigona (Arianta) arbustorum* L.¹.

В южной части карьера во время раскопок на 5 и 6-метровом горизонтах были обнаружены поломанные остатки зуба мамонта, несколько осколков костей мамонта и ископаемой лошади и обломки рогов ископаемого оленя. Здесь же были найдены кремневые орудия, к сожалению немногочисленные и мало характерные.

Находки эти отмечают верхний культурный горизонт палеолитической стоянки в Звержинце.

Явления солифлюкции прослеживаются в 3, 4, 5, 6 и 7-метровом горизонтах с ископаемой растительностью; шестой горизонт солифлюкции деформирует среднюю часть слоя ископаемой почвы. Ископаемая почва покрыта слоем делювия мощностью 60—80 см. Слой этот некогда представлял собой жидкую массу, образованную тонкими струями грязи, возникающими при повторяющихся оттаиваниях обоих вышеописанных лессов и разделяющей их ископаемой почвы. Остальные солифлюкционные горизонты не так типичны; их структура менее отчетлива и характерна. Мощность их постепенно уменьшается по мере приближения к поверхности. Первый горизонт сверху имеет мощность 30 см и залегает на глубине 2,5 — 2,8 м от поверхности. В этом горизонте удалось сделать ценную находку — два древесных листа, довольно хорошо сохранившихся в жидкой грязи (V горизонт солифлюкции).

Один из этих листьев был отнесен проф. В. Шафером к *Salix reticulata*, другой — остался неопределенным.

Ископаемая почва и вышние 30 см подстилающего ее нижнего лесса (в сумме — слой метровой мощности и толщи) составляют нижний культурный горизонт палеолитической стоянки. Здесь были обнару-

¹ Моллюски эти были определены др. С. Феликсяком, директором Варшавского Зоологического Музея.

жены многочисленные кремневые изделия, зерна минеральных красителей (сидерит и гематит) и угля. Обломков костей не найдено. Последний факт может быть объяснен тем, что культурные остатки стоянки подверглись переработке и все, включая и кремневые изделия, находятся теперь во вторичном залегании. Сохранность изделий, найденных в верхних горизонтах нижнего лесса и в ископаемой почве — разная: кремнии, находящиеся в ископаемой почве, всегда покрыты коричневым налетом и несут на себе следы золотой шлифовки. Из этого можно заключить, что большая часть культурного инвентаря, встреченного в слое ископаемой почвы, долго лежала на земной поверхности, подвергаясь воздействиям атмосферных факторов, колебаниям температуры и химическим процессам. Предположение это базируется на том факте, что большая часть кремней поломана, или растрескана таким образом, как это бывает при термических воздействиях. Обломки изделий, кремневых конкреций и остатки отходов обработки находятся в различных горизонтах слоя и обычно отделены друг от друга. Ясно, что перемещение кремней при процессах солифлюкции из первичной залежи во вторичную произошло уже значительно позднее после их растрескивания вызванного термическими воздействиями.

Палеолитический инвентарь стоянки, находящийся, как уже указывалось, в разных осадочных образованиях, в возрастном отношении составляет единое целое. Это обстоятельство является чрезвычайно важным с точки зрения „доисторической“ стратиграфии наших лессовых осадков. Хотя первичная залежь культурных остатков фактически неизвестна, она без сомнения должна быть связана с нижним лессом.

Кремневый инвентарь стоянки очень богат. Он охватывает многочисленные изделия различного типа: наконечники, орудия, многочисленные отходы обработки кремней (последние преобладают).

Совокупность изделий можно определить как смесь остаточных элементов нижнего палеолита и элементов характеризующих начальную стадию верхнего палеолита.

Солотрайские острия являются здесь элементом локальным и подчеркивают существование тесных культурных связей с палеолитом чехословакским и венгерским.

Подтверждением этого может служить несколько орудий из обси-диана и словацкого радиолярита, найденных в Звержинце. Группа наконечников, долот и различных скребков представлена типами верхне-ориньякскими и мадленскими. Ножей типа Gravette нет. Имеется зато один экземпляр ножа типа Chatelperron и несколько иных инструментов из этого же самого (промышленного) горизонта, что дает возможность отнести инвентарь стоянки к нижнему ориньяку согласно западно-европейскому подразделению палеолита.

Выводы

Совершенно ясно, что результаты исследований, проведенных в 1948 г., являются недостаточными для решения всей совокупности проблем, которые возникают и еще могут возникнуть в связи с описанной палеолитической стоянкой. Однако, установленные факты позволяют сделать некоторые выводы еще перед окончанием раскопок в Звержинце.

Обнаруженные здесь явления солифлюкции указывают на суровый климат во время накопления верхнего лесса. С другой стороны, присутствие в этом лессе горизонтов с остатками ископаемой растительности свидетельствует, что климатические условия периодически менялись.

Возможно, что этот период соответствует окончанию длительной арктической фазы, в течении которой нижний лесс находился в зоне вечной мерзлоты. Ископаемая почва, оставляя на себе отчетливые следы солифлюкции, могла составлять тогда активную зону; в основании этой зоны находились линзы незамерзающего грунта — так называемые „талпки”.

Горизонты железистой импрегнации типа ортштейна, наблюдаемые в верхней партии нижнего лесса, следует интерпретировать, как показатели колебаний уровня грунтовых вод в арктических условиях. Они отмечают, таким образом, верхнюю границу слоя активной инфильтрации гумусовых растворов в условиях вечной мерзлоты („гель”); явления коагуляции, возникающие под влиянием низких температур и приводили к образованию импрегнации типа ортштейна.

Волнообразные железистые штрихи в ископаемой почве указывают на колебания уровня капиллярных вод.

Подводя итог всему вышесказанному, можно сделать вывод, что период эоловой аккумуляции верхнего лесса совпадает с ледниковой эпохой; его начальная фаза соответствует максимальному распространению ледникового покрова, а его следующие фазы — первым стадиям отступления ледника.

Былобы преждевременно придавать перечисленным фактам значение универсального критерия. Возникает, однако, желание сопоставить их с дифференцированной стратиграфией моравского лесса и выдвинуть вопрос — не этими ли фактами объясняется полизональность верхнего лесса в том районе?

Подробное литологическое и микростратиграфическое исследование „коричневых почв” („hnedozem“) моравского лесса позволилобы быть может выяснить вопрос, соответствуют ли их горизонты колебаниям более глубоким и длительным, чем те, которые представлены растительными горизонтами Звержинца.

Во всяком случае колебания климата, послужившие причиной образования „коричневых почв“, имели бы большую амплитуду и охватывали бы более длительный промежуток времени.

Проблема стратиграфии нижнего лесса остается еще вопросом спорным.

Различные точки зрения связывают верхний лесс то со „средне-польским“ оледенением, то с последним „балтийским“ оледенением.

Раскопки в Звержинце не дают решающих доводов в пользу какой либо из этих двух концепций. Автор тем не менее остается при своей старой точке зрения, согласно которой этот лесс соответствует средне-польскому оледенению. Лессовый карьер в Звержинце находился на расстоянии 100 км от краевой зоны этого оледенения, тогда как край балтийского ледникового покрова отстоял от него на 270 км. Расстояние это кажется слишком значительным, чтобы можно было допустить, что в тот период район Кракова находился в зоне перигляциального арктического климата с явлениями вечной мерзлоты и солифлюкции в накопчивающихся лессах.

Нижний лесс, без сомнения, представляет собой независимый горизонт связанный с ледниковой эпохой предшествовавшей средне-польскому оледенению. К сожалению нам не известны отложения этой ледниковой эпохи.

Проблема этого оледенения — это проблема оледенения средне-польского, его возможной делимости, а также проблема северной границы распространения лесса и возраста образований, залегающих в кровле последнего. Вопросы, касающиеся выщелачивания известковых соединений из лесса и обогащения его песком, еще не достаточно выяснены.

С точки зрения археологии значение нижнего лесса чрезвычайно велико, ибо в его горизонтах находятся кремневые изделия нижне-ориньякского возраста. По мнению автора последнее обстоятельство должно привести к ревизии взглядов, согласно которым ориньякская культура связана с межледниковой стадией отделяющей два первые надвигания „балтийского“ ледникового покрова.

Ludwik SAWICKI

LES CONDITIONS CLIMATIQUES DE LA PÉRIODE DE L'ACCUMULATION DU LOESS SUPÉRIEUR AUX ENVIRONS DE CRACOVIE

(avec 5 pl., 5 phot. et 3 fig. dans le texte)

RÉSUMÉ

Extrait

Le travail ci-dessous présente les résultats des recherches stratigraphiques exécutées en 1948 pour la station paléolithique du loess à Zwierzyniec, faubourg de Cracovie. Ces recherches ont été continuées en 1949.

On y a constaté la stratigraphie suivante:

- 1) calcaire jurassique rocheux à surface érodée et karstique;
- 2—3) argiles miocènes;
- 4) dépôt provenant du lavement des argiles miocènes avec addition de sables quartzeux;
- 5) vase finement stratifiée, jaunâtre-grisâtre, dépourvue de calcaire avec traces de racines;
- 6) couche mince d'argile altérée;
- 7—8) sables à grain moyen et fin, avec addition de matériel pélitique et intercalations de vase, dépourvues de calcaire; traces de racines de petites plantes; dans la partie supérieure de la couche 8 fragments de charbon de bois;
- 9) loess sableux représentant la partie basale du loess inférieur;
- 10) loess inférieur, vers le bas sableux, vers le haut avec addition importante de sables quartzeux;
- 11) humus fossile;
- 12) loess supérieur.

La partie supérieure du loess inférieur, l'humus fossile et le loess supérieur ont fait l'objet de recherches stratigraphiques détaillées. Les résultats obtenus doivent contribuer d'une façon importante à l'explication des conditions climatiques et de l'allure du processus de l'accumulation concernant le loess supérieur. On y constate notamment les faits suivants: perturbation de l'humus fossile par suite de gonflement sur le substratum du sol glacé, l'existence de six horizons de solifluction, neuf coins de gelée en quatre horizons et neuf horizons de végétation. Tous ces faits nous indiquent l'existence de lacunes dans l'accumulation

du loess supérieur, provoquées par le changement des conditions climatiques. Aux trouvailles exceptionnelles appartient la feuille de *Salix reticulata* L. provenant de l'horizon inférieur (V) de solifluction.

L'horizon inférieur principal de la culture paléolithique se trouvait au toit du loess inférieur — comme dépôt primaire et dans l'humus fossile — comme dépôt secondaire. Cet horizon est représenté uniquement par les outils en silex d'Aurignacien inférieur avec des éléments moustériens et par les bribes de matière minérale colorante et du charbon.

Dans les horizons de solifluction V et VII du loess supérieur apparaissent des fragments peu nombreux de dents de mamouth, des os et des bois du renne. Ces trouvailles indiquent l'existence d'horizons plus récents, dont l'âge ne pouvait pas être déterminé à cause de l'absence d'outils caractéristiques en silex.

En été 1948 l'auteur a entrepris des fouilles d'une station paléolithique dans le faubourg de Cracovie, nommé Zwierzyniec. Un affleurement de loess à Zwierzyniec, exploité jadis par une briquetterie, fournissait depuis longtemps des ossements de mammifères quaternaires ainsi que des silex taillés, indiquant l'existence, à cet endroit, d'une station paléolithique. A la suite de l'exploitation du loess par la dite briquetterie, une partie de la station a été dévastée et détruite. Vers la fin de 1947 cependant, en conséquence de l'intervention du Musée Archéologique Polonais, l'exploitation du loess fut arrêtée et le terrain avoisinant fut réservé aux recherches scientifiques (phot. 1, 2).

Avant la deuxième guerre mondiale, l'affleurement mentionné fut l'objet d'une exploration provisoire d'un préhistorien-amateur A. J u r a, maître d'école à Cracovie. Il y a recolté un certain nombre de silex, mais ces matériaux n'ont pas été publiés en détail. Dans un ouvrage de compilation sur la période aurignacienne en Pologne, A. J u r a a consacré au Zwierzyniec une brève mention accompagnée de dessins de 7 outils en silex (4). L'interprétation, par J u r a, de la stratigraphie du gisement et de la situation géomorphologique, peut être aujourd'hui, à la lumière des recherches nouvelles, reconnue comme inacceptable.

La station mentionnée — Zwierzyniec I, ne constitue pas, dans les environs de Cracovie, un gisement isolé (fig. 1). Dans sa proximité immédiate, à 300 m dans la direction Ouest et à l'altitude de 245 m (environ 15 m au-dessus de Zwierzyniec I), l'auteur a constaté l'existence d'une autre station, dans la partie basale du loess supérieur 2 (Zwierzyniec II). Ce terrain fut réservé aux recherches scientifiques. Un peu plus loin, dans la même direction, les travaux de fortification ont mis à jour, en 1908, une station aurignacienne supérieure — le Mont de S-te Bronisława (altitude d'environ 300 m, 65 m au-dessus de Zwierzyniec I). Comme résultat de ces travaux la station paléolithique fut complètement détruite (10). Une station paléolithique loessique découverte en 1935 a subi le même sort pendant l'élévation du tertre à Sowiniec

(4,5 km environ à l'WNW de Zwierzyniec). St. Krukowski qui a étudié la collection recueillie en cet endroit par Jura (7) rapporte son industrie au „cycle levalloisien” et y voit une analogie avec l'industrie de la station Fitz-James (Oise). A. Jura a découvert en 1935, sur le terrain de la commune Przegorzały (3 km environ à l'WSW de Cracovie), une station paléolithique loessique (5). Les détails concernant cette station nous manquent malheureusement. Cette liste doit être complétée par trois stations d'un intérêt particulier, constatées aux environs du village Piekary au SW de Cracovie. Elles furent explorées, avant la dernière guerre, par St. Krukowski, qui a publié partiellement les résultats de ses recherches (8). Les stations paléolithiques mentionnées ci-dessus ne représentent évidemment qu'une petite partie de l'habitat aux environs de Cracovie; cependant l'abondance si considérable de stations paléolithiques dans le terrain en question indique son importance exceptionnelle pour les recherches sur le Paléolithique et le Quaternaire en Pologne.

Ce n'est pas un phénomène accidentel. Cracovie est située dans un endroit où se touchent trois régions différentes: les Karpates, le plateau de la Petite Pologne et la plaine subkarpatique de la Vistule supérieure. Par cet endroit passe une grande route séculaire de l'expansion humaine, liant, par la Porte de Moravie, le Sud, le Nord et l'Est de l'Europe. Ici, à l'extrémité orientale de la Porte de Cracovie, divergeaient les pistes vers le plateau de la Petite Pologne, y compris les monts de S-te Croix — dans le Nord et, le long du cours de la Vistule supérieure et de l'avant-pays des Karpates, vers les plateaux loessiques de Lublin, de Podolie et de la Volhynie — à l'Est.

Malgré l'abondance et la valeur exceptionnelle des stations paléolithiques des environs de Cracovie pour l'étude des problèmes des cultures humaines, de leur chronologie et de leur situation stratigraphique, l'état de notre connaissance de la préhistoire de cette région est encore très insuffisant. La cause de cette situation est l'absence presque complète de fouilles systématiques détaillées des stations paléolithiques gisant dans le loess ou bien dans les grottes. Les matériaux existants proviennent d'un nombre restreint de stations; ils sont incertains au point de vue stratigraphique ou bien dépourvus de documentation scientifique suffisante.

La station Zwierzyniec I est située sur une terrasse couverte de loess au versant est du Mont de S-te Bronisława. Ce monticule représente un éperon de la partie sud du plateau jurassique de Cracovie, limité par les vallées de la Vistule et son tributaire — la Rudawa, dont il forme les versants élevés. La culmination du Mont de S-te Bronisława est de 305 m au-dessus du niveau de la mer. Sa surface correspond probablement à un

fragment, aujourd'hui isolé, d'un ancien niveau morphologique continu. En outre, sur ces pentes, on peut distinguer des gradins à des altitudes de 250 et 235—240 *m* environ, un manteau épais de loess, qui les enveloppe et masque les détails du relief, ne permet pas malheureusement de définir exactement leur genèse. L'altitude maximum de la surface topographique du terrain où se trouve la partie de la station Zwierzyniec I explorée en 1948, est de 232 *m*. Elle coïncide donc bien avec le gradin (resp. la terrasse loessique) de 235—240 *m*. L'altitude de niveau culturel principal correspond à une zone entre 224—225 *m* (24—25 *m* au-dessus du 0 de la Vistule).

Les recherches exécutées en 1948 ont couvert un espace long de 32 *m* et large de 11,8 et 13 *m*; la profondeur des fouilles a atteint 8,3—8,4 *m* à partir de la surface du terrain (pl. I, phot. 3,4). Une zone de 5 *m* environ sépare les horizons explorés de la base de l'affleurement. Puisque la dite zone paraissait stérile au point de vue préhistorique, l'auteur a creusé 5 puits-sondages au dessous de l'horizon exploité, notamment 3 puits 1 × 1 *m* et deux 2 × 2 *m* profonds de 1,10 *m*. Ces puits-sondages devaient aussi orienter sur le caractère des niveaux plus profonds du loess et confirmer leur stérilité préhistorique. Une puits-sondage plus profonde (3,80 et 2 × 2 *m*) a été creusé à la base même de l'affleurement, 15 *m* de la surface du terrain. Le fond de ce puit (altitude de 213—214 *m*) a atteint la surface du calcaire jurassique fortement corrodée par les processus de désagrégation chimique et portant des traces de phénomènes karstiques. La coupe verticale du complexe pleistocène fouillé n'est donc pas complète: la lacune embrasse une zone de 5,60 *m* au-dessous de 223 et 224 *m*.

Les résultats des études complètes sur la station paléolithique de Zwierzyniec seront présentés en détail dans une publication spéciale. Dans la communication présente l'auteur se borne à résumer les résultats généraux des recherches faites en 1948.

Dans la coupe géologique de l'affleurement étudié on a pu distinguer deux niveaux de loess d'âge différent, séparés par une couche d'humus fossile. Une telle coupe stratigraphique est typique pour nos régions de loess et ne présenterait pas par conséquent un intérêt particulier. On y a pu observer cependant certains faits qui permettent de lui attribuer une signification décisive pour la résolution du problème concernant les conditions climatiques de la période de l'accumulation du loess pleistocène en Pologne (pl. II).

Et voici une brève description de la stratigraphie de notre coupe (pl. II):

1. Loess inférieur d'aspect typique, différant du loess supérieur par une teinte plus foncée, jaune-rouse (pl. II, 10). L'absence d'une zone limoneuse, liée habituellement à l'humus fossile, est une particularité de ce loess, qui est complètement décalcifié jusqu'à sa base. Les horizons supérieurs du loess sont sableux. La répartition de la fraction sableuse dans la masse du dépôt est variable: on y observe des horizons alternativement plus ou moins sableux. La fraction sableuse augmente sensiblement à partir du 3-e mètre de profondeur de ce loess; ensuite, vers la base, le sédiment devient nettement sableux, n'ayant qu'une faible proportion de matériel loessique. Épaisseur totale — 8 m environ.

Dans la coupe longitudinale du profil étudié (N—S) la surface irrégulière du loess inférieur est légèrement inclinée vers le sud.

2. Cette surface est couverte par une couche d'humus fossile portant des traces de déformations intenses, mais assez régulières en forme de bombements ou de crêtes (pl. IV, 11; fig. 4). C'est donc un dépôt à structure altérée par la solifluction. L'action des processus périglaciaire se manifeste avec la plus grande intensité dans la partie sud de la coupe, où on peut observer le passage de l'humus au déluvium humusseux-loessique embrassant aussi les horizons inférieurs du loess supérieur. L'épaisseur du dépôt varie entre 20—38 cm (dans les dépressions des ondulations) et 33—64 cm (sur les crêtes des bombements).
3. Loess supérieur calcifié gris-clair avec une nuance sépia-jaunâtre. Épaisseur totale 7 m.

Il a un aspect homogène de loess éolien typique à travers toute la coupe. Les fouilles ont permis cependant d'observer des détails de sa structure invisibles dans les parois naturelles, où le loess est partiellement altéré et décoloré.

Les fouilles ont mis à jour 11 horizons à végétation fossile, séparés par des horizons de loess, dont 5 portaient des traces de solifluction (pl. II, a — k — horizon à végétation; I — V — horizon de solifluction). En outre on a observé 4 horizons de „coins de gelée” (Eiskeile), notamment dans le II-e, III-e, IV-e, et V-e horizons de solifluction (pl. II, IV et fig. 4). La profondeur des coins variait de 0,80 à 2,70 m et ils étaient largement ouverts vers le haut. Les fissures des coins coupaient les horizons à végétation fossile ainsi que ceux de solifluction. Elles étaient comblées de loess pur qui formait la couche surjacente.

Les horizons à végétation présentent des intercalations de débris végétaux dispersés dans le matériel loessique; les glèbes font défaut. Il est évident que ces horizons se sont formés pendant des phases d'interrup-

tion de courte durée dans le processus d'accumulation du loess. Durant ces phases une faible végétation couvrait la surface du loess; elle périsait ensuite au moment de la reprise plus intense des processus éoliens. La présence, dans le loess supérieur, de *Pupilla muscorum* (Müller) semble être limitée exclusivement aux horizons végétaux. Ce mollusque typique des sédiments loessique a été constaté dans ces horizons du 2-e, 3-e, 4-e et 5-e mètres (pl. II, b — f); dans ceux du 4-e, 5-e et 6-e mètres se trouvent en outre de nombreux exemplaires de *Helicigona (Arianta) arbustorum* L.¹.

Dans la partie sud de l'affleurement fouillé, les horizons 5-e et 6-e *m* ont fournis des lames brisées d'une dent et quelques fragments d'os de mammoth, des os de cheval et des fragments des bois de renne. Ils étaient, accompagnés d'outils en silex, malheureusement peu nombreux et peu caractéristiques. Cet inventaire représente le niveau culturel supérieur de la station paléolithique de Zwierzyniec.

Les horizons de solifluction accompagnent les horizons fossiles à végétation du 3-e, 5-e, 6-e et 7-e mètres; le 6-e déforme la partie moyenne de l'humus fossile. L'humus est couvert par une couche de délumium dont l'épaisseur atteint 60—80 *cm*. Cette couche représente une masse jadis fluidale, composée de minces trainées de boue provenant des regels réitérés des deux loess mentionnés et de l'humus fossile qui les séparait. Les autres horizons de solifluction ne sont pas aussi typiques; leur structure est plus grossière et moins nette. L'épaisseur de ces horizons diminue graduellement jusqu'à 30 *cm*; le premier se trouve à une profondeur de 2,50—2,80 *m* à partir de la surface du terrain. Il a fourni cependant une trouvaille exceptionnelle, notamment deux feuilles assez bien conservées dans la boue fluidale (V-e horizon de solifluction). Une de ces feuilles a été déterminée par M. le Prof. Szafer comme appartenant à *Salix reticulata*, la seconde reste indéterminée.

L'humus fossile et les derniers 30 *cm* sousjacents du loess inférieur (en totalité une couche d'un mètre et plus) représentent le niveau culturel inférieur de la station paléolithique. Son inventaire est très abondant. Il est composé de silex taillés, de bribes de matière minérale colorante (siderose et hématite) et de charbon. Les fragments d'os font défaut. Ce fait peut être expliqué par le remaniement du contenu culturel qui se trouve ici sur le lit secondaire, y compris les produits de silex. L'état de conservation de ces derniers, dans les niveaux supérieurs du loess inférieur, diffère de celui qui caractérise les silex de l'humus fossile, toujours couverts de patine et portant des traces de lustrage éolien. On en peut tirer

¹ Les mollusques ont été déterminés par le dr St. Feliksiak, Directeur de Musée Zoologique à Varsovie.

une fort probable conclusion, que la plupart de l'inventaire culturel de cette couche reposait longtemps à la surface du terrain soumise à l'action des agents atmosphériques, des variations de température et de processus chimiques. Cette supposition est appuyée par le fait, que plus grande partie de l'inventaire des silex est fracturée ou fissurée d'une manière typique pour les effets thermiques. Les fragments fracturés de déchets, de nucléus et de concrétions de silex sont repandus dans divers horizons de la couche, habituellement isolés l'un de l'autre. Il est donc évident, que leur déplacement par le processus de solifluction, du lit primaire sur le lit secondaire a eu lieu bien après le facturation thermique.

L'inventaire paléolithique de la station, réparti, comme on l'a mentionné, dans les différents dépôts, représente un ensemble de même âge. Cette circonstance est très importante au point de vue de la stratigraphie préhistorique de nos sédiments loessiques. Quoique le lit primaire du contenu culturel nous est formellement inconnu, il n'y a aucun doute qu'il se rapporte au loess inférieur.

L'inventaire des silex est très riche. Il embrasse de nombreux nucléus sont prédominants. L'ensemble des outils représente un mélange d'éléments divers, des lames, des outils, faisant abstraction de déchets qui rélictent du paléolithique inférieur et de ceux qui caractérisent la phase initiale du paléolithique supérieur. Les pointes solutréennes constituent un élément local, suggérant l'existence d'affinités culturelles étroites avec le paléolithique tchécoslovaque et hongrois. Nous en trouvons un témoignage direct dans quelques outils d'obsidienne et de radiolarite de Slovaquie, trouvés à Zwierzyniec. Dans le groupe de nucléus, des burins, des grattoirs carénés et sur lames on aperçoit des types aurignaciens supérieurs et magdaléniens. Les pointes de Gravette font défaut. Une pointe de Châtelperron et quelques autres outils du même niveau industriel permettent de placer notre inventaire dans l'Aurignacien inférieur (d'après la division préhistorique de l'Europe Occidentale).

CONCLUSIONS

Il est évident que les résultats des recherches exécutées en 1948 sont insuffisantes pour la résolution de la totalité des problèmes qui naissent et peuvent naître encore en face de notre station paléolithique. Certains faits permettent cependant de tirer quelques conclusions avant l'achèvement des fouilles à Zwierzyniec.

Le processus observé de solifluction indique un climat sévère durant la période de l'accumulation du loess supérieur. D'autre part, la présence, dans le même loess, d'horizons à végétation fossile indique l'existence d'oscillations climatiques. Il est possible, que la dite période correspond

au déclin d'une phase arctique de longue durée pendant laquelle le loess inférieur était perpétuellement gelé. L'humus fossile, portant aussi des traces nettes de solifluction, pouvait constituer une zone active, à la base de laquelle se trouvent des lentilles du sol dégelé („talik"). Les horizons d'imprégnation ferrugineuse du type d'ortstein, observés dans la partie supérieure du loess inférieur, doivent être interprétés comme indicateurs d'oscillations du niveau des eaux souterraines dans les conditions arctiques. Ils représenteraient donc la limite inférieure de la couche active de l'infiltration des solutions humiques dans le sol perpétuellement gelé („tjäle"); le processus de coagulation qui en résultait sous l'influence des températures négatives a causé la formation de la dite imprégnation du type d'ortstein. Les bandelettes ferrugineuses ondulées dans l'humus fossile indiquent des variations du niveau des eaux capillaires. En résumé, nous pouvons admettre que la période de l'accumulation éolienne du loess supérieur est contemporaine à la glaciation; sa phase initiale coïncide avec le maximum de l'avancement de l'inlandsis, ses phases suivantes — avec les premiers stades de retrait.

Il serait prématuré d'attribuer aux faits mentionnés un sens de criterium universel. Une envie naît cependant de les confronter avec la stratigraphie différenciée du loess de la Moravie et de poser une question: ces faits ne sont-ils pas responsables de la polyzonalité du loess supérieur de cette région? L'étude détaillée de la lithologie et de la microstratigraphie des „sols bruns" („hnedozems") du loess de la Moravie permettrait peut-être d'élucider la question si ces horizons correspondent à des oscillations plus profondes et de plus longue durée que celles que représentent les horizons végétaux de Zwierzyniec. Toutefois les oscillations climatiques qui ont provoqué la formation des „hnedozems" auraient eu un amplitude plus profonde et une plus grande durée.

Le problème de la stratigraphie de notre loess est toujours encore un problème discutable. Les opinions controverses relient le loess supérieur soit avec la glaciation dite „de la Pologne Centrale", soit avec la dernière glaciation dite „baltique". Les fouilles à Zwierzyniec ne fournissent pas d'arguments décisifs dans cette question. L'auteur soutient malgré cela son opinion ancienne selon laquelle ce loess correspond à la glaciation de la Pologne Centrale. L'affleurement du loess à Zwierzyniec se trouve à une distance de 100 km de la zone marginale de cette glaciation, tandis que la glaciation baltique se terminait à 270 km de cet endroit. La dernière distance aux environs de Cracovie paraît trop grande pour qu'on puisse admettre une zone de climat arctique périglaciale provoquant le sol perpétuellement gelé („tjäle") et des solifluctions dans le loess accumulé simultanément.

Le loess inférieur représente indubitablement un horizon indépendant lié à une période glaciaire antécédente à la glaciation de la Pologne Centrale. Malheureusement les dépôts de cette glaciation nous sont inconnus. Son problème est le synonyme de la glaciation dite „de la Pologne Centrale”, de sa bipartition probable et de la limite nord de l’extension du loess ainsi que de l’âge géologique des sédiments qui le recouvrent. Les questions concernant la genèse de la décalcification de ce loess et de son ensablement ne sont pas encore clairement résolues. Au point de vue de la préhistoire, le rôle du loess inférieur est très important étant donné la présence, dans ses niveaux supérieurs, des outils en silex de l’Aurignacien inférieur. Cette circonstance devrait, selon l’auteur, mener à la révision des opinions qui placent les industries aurignaciennes dans l’interstade séparant les deux premières poussées de l’inlandsis „baltique”.

Jan DYLIK

PERYGLACJALNE STRUKTURY W PLEJSTOCENIE ŚRODKOWEJ POLSKI

(z 26 fot. i 14 fig. w tekście)

Streszczenie

W utworach plejstocenijskich okolic Łodzi występują deformacje pierwotnej struktury mulków i ilów fluwioglacjalnych. Dominują wśród nich wygięcia warstw z zaznaczeniem wtórnej segregacji materiału. Wyróżnione zostały inwolucje, jako formy podobne do ziem strukturalnych współczesnych obszarów arktycznych, kliny i żyły zmarzlinowe oraz formy spływowe.

Spływanie luźnych cząsteczek w warunkach klimatu mroźnego, w środowisku zmarzlinowym nazwano kongeliflukcją dla odróżnienia od soliflukcji jako ruchu niezwiązanego z tym środowiskiem. Zjawisko kongeliflukcji zaznacza się w deformacji struktur inwolucyjnych oraz wywołuje własne struktury.

Struktury kongeliflukcyjne wraz z inwolucjami oraz klinami i żyłami tworzą zespół struktur związanych genetycznie ze zmarzliną i środowiskiem peryglacjalnym. Inwolucje i struktury kongeliflukcyjne powstawały współcześnie w górnej strefie zmarzliny podlegającej kolejno procesom tajania i zamarzania. Ze względu na głębokość występowania struktur inwolucyjnych ta czynna strefa zmarzliny posiadać musiała miąższość co najmniej 2,5 m.

Jest prawdopodobne, że opisane struktury peryglacjalne powstały podczas maksimum zlodowacenia północno-polskiego.

WPROWADZENIE

Podczas badań prowadzonych w związku z Przeglądową Mapą Geologiczną Polski przez Państwowy Instytut Geologiczny w lecie i na jesieni 1949 r. napotkałem zniekształcenia warstwowych utworów plejstocenijskich. Występują one w częściach stropowych na głębokościach od kilkadziesiąt *cm* do przeszło 2 *m*.

Zazwyczaj spotykałem je na wysoczyznach. Natomiast trudniej jest wskazać na jakąś wyłączość w stosunku do deformowanego materiału.

Można je znaleźć zarówno w seriach jednorodnych jak i w mieszanych. Występują w materiale bardzo drobnoziarnistym, jak w iłach i mułkach, ale również w piaskach, żwirach i otoczakach. Widziałem je w osadach fluwioglacjalnych i jeziornych. Nie napotkałem ich dotychczas w glinie morenowej.

Najogólniejszą cechą tych zniekształceń jest to, że przerywają one ciągłość ułożenia materiału, w którym się rozwinęły. Czasem zakłócenia ciągłości dotyczą samego materiału, czasem materiał pozostaje niezmienniony, ale struktura jest zaburzona.

Zniekształcenia ciągłości materiału objawiają się w przerwanych warstwach, przy czym przerwy te są wypełnione albo przez materiał występujący w jednej z przerwanych warstw albo też inny, nie występujący w zakłóconej serii.

Przeobrażenia układu warstwowania występują w najrozmaitszym nasileniu. Dotyczą one wszystkich zasadniczych elementów układu, a więc rozciągłości, upadu i miąższości. Najczęściej i najsilniej ulegają zakłóceniu upad i miąższość warstw. Zazwyczaj najmniej dotknięta jest rozciągłość. Cały szereg, jeśli nie większość, zniekształceń zachowuje pierwotną rozciągłość warstw i w znacznym stopniu dostosowuje się do niej. Najprostszym przykładem takich zniekształceń są lekkie wygięcia, gdzie zmienia się ukształtowanie powierzchni warstw i miąższość, ale rozciągłość pozostaje nie zmieniona (fot. 6).

Omawiane zniekształcenia są wywołane przez zjawiska wtórne w stosunku do macierzystych układów strukturalnych. Posiadają jednak własny porządek w budowie i tworzą drugorzędne, niezwykle urozmaicone struktury.

Struktury te niewątpliwie są wywołane przez zniekształcenia uwarunkowane klimatycznie. Są związane z formacją zmarzliny i były przedmiotem licznych badań w Europie, w Azji, w Ameryce Północnej oraz na obszarach polarnych.

Struktury stworzone przez siły działające w zmarzlinie zostały rozpoznane dość dawno, zarówno współczesne — na obszarach arktycznych jak i kopalne — w krainach klimatu umiarkowanego. Na Spitzbergenie zostały rozpoznane przez Lovéna już w 1837 r. (61), a niespełna 30 lat później w Anglii, gdzie zwrócił na nie uwagę O. Fisher (20).

Podstawowe znaczenie dla badań w tym kierunku miała Ekspedycja na Spitzbergen XI Kongresu Geologów w 1910 r. w Sztokholmie. Wywołała ona szeroką dyskusję (78) i pobudziła do dalszych badań, z których najważniejsze były B. Högboma (32, 33, 34), A. Hamburga (31), K. Sappera (58), K. Cholnoký'ego (12) i W. Ule'go (74).

W zakresie zainteresowań strukturami kopalnymi podobnie pobudzające znaczenie miały prace W. B. Szostakowicza (69), K. Grippa (30), P. Kesslera (40) i E. Leffingwella (43, 44).

Zestawienie bibliograficzne olbrzymiej dzisiaj literatury na temat struktur zmarzlinowych można znaleźć w pracach A. B. Dobrowolskiego (15), A. Jahna (37), M. J. Sumgina (68), C. Trolla (73) i ostatnio H. T. U. Smitha (62).

W zakresie struktur kopalnych używa się wielu terminów często niejednoznacznych ze względu na zakres i na sens słowa, w którym wyraża się podstawa nazwania.

Najbardziej rozpowszechniony jest termin wprowadzony przez K. Grippa (30) — Brodelböden. Powszechne prawie stosowanie Brodelböden, Brodel, Brodelherd i Brodelzone wydaje się dziwne wobec trudności jakie wywołuje przyjęcie tych terminów. Po pierwsze, podobnie jak i inne niemieckie nazwy, Würgeboden, Taschenboden, nie nadają się do adaptacji słownej w innych językach. Po drugie, termin ten sugeruje przyjęcie hipotezy konwekcyjnej genezy struktur zmarzlinowych, co jeśli jest słuszne, to w najlepszym razie tylko dla niektórych struktur. Na te braki terminu K. Grippa zwrócono uwagę już poprzednio (37, 61). Obecnie też jest on stosowany coraz rzadziej.

Cryoturbation (18, 4) i congeliturbation, terminy zaproponowane przez K. Bryana (8) mają najszerszy zakres merytoryczny. Oznaczają one zaburzenia wywołane przez mróz.

C. S. Denny (14) wprowadził termin involution dla oznaczenia lokalnych deformacji i wtrąceń spowodowanych przez działanie mrozu. Przyjmuje go również R. P. Sharp (61) i rozwija, nazywając struktury, które zawierają zniekształcone warstwy — involutions, a strefy deformacji — involution layers.

Termin ten mimo krótkiego żywota zadomowił się w nauce amerykańskiej, a wydaje się, że posiada dostateczne wartości, aby go używać dla znacznej części struktur powstałych wskutek deformacji spowodowanych przez działanie mrozu. Można by używać słowa inwolucja dla oznaczenia poszczególnych struktur i strefa inwolucyjna — dla warstwy lub zespołu warstw zaburzonych przez tego typu zniekształcenia,

Struktury inwolucyjne są bardzo blisko spokrewnione z tzw. glebami strukturalnymi. Słowo gleba jest nieodpowiednie i zostało przyjęte w naszej literaturze wskutek zbyt pochopnej i niedbałej adaptacji niemieckiego Boden. Zupełnie słusznie w nauce radzieckiej J. Gładcin (24), A. Grigoriew (29), M. I. Sumgin (68) i in. zwracają uwagę, że procesy tworzące struktury mają charakter zmian morfologicznych

a nie glebowych. Podobne stanowisko zajmuje A. Jahn (37). Jeśli myśleć o glebach strukturalnych w ogólniejszym sensie, są one nawet identyczne. Niemniej jednak dla struktur kopalnych lepszym terminem jest *inwoluacja*. Gleby strukturalne, układy wieloboczne, komórkowe itd. są formacjami powierzchniowymi i rozpoznanie ich następuje przez obserwacje powierzchni. Natomiast odpowiednie struktury kopalne są rozpoznawane zasadniczo z profilu i objawiają się na tle układu stratyfikacyjnego. Z tego też powodu, z punktu widzenia metody badawczej termin *inwoluacja* jest, jak się zdaje, szczęśliwy. W przeciwieństwie do Brodelböden nie implikuje żadnej teorii genetycznej.

Wśród wielkiej różnorodności typów zniekształceń zmarzlinowych istnieje jeden, który nie mieści się ani w niemieckich Brodelböden, ani w amerykańskich involutions. Są to wtrącenia wypełniające przerwy pomiędzy rozciętymi warstwami i zawierające materiał zazwyczaj obcy serii, w której występują. Mają one przebieg pionowy, a ze względu na panujący kształt zostały nazwane klinami lodowymi. Zdaje się, że pierwszy wprowadził tę nazwę — *ice wedge* — E. Leffingwell (43, 44), a za nim P. Kessler (40), G. Selzer (60) i W. Soergel (63).

Nazwa klin lodowy wydaje się, przynajmniej w języku polskim, niezgrabna dla oznaczenia struktury, która obecnie nie zawiera lodu. Sądzę, że lepszym będzie klin zmarzlinowy, czyli klin rozrywający masę dawnej zmarzliny.

OPIS STRUKTUR

W bliższych i dalszych okolicach Łodzi znalazłem ponad 20 odkrywek okazujących struktury inwolucyjne i klinowe (fig. 4). Nie podaję opisu wszystkich, gdyż tylko dla części ich posiadam dostateczny materiał obserwacyjny.

Żabieniec

Odkrywka znajduje się na terenie Łodzi, na przedmieściu Żabieniec, przy szosie do Aleksandrowa, w odległości 400 m na zachód od toru kolejowego. Powierzchnia rozcięta przez odkrywkę jest płaska. Odsłonięta ściana o wysokości około 2 m jest zbudowana prawie w całości z fluwioglacjalnych piasków i żwirów (fot. 6). Tylko w górnej części, pod cienką pokrywą glebową leży piasek z głazami. Poniżej, w głębokości 40 cm od powierzchni występuje seria piasków i żwirów o warstwowaniu w przybliżeniu poziomym. Serię tę zamyka od dołu warstwa grubego żwiru z otoczakami. Najniższą wreszcie część odkrywki zajmują piaski i żwiru o warstwowaniu krzyżowym.

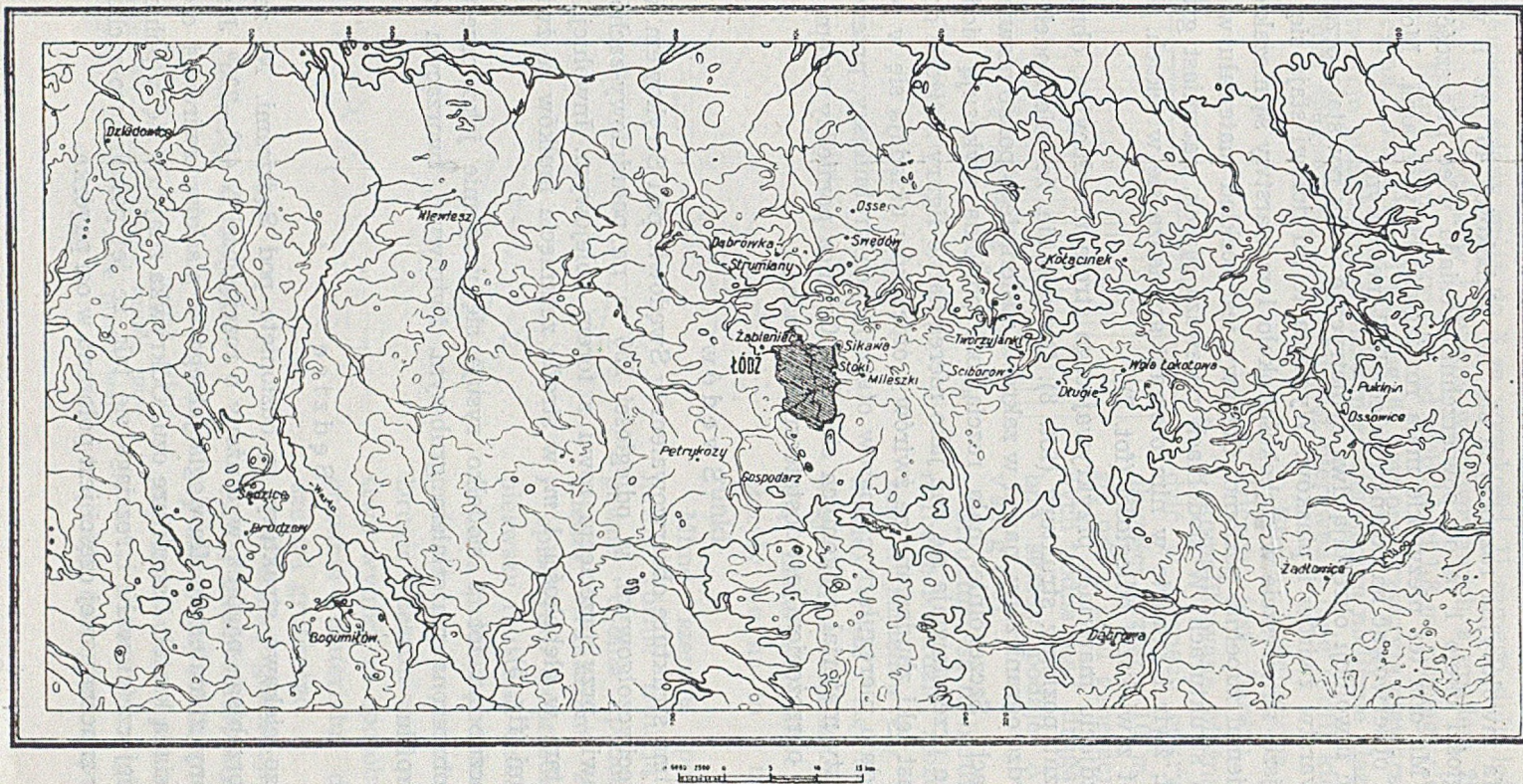


Fig. 4

Rozmieszczenie inwolucji i klinów zmarzlinowych w okolicach Łodzi

Strefa inwolucyjna rozpoczyna się na głębokości 40 *cm* i wygasa w odległości około 1 *m* od powierzchni. Posiada więc miąższość około 60 *cm*. Ma ona też niezwykle małą rozciągłość horyzontalną. Można ją bowiem obserwować na odcinku zaledwie 2-metrowym.

Treść inwolucji określają dwa symetryczne fałdy powstałe przez wygięcie warstw żwirów i piasków. Wygięcia te ku dołowi stają się coraz to mniejsze, aż wreszcie w głębokości około 1 *m* warstwy są niezakłócone i leżą niemal zupełnie poziomo. Ciekawy jest rozkład materiału w omawianych strukturach. W siodełkach przeważa piasek, natomiast grubszy materiał, żwir i zawarte w nim otoczaki gromadzą się w łękach. Widać to nawet z większej odległości (fot. 7).

Po zdjęciu materiału przykrywającego strefę inwolucyjną, obnażony został rzut poziomy struktury (fot. 8). Okazało się, że osie siodeł mają bieg bardzo ograniczony, nawet w zakresie odsłoniętego pola o niewielkich rozmiarach. Szczególnie małą rozciągłość poziomą wykazują siodełka. W rzucie przedstawiają się one jako nieregularne figury zbliżone do kół. Natomiast łęki zbudowane ze żwirów i otoczków układają się w postać odpowiednio nieregularnych pasów otaczających drobniejszy, przeważnie piaszczysty materiał rzekomych siodełek. Granica pomiędzy polem środkowym i obrzeżeniem jest dostatecznie wyraźna.

S w ę d ó w

Podobną strukturę obserwowałem w Swędowie pod Strykowem, w rowie przeciwczołgowym, w odległości 250 *m* na południowy-zachód od wsi, prawie przy przecięciu rowu z torem kolejowym. Inwolucja występuje tam w głębokości 1 *m*, w strefie zetknięcia mułków ze żwirami i piaskami (fig. 5).

Widoczne na fot. 9 siodełko rysuje się w planie jako przestrzeń kolista obrzeżona materiałem grubszym, żwirowym, tworzącym zagłębienie profilu.

S ę d z i c e

Bardzo ciekawe struktury są odsłonięte pod Sędzicami. Na zachód od wsi przebiega pagórek wydłużony o rozciągłości N 45°—225°. Jest on zbudowany z materiału fluwioglacjalnego, z piasków, żwirów i otoczków. Posiada kształt i strukturę ozu. Odkrywka znajduje się w północno-zachodniej części wału i rozciąga się tak, że jej południowo-zachodnia ściana w znacznej swej części jest położona w osi pagórka.

Odsłonięte ściany mają do 3 m wysokości. U samego dołu leży seria niezakłóconych otoczaków i żwirów warstwowanych z upadem 20° , azymut 225° . Ponad nimi, poczynając od głębokości 1,8 m, rozciąga się strefa inwolucyjna o miąższości 1,4 m (fig. 6). Jest ona przykryta niewarstwowanym utworem piaszczysto-gliniastym zawierającym nieliczne gładziki. Powierzchnia spągowa tej pokrywy jest nierówna i daje profil kieszeniowaty.

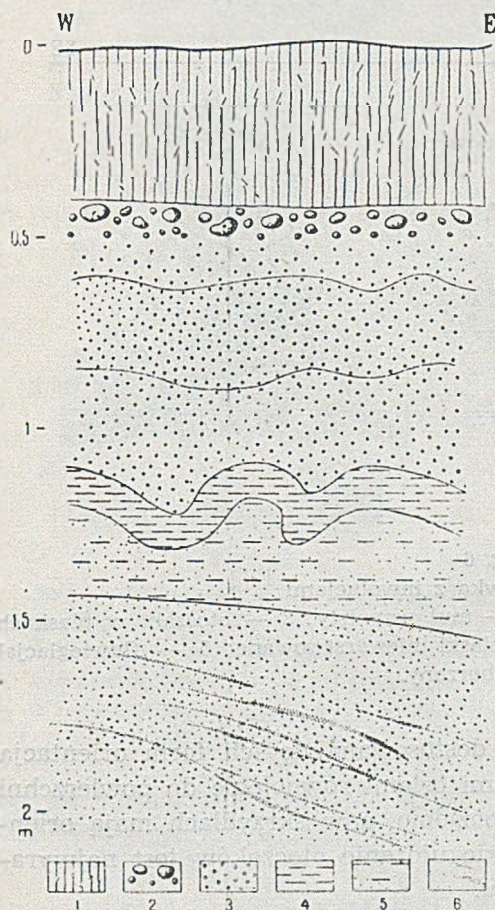


Fig. 5

Inwolucja w Swędowie

- 1 — utwór lessowaty; 2 — kamienie;
 3 — drobne żwiry; 4 — mułek silnie ilasty; 5 — ciemnożółty mułek piaszczysty; 6 — białe i żółte piaski warstwowane.

Strefa inwolucyjna w Sędzicach jest bardzo rozległa i skomplikowana. Można ją śledzić w ścianach odkrywki na długości przeszło 10 m. Składa się ona z dwu generacji ułożonych jedna nad drugą. Podobne składy podaje A. Nörvang (50).

Struktury są tu bardziej różnorodne i bardziej złożone aniżeli w żabieńcu czy w Swędowie. Wiąże się to przede wszystkim z większą różnorodnością materiału, choć pewnie złożyły się na to i inne warunki.

Mimo szeregu poważnych nawet różnic istnieją jednak pewne ogólne podobieństwa między strukturami z Sędzic i opisanymi poprzednio. Na pierwszy rzut oka wskazuje na to linia profilu podobnie urozmaicona przez pozorne fałdy. Drugie zasadnicze podobieństwo wynika ze sposobu segregowania materiału drobniejszego i grubszego.

W dolnej generacji inwolucyjnej materiał drobny tworzący zazwyczaj siodła profilu jest reprezentowany przez drobne piaski. Natomiast w górnej generacji rolę piasku spełnia zbi-

ta masa wapienna pochodząca zapewne z wyższych horyzontów. Grubszy materiał występuje w postaci żwirów lub otoczków.

Segregacja materiału jest tu bardzo wyraźna i zaawansowana (fot. 10 i 11). Zaznacza się ona w zróżnicowaniu poszczególnych części struktur, oddzielonych od siebie ostrymi granicami; kontrasty są jeszcze większe, gdyż z drobnym piaskiem lub nawet wapnistym mułem, które przeważnie występują w odcinkach siodłowych, sąsiadują już nie tylko żwiry, jak w Żabińcu czy Swędowie, ale otoczki nieraz o średnicy około 5 cm.

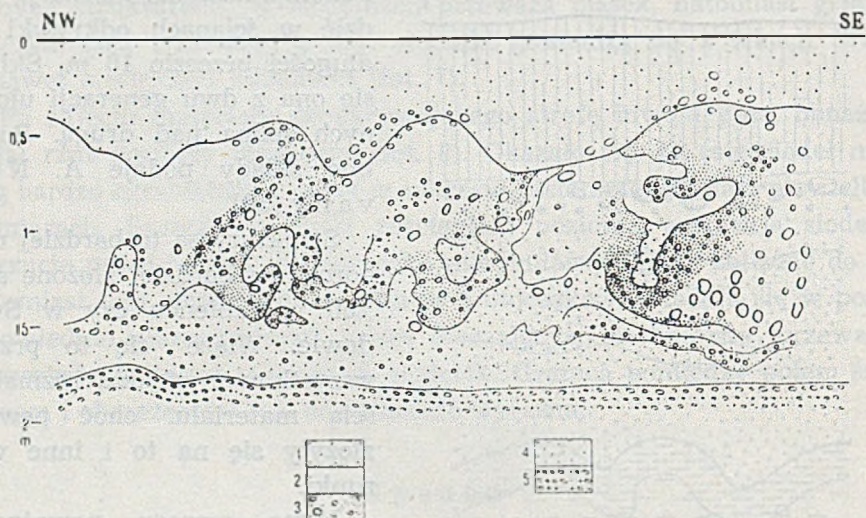


Fig. 6

Sędzice, odkrywka z inwolucjami

1 — piasek z nielicznymi głazami; 2 — muł wapnisty; 3 — otoczki w piaskach z rdzawymi smugami; 4 — żwiry i piaski niewarstwowane; 5 — fluwiogłacjal niezaburzony.

Inną cechą tych struktur jest dostosowana do ich form orientacja otoczków. Są one ułożone dłuższymi osiami równoległe do powierzchni dzielących. Na dnach łęków leżą poziomo, a w skrzydłach mają orientację w przybliżeniu pionową. Takie ułożenie otoczków jest najwyraźniejsze w pobliżu granicy materiału.

W rzucie poziomym okazuje się znów, że osie zaznaczających się w profilu siodełek i łęków wyginają się i zamykają (fig. 7 i 8). Ograniczone w ten sposób pola nie są jednak kołami, lecz mniej albo więcej wydłużonymi elipsami lub nawet pasami.

Rysunek poziomy struktur posiada wyraźne osie orientacyjne, które mają określony stosunek do ich profilów, do struktury niezaburzonych utworów fluwiogłacjalnych pagórka oraz do jego formy.

Profil inwolucji wykazuje daleko więcej nieregularności, aż do granic bezładu, aniżeli profile z Żabieńca i Swędowa. Zarysowane w profilu siodła i łęki są asymetryczne (fig. 9). Pochylają się one mniej lub więcej w kierunku południowo-zachodnim, to jest zgodnie z upadem warstw niezaburzonych oraz z nachyleniem powierzchni pagórka.

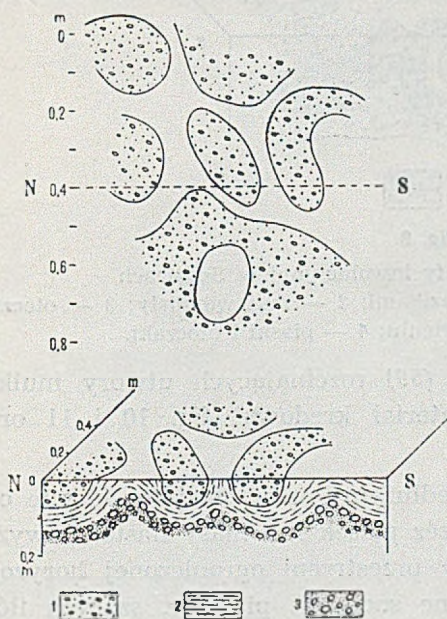


Fig. 7

Strefa inwolucyjna w Sędzicach w rzucie pionowym i poziomym
 1 — piasek gruboziarnisty z drobnymi gładzikami; — muł wapnisty;
 3 — otoczaki w piaskach z rdzawymi smugami.

sek, że przynajmniej część materiału pokrywkowego tworzy eluwium zniekształconego fluwiogłajcału.

Ściborów

Po wschodniej stronie szosy Brzeziny — Koluszki, na lewym brzegu doliny Mrogi, na południe od Ściborowa znajduje się odkrywka, w której ścianach — północnej i wschodniej — widoczne są profile z wyraźnymi inwolucjami.

W ścianie północnej strefa inwolucyjna sięga od 20 cm do 1,8 m. W części najniższej zniekształcenia są reprezentowane przez lekkie wy-

W kilku miejscach robiłem przekopy, aż do uzyskania przekroju symetrycznego. Wtedy w kierunku prostopadłym do poprzedniego otrzymywałem przechylenia największe. Można by więc mówić niejako o biegu i upadzie tych struktur inwolucyjnych. Pola zarysowane w planie mają położenie dłuższych osi zgodnie z upadem.

Pochylenie struktur widoczne w całości ściany jest największe w górnej generacji inwolucyjnej. W części stropowej strefy inwolucyjnej struktury zacierają się i w sposób mało wyraźny, ale widoczny, wiążą się z położonym wyżej utworem piaszczysto-gliniastym.

Górna część strefy inwolucyjnej niewątpliwie uległa zniszczeniu. Ze sposobu powiązania stropu strefy inwolucyjnej z utworem pokrywającym należy wyciągnąć jeszcze i ten wniosek,

gięcia warstw piasków i żwirów. Wyżej, obok wygięć warstw piaszczy-
stych widoczne są nieregularne gniazda piasku. Główne, a w każdym
razie najwidoczniejsze w tym profilu inwolucje występują w postaci

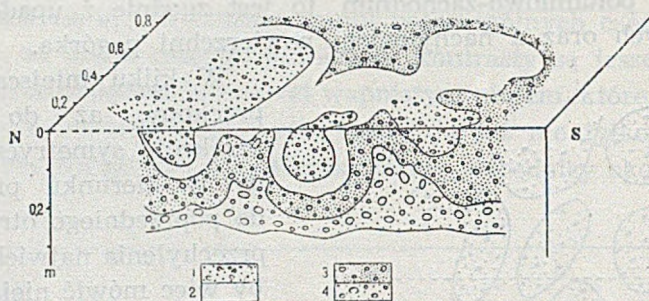


Fig. 8

Rzut pionowy i poziomy strefy inwolucyjnej w Sędzicach

1 — piasek gruboziarnisty z drobnymi gładzikami; 2 — muł wapnisty; 3 — otoczaki
w piasku o rdzawym zabarwieniu; 4 — piaski i otoczaki.

girland czy festonów kamienistych (59) rozcinających utwory mułko-
wate. Wśród kamieni przeważa materiał kredowy (fig. 10 i 11 oraz
fot. 12 i 13).

Poziom festonowy ma swoje przedłużenie na wschodniej ścianie od-
krywki. Kieszenie są wypełnione przez piasek lub masy ilaste. Powyżej
poziomu kamienistego występują, w przestrzeni ograniczonej horyzon-
talnie do kilku metrów, nieregularne soczewki piasków, szarych ilów
lub gliny.

W obydwu ścianach, w stropie strefy inwolucyjnej leży piasek pylasty
z gładziami.

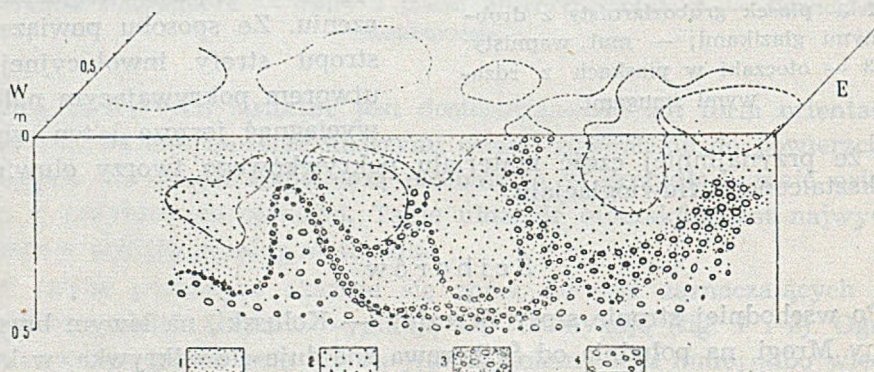


Fig. 9

Inwolucje w Sędzicach; zaznacza się sływ w kierunku SW

1 — drobny żółty piasek; 2 — żółty piasek z gładzikami; 3 — smugi otoczaków segre-
gowanych; 4 — otoczaki bez wyraźnej segregacji.

Mileszki, Długie, Niewiesz

Podobne festony kamieniste występują również pod Mileszkami, Długiem i Niewieszem.

Pod Mileszkami inwolucje są rozwinięte w stropie żwirów i otoczaków, a pokryte płytkim, około 50 cm liczącym, nierówno leżącym utworem lessowatym, którego geneza nie jest jeszcze jasna.

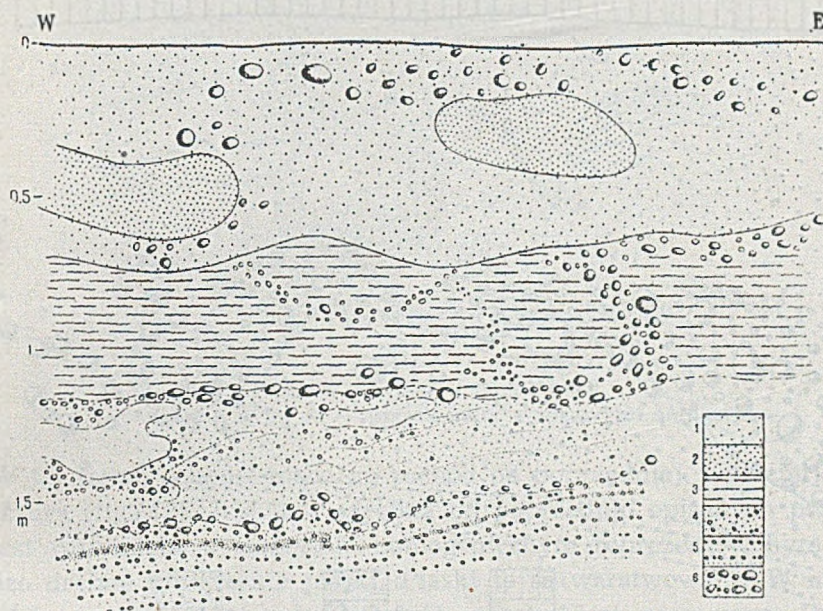


Fig. 10

Stefa inwolucyjna w Ściborowie

1 — materiał pylasty z gładzami; 2 — soczewki żółtego piasku; 3 — mułki o niewyraźnym warstwowaniu; 4 — żwiry i piaski niewarstwowane z soczewkami białego piasku; 5 — fluwiogłacjał z lekkimi wygięciami warstw w stropie; 6 — otoczaki przeważnie kredowe z oznakami segregacji mrozowej.

Na zachód od wsi Długie inwolucje widoczne są w wąwozie drogowym. U dołu leżą piaski, żwiry i otoczaki. Ich część stropowa uległa zniekształceniu. Wypchnięte do góry elementy inwolucyjne są zbudowane z mulastych piasków rdzawych i silnie scementowanych. Na ich obrzeżeniach znajdują się kamienie o orientacji zgodnej z granicami struktur. Powyżej leżą piaski pylaste o miąższości przeciętnie 60 cm.

Pod Niewieszem, na stoku pagórka na północny wschód od trygonometru 135,1 m, w odkrywcę przy szosie do Uniejowa jest widoczny materiał warstwowany, głównie żwiry i otoczaki. Na nich spoczywa pokrywa niewarstwowanych piasków i gładzów. Jest to prawdopodobnie

produkt niszczenia utworów warstwowych. W południowo-zachodniej części odkrywki, gdzie nachylenie powierzchni jest wyraźne, strefa eluwialna leży bezpośrednio na utworach warstwowych. Poniżej eluwia są oddzielone od serii warstwowej przez strefę inwolucyjną.

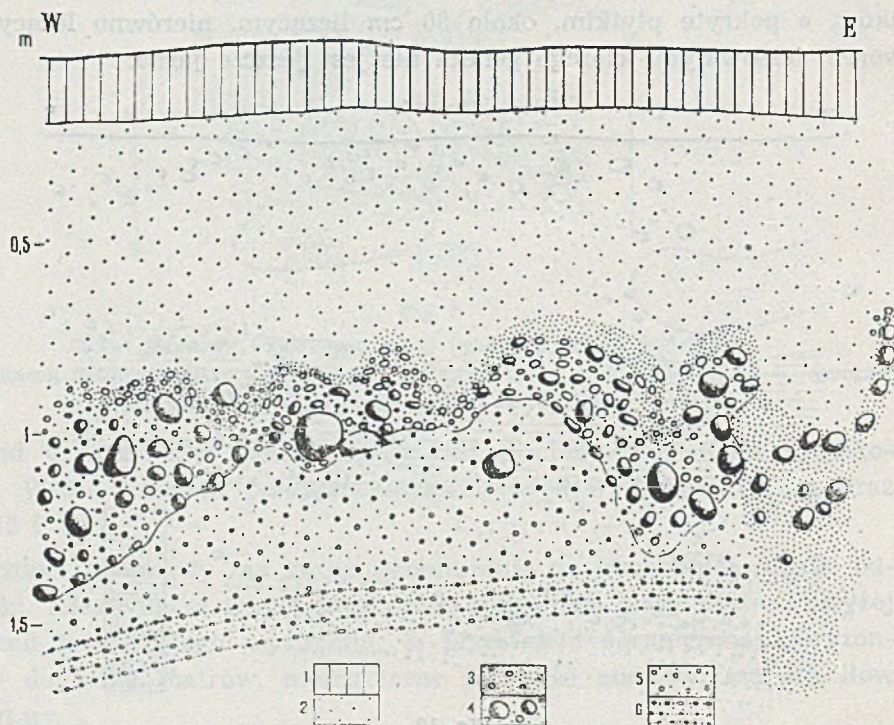


Fig. 11

Strefa inwolucyjna w Ściborowie. Po prawej stronie klin zmarzlinowy (patrz objaśnienie do fot. 13)

- 1 — gleba; 2 — piasek mułkowy szaro-żółty; 3 — drobne otoczaki i piaski;
4 — duże otoczaki przeważnie kredowe; 5 — piaski i żwiry niewarstwowane;
6 — piaski i żwiry warstwowane.

W drugiej odkrywce, dalej na wschód, pod samym Niewieszem festony inwolucyjne są rozwinięte w grubych otoczakach. Tworzą one do trzech generacji i sięgają do głębokości ponad 2 m od powierzchni.

Stoki

Bardzo ciekawe i oryginalne struktury są widoczne w odkrywce w Łodzi, w odległości 150 m na północ od linii tramwajowej prowadzącej na Stoki, na odcinku pomiędzy drogą do Mileszek i torem kolejowym. W ścianie północnej tej odkrywki stwierdzono dwie zupełnie różne struktury.

Jedną z nich określają swobodnie, wężowato wygięte warstewki żwirów występujące wśród żółtych piasków. Sięgają one od 20 cm do 1,45 m głębokości i można je śledzić na odcinku około 4 m rozciągłości horyzontalnej (fig. 12).

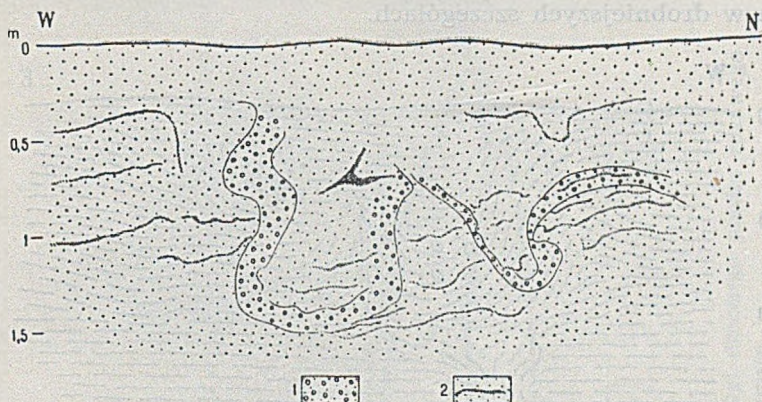


Fig. 12

Inwolucja w Łodzi na Stokach

1 — drobne żwiry; 2 — piasek żółty z rdzawymi smugami.

W tej samej ścianie, nieco na zachód od poprzedniej, występuje inna struktura (fig. 13). Jest ona odrębna od poprzednio opisanych przez to, że jest rozwinięta w materiale homogenicznym reprezentowanym przez bardzo drobne mułkowate piaski. Piaski te są warstwowane. W miejscu przedstawionym na rysunku ciągłość warstw jest przerwana. Przerwa ta w części górnej ma kształt sferoidalny, a w dolnej klinowaty. Jest ona wypełniona przez te same piaski, które wykazują również warstwowanie, ale o ułożeniu koncentrycznym, dostosowanym do kształtu struktury. Zniekształcenie rozpoczyna się na około 20 cm od powierzchni i sięga do głębokości 1,9 m. Horyzontalna rozciągłość struktury wynosi u góry ponad 0,5 m, u dołu ogranicza się do mniej niż 10 cm.

Kołacinek

Przy trakcie z Brzezin do Łyszkowic, w odległości 1,2 km od zakrętu drogi w Kołacinku, tuż przy drodze, na lewo od niej, znajduje się niewielka odkrywka. W jej północnej ścianie widoczne są struktury niezmiernie urozmaicone mimo niewielkiego zróżnicowania materiału (fig. 14 i fot. 14).

Na wierzchu leży 0,5—0,8 m ilu piaszczystego z nielicznymi i niewielkimi głazami. Poniżej występują piaski o różnym ziarnie i zabarwieniu; są one zdeformowane do głębokości około 1,5 m licząc od ich stropu.

W zachodniej części profilu rysują się soczewki białego, drobnego piasku zawierającego ciemne plamki, zdaje się pochodzenia organicznego. Są one poprzedzielane piaskami rdzawo-czarnymi o nieco grubszym ziarnie. Zarysy tych soczewek są nieregularne. Rysunek jest zawikłany zwłaszcza w drobniejszych szczegółach.

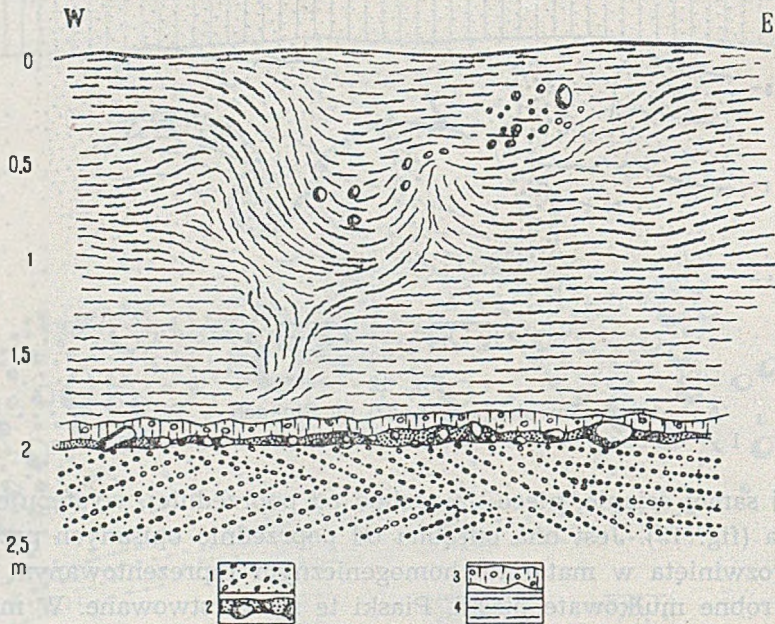


Fig. 13

Inwolucja w Łodzi na Stokach

1 — żwiry o przekątnym uławiceniu; 2 — otczaki o średnicy 1—30 cm i piaski gruboziarniste o rdzawym zabarwieniu; 3 — szara glina z gładzikami; 4 — mułki warstwowane, szare i żółtawe z rdzawymi smugami.

Ku górze i wschodowi rysunek profilu jest trochę inny. Warstwy są bardziej ciągłe, lecz silnie powyginane, układające się w szereg drobnych fałdów (fot. 15).

Najbardziej uderzającą strukturą w całym tym zespole jest bardzo ostro zarysowana kieszeń, powoli ale wyraźnie zwężająca się ku dołowi (fot. 16). Jest ona głęboka na 27 cm; szerokość u góry wynosi 20 cm, a u dołu 7 cm. Kieszeń jest wypełniona rudym, gruboziarnistym piaskiem z drobnymi gładzikami. Ściany jej na dnie i z boków są wysłane cienką warstewką gliny. U góry kieszeń jest przykryta ilem piaszczystym.

Warstwy piasku, w które ta kieszeń jest wsunięta, wyginają się w jej sąsiedztwie, tym więcej, im bliżej niej się znajdują. W sąsiedztwie jej górnej części układają się one siodełkowato, po czym zaginają się ku

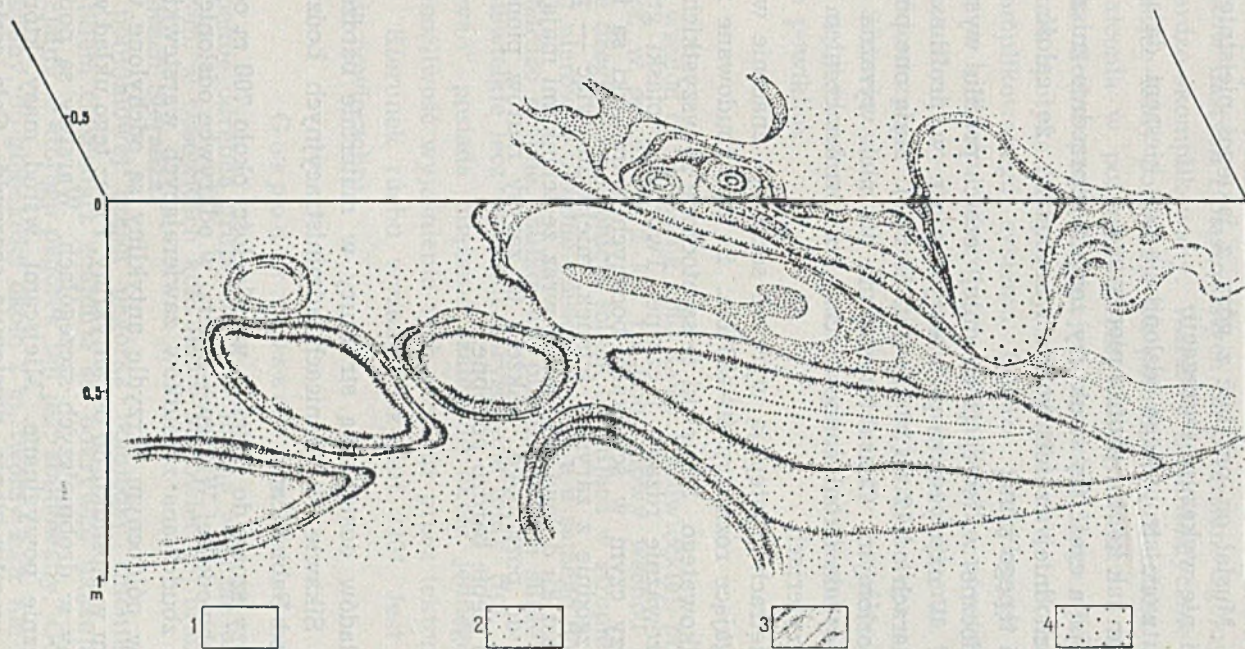


Fig. 14

Struktury w Kołacinku

1 — biały piasek mułkowy; 2 — rdzawy drobny piasek; 3 — smugi drobnego piasku rdzawego i czarnego; 4 — rdzawy piasek gruboziarnisty.

dołowi; nie obejmują jednak jej dna, lecz mniej więcej symetrycznie po obu stronach urywają się na granicy kieszeni.

Materiał wypełniający kieszeń nigdzie w sąsiedztwie i w całej serii nie powtarza się. Musiał on przybyć z góry, z jakiegoś nieistniejącego obecnie poziomu i nie wykazuje segregacji.

Po usunięciu utworu stropowego odsłonił się rzut kieszeni, dający zarys prawie taki sam jak kontur profilu pionowego.

Nie wiadomo, jaka część tej struktury została poprzednio zniszczona. Z charakteru zachodniej części wolno wnioskować, że całość miała kształt płytkiego i tępego klina.

Struktury widoczne w lewej (zachodniej) części profilu występują w szeregu pięter. W najwyższym piętrze rysują się w profilu drobne soczewki, o wymiarach od 12 do 20 cm (fot. 17 i 18). Mają one podobny zarys w rzucie poziomym. Charakterystyczna dla nich wyraźna segregacja materiału posiada układ koncentryczny z rozmieszczeniem grubszych ziarn na peryferiach.

W niższych piętrach występują wyraźne soczewki, znacznie większe (fot. 19), bo osiągające rozmiary 40—50 cm. Są one zbudowane z drobnego piasku mułkowego. Soczewki te są otoczone ze wszystkich stron przez ścianki przeważnie rdzawe i czarne. Tworzą je piaski grubsze, warstwowane, przy czym w ściankach bocznych warstewki są bardzo silnie nachylone zgodnie z zarysem ścianek, miejscami więc — prawie pionowo. Natomiast ku dołowi warstewki wraz ze ściankami mają układ bardziej zbliżony do poziomego. Także i tu zarysy rzutów pionowego i poziomego są do siebie bardzo podobne.

S i k a w a

Innych przykładów dostarczają struktury w materiale bardzo drobnoziarnistym w Sikawie, w granicach administracyjnych Łodzi oraz w Petrykozach pod Pabianicami.

W Sikawie, przy szosie do Brzezina, w odległości około 700 m od toru kolejowego linii obwodowej Widzew—Zgierz, w odkrywcę odsłonięta jest piękna antyklina zbudowana z mułków zawierających warstewki ilów. Górne warstwy w północnym skrzydle antykliny są odchyłone w kierunku przeciwnym w stosunku do osi antykliny. Prócz tego układ warstw jest zniekształcony w drobniejszych szczegółach. Warstwy są poprzerywane i fantastycznie powyginane. Miejscami, wśród masy, która całkowicie zatraciła warstwowanie, występują soczewki. Cała seria mułkowa, w której stropie występują struktury zniekształceń, jest pokryta niezgodnie materiałem pylastym.

Petrykozy

Przez wieś Szyngielów i Petrykozy przechodzi wał zorientowany mniej więcej równoleżnikowo. Północna część tego wału jest zbudowana z mułków ilastych i piaszczystych na przemian. Ogólny obraz struktury jest bardzo skomplikowany. Warstwy są fantastycznie powyginane tworząc leżące fałdy pochylone ku południowi. Z bliska widać drobniejsze urozmaicenia w postaci poprzerywanych warstw i odosobnionych soczewek. Godne podkreślenia jest, że wśród tego drobnego mułkowego materiału spotyka się sporadycznie gładziki, nawet około 10 cm wielkości.

Skomplikowanego systemu fałdów pochylonych ku południowi, a więc w kierunku odwrotnym do nachylenia powierzchni, nie można uznać za struktury zmarzlinowe. Są one pochodzenia tektonicznego czy glacitektonicznego. Natomiast w górnej części tego systemu, podobnie jak w Sikawie, widoczne są odgięcia warstw ku północy. Równocześnie z tymi wygięciami w kierunku nachylenia powierzchni występuje szereg innych powikłań.

Pukinin

Na wschód od Pukinina koło Rawy Mazowieckiej, przy drodze do Komorowa, w odległości 2 km na południowy wschód od Pukinina, we wkopie drogi jest odsłonięta ściana okazująca w stropie glinę morenową, poniżej nierówno ułożone piaski i żwiry, a u samego dołu aż do poziomu drogi bardzo drobne, mułkowate piaski. Są one silnie zaburzone i okazują niewielkie lecz wyraźnie zarysowane fałdy (fot. 20 i 21). Strefa „fałdowań“ posiada miąższość zaledwie około jednego metra, co wyłącza możliwość wyjaśnienia tych struktur przez tektonikę czy glacitektonikę. Kierunek ruchu wyznacza azymut 330°. Jest to kierunek nachylenia powierzchni.

Gospodarz, Ossowice, Brudzew

Zupełnie odrębną grupę struktur można wskazać w Gospodarzu pod Rzgowem, w Ossowicach koło Rawy Mazowieckiej oraz pod Brudzewem w okolicach Sieradza.

W południowej części pagórka pomiędzy cmentarzem wojennym i majątkiem Gospodarz znajduje się odkrywka ukazująca materiał fluwioglacjalny, z którego pagórek ten jest zbudowany. Górną część wschodniej ściany, do głębokości około 2 m, tworzy żwir nie wykazujący warstwowania. Poniżej leżą warstwy piasków i żwirów. Część profilu zajęta przez górne żwiry urozmaica rozgałęziony system żył wyróżnia-

jących się ciemnordzawą barwą na tle jaśniejszych żwirów. Żyły te są wypełnione innym materiałem, aniżeli reszta żwirowej ściany. Jest to masa piaszczysto-gliniasta zawierająca gładziki. W rzucie poziomym żyły te wiążą się w jakiś fragment sieci, której oka są wypełnione przez te same jaśniejsze żwiry, które stanowią tło ściany pionowej (fig. 15).

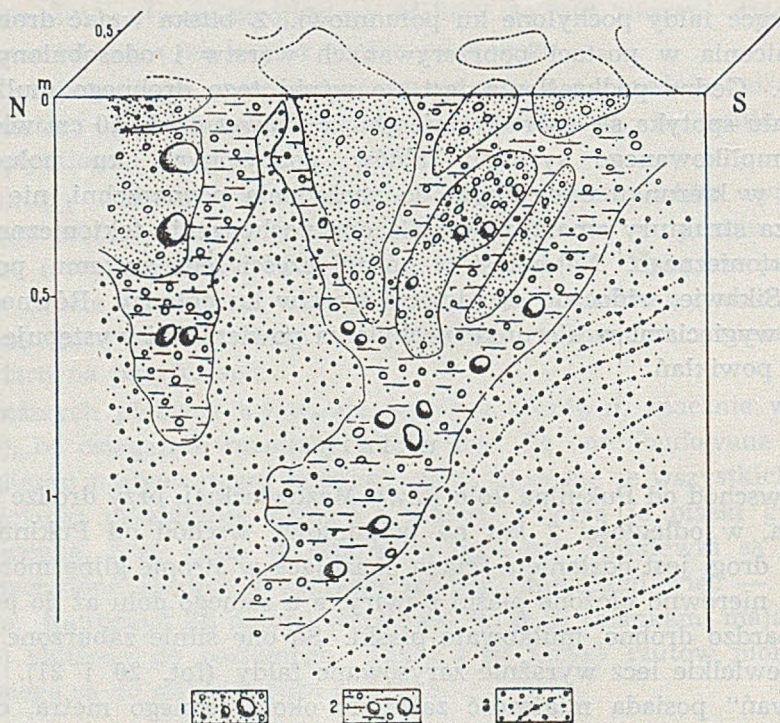


Fig. 15

Kliny zmarzlinowe w Gospodarzu

- 1 — piasek i żwir niewarstwowany rdzawo-żółty; 2 — masa piaszczysto-gliniasta, ciemnordzawa z gładziki; 3 — jasne żwiry, poniżej klina warstwowane.

W Ossowicach, tuż na południe od cegielni, w głębokim rowie przydrożnym obserwowałem strukturę podobną, choć na dostępnym przez odsłonięcie odcinku mniej rozbudowaną i rozwiniętą w innym materiale. Na tle piaszczystych mułków zarysował się układ żył widoczny na fot. 22. Wypełniające je drobne żwiry rysują się bardzo wyraźnie na tle jasnych mułków. System ten rozpoczyna się na głębokości 40 cm od powierzchni i rozciąga się w głąb mniej więcej na tę samą długość. Niewielkie wcięcie w ścianę wykazało, że żyły te łączą się na niewielkiej odległości (fot. 23).

Bodaj najciekawsze struktury napotkałem w pagórku 177,9 m na północ od Brudzewa, w okolicach Sieradza (fig. 16 i fot. 24). Północna ściana odkrywki, wysoka około 7 m, odsłania pod cienką warstwą gleby i piaskami zwałowymi masę mułków. Powierzchnia tych mułków widoczna w ścianie prawie pionowej jest urozmaicona przez łyły i żwiry. łyły, prawdopodobnie plejstoceńskie, występują w postaci żył o szerokości od 10 do 50 cm. Przebieg ich jest niejasny w całości rysunku ściany, gdyż nie udało się jej oczyścić na większej przestrzeni. Załączony rysunek przedstawia układ tych żył ilastych.

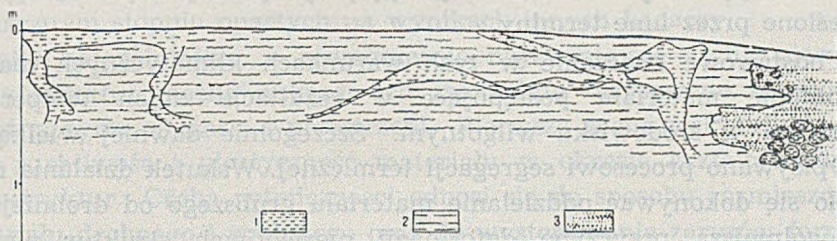


Fig. 16

Żyły zmarzlinowe w Brudzewie

1 — żyły i bryłki ilaste; 2 — mułek piaszczysty; 3 — piaski i żwiry warstwowane.

Wydaje się, że system żył ilastych należy uważać za strukturę zmarzlinową. Za tym przemawia również zarysowana w tej samej ścianie, w odległości 1 m na wschód, osobliwa soczewka złożona w głównej masie ze żwirów i zawierająca również drobniejsze bryłki łąw. Obecność tej soczewki w mułkach oraz zębata linia kontaktu jej z mułkami, w których się znajduje, byłaby bardzo trudna do wytłumaczenia bez koncepcji zmarzlinowej.

POCHODZENIE STRUKTUR

PRZEGLĄD PROCESÓW I TEORII

Struktury podobne były opisywane na wielu obszarach Europy, Azji i Ameryki Północnej. W Polsce pierwszą notatkę na ten temat dał E. Passendorfer (54). W większym zakresie, opierając się na kilku strukturach, zajmował się tymi zagadnieniami A. Jahn, który sięgnął już po ujęcie syntetyczne¹.

¹ „Mikrorelief tundr współczesnych i plejstoceńskich jako zagadnienie klimatyczne“. Praca w druku w Przeglądzie Geograficznym, użyzona mi łaskawie do wglądu przez autora.

Nie ma najmniejszej wątpliwości, że struktury te powstały w warunkach klimatu arktycznego określonych przez istnienie zmarzliny, której część powierzchniowa podlegała okresowemu tajaniu. Nie ma też potrzeby wskazywania innych możliwych przyczyn powstawania tych struktur, aby je po kolei odrzucać.

W warunkach arktycznych wyzwalają się jednak różne siły, które powodują rozwój wielu takich procesów, jakie mogłyby doprowadzić do szeregu zniekształceń i pojedynczo lub w zespołach wytwarzać opisywane struktury. Procesy te często są złożone, a terminy użyte dla ich oznaczenia mają różny zakres i obejmują przynajmniej częściowo procesy określone przez inne terminy.

Podstawowe znaczenie w tych warunkach klimatycznych ma rozdrabnianie materiału postępujące w rezultacie zmian temperatury, zwłaszcza w środowisku wilgotnym. Szczególnie dawniej wielką rolę przypisywano procesowi segregacji termicznej. Wskutek działania mrozu miało się dokonywać oddzielanie materiału grubszego od drobniejszego. Najogólniejszą przyczynę deformacji pierwotnych struktur widziano w zmianach objętości wywoływanych kolejno przez zamarzanie i tajanie. Przy dużych napięciach w ten sposób spowodowanych miały powstawać szczeliny. Inny proces — to pęcznienie ziemi w okresie jej zamarzania. Oprócz uwarunkowanego termicznie przesuwania cząstek różnej wielkości na powierzchni, zwrócono uwagę na ich migrację w kierunku pionowym. Jedną z najgłośniejszych w swoim czasie była teoria prądów konwekcyjnych zakładająca wynoszenie materiału do góry w jakimś centrum i opuszczanie go na peryferiach.

Niewątpliwie jednym z najważniejszych procesów warunkujących przebieg innych jest wędrówka wody. Z tą sprawą wiąże się proces uważany ostatnio za najważniejszy wśród wszystkich związanych z formacją zmarzlinową, a mianowicie rozwój lodu gruntowego. Rozwój ten ma zasadnicze znaczenie dla przeobrażeń tekstury zmarzliny. Ogólny w stosunku do pozostałych jest dawno rozpoznany proces regelacji¹, czyli powtarzające się zjawisko zamarzania i tajania. Z zagadnieniem procesu regelacji wiąże się stwierdzenie bardzo ważnego faktu zróżnicowania przestrzennego w przebiegu zamarzania i tajania. Zależnie od charakteru skały, stopnia jej wilgotności i obecności lub braku pokrywy roślinnej tajanie nie odbywa się w sposób ciągły przestrzennie, lecz powstają ośrodki tajania, które są zapewne również ośrodkami zamarzania. Wreszcie oprócz wymienionych procesów należy zastanowić się nad rolą soliflukcji w powstawaniu opisywanych struktur.

¹ O użyciu tego terminu zob. A. Dobrowolski (15), str. 379 w przypisku.

Wśród opisywanych zniekształceń utworów plejstocenijskich można wyróżnić następujące główne grupy struktur:

- 1) struktury inwolucyjne,
- 2) kliny i żyły zmarzlinowe,
- 3) silne wygięcia warstw, często pofałdowanych, bez segregacji materiału.

W obecnym stanie moich badań, dokonywanych w bardzo krótkim czasie i niekompletnych w zakresie nagromadzonego materiału obserwacyjnego, nie mogę podjąć szczegółowych rozważań na temat genezy poszczególnych struktur. Muszę się ograniczyć do wyjaśnień ogólnych, w znacznym stopniu opartych na wynikach innych badaczy.

Jako najogólniejsze, a równocześnie najważniejsze cechy pierwszej grupy struktur można wskazać ich swobodnie zarysowane formy oraz wyraźny rytm w czasie i przestrzeni. Pierwsza cecha wskazuje na znaczną ruchliwość i plastyczność materiału w okresie kształtowania się tych struktur. Cecha rytmiczności odnosi się do sposobu rozmieszczenia materiału drobnego i grubszego oraz do występowania zarysów form zarówno w powtarzających się wygięciach profilu, jak również w rozmieszczeniu zamkniętych figur w rzucie poziomym.

Pierwsza cecha dowodzi, że struktury inwolucyjne powstały w górnej części zmarzliny, eksponowanej na procesy regelacji, na sezonowe tajanie i zamarzanie. M. J. S u m g i n nazwał ją czynną strefą zmarzliny. Struktury inwolucyjne powstawały więc w strefie nasyconej, a nawet przesyconej wodą, która stagnowała ze względu na nieprzepuszczalność niepodlegającej tajaniu części zmarzliny.

Na podstawie drugiej cechy, rytmicznie zarysowanej segregacji materiału i zarysów struktur, jestem skłonny uważać opisane inwolucje za formy analogiczne z glebami strukturalnymi dzisiejszych krain polarnych. Podobne stanowisko zajmuje między innymi A. N ö r v a n g (50) i T. T. P a t e r s o n (55).

Na temat genezy układów poligonalnych, czyli tzw. gleb strukturalnych, istnieje wiele teorii. Nie ma potrzeby roztrząsania ich wobec istnienia oryginalnej pracy A. J a h n a (37). Ograniczam się jedynie do krótkiego przypomnienia szeregu poglądów wyznaczających najważniejsze etapy w rozwoju zagadnienia.

Podstawowe zasady genetyczne dał B. H ö g b o m (33). Wskazał on, że miejsca, w których zachodzą procesy zamarzania i tajania, nie są równomiernie rozmieszczone na powierzchni ziemi. Zróznicowaniu temperatur odpowiada zróznicowanie ciśnienia. Kamienie występujące w żwirach lub innym drobniejszym materiale mieszanym są wypychane z ośrodków zamarzania. Po ustaniu nacisku kamienie nie mogą już wra-

cać do swych wyjściowych pozycji w przeciwieństwie do drobniejszego materiału odznaczającego się większą kohezją. W rezultacie wzrasta ilość drobnego materiału w środku. Koncentracja drobnego materiału jest intensywniejsza przy większej wilgotności. W miejscu wilgotniejszym silniejsza jest tendencja do wytwarzania się ośrodka zamarzania.

H. M. Eakin (17) wskazuje na ruchy pionowe. W środku wieloboku materiał jest wznoszony do góry. Na powierzchni jest on poddany naciskowi bocznemu, który jest największy w środku pola, a maleje ku peryferiom. Na obrzeżeniach mają miejsce ruchy pionowe ku dołowi.

J. S. Huxley i N. E. Odell (36) wykazali, że zróżnicowana akumulacja B. Högboma prowadzi do kumulacji drobnego materiału w środku dlatego, że nadwyżka wilgoci zwiększa tu spękania mrozowe. Ponieważ obrzeżenia wieloboków są bardziej kamieniste, odznaczają się więc lepszym przewodnictwem cieplnym. Wskutek tego odbywa się tam wczesnym latem gwałtowniejsze tajanie, a w dalszym ciągu żywsze odwadnianie, aniżeli w środkowym polu składającym się z drobniejszego materiału. Spływanie wód na obrzeżeniach usuwa materiał drobniejszy, podkreśla różnicę między pierścieniem i centrum oraz powoduje wytworzenie się wypukłości środkowego pola.

A. R. Low (46) pojmuje genezę wieloboków jako wynik działania prądów konwekcyjnych wychodzących z rozmarzającej ziemi wskutek różnicy temperatur oraz gęstości pomiędzy górną i dolną powierzchnią czynnej strefy zmarzliny. „Centra niestałości” nie są związane z powierzchnią, lecz z dolną granicą strefy. Z tych ośrodków wychodzą do góry prądy, dochołzą do powierzchni i rozchodzą się na zewnątrz do spotkania z innymi z sąsiednich ośrodków. Prądy konwekcyjne wynoszą większe akmienie i ustawiają je pionowo. Teorię tę przyjął i rozwinął K. Gripp (30).

Ch. S. Elton (19) wprowadził nowy czynnik. Na obszarach stagnującej wody dolne warstwy są wilgotniejsze aniżeli górne, wobec czego spękania mrozowe są tam najgwałtowniejsze. Dlatego też zróżnicowanie rozdrabniania materiału postępuje w układzie pionowym. Jeżeli wilgotniejsze warstwy są złożone całkowicie z materiału ilastego, powstają pagórki, które wznoszą się ku górze. Osiągają one powierzchnię, na której się rozprzestrzeniają spychając kamienie ku peryferiom. Później dochodzą do głosu procesy wskazane przez B. Högboma oraz J. S. Huxleya i N. E. Odella.

A. Jahn wyróżnia trzy grupy genetyczne ziem strukturalnych. Wbrew wielu autorom dowodzi on, że wieloboki kamieniste są formacją odrębną, zupełnie niezależną od wieloboków ilastych. Prócz tego wskazuje trzeci typ reprezentowany przez tzw. kratery ilaste.

Wieloboki kamieniste są rozwinięte w materiale różnorodnym i odznaczają się charakterystyczną segregacją. Autor stwierdził na przedpolu lodowca w głębi fiordu Arfersiorfik, że formy te występują zazwyczaj na morenach, w dolnych częściach wałów morenowych. Leżą one zawsze na dnie okrągłych lub owalnych zagłębień. Są to miejsca wyraźnie wilgotniejsze od najbliższego sąsiedztwa. Te zbiorniki wilgoci są podstawowym warunkiem intensywnego wietrzenia, które prowadzi do daleko idącego rozdrobnienia materiału. Osiągnięcie średnicy ziarna poniżej 0,2 mm jest warunkiem dalszego rozwoju formy.

Zagadnienie grupy wieloboków ilastych sprowadza się w pierwszym rzędzie do sprawy tworzenia się szczelin ograniczających pola ilaste. Powstawanie tych szczelin tłumaczy A. Jahn zmianami objętości wynikającymi z różnicy wilgotności górnej i dolnej warstwy w związku z możliwościami wędrowki wody do góry i formacją lodu gruntowego. W materiale grubszym z powodu braku lodu gruntowego i wędrowki wody do góry źródłem napięć jest dolna, wilgotna warstwa. Natomiast w drobnym materiale jednorodnym w górnej warstwie rozwija się struktura listkowa i woda wędruje do góry. W rezultacie ziemia pęcznieje i następują spękania. Na temat tej grupy struktur istnieje wielka ilość prac w literaturze radzieckiej. Najważniejsze z nich opierają się na badaniach D. Dranicyna (16), J. Gładcina (23, 24), A. Grigoriewa (26, 27, 28), J. Liwierowskiego (45), K. K. Markowa (49), S. W. Obruczewa (52) i D. G. Panowa (53).

Kratery ilaste powstają w rezultacie pionowego zróżnicowania gęstości górnych i dolnych warstw gleby. A. Jahn odrzuca teorię Low-Gripp. Stwierdza występowanie tych form wyłącznie na tarasach nadmorskich i deltach zbudowanych z ilów przykrytych warstwą piasku lub żwiru. Główną przyczyną podnoszenia się masy ilastej jest rosnąca z postępem odmarzania wilgotność iltu oraz wzrost objętości wskutek procesów koagulacji koloidów. Bezpośrednim powodem wydobywania się iltów z kraterów jest różnica gęstości nadległych mas piaszczysto-żwirowych i iltów. Wynika ona z odmiennego składu mechanicznego obydwu warstw.

G. Beskow (5, 6) oraz S. Taber (70, 71, 72) zwracali szczególną uwagę na formację lodu gruntowego.

Teorię lodu gruntowego rozwinął S. Taber najpełniej w pracy o zmarzlinie Alaski (72). Udział lodu w zmarzlinie jest bardzo wielki a — jeśli masa jej składa się z materiału drobnego — nawet przeważający. Występuje on w dwu postaciach: jako lód rozproszony wypełniający pory i mniejsze próżnie oraz jako lód gruntowy występujący w zwarstach, większych lub mniejszych masach. Niezmarznięty ilt posiada normal-

nie 20—30% przestrzeni zajętej przez pory. Tymczasem zamarznięty zawiera ponad 30% lodu, a jeśli lód gruntowy występuje w większych masach, to lód tworzy zazwyczaj większą część całej objętości zmarzliny (72).

Na południowo-wschodnim stoku Goldstream Valley oceniono przestrzeń zajętą przez lód gruntowy w postaci żył i warstw na 60—70%. Jeśli dodać jeszcze lód rozproszony, to całkowita objętość lodu w tej ilastej zmarzlinie wynosi ponad 80% całej jej masy. Przeciętna zawartość lodu w łożach Alaski wynosi 40—50% ich objętości. W żwirach i piaskach masa lodu jest mniejsza, a mianowicie stanowi 10—20% lub więcej, jeśli mają one domieszkę gliny. Zazwyczaj w grubszym materiale lód występuje przede wszystkim w postaci rozproszonej. W żwirach masy lodu gruntowego nie ma, albo też występuje ona w niewielkich rozmiarach (72).

Warstwy lodu gruntowego rozwijają się w przybliżeniu równolegle do powierzchni oziębiania. Grubość ich waha się od listeczkowatej aż do około 4 m. Lód występuje w postaci ciągłych warstw, soczewek, żył pionowych i w szeregu form pośrednich. Żył lodowe z reguły oddzielają się od warstw poziomych i często w podobny sposób łączą się z warstwami lodowymi poniżej.

Lód gruntowy składa się przeważnie z pryzmatycznych kryształów rosnących pionowo, równolegle do kierunku przewodnictwa cieplnego. Są one żywione przez wodę z dołu. Jest to woda błonkowata otaczająca cząsteczki skalne. Kryształy pryzmatyczne osiągają do 13 mm średnicy lub nawet więcej. Średnio ich wielkość wynosi około 6—7 mm.

Rozwój lodu gruntowego, wzrost kryształów lodu jest wedle S. T a b e r a najważniejszą siłą działającą w zmarzlinie i pozwala wyjaśnić mechanikę większości zjawisk związanych ze zmarzliną.

Zamarzanie wody w drobnoziarnistym materiale powoduje wędrówkę wody w kierunku oziębiającej się powierzchni i tworzenia się warstewek lodu gruntowego. Towarzyszące pęcznienie ziemi jest następstwem wzrostu kryształów lodowych tworzących warstewki, a nie zmiany objętości. Nacisk jest wywierany do góry zgodnie z kierunkiem wzrostu kryształów.

Kiedy zamarzanie posuwa się ku dołowi i ziemia sztywnieje ponad górną częścią jakiegoś zagrzebanego kamienia, zwarcie się zamarzniętej ziemi z kamieniem powoduje wydzwignięcie go do góry. U dołu powstaje próżnia, którą podczas tajania wypełnia najbliższej położony materiał. W ten sposób zostaje uniemożliwiony powrót kamienia do pozycji wyjściowej. Wiele tu zależy od kształtu kamienia i od jego ustawienia początkowego. Z czasem jednak wszystkie kamienie są ustawione w po-

zycjach najdogodniejszych dla procesu wydźwigania, tj. najcieńszym, najostrzejszym końcem w dół.

Lokalne zróżnicowanie pęcznienia ziemi wraz z grawitacją powodują sortowanie i prawdopodobnie są głównymi czynnikami w procesie tworzenia się większości wieloboków oraz pasów kamienistych i innych podobnych form (72). Niskie pagórki lub bąble mrozowe rozwijają się w następstwie naporu kryształów. Powstają one w punktach najdogodniejszych dla wczesnego zamarzania i dla tworzenia się gniazd lodu gruntowego.

Powtarzające się procesy zamarzania i tajania przemieszczają duże fragmenty skalne w kierunku powierzchni. Poruszają się one na zewnątrz z powodu wygięcia lub przewrócenia po wypchnięciu ich ponad powierzchnię oraz wskutek takiego zachowania się kryształów lodu, jak przedstawiono w rozdziale o kongeliflukcji. Radialna migracja grubego materiału od wyraźnie ograniczonych bąbli mrozowych tworzy układy poligonalne na powierzchniach płaskich lub lekko nachylonych.

Rozwój zespołu warstw i żył lodu gruntowego prowadzi do powstania innego typu układów poligonalnych. Są to układy niewykazujące segregacji materiału i rozwinięte w materiale homogenicznym. Jeśli żyły lodu gruntowego łączą się z warstwami lodu zarówno u góry jak i u dołu, powstaje wtedy struktura komórkowa (72).

Na laboratoryjnych wynikach S. Tabera oparł swą teorię T. T. Paterson stosując ją przede wszystkim do struktur kieszeniowatych (55). Przyjmuje on ogólnie uznawane przekonanie o istnieniu lokalnych ośrodków tajania i zamarzania i zakłada dla uproszczonego, schematycznego przedstawienia, że ośrodek ten ma kształt półkuli (fig. 17). Lód tworzy warstewki równoległe, a kryształy lodowe wzrastają w kierunkach radialnych z wyjątkiem małego wycinka w bezpośrednim sąsiedztwie powierzchni.

Wielkość wzrostu kryształów jest proporcjonalna do rozmiarów zamarzania, które jest funkcją gradientu temperatury rozchodzącego się promieniście z masy centralnej. Powierzchnie równego nacisku ustalają się w związku z powierzchniami równych temperatur. W idealnym układzie powierzchnie te przebiegają koncentrycznie. W miarę jak wzrasta temperatura, wywierany napór zmniejsza się przy większych odległościach od marznącej kuli.

Jeśli wziąć pod uwagę kamień wydłużony i zorientowany pod innym kątem niż prosty, w stosunku do kierunku radialnego, to okaże się, że przecina on szereg powierzchni równych naporów. Część położona bliżej

ośrodka zamarzania przecina powierzchnię największego naporu i jest poddana temu naporowi wcześniej niż część dalej położona. W rezultacie kamień jest wprowadzony w ruch obrotowy, który zdąży do ustawienia kamienia w pozycji prostopadłej do kierunku radialnego.

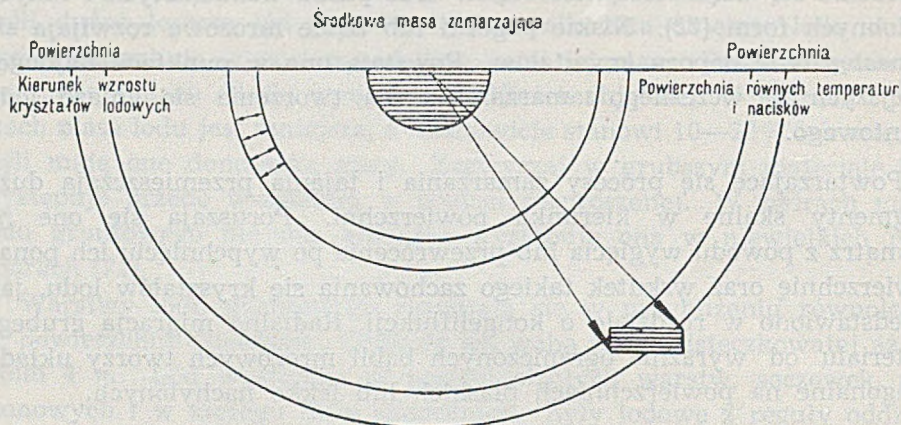


Fig. 17

Schematyczny obraz przebiegu procesu segregacji materiału w wyniku oddziaływania lokalnego ośrodka zamarzania, wg T. T. Patersona 1940 r.; w schemacie tym przyjęto, że środkowa masa ma kształt kuli.

W dalszym ciągu, przy postępie zamarzania i wzroście produkcji lodu, warstwy już zorientowanych w ten sposób kamieni podlegają ciągłemu wypychaniu na zewnątrz. Następujące z kolei tajanie nie powoduje powrotu kamieni na ich pozycje wyjściowe, natomiast cząsteczki drobnego materiału wracają wskutek większej kohezji.

Przy stałej intensywności zamarzania rezultatem byłoby nagromadzenie drobnego materiału w środku, a grubego na peryferiach z ułożeniem koncentrycznym w stosunku do centralnej masy zamarzającej.

Jeśli zamarzanie miałoby różną intensywność, to w okresach mniej intensywnego zamarzania powstawałaby graniczna powierzchnia ciśnień, poza którą wypychanie nie miałyby miejsca. Przy niej zbierałyby się kamienie, a w rezultacie całego procesu powstałaby stratyfikacja materiału.

Kształty wytworzonych w ten sposób struktur zależą od kształtu centralnej masy zamarzającej. Nagromadzenie drobnego materiału w żwirze, nawet poniżej powierzchni, może doprowadzić do powstawania centrum zamarzania. W ten sposób tworzą się globularne i cylindryczne formy kieszeni.

Wielką różnorodność wykształcenia opisanych struktur można wytłumaczyć różnorodnością materiału, różnicą w stopniu nasycenia wodą, warunkami topograficznymi i dalszego rzędu przekształceniami.

Struktury inwolucyjne

Najpełniej wykształcone struktury rozwinęły się w materiale różnorodnym i kontrastującym. Ilustrują to festony Sędzic, Bogumiłowa, Ściborowa, Długiego i Niewiesza. Skala zróżnicowania materiału rozciąga się od drobnych mułków i piasków ilastych aż do znacznej wielkości otoczków. O znaczeniu materiału jako przyczyny różnego wykształcenia struktur mówi A. Grigoriew (28, 29).

Przykład opisany z Żabińca wskazuje, że najskromniejsze struktury rozwijają się w żwirach. Według opinii S. Tabera (72) lód rozproszony w zmarzlinie występuje obficie w skałach drobnoziarnistych, a lód gruntowy ogranicza się do nich wyłącznie. Jeśli zwrócimy uwagę na to, jak wielką obecnie rolę przypisuje się formacji lodu gruntowego w strukturach zmarzlinowych, to przykład Żabińca staje się zrozumiałą. Struktura w Żabińcu wskazuje jednak, że nawet w żwirach musiała istnieć soczewka lodu gruntowego, gdyż powstania tej wprawdzie niewielkiej, lecz ciągłej struktury nie można wytłumaczyć dawną obecnością lodu rozproszonego.

O znaczeniu wody stagnującej w okresie tajania świadczy zapewne czerwone, rude, a nawet czarne zabarwienie często spotykane w opisywanych inwolucjach. Wydaje się, że doskonale rozwinięte, mimo małego zróżnicowania materiału, struktury w Kołacinku wiążą się z obfitym nasyceniem piasków przez wodę. Najpiękniej rozwinięte kieszenie zawierają piaski silnie zabarwione przez wodorotlenki żelaza.

Obserwacja materiału w wypukłościach i wklęsłościach profilów inwolucyjnych dowodzi, że masy wydźwignięte składają się przeważnie z cząsteczek drobniejszych, aniżeli masy opuszczone. Fakt ten zgadza się ze spostrzeżeniami G. Beskova (5), Ch. S. Eltona (19), S. Tabera (72) i A. Jahnna (37) oraz z ich poglądem o większej zawartości lodu gruntowego w materiale drobnoziarnistym. Inaczej sprawę przedstawia A. Bahr (3), którego *Sinkmassen* są zawsze jasne, piaszczyste, ubogie w kamienie, a *Steigmassen* — żwirowate i kamieniste.

Struktury o profilu festonowym, jak w Sędzicach, Ściborowie, Bogumiłowie (fot. 25), Niewieszu i Ossem, mają charakter podobny do wieloboków kamienistych. Bardzo wyraziste, choć drobne formy w górnej części lewej strony profilu w Kołacinku, można wyjaśnić jako rezultat drobnych bąbli mrozowych. Wskazuje na to ich kształt i zdumie-

wająca, mimo drobnego i mało zróżnicowanego materiału, segregacja koncentryczna. W podobny zapewne sposób należy wyjaśnić struktury z Łodzi, na Stokach i w Żabieńcu.

Nie opisana wyżej, ze względu na jej bardzo ograniczoną rozciągłość, miniaturowa struktura w Bogumiłowie (fot. 26) nasuwa również przypuszczenie o istnieniu w tym miejscu ośrodka zamarzania. Być może, że pasemka żwirów wyznaczają graniczne powierzchnie naporu przy zamarzaniu postępującym rytmicznie z różną intensywnością.

Struktury klinów i żył zmarzlinowych

Struktury z Gospodarza, Brudzewa i Ossowic, soczewki widoczne w niższej części po lewej stronie profilu oraz największa kieszeń w Kołacinku nie mają cech inwolucyjnych. Uważam je za kliny zmarzlinowe. Według powszechnej już dzisiaj opinii (43, 44, 63, 60, 40, 41, 47, 55, 35, 59, 62) tworzyły się one w zmarzlinie poniżej strefy sezonowego tajania.

Do ostatnich czasów panowało przekonanie oparte na pracach E. Leffingwella, że kliny zmarzlinowe powstawały w nawiązaniu do szczelin kontrakcyjnych. Według tej teorii spękanie masy zmarzlinowej wskutek mrozu powodowało powstawanie szczelin, które następnie wypełniała masa lodu gruntowego. W miarę jej powolnego tajania szczeliny wypełniały się luźnym materiałem skalnym z góry.

Natomiast S. Taber na podstawie obserwacji terenowych na Alasce oraz studiów laboratoryjnych wykazał, że formacja klinów zmarzlinowych nie ma nic wspólnego ze szczelinami kontrakcyjnymi. Kliny lodu gruntowego są jednym z etapów rozwoju formacji lodu gruntowego, który nigdy nie tworzy się w otwartych, przygotowanych uprzednio przestrzeniach. Warstwy i żyły lodowe są następstwem jednego procesu zamarzania, ponieważ przechodzą jedne w drugie bez gwałtownych zmian. Łączą się one ze sobą, ale nigdy się nie przecinają. Natomiast prawdziwe szczeliny kontrakcyjne przecinają zarówno warstwy jak i kliny lodowe. Nie schodzą one zazwyczaj poniżej strefy czynnej zmarzliny, a nawet ograniczają się do głębokości rocznego tajania. Wreszcie, w przeciwieństwie do klinów i żył lodu gruntowego, nie tworzą układów poligonalnych. Po zaniku roztającego lodu gruntowego nastąpiło wypełnienie klina przez luźny materiał z góry.

Struktury z Gospodarza i Ossowic mają wyraźny zarys klinowaty. Tylko forma z Kołacinka, zaliczona również do tej kategorii, rysuje się w profilu raczej kieszeniowato. Natomiast wszystkie posiadają u góry charakterystyczne, łukowate wygięcia znaczące prawdopodobne przejścia do horyzontalnych warstw lodowych. Z wyjątkiem struktury z Ko-

łacinka wszystkie wiążą się w układy poligonalne. Ale właśnie w tej strukturze występują inne charakterystyczne cechy, jakich w pozostałych stanowiskach nie zauważyłem.

Warstwy piasku, urywające się przy ścianach klina w Kołacinku, są wygięte podobnie jak w strukturach opisywanych przez J. P. Schafera (59), T. T. Patersona (55) i L. Weinbergera (77). W strukturach opisywanych przez T. T. Patersona i J. P. Schafera wygięcia są skierowane ku górze, natomiast w Kołacinku, podobnie jak w klinach przedstawionych przez L. Weinbergera, warstwy załamują się w dół. Należy dodać, że nie wszystkie kliny opisywane przez S. Tabera posiadały te wygięcia. Również nie znalazł ich L. Horberg (35).

Wszystkie opisywane tutaj struktury klinowate są wypełnione materiałem pochodzącym z góry, mniej albo więcej bezładnie ułożonym bez warstwowania. Pewne urozmaicenia występują w Kołacinku. Ściany zagłębień są tam wysłane materiałem ilastym. Dopiero na tej „podszewce“ spoczywa masa grubego, rudego piasku niewarstwowanego i zawierającego nieliczne drobne gładziki. Jest to zapewne odpowiednik lining layer T. T. Patersona. Według jego opisu w Cambridge i w Kraju Baffina „podszewka“ posiadała uwarstwienie równoległe do ścian klina. W Kołacinku na tę okoliczność nie zwróciłem uwagi.

Struktury w Brudzewie i w Kołacinku, w lewej części profilu, z wyjątkiem jego części najwyższej, mimo zasadniczego podobieństwa, posiadają wyraźną odrębność w stosunku do klinów z Gospodarza i Ossowic. W profilu prezentują się one raczej jako żyły, a nie kliny. W przekroju Kołacinka żyły te otaczają ze wszystkich stron soczewki mułkowatego piasku. Podobnie i w rzucie poziomym rysuje się układ komórkowy w ten sam sposób określony. Stereometrycznie żyły te przedstawiają się jako cienkie, liczące 2 cm, ścianki o lekko zakrzywionych powierzchniach. W układzie widoczne są kierunki — jeden w przybliżeniu pionowy, drugi zbliżony do horyzontalnego. W granicach obserwowanej ściany odchylenie od kierunku poziomego jest mniej więcej stałe. Przebieg żył o kierunku zbliżonym do horyzontalnego jest zapewne wyznaczony przez dawne, obecnie zniszczone warstwowanie.

Żyły widoczne w ścianie pagórka pod Brudzewem mają prawdopodobnie układ podobny. Jest on trudniejszy do rozpoznania ze względu na większe rozmiary i mniejszą czytelność ściany, której nie dało się oczyścić w całości. W widocznych fragmentach zaznaczają się podobieństwa ze strukturą w Kołacinku. W przebiegu żył widać obydwa

orientacyjne kierunki, pionowy i horyzontalny; zaznaczają się również masy mułków piaszczystych otoczonych przez ściany żył, w tym przypadku ilastych.

Podobne, również ilaste żyły obserwowałem także w Dziadowicach pod Turkiem (fot. 27). Nie opisywałem ich poprzednio z powodu niedostateczności posiadanego materiału. Widziałem tam dwie czy trzy żyły, które na obserwowanym kilkumetrowym wycinku miały równoległe, prawie pionowy przebieg. Szerokość przekroju żył wynosi średnio 10 cm.

Wszystkie te układy żyłowe powstały niewątpliwie przez wypełnienie szczelin w zmarzlinie. Na tym polega też zasadnicze ich podobieństwo z układem klinów zmarzlinowych. Różnice są przede wszystkim morfologiczne. Żyły posiadają ściany w przybliżeniu równoległe, bez zarysu klinowatego.

Przekonywujące są argumenty badaczy, zwłaszcza S. Tabera (72), które odrzucają kontrakcyjną genezę szczelin. Między innymi soczewkowate zarysy żył horyzontalnych, jak w środku profilu Brudzewa oraz zgodność przebiegu żył horyzontalnych z powierzchniami warstwowania, jak w Kołacinku, wskazują na formację lodu gruntowego.

Szczeliny i inne otwarte przestrzenie w dawnej zmarzlinie przechowały się do dziś wskutek wypełniania ich w miarę postępującego powoli procesu tajania mas lodu gruntowego.

Materiał wypełniający bywa różnorodny i rozmaite jest jego ułożenie (47). W Kołacinku żyły są wypełnione piaskiem, a w Brudzewie i Dziadowicach iłem.

Zarówno w Kołacinku jak i w Brudzewie materiał wypełniający szczeliny okazuje warstwowanie, które przy ogólnym spojrzeniu wydaje się równoległe do ścian szczelin, a więc w odcinkach wertykalnych prawie pionowe. Zjawisko to byłoby dziwne i niezrozumiałe. W rzeczywistości materiał ma w szczelinach ułożenie raczej przekątne. Podobne struktury ilustruje R. L. L u p h e r (47). Wobec bowiem gwałtownego załamania spadku na krawędziach szczelin odbywała się sedymentacja typu deltowego. Przekątne, nieraz prawie równoległe uławicenia odpowiadają czołowym partiom (f o r e s e t) delty. Oczywiście wyjaśnienie to nie tłumaczy jeszcze całkowicie skomplikowanej struktury wypełnień szczelinowych.

O tym, że procesy związane z formacją wypełnionych szczelin były złożone, świadczy między innymi ciekawy szczegół widoczny w lewej części profilu z Brudzewa. W przekroju żył zaznacza się ich zębaty zarys. Można go wytłumaczyć (47) przez załamywanie się masy mułków w bezpośrednim sąsiedztwie szczelin.

Wypełnianie przestrzeni zajętych poprzednio przez lód gruntowy prowadzi do powstawania i innych struktur niż układy żyłowe. W Dąbrowie pod Tomaszowem Mazowieckim obserwowałem w cegielni strukturę przedstawioną na fot. 28. Na powierzchni leży glina morenowa o miąższości 1 m. Poniżej na zerodowanej powierzchni występuje utwór piaszczysto-gliniasty silnie zwietrzały. Wreszcie pod tym utworem leży masa iłu plejstoceńskiego.

W górnej części ładu, do głębokości ponad 3 m od powierzchni, występują wtórne struktury. Oprócz szeregu drobnych soczewek zwraca uwagę duża, nieregularna soczewka o rozmiarach: oś krótsza 50 cm, oś dłuższa — 120 cm. Składa się ona ze średniego i grubego piasku. U góry soczewka piaszczysta nie jest całkowicie zamknięta, gdyż ten sam materiał znajduje przedłużenie w wąskim, bo liczącym tylko 6 cm szerokości, kanaliku kończącym się ślepo w warstwie zwietrzałej.

Najprawdopodobniej jest to wypełniona przestrzeń po lodzie gruntowym. Pionowa ściana lodu wychodziła zapewne z górnej horyzontalnej warstwy lodowej, której ślady zostały zniszczone. Na miejscu zaś dzisiejszej soczewki piaszczystej istniała dolna, horyzontalna warstwa lodowa, do której nawiązywał klin lodu gruntowego. Jego współczesnym śladem jest opisany kanalik piaszczysty.

Struktury klinowe z Gospodarza i Ossowic oraz nieco od nich różne z Brudzewa, Kołacinka, Dziadowic i Dąbrowy można uważać za ilustrację doniosłej roli lodu gruntowego. Wydaje mi się, że są one również pośrednim dowodem wielkiego znaczenia formacji lodu gruntowego we wszystkich procesach zachodzących w zmarzlinie. Odegrały one zapewne wielką, może nawet decydującą rolę w powstawaniu struktur inwolucyjnych i w procesie kongeliflukcji.

Struktury spływowe

Mułki w Petrykozach, Sikawie i Pukininie posiadają struktury różne od inwolucji i klinów zmarzlinowych. Charakterystyczne dla nich są silne fałdowania. Prawdopodobnie leżą one w Petrykozach na całym południowym stoku wału, zgodnie z jego zasadniczą orientacją morfologiczną i stratygraficzną.

Wolno sądzić, że są to struktury spływowe utworzone w wyniku soliflukcji w warunkach klimatycznych podobnych do tych, które towarzyszyły powstawaniu opisanych struktur zmarzlinowych. Za taką genezę przemawia, jak sądzę, oprócz struktury, niespodziewana obecność gładzików występujących w mułkach w ten sposób uformowanych.

Znaczenie soliflukcji dla wtórnych struktur nie ogranicza się do form z Petryków, Sikawy i Pukinina. Ślady tego procesu można wskazać również w wielu strukturach inwolucyjnych. Jednakże sprawa ta wymaga specjalnego omówienia.

Kongeliflukcja

H. T. U. Smith, omawiając problemy peryglacjalne (62), zwraca uwagę na niedostatecznie uporządkowaną terminologię, która pozwala na używanie wielu terminów w niejednoznacznym sensie. Wśród nich wymienia także soliflukcję.

Według definicji J. G. Anderssona (2), który, jak się zdaje, wprowadził ten termin, soliflukcja nie ogranicza się do obszarów o jakimś typie klimatu, ale szczególnie dogodnie warunki znajduje w klimatach zimnych.

Termin soliflukcja jest używany obecnie zarówno dla oznaczenia ruchu mas związanego ze zmarzliną, jak i bez niej. Ogólnie pod nazwą soliflukcji rozumie się ruch na dół po stoku materiału luźnego nasyczonego wodą, wywołany przez grawitację. Utrzymywanie tego materiału w stanie ciągłego nasycenia uważa się za niezbędny warunek ruchu (62).

Zresztą mechanika procesu soliflukcji nie jest dostatecznie znana (55). Oprócz podstawowej roli grawitacji i powszechnie uznawanej konieczności wysokiego stopnia nawilgotnienia zwraca się uwagę na doniosłą rolę lodu gruntowego. Nie idzie tu tylko o samą zmarzlinę, która przez swą nieprzepuszczalność powoduje nagromadzenie i stagnację wody powyżej niej. G. Beskow (5) podkreśla wielką rolę drobnych warstewek lodu składających się na tzw. strukturę listkową. Są one źródłem nadwyżek wody w okresach tajania. Spośród innych warunków omawianych przez G. Beskova na pierwsze miejsce wysuwają się — skład materiału i nachylenie. Podobnie i inni (62) stwierdzają, że procesy soliflukcyjne odbywają się najżywiej i są najłatwiejsze do rozpoznania w materiale ilastym.

S. Taber (72) rozważa mechanikę soliflukcji w klimacie mroźnym zgodnie ze swą teorią o lodzie gruntowym i przemożnej roli wzrostu kryształów lodowych w procesach zmarzlinowych.

Kiedy zamarzanie postępuje w głąb od nachylonej powierzchni, każdy kryształ lodowy rośnie w kierunku powierzchni. Popycha on poszczególne cząsteczki ziemi na zewnątrz. Najsilniej odczuwają to cząsteczki położone na powierzchni. Tajanie pozwala na osadzanie cząsteczek według praw grawitacji. Wobec tego każdy cykl zamarzania wywołuje drobne prze-

mieszczenie cząsteczek po stoku ku dołowi. Jest ono największe koło powierzchni, a spada do zera przy dnie strefy objętej zamarzaniem i tajaniem.

Słupki lodowe, które podnoszą powierzchniowe cząsteczki na nagiej glebie, są rozmieszczone nieregularnie i zazwyczaj brak im podparcia z boku. Wskutek tego wyginają się ku dołowi stoku podczas tajania. Powierzchniowe warstwy poruszają się o wiele szybciej aniżeli reszta. Nienormalnie wysoki poziom wody na zmarzlinie powiększa rozmiary speływania cienkiej strefy sezonowego tajania.

Badania na Grenlandii (55), w arktycznej Kanadzie (76) i na Syberii (68, 39, 51) wskazują nachylenia 5° — 7° jako te, od których rozpoczynają się procesy soliflukcyjne. Znane są jednak przypadki, kiedy ruchy soliflukcyjne odbywają się już przy mniejszym nachyleniu (59). Według M. J. S u m g i n a (68) największe formy soliflukcyjne powstają przy nachyleniu 3° — 7° .

Również i w zakresie charakteru ruchu istnieje rozbieżność w pojmowaniu soliflukcji. Większość autorów uważa, że pod termin soliflukcji można podciągnąć tylko ruchy postępowe w dół, gdy inni zaliczają tutaj również ruchy niepostępowe, jak np. ruchy związane z tworzeniem układów poligonalnych.

Jedną z przyczyn rozbieżności pojęć (62) w zakresie soliflukcji i niezajomości jej mechaniki jest to, że w badaniach zwracano uwagę przede wszystkim na powierzchnie, natomiast zaniedbywane były obserwacje dotyczące struktury. Jako cechy utworów soliflukcyjnych wskazuje H. T. U. S m i t h brak warstwowania, brak sortowania materiału, jego heterogeniczność oraz efekty podobne do fałdowań. Podobnie K. B r y a n wskazuje na struktury podobne do fałdów, które nazywa *plications* (8), jako na wyznaczniki lekkiego ruchu bocznego, a przez to — jako na dowody soliflukcji.

Nie ulega wątpliwości, że procesy soliflukcyjne w ogólnym pojęciu nie mają ściśle określonych granic klimatycznych, jak również i to, że w warunkach klimatów zimnych, zwłaszcza w obecności zmarzliny, odbywają się one najżywiej. Wobec tego zachodzi konieczność wyodrębnienia dwóch rodzajów ruchów tego typu: zachodzących w związku z istnieniem zmarzliny oraz takich, które mają miejsce w innych warunkach klimatycznych. Można się umówić, że p ł y n i a będzie oznaczała ruchy związane ze zmarzliną, a s p e ł z y w a n i e pozostawić dla ruchów podobnych w innych klimatach. Tym niemniej pozostanie kłopot z ustaleniem terminologii międzynarodowej. Nasuwa się możliwość zaproponowania międzynarodowego terminu dla soliflukcji na tle zmar-

zlinowym — k o n g e l i f l u k c j a. Dokładniejszy byłby termin kongelisoliflukcja, ale językowo jest on zupełnie niezgrabny.

Wydaje mi się, że pojęcie kongelisoliflukcji należy ograniczyć do ruchów postępowych, bocznych a nie rozciągać go na tzw. ruchy niepostępowe, przeważnie pionowe, jak w tworzeniu się układów poligonalnych.

W zakresie opisanych struktur można wskazać cały szereg oznak większego lub mniejszego działania kongelisoliflukcji.

Powstanie struktur w Petrykozach, Sikawie i Pukininie (fot. 20 i 21) bodaj w całości można przypisać spływaniu zmarzlinowemu, czyli kongelisoliflukcji.

Proces ten odegrał również ważną rolę w wykształceniu inwolucji. Wydłużenia struktur inwolucyjnych mają zazwyczaj w obrębie danego zespołu jedną przeważającą oś orientacyjną. Kierunek tej osi jest zgodny z nachyleniem powierzchni zamykających strefy inwolucyjne. Do takiego wniosku prowadzi analiza rzutu poziomego struktur, jak np. w Sędzicach. Wygodniejsza metoda polega na obserwacji przekrojów pionowych. Pochylenie bowiem rzekomych fałdów wskazuje na sam fakt spływania, jak również na kierunek ruchu. Sprawę tę podkreśla A. Nörrvang (50) i J. P. Schaffer (59). Jak widać z opisu Sędzic (porównaj wyżej str. 59 i fot. 29) na podstawie profilu pionowego można dokładnie oznaczyć kierunek struktur. Jednakże nie zawsze wystarcza profil pionowy i trzeba zapoznać się z planem struktury.

Dalsza deformacja struktur inwolucyjnych na skutek spływania odbywała się współcześnie z powstawaniem tych struktur. Być może, że muł wapnisty, widoczny w strukturach Sędzic, jest osadem soliflukcyjnym, podobnie jak interpretowany w ten sposób przez V. Commonta muł kredowy w plejstocenie doliny Sommy (13).

Proces kongelisoliflukcji jest zjawiskiem charakterystycznym dla aktywnej strefy zmarzliny co najmniej w tym samym stopniu, co i procesy prowadzące do powstania wszelkiego typu struktur inwolucyjnych. Jeśli przyjmie się poglądy S. Tabora na znaczenie lodu gruntowego, a zwłaszcza na doniosłą rolę rozwoju kryształów lodu, to można patrzeć na tworzenie się wszelkich struktur zmarzlinowych jako na rezultat działania tych samych sił elementarnych.

Środowisko peryglacjalne

Struktury inwolucyjne i towarzyszące ich powstawaniu procesy kongelisoliflukcji wskazują na czynną strefę zmarzliny jako na właściwe im środowisko. Struktury klinowe wiążą się raczej z głębszą częścią zmarzliny nieekspozowanej na rozmarzanie i tajanie. Czynna strefa zmar-

zliny sięga do 3 lub 5 m (61), a miąższość całego utworu zmarzliny wynosi wiele metrów. Największa głębokość znana jest ze Spitzbergenu — 320 m, w kopalni węgla w Lowe Sund (72). Głębokość, do której sięgają struktury inwolucyjne w okolicach Łodzi, dowodzi, że czynna strefa zmarzliny miała tutaj miąższość co najmniej około 2 m.

Zmarzlina, inwolucje i kliny zmarzlinowe są uważane powszechnie za cechy warunków peryglacjalnych.

Termin peryglacjalny wprowadzony przez W. Łozińskiego (48) w ścisłym sensie oznacza warunki środowiska w sąsiedztwie wielkiego lodowca (62). Przyjęty zwyczaj stosuje go w odniesieniu do warunków panujących w tej strefie, w której ochładzające działanie istniejącego lodowca wywołuje klimat mroźny.

R. P. Sharp (61) stwierdza zasługę W. Łozińskiego jako autora terminu, który jednak nigdy nie był wyraźnie zdefiniowany. Według R. P. Sharpa peryglacjalne środowisko charakteryzują niskie temperatury, silne wiatry i częste wahania termiczne dokoła punktu zamrażania. Procesy zachodzące w warunkach środowiska peryglacjalnego wywołują szereg zjawisk, które są określane jako peryglacjalne.

R. F. Flint (21) podaje następujący zespół charakterystyczny dla warunków peryglacjalnych: soliflukcja, less i graniaki. Peryglacjalnym nazywa ten autor klimat istniejący przy krawędzi wielkiego lodowca. Może on być różnego rodzaju.

Należy podkreślić zastrzeżenia (62, 59) wysuwane przeciw bezkrytycznemu używaniu terminu peryglacjalny. Posiada on przede wszystkim sens geograficzny wskazujący na bliskie sąsiedztwo lodowca. Bywa on jednak używany dla oznaczenia warunków wywołanych przez obniżenie temperatury podczas zlodowacenia, ale na obszarach odległych od lodowca. Przy takim użyciu zmienia się znaczenie terminu z geograficznego na klimatyczne. W każdym razie niejednoznaczność jest wyraźna.

Oznaczenia peryglacjalny używa się dosyć swobodnie, zarówno dla współczesnych jak i kopalnych form, a nawet i dla takich, które niekoniecznie mogły powstawać tylko na peryferii lodowca (61). Sens określenia peryglacjalny jest więc zmienny w przestrzeni i w czasie. Ale klimat peryglacjalny musi być pojmowany jako charakterystyczny zespół panujący w stosunkowo wąskiej strefie peryferycznej lodowca i to w okresie jego maksymalnej żywotności (59).

Struktury opisane z okolic Łodzi powstały bez wątplenia w warunkach peryglacjalnych w najściślejszym sensie tego oznaczenia. Inwolucje i formy kongeliflukcyjne dowodzą żywotności istniejącej tu niegdyś zmarzliny. Jak wiadomo bowiem, procesy, które doprowadziły do ich ufor-

mowania, odbywały się w aktywnej strefie podlegającej regulacji, czyli sezonowemu tajaniu i zamarzaniu. Kliny zmarzlinowe świadczą natomiast o biernej, stosunkowo trwałej i niepodlegającej tajaniu masie zmarzliny.

Na badanych obszarach Polski środkowej istnieją jeszcze inne fakty, które są uważane za wyznaczniki dawnych warunków peryglacjalnych. Są to przede wszystkim ślady działalności eolicznej.

Na terenach występowania opisanych struktur zmarzlinowych spotyka się bardzo liczne graniaki (fot. 30 i 31). W Polsce środkowej nie przeprowadzono dotychczas badań nad stosunkiem graniaków do struktur kongeliflukcyjnych i inwolucji. Pozostaje tylko fakt współwystępowania tych form na tej samej przestrzeni. Gdzie indziej (4, 10, 14, 60) stwierdzono bardzo ściśle związki między efektami zmarzlinowymi i eolicznymi wskazujące na równoczesność obydwu grup procesów. Taka koincydencja jest, jak wiadomo, jedną z cech warunków peryglacjalnych.

W okolicach Łodzi, zwłaszcza na obszarach wyżej położonych, a więc przede wszystkim na wschodzie, występują liczne doliny suche. Studia nad tymi formami, prowadzone w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Łódzkiego, są dopiero w toku. Wydaje się jednakże prawdopodobne, że genezę tych dolin można odnieść do czasu, w którym na tym obszarze panowały warunki peryglacjalne. Doliny te są wycięte w materiale dość łatwo przepuszczalnym, który mógł funkcjonować jako nieprzepuszczalny w okresie istnienia zmarzliny. Po jej zaniknięciu wody przeszły do niższego poziomu i doliny stały się suche. O tym, że zamarcie tych dolin nastąpiło gwałtownie, świadczą dość często spotykane parowy i dolinki wiszące nad dnem opuszczonej dzisiaj doliny suchej. H. T. U. S m i t h (62) w oparciu o studia C. R e i d a (57), J. G e i k i e g o (22) i A. J. B u l l a (9) mówi o suchych dolinach jako o cechach obszarów peryglacjalnych.

WIEK STRUKTUR

W rezultacie przedstawionych powyżej rozważań można stwierdzić, że opisane struktury powstały w warunkach peryglacjalnych, a więc w niedalekim stosunkowo sąsiedztwie krawędzi lodowca. Trudno powiedzieć, jak dalekie było to sąsiedztwo. Inwolucje w północno-wschodnim Illinois tworzyły się wedle R. P. S h a r p a (61) w odległości 45—75 km od krawędzi lodowca.

Określenie wieku struktur peryglacjalnych na badanym obszarze napotyka wielkie trudności. Wynikają one z niedostatecznych jeszcze wiadomości o przebiegu zlodowacenia na tych terenach, z ograniczonej

przestrzeni objętej badaniami nad strukturami peryglacjalnymi, wreszcie powodem trudności jest zbyt duża szczupłość materiału dotyczącego opisanych struktur.

Struktury peryglacjalne w okolicach Łodzi rozwinęły się w materiale fluwioglacjalnym lub mułkach, a nawet w iłach plejstocenijskich (Dąbrowa). W tym zestawieniu najstarszymi utworami są dolne osady fluwioglacjalne i ily. Pod Rogoźnem koło Widawy i w Stanisławowie Lipskim (na południe od Rawy Mazowieckiej) udało się stwierdzić, że ily warwowe przechodzą bez przerwy sedymentacyjnej w mułki, a jeszcze wyżej — w piaski. Zarówno mułki jak i piaski zachowują zazwyczaj rytm iłów warwowych. Ku górze jednak rytm osłabia się i warstwy stają się grubsze. Równocześnie ziarno jest coraz większe. Normalnie ponad tą serią „nadwarwową“ występują piaski, żwiry i otoczaki o niespokojnym, często deltowym warstwowaniu.

Na tle tego schematu stratygraficznego można wydedukować następujący przebieg zdarzeń.

1) Pod koniec poprzedniego, przedostatniego na tym obszarze zlodowacenia tworzą się ily warwowe.

2) Klimat staje się cieplejszy i wilgotniejszy; wody krążą żywiej i osadzają materiał grubszy; tworzy się seria „nadwarwowych“ mułków, a później piasków; rytm warwowy słabnie, aż wreszcie zanika.

3) W związku ze wzrostem temperatury rozwija się roślinność; w dalszym ciągu, w rezultacie podnoszącej się temperatury, lub może w wyniku lepiej zorganizowanego odwodnienia powstają miejscami torfowiska; świadczy o tym kopalny torf znaleziony w Józefowie koło Rogowa.

4) Piaski, żwiry i otoczaki zwiastują nowe nasunięcie lodowca, który nadciąga, ale jest jeszcze daleko, bowiem

5) wody płyną żwawo i prowadzą dzieło energicznego niszczenia; usuwają one miejscami niedawno nagromadzony materiał fluwioglacjalny, obnażają „nadwarwowe“ piaski i mułki, a nawet ily i starsze utwory fluwioglacjalne.

6) Czoło lodowca nadciąga bliżej, wytwarzają się warunki peryglacjalne; ziemia zamraża do nieznanego w tej chwili głębokości, zimą wieją silne wiatry kształtujące graniaki i, być może, wynoszą najdrobniejszy materiał osadzając lessy na dalszych obszarach; latem górna strefa zmarzliny podlega tajaniu. W tej czynnej strefie zmarzliny kształtują się ziemie strukturalne, powstają inwolucje i odbywa się intensywne spływanie po nachylonych powierzchniach; procesy zmarzlinowe dokonywują się w materiale fluwioglacjalnym lub na jego „nadwarwowym“ czy warwowym podłożu, a nawet w starszych osadach fluwioglacjalnych, w miejscach, gdzie były one poprzednio obnażone.

7) Lodowiec posuwa się dalej; część struktur zmarzlinowych — ścięty klin w Kołacinku, usunięte strefy inwolucyjne w Gospodarzu, Ossowicach i Brudzewie — ulega zniszczeniu, co mogło nastąpić albo wskutek erozji lub, co może prawdopodobniejsze, w rezultacie kongeliflukcji.

8) Po zaniknięciu lodowca rozwijają się procesy wietrzenia; dzisiejszy profil eluwiów wykazuje niejednokrotnie dostosowanie do struktur inwolucyjnych; kieszenie eluwalne powtarzają profile inwolucyjne; jest to widoczne zwłaszcza w kieszeniach asymetrycznych, gdy asymetria inwolucji powtarza się w profilu eluwium.

Jeśli najważniejsze podstawy tego schematu są słuszne, to wiek struktur peryglacialnych przypada na maksimum północno-polskiego zlodowacenia

ZNACZENIE I PERSPEKTYWY STUDIÓW NAD KOPALNYMI STRUKTURAMI ZMARZLINOWYMI

Z przedstawionego materiału widać, że kopalne struktury dają wielkie bogactwo form zmarzlinowych. Wylania się wskutek tego możliwość wglądu w złożone procesy, jakie odbywały się w środowisku zmarzlinowym. Można traktować tego rodzaju studia jako bardzo ciekawy i obszerny rozdział badań plejstocenijskich.

Z ogólniejszego punktu widzenia studia takie muszą być pojmowane jako wstęp do badań obiecujących dalsze możliwości poznania dziejów plejstocenu.

Struktury inwolucyjne i kongeliflukcyjne dostarczają wiadomości o rozmiarach czynnej zmarzliny, podobnie zresztą jak i kliny zmarzlinowe, których wierzchołki wyznaczają spąg tej strefy. Są to ilustracje klimatycznego znaczenia badań nad kopalnymi strukturami.

Struktury są następstwem ogólnej przyczyny trwającej w jakimś określonym czasie. Wskutek tego mogą one spełniać ważne funkcje stratygraficzne (7, 62, 55). Składają się one na horyzont chronologicznie znaczący i mogą posłużyć jako poziom stratygraficznie określony. Jest w tym wiele podobieństwa do jednostek stratygraficznych określonych paleontologicznie. To są możliwości nie tylko interesujące, ale i ważne, zwłaszcza jeśli struktury te występują w więcej niż jednym poziomie.

Ograniczam się wreszcie do przykładowego wskazania przydatności morfologicznej struktur zmarzlinowych. Ponieważ są utworami peryglacialnymi, więc z ich rozmieszczenia można wnioskować o sytuacji krawędzi lodowca w okresie jakiegoś względnego postoju trwającego przez dłuższy czas. Stopień zniszczenia struktur, zwłaszcza klinowych, informować może o rozmiarach denudacji późniejszej. Podobnie z rozciągnięcia horyzontu struktur peryglacialnych poprzez formacje różnego

wieku wolno wnioskować o rozmiarach poprzedniego niszczenia, a może nawet o deformacjach tektonicznych. Stosunek różnego typu struktur do dzisiejszej powierzchni pozwoli wyciągnąć pewne wnioski o ukształtowaniu powierzchni przed tym, zanim się ona znalazła w zasięgu warunków peryglacialnych. W podobny sposób postępując można będzie w palimpsestowym krajobrazie glacialnym odróżnić morfologiczne elementy starsze od form stworzonych w czasie ostatniego na danym obszarze zlodowacenia lub nasunięcia.

Łódź, 17 stycznia 1950 r.

z Zakładu Geografii I
Uniwersytetu Łódzkiego

LITERATURA

1. Ambroz V. — Periglacialni zjevy u Jevan. *Zpravy Geol. Ust. pro Čechy a Moravu*, roc. 18, c. 5, Praha 1942.
2. Andersson J. G. — Solifluction, a component of subaerial denudation. *Journ. Geol.* vol. 14, Chicago 1906.
3. Bahr A. — Frostgestauchte Böden im westlichen Schleswig-Holstein. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Ed. 84, Stuttgart 1932.
4. Bastin A., et Cailleux A. — Action du vent et du gel au Quaternaire dans la region Bordelaise. *Soc. Géol. France, Bull.* vol. 15, Paris 1941.
5. Beskow G. — Erdfliessen und Strukturboden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. *Geol. Fören. Förh.* Bd. 52, Stockholm 1930.
6. Beskow G. — Tjälbildningen och Tjällyftningen. *Sveriges Geol. Unders.* ser. C, nr 375, Stockholm 1935.
7. Breuil H. — De l'importance de la solifluction dans l'étude des terrains quaternaires du nord de la France et des pays voisins. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 7, 1934.
8. Bryan K. — Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Am. Journ. Sci.* vol. 244, New Haven 1946.
9. Bull A. J. — Cold conditions and land forms in the South Downs. *Geol. Assoc. Proc.* vol. 51, London 1940.
10. Cailleux A. — Cailloux éoliens et solifluction en France et en Europe septentrionale. *Soc. Géol. France, Bull.* vol. 8, Paris 1938.
- 10a. Cailleux A. — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Soc. Géol., France, Mém.*, vol. 21, Mém., vol. 46, Paris 1942.
11. Cailleux A. — Études de cryopedologie. Paris 1948.
12. Cholnoky K. — Spitzbergen. Budapest 1912.
13. Commont V. — Saint-Acheul et Montières. Notes de Géologie et de Paléontologie et de Préhistoire. *Soc. Géol. Nord, Mém.* vol. 6, no 3 1909.
14. Denny C. S. — Periglacial phenomena in southern Connecticut. *Am. Jour. Sci.* vol. 32, New Haven 1936.

15. Dobrowolski A. B. — Historia naturalna lodu. Warszawa 1923.
16. Dranicyn D. — O niektórych zonalnych formach reliefu krajnego siewiera. *Poczwowiedienije*, Petersburg, 1914.
17. Eakin H. M. — The Yukon-Koyukuk region, Alaska. *U. S. Geol. Surv. Bull.* vol. 631, 1916.
18. Edelman C. H., Florschütz F., Jeswiet J. — Ueber spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. *Geol. Mijnb. Genootschap voor Nederland en Kol. Geol. Ser., Verh.* vol. 11,4 Gravenhagen 1936.
19. Elton Ch. S. — The nature and origin of soil-polygons in Spitzbergen. *Quart. Journ. Geol. Soc.* vol. 83, London 1927.
20. Fischer O. — On the warp — its age and probable connexion with the last geological events. *Quart. Journ. Geol. Soc.* vol. 22, London 1866.
21. Flint R. F. — Glacial geology and the pleistocene epoch. Wiley, New York 1948.
22. Geikie J. — The great ice age. London 1894.
23. Gładcin J. — Kamiennyje mnogougolniki. *Gos. Geogr. Obszcz. Izw.* t. 60, Moskwa-Leningrad 1928.
24. Gładcin J. — Kamiennyje mnogougolniki. *Gos. Geogr. Obszcz. Izw.* t. 68, Moskwa-Leningrad 1936.
25. Gorodkow B. — Poczwiennyje issledowanija Gydanckoj ekspedycji. *Akad. Nauk S. S. S. R.* Moskwa-Leningrad 1929.
26. Grigoriew A. — Typen des Tundra-Mikroreliefs von Polar-Eurasien, ihre geographische Verbreitung und Genesis. *Geogr. Ztschr.* Bd. 31, Leipzig 1925.
27. Grigoriew A. — Poczwiy subarktyczeskich tundr i liesotundr Jewrazji w swiazi s nabludieniami w Bolszeziemielskoj tundrie w 1921 g. *Poczwowiedienije*, nr 4, 1926.
28. Grigoriew A. — Opyt charakteristiki osnovnych tipów fiziko-geograficznej sriedy, cz. 3 Tipy fiziko-geograficznej sriedy arktyczeskogo pojasa. *Problemy Fiz. Geogr.* t. 7, Moskwa-Leningrad 1939.
29. Grigoriew A. — Subarktika. *Akad. Nauk. S. S. S. R. Inst. Geogr.* Moskwa 1946.
30. Gripp K. — Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. *Naturwiss. Verein.* Bd. 21, Hamburg 1927.
31. Hamberg A. — Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen, sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises im Wasser. *Geol. Fören. Förh.* Bd. 37, Stockholm 1915.
32. Högbom B. — Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. *Geol. Inst. Bull.* vol. 9, Upsala 1910.
33. Högbom B. — Ueber die geologische Bedeutung des Frostes. *Geol. Inst. Bull.* vol. 12, Upsala 1914.
34. Högbom B. — Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischer Faktor. *Geol. Inst. Bull.* vol. 20, Upsala 1927.
35. Horberg L. — A possible fossil ice wedge in Bureau County, Illinois. *Journ. Geol.* vol. 57, Chicago 1949.
36. Huxley J. S. Odell N. E. — Notes on surface markings in Spitzbergen. *Geogr. Journ.* vol. 63, London 1924.
37. Jahn A. — Badania nad strukturą i temperaturą gleb w zachodniej Grenlandii. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr.* t. 72, dz. A za 1946, ser. 3, t. 32, nr 6, Kraków 1948.

- (Research on the structure and temperature of the soils in western Greenland). *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern. ser. A.* 1946, Cracovie 1948.
38. Kaczurin S. P. — Mierzłotnyje i geomorfologiczeskije nabludienija w ustie rieki Anadyr w 1935 g. *Akad. Nauk S. S. S. R. Trudy Kom. Wiecz. Mierz.* t. 6, Moskwa-Leningrad 1938.
 39. Kaczurin S. P. — Soliflukcjonnyje tierrasy w oblasti wiecznoy mierzłoty. *Akad. Nauk S. S. S. R. Trudy Kom. Wiecz. Mierz.* t. 7, Moskwa-Leningrad 1939.
 40. Kessler P. — Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart 1925.
 41. Kessler P. — Ueber diluviale Frostspalten bei Saarbrücken. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 79, Monatsber. 1927, Stuttgart 1928.
 42. Konowałow J. P. — Strukturalnyje poczwy na siewiernowostocznom skłonie Elbrusa. *Gos. Geogr. Obszcz. Izw.* t. 67, Moskwa-Leningrad 1935.
 43. Leffingwell E. — Ground-ice wedges. *Journ. Geol.* vol. 23, Chicago 1915
 44. Leffingwell E. — The Canning River region, northern Alaska. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 109, 1919.
 45. Liwierowski J. — Poczwy tundr siewiernogo kraja. *Akad. Nauk S. S. S. R. Trudy Pol. Kom.* Moskwa-Leningrad 1934.
 46. Low A. R. — Instability of viscous fluid motion. *Nature*, vol. 115, London 1925.
 47. Lupper R. L. — Clastic dikes of the Columbia Basin region, Washington and Idaho. *Am. Geol. Soc. Bull.* vol. 55 Washington 1944.
 48. Łoziński W. — Ueber die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Acad. Sci. Bull. Intern. Cl. Sci. Math. Nat.* nr 1, Cracovie 1909.
 - 48a. Łoziński W. — Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. *C.-R. XI. Intern. Geol. Congr. 1910*, Stockholm 1911.
 49. Markow K. K. — O poligonalnych (jaceistych) obrazowaniach siewiernawo Pamira. *Gos. Geogr. Obszcz. Izw.* t. 66, Moskwa-Leningrad 1934.
 50. Nörvang A. — Nogle forekomster af Arktisk strukturmark bevarede i danske istidsaflejringer. *Danmarks Geol. Unders.* ser. 2, nr 74, Köbenhavn 1946.
 51. Obruczew S. W. — Soliflukcjonnyje (nagornyje) tierassy i ich genesis na osnovanii rabot w Czukotskom kraje. *Problemy Arktiki*, nr 3, 4, Leningrad 1937.
 52. Obruczew S. W. — Szachmatnyje (ortogonalnyje) formy w oblasti wiecznoy mierzłoty. *Gos. Geogr. Obszcz. Izw.* t. 70, wyp. 6. Moskwa-Leningrad 1938.
 53. Panow D. G. — Poligonalnyje obrazowanija kaninskoj tundry. *Gos. Geogr. Obszcz.* Moskwa-Leningrad 1933.
 54. Passendorfer E. — O zaburzeniach warstw w profilu dyluwialnym w Główniej pod Poznaniem. Ueber die Schichtenstörungen im Diluvialprofil in Główna bei Poznań. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 8, z. 2, Kraków 1932.
 55. Paterson T. T. — The effects of frost action and solifluction around Baffin Bay and in the Cambridge district. *Quart. Journ. Geol. Soc.* vol. 96, London 1940.
 56. Ponomariew B. W. — Hidrologiczeskij oczerk Anderskogo rajona. *Glaw-siewmorput*, Izw. Moskwa-Leningrad 1937.
 57. Reid C. — On the origin of dry chalk valleys and of Coombe Rock. *Quart. Journ. Geol. Soc.* vol. 43, London 1887.

58. Sapper K. — Erdfließen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten. *Intern. Mittell. Bodenkunde*, Berlin 1914.
59. Schafer J. P. — Some periglacial features in Central Montana. *Journ. Geol.* vol. 57, 1949.
60. Selzer G. — Diluviale Loesskeile und Loesskeilnetze aus der Umgebung Göttingens. *Geol. Rund.* Bd. 27, Stuttgart 1936.
61. Sharp R. P. — Periglacial involutions in northeastern Illinois. *Journ. Geol.* vol. 50, 1942.
62. Smith H. T. U. — Physical effects of pleistocene climatic changes in nonglaciated areas. *Am. Geol. Soc. Bull.* vol. 60, 1949.
63. Soergel W. — Diluviale Frostspalten im Deckschichtenprofil von Ehringsdorf. *Geol. Paläont. Fortschr.* 11, Decke-Festschr., Berlin 1932.
64. Sukaczew W. N. — K woprosu o wlijanii mierzłoty na poczwu. *Akad. Nauk S. S. S. R.* Petersburg 1911.
65. Sukaczew W. N. — Zur Frage des Einflusses der Gefrorenis im Boden. *Acad. Sci. Bull.* vol. 6, ser. 5, Petersburg 1911.
66. Sumgin M. J. — Wiecznaja mierzłota poczwu w przedielach S. S. S. R. *Akad. Nauk S. S. S. R.*, Moskwa-Leningrad 1937.
67. Sumgin M. J. — Lied w wieczno mierzłych gruntach B. P. Wejnberg — „Lied“, Moskwa 1940.
68. Sumgin M. J. — Obszczeje mierzłotowiedienije. Moskwa-Leningrad 1940.
69. Szostakowicz W. B. — Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. *Ztschr. d. Gesell. f. Erdkunde zu Berlin*, 1927.
70. Taber S. — Frost heaving. *Journ. Geol.* vol. 37, Chicago 1929.
71. Taber S. — The mechanics of frost heaving. *Journ. Geol.* vol. 38, Chicago 1930.
72. Taber S. — Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history. *Am. Geol. Soc. Bull.* vol. 54, Washington 1943.
73. Troll C. — Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rund.* Bd. 34, Stuttgart 1944.
74. Ule W. — Strukturboden in Norwegen. *Pet. Mitteil.* Gotha 1914.
75. Vášíček M. — Pleistocenni poruchy v miocennich sedimentech u Sudic a u Muglinova. *Vestn. Král. Česke Spol. Nauk, Trida Mat.-Přirodoved. Ročn.* 1944, Praha 1946.
76. Washburn A. L. — Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions Arctic Alaska. *Am. Geol. Soc. Mem.* vol. 22, Washington 1947.
77. Weinberger L. — Frostspalten und Froststrukturen in Schottern bei Leipzig. *Geol. Rund.* Bd. 34, H 7/8, Stuttgart 1944.
78. *Gesell. Erdkunde, Ztschr.* Berlin 1912.

Ян ДЫЛИК

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ПОЛЬШИ

(с 26 фот. и 14 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

В плейстоценовых отложениях окрестностей Лодзи появляются деформации первоначальной структуры суглинков и флювиогляциальных глин. Среди них доминируют изгибы слоев с обозначением вторичной сегрегации материала. Отличены здесь инволюции, как формы похожие на структуральные земли современных арктических районов, клины и мерзлотные жилы, а также стоковые формы.

Стекание свободных частичек в условиях холодного климата в мерзлотной среде названо конгелифлюкцией, в отличие от солифлюкции, как движения не связанного с этой средой. Явление конгелифлюкции отмечается в деформации инволюционных структур и вызывает собственные структуры.

Конгелифлюкционные структуры вместе с инволюциями и также клинами и жилами создают комплекс структур генетически связанных с мерзлотой и перигляциальной средой. Инволюции и конгелифлюкционные структуры появились одновременно в верхней зоне мерзлоты, постепенно подчиняющейся процессам таяния и замерзания. Имея в виду глубину выступания инволюционных структур, эта зона мерзлоты должна иметь мощность по меньшей мере 2,5 м.

Р Е З Ю М Е

ВВЕДЕНИЕ

Плейстоценовые отложения окрестностей Лодзи подвергались многочисленным деформациям. Эти деформации ограничены до мелкой

зоны — от нескольких десятков сантиметров до свыше 2 м глубины. Они появляются, как в сериях однородного, так и разнородного материала. Некоторые деформации появляются как в мелко-зернистом материале — глинах и суглинках, так и в песках, глинах и таликах.

Самой общей чертой этих деформаций является то, что они разрывают непрерывность материала, в котором они развились, однако, иногда материал остается неизмененным, но структура нарушена.

Деформации непрерывности материала проявляются в прерванных слоях, причем эти перерывы заполнены или материалом выступающим в одном из прерванных слоев, или же другим, непооявляющимся в нарушенной свите.

Деформации касаются всех основных элементов рельефа поверхности, т. е. простирания, падения и мощности. Чаще всего и сильнее всего подвергаются нарушению падение и мощность слоев, зато простирание обыкновенно меньше всего тронуту. Самым простым примером таких деформаций являются легкие изгибы (фот. 6).

Обсуждаемые деформации вызваны вторичным явлением по отношению к коренным структуральным системам. Они имеют однако свойственный порядок в строении и создают второстепенные, необыкновенно разнообразные структуры. Они были без сомнения вызваны климатическими условиями, которые господствовали в зоне вечной мерзлоты.

Неоднократно были описаны аналогичные структуры Северной Америки, Азии и арктических территорий. Эти описания вместе с обсуждениями, касающимися объяснения этих явлений, дают большой вклад в литературу, внесенный А. Б. Добровольским (15), А. Яном (37), М. И. Сумгинным (68), М. Троллем (73) и Х. Т. У. Смпсом (62).

„Ископаемые“ плейстоценовые структуры получили разнородную терминологию. Ныне приводятся некоторые из них, чаще всего употребляемые: „Brodelsböden“, „cryoturbation“, „congeliturbation“, а в последнее время „involution“.

Термин „involution“ введенный Ц. С. Дэннием (14), стал особенно популярным в американской литературе и может быть наиболее употребляемым. Польза употребления этого термина лежит в следующем:

1. Его латинское происхождение облегчает применение его к каждому языку.
2. Он касается деформации материала видимого в вертикальном профиле, т. е. согласно с практическими возможностями исследования ископаемых структур.
3. Его значение принципиально описательное и за ним не следуют никакие внушения относительно генезиса явления.

Р. П. Шарп (61), который расширил определение Ц. С. Дэни и я, употребляет термин „инволюция“ для изолированных структур, но для зон которые заключают в себе деформированные слои — термин „involution layers“.

Инволюции заключают в себе, как правило, исключительно материал, находящийся в нарушенных свитах. Но когда деформированные слои заключают в себе какие нибудь включения постороннего материала для данных свит, включения эти обнаруживают скорее превосходство вертикального направления, тогда Э. Лейффингвель называет их „ice wedges“ („мерзлотные клины“).

Это определение было также принято немецкими авторами: П. Кесслером (40), Г. Зельцером (66) и В. Зергелем (63). Такие же формы не имеющие однако вида клина, называются мерзлотными жилами.

Описание структур

Автор нашел в окрестностях г. Лодзи свыше 20 обнажений обнаруживающих инволюционные и клиновые структуры (фиг. 4).

В г. Лодзи на предместьи Жабенец малая инволюционная зона находится среди флювиогляциальных песков и гравиев. Они залегают на глубине 40 см до 1 м, притом на небольшом расстоянии только лишь 2 м. Они состоят из симметрических складок, образованных вследствие изгиба песков и гравиев. Антиклинали этих складок состоят из мелкозернистого песчаного материала, а синклинали — из гравия. В горизонтальной проекции (фот. 6) они представляются, как нерегулярные фигуры приближенные к кругам.

Такую же структуру я заметил в Свэндове под Стрыковом (фиг. 5 и фот. 9). Здесь контрасты были обозначены более отчетливо, так как несок из Жабенца здесь был заменен илом.

Более сложная инволюционная зона была найдена в Сэндзницах. Мы можем ее наблюдать на протяжении свыше 10 м. Она составлена из двух генераций наложенных одна на другой. О таких же фактах говорят между прочим Кейльгак, А. Нэрванг и И. П. Шафер. Эти инволюции были созданы в флювиогляциальном материале среди разнородных песков, гравиев и галек. Складки, появляющиеся в вертикальном разрезе — несимметричны, как в Жабенце, но наклонены в юго-западном направлении. В горизонтальной проекции они отчетливо обведены контуром в форме кругов, хотя обыкновенно они имеют форму овальную, ось которых более длинная имеет направление северо-восток — юго-запад. В Сэндзницах сортировка материала видна отчетливо с характерным уложением галек согласно с поверхностью

складок. Благодаря большим галькам выступающим в разрезе, некоторые части инволюции в Сэндзицах могут быть причислены к роду фестоновых инволюций.

Инволюции, наблюдаемые в Милешках, Длугом и Невеше принадлежат к тому же роду.

Обнажение в Колацинке указывает примеры разных структур. Сверху залегает 0,5—0,8 м валунной глины. Ниже выступают пески различных зерен и цвета. Деформация охватывает всю верхнюю часть до глубины 1,5 м.

Самая большая часть обнажения, видимая, главным образом с левой, западной стороны, заполнена структурами, которые появляются в вертикальном разрезе в качестве линз длиной 40 — 50 см. Они состоят из мелкого супеска, ограниченного со всех сторон стенами слоистых, черных или красновато-бурых песков. Прослойка стен обнаруживает значительное падение, которое пробегает вдоль стен, т. е. на некоторых участках почти вертикально.

Эти структуры, исследуемые в горизонтальной проекции обнаруживают приблизительно такие же линзообразные контуры.

Выше находится тонкая зона, заключающая другие формы в виде небольших 12—20 см линз, имеющих почти аналогичные контуры, как в горизонтальной, так и в вертикальной проекции. Они изолированы и отделены друг от друга участками лишенными структуры. На снимках видно, как отчетливо обозначена сортировка материала, концентрически расположенного с расхождением более крупных зерен на перифериях.

Особенно поразительна структура стены видимая с правой стороны разреза. Очень выразительно очерченный „карман“ медленно, но отчетливо суживается к низу. Его глубина равняется 27 см, ширина, сверху равняется 20 см а снизу — 7 см. Этот „карман“ заполнен красным крупнозернистым песком с мелкой галькой. Как „карман“ этот, так и остальные деформационные структуры прикрыты валунной глиной.

Вблизи Господаржа в флювиогляциальных гравиях появляется разветвленная система жил, построенных из массы супеска, заключающего в себе гальки. В горизонтальной проекции эти жилы вяжутся в какой то фрагмент сети. Они появляются среди гравиев не обнаруживающих слоистости. Но вблизи их нижних окончаний гравий и пески являются слоистыми.

Такие же структуры, но более отчетливые на рисунке, были найдены в Оссовицах. На фоне более светлых песчаных илов зарисовывается система жил.

В Брудзэве открывается система жил ила на фоне песчаных илов. Эта система, однако, еще не была исследована, так как стена была только в общих чертах очищена. Система принципиально имеет два направления, приблизительно вертикальное и горизонтальное. Однако, это только ориентировочные направления, так, как мы там можем заметить разные кривые. Ширина жил ила — от 10 до 15 см. Эта система указывает на большое сходство со структурой в Колацинке, хотя последняя представляет только миниатюру Брудзэва.

В илах, в Домброве видна линза песка 50 x 120 см. В верхней их части ответвляется узкий песчаный канал, который течет среди сильно выветрившихся супесей, лежащих на илах. В кровле лежит валунная глина. Нижняя часть линзы находится ниже поверхности около трех метров.

В Петрикозах, Сикаве и Пукинипе были исследованы структуры совершенно иного типа. Обнажение в Сикаве открывает прекрасную антиклиналь состоящую из илов. Верхние слои в северном крыле антиклинали отклоняются в направлении противоположном оси антиклинали. Кроме того система слоев деформирована в более мелких деталях. Слои прорваны и изогнуты. Такую же структуру обнаруживают Петрикозы.

В Пукинипе нарушенные илистые пески обнаруживают небольшие, но отчетливо зарисованные складки. Мощность зоны „складок” едва достигает 1 м. Направление движения согласно с наклоном поверхности.

Происхождение структур

Исследованные структуры принадлежат к четырем генетическим видам: 1) — инволюции, 2) — мерзлотные клины, 3) — мерзлотные жилы, 4) — солифлюкционные структуры.

К первой группе принадлежат структуры под г. Лодзь, в Жабеньце и Стоках, в Сэндзицах, Свядове, Богумилове, Сыдборове, Милешках, Осовидах, Жондловицах и Воли Локотовской, а также некоторые структуры в Колацинке. Группа эта характеризуется двумя основными чертами, которые имеют принципиальное значение для определения происхождения этих структур. Первой чертой является неясный контур этих структур; второй поразительный ритм в пространстве и во времени. Неясный контур указывает на значительную подвижность и пластичность матернала во время образования этих структур. Это подтверждает факт, что инволюционные структуры обрисовывались в активной зоне вечной мерзлоты, а это значит, что в своих верхних частях они подвергались процессам сезонного таяния и замер-

зания. Перемерзаемость отчетливо видна в размещении мелкого и крупного материала, как в горизонтальном так и в вертикальном оконтуровании структуры. На основании второй черты вышеописанные структуры можно принять, как формы аналогичные со структурными почвами арктических стран. Такое же мнение разделяют другие авторы А. Н э р в а н г и Т. Т. П а т е р с о н.

На тему генезиса структурных почв существует много теорий. Кажется, что труды С. Та б е р а, как лабораторные, так и полевые свидетельствуют о решающей роли грунтового льда в этом процессе. Его теория вероятно убедительна, так как она последовательно выясняет все явления оледенения одинаково хорошо, как структуры, возникшие вследствие их деятельности. Независимо от этих логических документов, существенное значение этой теории лежит в том, что она была использована в лаборатории и в поле для сличения ее с явлениями, которые пыне возникают в Аласке.

Лучше всего развитые формы образовались в разнородном и контрастном материале. Фестоновые инволюции в Сэндзицах, Богумилове, Съциборове и других местах подтверждают это мнение. Дифференциация материала очень велика. Она касается, как валунов значительных размеров, так и глины и супесей.

Пример Жабеньца доказывает, что самые бедные структуры развились в гравиях. Согласно Т а б е р у (72) междутрещинный лед не выступает так часто в гравиях, как в мелкозернистых породах, а грунтовой лед только в виде исключения и то в небольших количествах. На основании этого можно сказать, что изолированное явление и небольшие размеры структур из Жабеньца становятся понятными. Очень отчетливые, но мелкие формы в верхней части левого бока разреза в Колацинке могут быть интерпретированы, как результаты небольших морозовых пузырей. Это предположение подтверждает их форма и концентрическая сегрегация, которая изумительна в отношении к мелкозернистому и расслоенному материалу.

Структуры в Господарже и Оссовицах должны быть рассмотрены, как мерзлотные глины. На это указывает их форма и характерные дугообразные кривые в верхней части, которые обозначают переход к горизонтальным слоям грунтового льда. Это отчетливо видно в Оссовицах, так как дугообразные кривые в кровле мерзлотного клина погружены в горизонтальных слоях, составленных из того же материала.

Структуры в Брудзэве и Колацинке, расположенные ниже структур приписываемых морозовым пузырям, не проявляют форм похожих на клины. В разрезе они похожи на жилы со стенами уло-

женными параллельно. Они создают систему определенную двумя главными линиями направлений, из которых одно, приблизительно вертикальное, а другое, почти горизонтальное. Второе направление в Колацинке явилось благодаря прежним поверхностям слоистости, разрушенной деформацией.

Система жил возникла вероятнее всего вследствие заполнения трещин в вечной мерзлоте. В этом заключается их связь с мерзлотными клинами. Зато главная разница заключается в том, что в противоположность к клинам, жилы развиваются в большем количестве направлений нежели одно и потому что они никогда не бывают изолированы, а только сгруппированы в некоторую структурную систему. Они составляют клеточную систему, известную также под названием иловых многогранников.

По Э. Л е ф ф и н г в е л л ю структуры морозовых клиньев интерпретированы, как корчащиеся трещины, заполненные грунтовым льдом и которые после таяния льда наполнились материалом сверху. С. Т а б е р не предполагает прежнего существования контракционных трещин, но думает, что свободное пространство возникло благодаря увеличению кристаллов льда и образования грунтового льда. Эта интерпретация выясняет не только существование мерзлотных клиньев но также жилого льда, а последовательно и клеточных структур. Линзоватые контуры жил в середине разреза в Брудзэве и согласное направление горизонтальных жил с поверхностями слоистостей в Колацинке подтверждают правительность предположения С. Т а б е р а. Материалом заполняющим жилы в Брудзэве является глина, а в Колацинке — крупнозернистый песок. Он укладывается в слои так, что в вертикальном разрезе они проходят параллельно к стенам жил. В действительности слои направлены по диагонали, хотя и очень круто. П. Л. Л ю ф е р (47) представляет иллюстрации таких структур. Они могут объясняться фактом, что крутой скат на крае трещины был причиной седиментации дельтового типа. Диагональные слои песка, часто почти параллельные к стенам трещин, соответствуют предыдущим.

Согласно с формой масс грунтового льда заполнение пространства, которое он прежде занимал, становится причиной создавания других структур кроме клиньев и жил. Примером этого является песчаная линза с каналом в кровле, появляющаяся между илами в Домброве. Можно предполагать, что на месте ныне занятом песчаной линзой, простирался слой льда вместе с клином грунтового льда. Это был нижний пласт в то время, как верхний, связанный с клином частично сохранным — исчез.

К о н г е л и ф л ю к ц и я и с т р у к т у р ы в ы з в а н н ы е е ю

Причиной существования структур, описанных в Пукнинне и Петрикозах, а также и в зоне эволюционных деформаций было стекание грунта в пределах вечной мерзлоты. Это явление названо солифлюкцией. Обсуждая перигляциальные проблемы, Г. Т. В. С м и с (62) обращает внимание на большой беспорядок в терминологии, касающейся действия мороза и перигляциальных явлений. Между разными терминами, которые употребляли в разном значении, он указывает также на солифлюкцию. Согласно с дефиницией А н д е р с с о н а (2), который ввел этот термин, солифлюкция не ограничивается до пространств, имеющих какой то специальный род климата, но особенно благоприятные условия находит он в холодных климатах.

Термин „солифлюкция“ ныне употребляется, как для обозначения движения масс, связанных с мерзлотой, так и без нее.

В общем под названием солифлюкции подразумевается движение вниз по склону свободного материала, насыщенного водой, вызванное гравитацией. Удерживание этого материала в состоянии постоянного насыщения считается необходимым условием движения (62). Существуют также дальнейшие разногласия, относящиеся к пониманию солифлюкции в связи с характером самого движения. Некоторые авторы думают, что этот термин должен употребляться исключительно в прогрессивных движениях вниз. Другие авторы употребляют этот термин в описаниях непрогрессивных движений, т. е. движений связанных с формировкой полигональных почв.

Нет сомнения, что солифлюкционные процессы в общем значении совершенно не ограничены климатически. Однако массовое движение в вечной мерзлоте отличается от такого же движения в иных климатических условиях. И потому желательно ввести точное терминологическое разграничение этих движений. Автор предлагает употребление термина конгелифлюкции для обозначения стекания земли в вечной мерзлоте. Тогда солифлюкция относилась бы к оползанию почвы в иных климатах. Понятие конгелифлюкции должно ограничиваться до боковых прогрессивных движений.

Изгибы слоев в Петрикозах и Сикаве, а особенно небольшие складки в Пукнинне должны показать, что эти структуры являются результатом оползания земли. Эти складки в Пукнинне вероятно принадлежат к типу, который Б р и а н назвал п л и к а ц и е й. Они доказывают, что боковое оползание умеренное и поэтому нужно их считать как структуры конгелифлюкционные. Конгелифлюкционные процессы кроме того играли роль в образовании инволюций, как это было доказано исследованием многочисленных разрезом. Согласие между наклоном скла-

док и направлением удлинения структур в горизонтальной проекции с одной стороны и склоновой поверхностью с другой, как это можно было наблюдать в Сэндзицах, убедительно внушают существование явления земного оползания. Такие же наблюдения представили А. Н э р в а и г (50) и И. П. Ш а ф е р (59). Конгелифлюкционные, инволюционные деформации создавались вместе с образованием структур. Возможно, что известковый ил, видимый в инволюционной зоне Сэндзиц—это солифлюкционный осадок. Такое же отложение в Сомм-Валлей было толковано подобным образом В. К о м м о н т э м (13).

Процесс конгелифлюкции — это характерное явление для активной зоны мерзлоты по крайней мере в такой же степени, как и процессы, ведущие к возникновению всякого типа инволюционных структур.

Перигляциальная среда

В. Л о з и н с к и й (48), который ввел термин „перигляциальный“, не определил его точно. По Р. П. Ш а р п у (61) перигляциальная среда характеризуется низкими температурами, сильными ветрами и термическими колебаниями вокруг пункта замерзания. Р. Ф. Ф л и н т (21) считает солифлюкцию, лесс и многогранники как характерный комплекс для перигляциальных условий. Он называет перигляциальным такой климат, который существует на крае большого ледника.

Г. Т. С м и с (62) и И. П. Ш а ф е р (59) рекомендуют осторожность в употреблении термина „перигляциальный“. Прежде всего его географическое значение указывает на близкое соседство ледника. Однако этот термин часто употребляют для обозначения условий, вызванных снижением температуры во время оледенения в местах отдаленных от ледника. В таких условиях значение термина изменяется из географического на климатический. Обозначение „перигляциальный“ употребляется довольно свободно как для современных, так и для ископаемых форм и даже для таких, которые необязательно могли возникнуть только на периферии ледника (61). Поэтому смысл определения „перигляциальный“ является изменчивым в пространстве и во времени. Но перигляциальный климат должен быть понят, как характерный комплекс, господствующий в относительно узкой зоне периферии ледника и то в периоде его максимальной жизненности (59).

Описанные структуры из окрестностей г. Лодзи несомненно возникли в перигляциальных условиях в самом узком смысле этого значения. Инволюции и конгелифлюкционные формы доказывают жизненности когда то существовавшей здесь мерзлоты. Эта зона в окрестностях г. Лодзи достигает по меньшей мере 2,5 м глубины. С другой стороны мерзлотные клицы и жилы являются доказательством существования

относительно постоянной не активной массы мерзлоты, не тронутой процессом таяния.

Район описанных структур включает в себе большое количество многогранников. Тесная связь между гляциальными и эолическими эффектами в общем известна. Схождение этих двух факторов — это один из известных признаков перигляциальных условий. К этим признакам принадлежат также по всей вероятности сухие долины, преимущественно на восток от г. Лодзи. Сухие долины, как характерная особенность перигляциальных районов были упомянуты Г. Т. У. С м и с о м (62) на основании работ Ц. Р е й д а (57) И. Г е й к е (22) и А. Б у л л я (9).

Возраст структур

Описанные перигляциальные структуры возникли в центральной Польше во время северно-польского оледенения — варшавского II. Об этом свидетельствует факт, что эти структуры не прикрыты ледниковыми отложениями. Обыкновенно эти структуры прикрыты несортированными песками с валунами, представляющими собой отложения покрова. Это конгелифлюкционные осадки или элювии разрушенных инволюционных зон.

Jan DYLIK

PERIGLACIAL STRUCTURES IN THE PLEISTOCENE DEPOSITS OF MIDDLE POLAND

(with 26 phot. and 14 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

The Pleistocene deposits in the region of Łódź display deformations of the original structure of glaci-fluvial deposits, muds and silts.

Among them the contortions of layers with indications of a secondary sorting of material are dominant. Special attention was given to involutions, on account of their similarity with the structural soils in present-day Arctic areas as well as to ice-wedges, ice-veins and earth-flow forms.

The downflow of loose particles under conditions of cold climate in the environment of perennially frozen ground has been termed *congelifluction* to distinguish it from *solifluction* which means a movement independent of this environment. The phenomenon of *congelifluction* appears in the deformation of the involution structures and produces individual structures of its own.

The *congeliflual* structures together with involutions, ice-wedges and ice-veins compose a set of structures which is genetically related to perennially frozen ground and periglacial environment. The involutions and *congeliflual* structures developed simultaneously in the upper zone of perennially frozen ground which was subjected to the alternation of thawing and freezing. Considering the depth at which the involution structures appear, this active layer must have had a thickness of at least about 2,5 m.

INTRODUCTION

The Pleistocene deposits in the surroundings of Łódź, display frequent deformations. These deformations are limited to a shallow zone from some tens of *cm* to over 2 *m* in depth. They can be found in series of both homogeneous and heterogeneous material. Some deformations appear in smallgrained deposits, in silts and muds but some also in sands, gravels and pebbles.

The deformations consist in an interruption of the continuity of the material in which they have developed. Sometimes, this disarrangement of continuity affects the material itself. Sometimes again the structure alone has been disturbed but the material remains unchanged.

When deformations appear in interrupted layers, the free spaces are filled with the material present in one of the interrupted layers or with some other material, absent from the disturbed series.

The deformations involve all the elements of a stratified unit i. e. strike, dip and thickness. Dip and thickness are most strongly affected by deformation, whereas the strike of the layers is usually least disturbed. One of the simplest examples of such deformations are the slight contortions seen on phot. 6.

The deformations described are caused by phenomena secondary in relation to their parent structures. However they display an individual order of composition and present extremely diversified secondary structures. They have been undoubtedly called forth by the climatic conditions, developed under the environment of perennially frozen ground.

Similar structures have been repeatedly described from Europe, North America, Asia and the Arctic regions. These descriptions together with explanatory considerations upon them constitute an impressive body of literature contributed to by the works of A. B. Dobrowolski (15), A. Jahn (37), M. J. Sumgin (68), C. Troll (73) and H. T. U. Smith (62).

„Fossil“ Pleistocene structures have been termed in many various ways. Some of the most frequently adopted terms are: Brodelboden (30), cryoturbation (18,4), congeliturbation (8) and lately involution.

The term involution introduced by C. S. Denny (14) is becoming increasingly popular in American literature and maybe it is the most suitable of all. The following considerations speak in its favour: 1) its Latin origin facilitates adaptation to any language, 2) it refers to a deformation of material seen in the vertical profile i. e. according to the practical possibilities in the investigation of fossil structures, 3) its meaning is essentially descriptive and does not imply any genetic suggestions.

R. P. Sharp (61) who gave C. S. Denny's definition a broader development uses the term involution to mean isolated structures while in reference to the zone containing deformations, he uses the term involution layer.

As a rule, involutions contain exclusively the material present in the disturbed series. If, however, the deformed strata contain some

intercalations of material foreign to the given series and these intercalations show a preponderance of rather vertical direction, they are termed after E. Leffingwell (43, 44) ice-wedges. This definition was also adapted by German authors: P. Kessler (40), G. Selzer (60) and W. Soergel (63). Similar, though not wedge-shaped forms are usually referred to as ice-veins.

DESCRIPTION OF STRUCTURES

The author has found over 20 localities containing involutions and wedge-structures (fig. 4).

At Łódź itself, in the suburb of Żabieniec a small involution zone appears among glaci-fluvial sands and gravels. It lies at depth 40 cm to 1 m, and on a very short stretch of 2 m only. The involutions consist of two symmetrical folds formed by the contortion, of sands and gravels. The anticlines of these folds are composed of finegrained material, of sand, and their troughs — of gravel. On the horizontal (phot. 6) the involution exhibits a pattern of irregular rather circular figures.

A similar structure was observed at Swędów (fig. 5 and phot. 9). The contrasts however were here more visibly marked, for the sand of Żabieniec was replaced by mud.

A more complicated involution-zone was found at Sędzice. It can be traced on a length over 10 m. It contains two generations of super-imposed involutions. Similar facts, were, among others, reported by Keilhack, A. Nörvang (50) and J. P. Schafer (59). These involutions formed in glaci-fluvial material, amidst a heterogeneous material of sands, gravels and pebbles. The folds appearing in the vertical profile are not symmetrical as in Żabieniec; they are so called „drag folds“ inclined south-westward. On the horizontal the involutions are distinctly outlined in the shape of circles though they are more commonly, oval-shaped with their longer axes orientated NE—SW. At Sędzice the sorting of the material is clearly visible together with a characteristic arrangement of pebbles in conformity with the surfaces of the so-called folds. Owing to the larger pebbles appearing in the profile, some parts of the involutions at Sędzice can be classified as festoon-involutions.

The involutions observed at Mileszki, Długie and Niewiesz also belong to the same type.

The exposure at Kołacinek presents examples of various structures. Till lies on top, 0,5—0,8 m deep. Sand, diversified in grain and colour,

lies below. The deformations involves the whole upper part from the top to a depth of 1,5 m.

The largest part of the wall, mainly visible from its left, western side, is filled with structures which appear in the vertical profile as lenses ranging in size from 40 to 50 cm. They are composed of fine muddy sand limited from all sides by walls of stratified sands, the colour of which is black or reddish-brown. The stratification of the walls shows a considerable dip which mostly runs along the walls i. e. in some segments almost vertically.

These structures when examined on the horizontal, display approximately the same lens-like design.

Above them is a thin zone containing other forms in the shape of small, 12—20 cm, lenses, whose design is almost analogous both on the horizontal and on the vertical. They are isolated and separated from each other by large, structureless areas. The photos show how clearly marked is the segregation of material, concentric in pattern with a marginal distribution of larger grains.

The most conspicuous structure on the wall appears on the right-hand side of the profile. This is a very sharply outlined pocket which goes on narrowing downward slightly but distinctly towards the bottom. The pocket is 27 cm in depth, the width of the upper part being 20 cm, that of the bottom part — 7 cm. It is filled reddish, coarse-grained sand with small boulders. This pocket as well as all the rest of the deformation-structures is overlaid with till.

Near Gospodarz, in glaci-fluvial gravels appears an extensively rami-fied system of veins, consisting of a mass of loamy sand with small boulders. On the horizontal, these veins converge into a fragment of network. They appear amidst nonstratified gravels. But beneath their lower ends, gravels and sands are stratified.

A similar structure though clearer in design was found at Ossowice. The vein-pattern composed of small gravel appears on a background of lighter sandy muds.

Brudzew exhibits a system of silt-veins on a background of sandy muds. This system however has not been studied in detail for the wall was but roughly cleaned. The arrangement runs in essentially two directions which are approximately vertical and horizontal. These are rather orientative directions, for various curves can be seen too. The silt-veins are 10—15 cm in breadth. This pattern bears a great resemblance to the structure at Kołacinek though the latter is but a miniature of Brudzew.

In the silts of Dąbrowa, a sand-lens, 550 cm \times 120 cm has been observed. Its upper part branches off into a narrow sandy channel which flows into the strongly weathered clay-sands resting at about 3 m from the surface.

Structures of an entirely different type were studied at Petrykozy, Sikawa and Pukinin. The exposure at Sikawa exhibits a fine anticline composed of muds and silts. The upper layers in the northern limb of the anticline are inclined in the direction opposite to the anticline axis. Moreover, the stratification is here deformed in some minor details. The layers are interrupted and contorted. Petrykozy displays a similar pattern.

At Pukinin, disturbed muddy sands show small folds of a clear design. This zone of „plications“ has a thickness of about 1 m. The direction of movement is conform to the sloping of the surface.

ORIGIN OF STRUCTURES

The structures studied belong to 4 genetic types which are: 1) involutions, 2) ice-wedges, 3) ice-veins, 4) soliflual structures.

The first group involves the structures at Łódź in Żabieniec and Stoki; at Sędzice, Swędów, Bogumiłów, Ściborów, Mileszki, Ossowice, Żądłowice and Wola Łokotowa as well as some of the structures (fig. 14) at Kołacinek. This group is characterized by two essential features which are of vital importance for the determination of the origin of the structures. The first one is the loose design of the structures. The second — a striking rhythm in time and space. Loose design points to a considerable mobility and plasticity of the material at the time when the structures were formed. It testifies to the fact that involution-structures formed in the active zone of perennially frozen ground i. e. in its upper part which was exposed to processes of seasonal thawing and freezing. The alternation is clearly visible in the distribution of fine and coarse material and in both the horizontal and the vertical outlines of the structures. On the support of this second feature, the structures described can be regarded as analogous with the structural soils of Arctic regions. Among other authors, A. Nörvang (50) and T. T. Paterson (55) hold the same view.

Many theories have been set forth concerning the mechanics of the formation of structural soils. S. Taber's works, both in the laboratory and in the field, seem to provide ample evidence of the decisive role of ground-ice in this mechanism. His theory seems convincing for it consistently explains all perennially frozen ground processes as well as

the structures which resulted from their action. Apart from these logical arguments, the essential value of the theory consists in its having been put to the test in the laboratory and in the field by confronting it with present-day phenomena occurring in Alaska.

The most fully developed forms were formed in heterogeneous and contrasting material. The festoon-involutions at Sędzice, Bogumiłów, Sciborów and other localities go to prove it. The differentiation of the material is very extensive and ranges from fine muds and silty sands to boulders of considerable size.

The example of Żabieniec proves that the poorest structures are developed in gravels. According to S. Taber (72) interstitial ice does not occur in gravels as frequently as it does in fine grained rocks and ground ice appears rather exceptionally and in small masses. In the light of this opinion, the isolated occurrence and small size of the Żabieniec structures become comprehensible. The greatly expressive though small forms in the upper part on the left-hand side of the profile at Kołacinek can be interpreted as the result of small frost boils. This supposition is prompted by their shape and concentric segregation which is puzzling in face of the fine-grained and but slightly differentiated material.

The structures at Gospodarz and Ossowice have to be regarded as ice-wedges. This seems to be indicated by their shape and the characteristic arch-curves in the upper part. They mark the passage to the horizontal layers of ground-ice. It is most clearly visible at Ossowice for the arched curves at the top of the wedge merge into the horizontal layers composed of the same material.

The structures at Brudzew and Kołacinek lying below those ascribed to frost boils, do not show any wedge-like designs. In the profile they look like veins with a parallel arrangement of walls. They form a system determined by two main lines of direction one of which is roughly vertical, the other almost horizontal. The latter direction is due at Kołacinek to former planes of stratification destroyed by deformation.

The vein-system is most probably due to the infilling of fissures in perennially frozen ground. Therein lies their relationship with wedges. But a fundamental difference resides in the fact that in contrast with wedges, veins develop in more than one direction and are therefore never isolated but grouped into a structural system. These are cellular systems also known as silt polygons.

Following E. Leffingwell ice-wedge structures are interpreted as contraction-fissures occupied by ground-ice which after the thawing of the ice were filled with material from above. S. Taber does not

postulate the previous existence of contraction-fissures. He presumes that the free space formed owing to the growth of ice-crystals and to the formation of ground-ice. This interpretation not only explains the existence of ice-wedges but that of ice-veins and consequently also of cellular structures. The lens-like design of the veins in the middle of the profile at Bruzdew, the conformity of the direction of the horizontal veins with the stratification at Kołacinek go to confirm the correctness of S. Taber's assumption. The material filling the veins, which material is at Bruzdew — silt, at Kołacinek — coarse sand, is stratified in such way that in the vertical section the layers run parallel to the walls of the veins. In reality however the stratification is diagonal, though strongly inclined. R. L. Lupper (47) gives illustration of similar structures. They may be explained by the fact that an abrupt fall at the edges of the fissure caused sedimentation of a deltaic type. The diagonal sand-banks, frequently almost parallel to the fissure-walls, correspond to foresets.

According to the shape of the ground-ice mass, the infilling of the spaces it formerly occupied, contributes to the formation of other structures besides ice-wedges and ice-veins. The sandy lens with a channel on top which appears among silts at Dąbrowa is an example. It may be presumed that at the place now occupied by the sandy lens, there extended a horizontal ice-layer, jointly with a wedge of ground-ice. This was the lower layer, whereas the upper one connected with the partly preserved ice-wedge, disappeared.

Congelifluction and the structures it caused

The structures described from Pukinin and Petrykozy as well as some deformations of the involutions were caused by earth-flow under an environment of perennially frozen ground. This process has been termed solifluction. In discussing periglacial problems H. T. U. Smith (62) points to the considerable disorder reigning in the terminology of frost action and periglacial phenomena. Among other terms which are being used with different meanings he also mentions solifluction. According to the definition given by Andersson (2) who introduced the term, solifluction is not limited to areas belonging to any special climatic type, though the most suitable conditions are provided by cold climates.

The term solifluction is now being used to mean mass-movement either with or without perennially frozen ground. In a general way, solifluction means downslope movement of loose material saturated with water and due to the action of gravity. The maintenance of the mate-

rial in a state of saturation is considered indispensable to the movement (62).

There are further divergences in the meaning of solifluction in connection with the character of the movement itself. Some authors hold that the term should be applied exclusively to progressive down-slope movements. Others, however, use it to describe nonprogressive movements e. g. the movements involved in the formation of polygonal soils.

There is no doubt that soliflual processes in a general sense are by no means climatically limited. However, mass-movement in perennially frozen ground differs from a similar movement under other climatic conditions. Therefore, a strict terminological differentiation of these movements appears desirable. The author proposes the term *congelifluction* to mean earth-flow in perennially frozen ground. Thus solifluction would refer to soil-creep in other climates. The meaning of *congelifluction* ought to be limited to lateral progressive movements.

The contortions of the layers at Petrykozy and Sikawa, especially the small folds at Pukinin go to prove that these structures are the result of earth-flow. The small folds at Pukinin probably belong to the type which Bryan has termed *plications*. They are evidence of a gentle lateral movement. Hence, they must be regarded as *congeliflual* structures.

Congeliflual processes have further played a role in the formation of involutions as proved by the study of numerous profiles. Conformity between the inclination of the so-called folds and the direction of the elongation of the structures on the horizontal on one hand, and the direction of the surface sloping on the other, as observed at Sędzice, convincingly suggests a process of earth-flow. Similar observations have been reported by A. Nörvang (50) and J. P. Schafer (59).

The *congeliflual* deformation of involutions progressed together, with the formation of these structures. Maybe the chalky mud found in the involution zone at Sędzice is a *soliflual* deposit. A similar deposit in the Somme-Valley has been interpreted thus by V. Comont (13).

Congelifluction is a phenomenon characteristic of the active zone of perennially frozen ground to at least the same degree as all the processes which account for the formation of involution structures.

Periglacial environment

W. Łoziński (48) who introduced the term *periglacial* failed to give it a strict definition. According to R. P. Sharp (61), *periglacial* environment is characterized by low temperatures, strong winds and

thermal fluctuations round the freezing point. R. F. Flint (21) regards solifluction, loess and ventifacts as a set characteristic of periglacial conditions. He calls periglacial the climate reigning at the margin of a large glacier.

H. T. U. Smith (62) and J. P. Schafer (59) recommend caution in the use of the term *periglacial*. The term has geographic connotations indicating the close vicinity of a glacier. It is however frequently used to mean conditions caused by the lowering of temperature during glaciation in areas remote from the ice-sheet. This meaning shifts the connotation of the term from geographic to climatic. Both present-day and „fossil“ forms as well as such which are not strictly due to near-by glaciation are called *periglacial* (61). Thus the meaning of the term *periglacial* varies in time and space. However, a periglacial climate must be conceived as a characteristic set appearing in a comparatively narrow zone of the area bordering on a glacier at the period of its maximum vitality (59).

The structures described from the region of Łódź have been undoubtedly formed under conditions which were periglacial in the strictest sense of the term. The involutions and congeliflual forms are evidence of the vitality of the once here existing perennially frozen ground. This zone extended in the region of Łódź to a depth of at least 2,5 *m*. On the other hand, the ice-wedges and ice-veins are evidence of the existence of a relatively solid inactive mass of perennially frozen ground, unaffected by thawing.

The area of the structures described exhibits numerous ventifacts (phot. 30, 31). The close relationship between eolian effects and those of glaciation is commonly known. The coincidence of these two factors is notoriously one of the features of periglacial conditions. To these features also most probably belongs the existence of dry valleys, mainly east of Łódź. Dry valleys as features of periglacial areas have been mentioned by H. T. U. Smith (62) on the support of C. Reid's (57), J. Geikie's (22) and A. J. Bull's (9) works.

THE AGE OF THE STRUCTURES

The described periglacial structures arose in the area of Middle Poland at the time of the last glaciation, probably during the North-Polish glaciation i. e. Varsovien II for these structures are not overlaid with glacial deposits. They are mostly covered with unsorted sand containing boulders and which represent the covering formation. They are congeliflual deposits or eluvials from destroyed involution zones.

Mieczysław KLIMASZEWSKI

FORMY WYMARZANIA PLEJSTOCENSKIEGO¹ W OKOLICY KRAKOWA

(z 1 fig. w tekście)

Streszczenie

Autor opisuje struktury peryglacialne, rozwinięte w osadach stożka napływowego Prądnika w północnej dzielnicy Krakowa. Stożek ten został usypany w czasie zlodowacenia Varsovien I, struktury zaś zmarzlinowe jego warstw powierzchniowych pochodzą z okresu Varsovien II.

Na Krowodrzy, w północnej dzielnicy miasta Krakowa uchodzi do Prądnika mały potok R o b o t n a. Dolinka Robotnej jest wcięta w biegu dolnym w stary, rozległy stożek napływowy Prądnika, który według M. Książkiewicza (9) został usypany w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego (Varsovien I)². Stożek ciągnie się od Zielonek po śródmieście Krakowa, a jego powierzchnia obniża się od wysokości 236 m n. p. m. na północy do 219 m na rynku w Krakowie; jego wysokość względna wynosi zatem około 6—8 m (ponad poziom Prądnika). Jest on zbudowany ze żwirów wapiennych głównie jurajskich, pochodzących z dorzecza Prądnika, wśród których trafiają się też otoczaki fliszowe oraz okruchy granitu północnego. Żwiry są dobrze warstwowane z piaskiem posiadającym często uwarstwienie skośne. Na żwirach i piaskach o łącznej miąższości około 8—9 m leży 1—2,5 m gruby pokład gliny, dalej zaś ku północy, koło Zielonek i Toń stożek Prądnika jest przykryty lessem o miąższości około 8 m.

Na zboczach doliny Robotnej, wciętej w ten słabo nachylony stożek, znajduje się kilka eksploatowanych kopalń żwiru. W jednej z nich,

¹ Praca została napisana w 1939 r. i oddana do druku bez uzupełnień.

² Zaznajomienie się ze stratygrafią tego obszaru zawdzięczam prof. M. Książkiewiczowi, który w czasie wspólnej wycieczki zapoznał mnie z wynikami swych badań.

najdalej na wschód wysuniętej, a należącej dawniej do Golenhofera¹, stwierdzono następujący profil (od góry):

1. glina żółta i szaro-żółta, w środkowej części z soczewkami rdzawo smugowanego piasku oraz z rzadkimi w dolnej części otoczkami wapiennymi, o średnicy do 6 cm, miąższość warstwy 0,70—1,40 m.

2. żwirny wapienne o średnicy do 15 cm z wkładkami i soczewkami skośnie warstwowanego piasku, o grubości warstw około 1 m; miąższość 7,50 m.

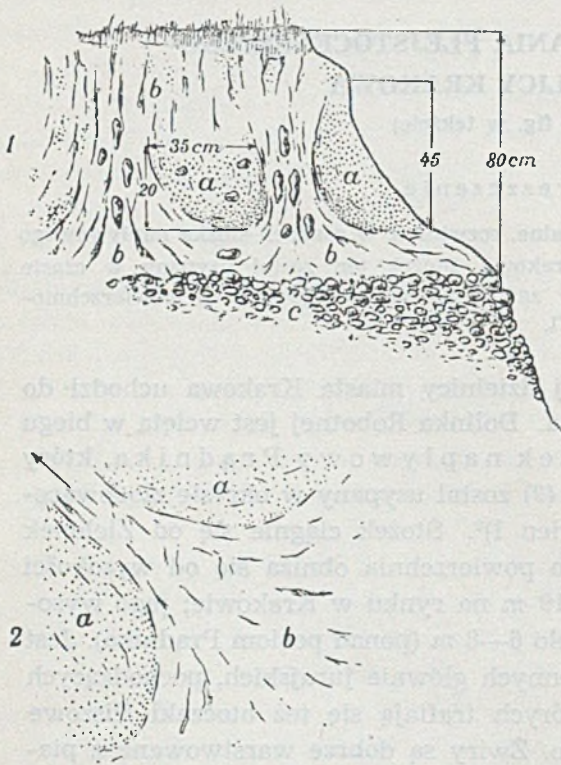


Fig. 18

Formy zmarzania w glinie i piasku plejstoceniowym: a — soczewki piasku; b — glina, w niej otoczki i kanciaki pionowo ustawione; c — grubo żwir.

Spągowa tłusta glina, zawierająca rzadkie otoczki, przebiła tu w kilku miejscach nadległe szare piaski (fig. 18) tworząc rodzaj słupów gliniastych (podobnych do diapirowych). Otoczki znajdujące się w glinie spągowej posiadają położenie normalne — poziome, natomiast w owych „słupach gliniastych” tkwią one zawsze w pozycji pionowej. Także łupliwość gliny, zaznaczająca się, gdy glina znajduje się

Formy wymarzania występują w warstwie górnej gliniasto-piaszczystej, w której wyróżniają się następujące strefy, od góry):

a — glina żółto-szara, nie-warstwowana, przechodząca w głębie — 0,50 m,

b — pod nią soczewki i wkładki piasku szarego o rdzawych, poziomych smugach — 0,50 m,

c — spąg stanowi siwa glina plastyczna, zawierająca otoczki wapienne o średnicy do 15 cm; miąższość gliny wynosi 0,25 m.

Spągowa tłusta glina, zawierająca rzadkie otoczki, przebiła tu w kilku miejscach nadległe szare piaski (fig. 18) tworząc rodzaj słupów gliniastych (podobnych do diapirowych). Otoczki znajdujące się w glinie spągowej posiadają położenie normalne — poziome, natomiast w owych „słupach gliniastych” tkwią one zawsze w pozycji pionowej. Także łupliwość gliny, zaznaczająca się, gdy glina znajduje się

¹ Obserwacje zostały dokonane w 1938 r., dziś zwirownie te są już nieczynne.

w stanie suchym, jest również pionowa, powierzchnie zaś kontaktowe piasku z gliną są dobrze ogładzone i półkulisto wytarte w miejscach, gdzie występują „słupy gliniaste”.

Analogiczne zjawiska stwierdzono także na innych ścianach tej kopalni. W tylnej ścianie miąższość warstwy gliniasto-piaszczystej, leżącej na żwirach wynosi około 2,20 m. Tu na głębokości 1—1,50 m siwa glina piaszczysta, zawierająca rzadkie pionowo tkwiące otoczaki, również wciska się „słupami“ to pionowymi, to przebiegającymi skośnie a nawet w dwóch kierunkach w nadległe, rdzawo smugowane piaski, tworzące soczewki o ogładzonych i zaokrąglonych powierzchniach kontaktowych. Wyżej leży brunatno-żółta glina piaszczysta o miąższości około 1 m, pozbawiona warstwowania.

Opisane stosunki wskazują na zakłócenie ciągłości warstwy piaszczystej przez leżącą pod nią warstwę gliniastą; zachodzi pytanie jaka jest geneza i wiek tego zjawiska.

Analogicznym formom i zjawiskom, dotychczas zupełnie nieznanym z obszaru Polski, poświęcono już wiele uwagi w Niemczech, Szwecji, Danii, Holandii i in. Wszyscy badacze przyjmują zgodnie, że powstały one wskutek kolejnego zamarzania i odmarzania gruntu silnie nasiąkniętego wodą, a czas powstania ustalają zazwyczaj na okres ostatniego zlodowacenia¹. Zachodzi natomiast niezgodność w określaniu warunków, wpływających na tworzenie się form wymarzenia. Według A. Bahra (1), R. Grahmanna i F. Firbasa (6) K. Grippa (7)², B. Högboma (8), K. Keilhacka (10), P. Kesslera (11), F. Kreckelera (16), F. Klutego (14), G. J. Muldera (18), H. Posera (19,20), W. Wolfa (22, 23) formy wymarzenia (Brodelsböden) są uwarunkowane występowaniem stale przemarznętego gruntu (tjäle), odmarzającego w ciągu lata do nieznacznej głębokości 1—1,5 m. Ostatnio A. Dücker (4), C. Schott (21), a częściowo także R. Grahmann i F. Firbas (6) opierając się na występowaniu form analogicznych w utworach młodych, postglacialnych, przypuszczają, że do utworzenia tych form nie jest potrzebne stałe przemarznięcie gruntu.

¹ Typowe formy wymarzenia plejstocńskiego (Brodelsböden) widziałem w czasie wycieczki Międzynarodowego Kongresu Czwartorzędowego w Austrii w odśrończeniu na NE od Stammersdorfu. Zjawisko „kipii“ obejmowało tam żwiry i glinę piaszczystą, a więc materiał o różnej nasiąkliwości.

² Teoria K. Grippa, tłumacząca powstawanie form wymarzenia (Brodelsböden) prądami konwekcyjnymi, zachodzącymi w odmarznętym gruncie wskutek niejednakowego ciężaru (gęstości) krążącej wody, została silnie zaatakowana i obalona przez H. Mortensena (17).

Jak wyżej wspomniano, formy wymarzania są wywołane jedynie stosunkami klimatycznymi, przy czym główną rolę odgrywa tu dostateczne nasiąknięcie gruntu wodą opadową względnie roztopową oraz kolejne zamarzanie i odmarzanie gruntu. Nasiąkanie opisanych trzech warstw, jakkolwiek duże, nie było jednakowe. Najwięcej wody pochłania glina ilasta, mniej piaszczysta, jeszcze mniej piasek, zależnie od porowatości danej warstwy. Porowatość (objętość por) sięga w piasku około 35%, w glinie 50%, w glinie ilastej 60—70% (15).

W czasie zamarzania gruntu, postępującego w naszych warunkach klimatycznych od powierzchni w głąb, do głębokości różnych i zmiennych, zależnie od temperatury, jakości skały oraz pokrywy roślinnej i śniegowej, następuje w związku z zamarzaniem wody (wilgoci) gruntowej zwiększenie objętości poszczególnych warstw i utworów i to w zależności od stopnia nasiąknięcia (porowatości). Ponieważ największą nasiąkliwością odznaczają się ły i gliny ilaste, zatem przy zamarzaniu musiała wzrastać najwięcej objętość spągowej warstwy gliniastej (c) Ciśnienie wywołane powiększeniem objętości tej warstwy, przykrytej pokładem o miąższości około 0,80—1,50 m, musiało być skierowane, jak stwierdzają obserwacje poczynione w krajach polarnych (8,20), na boki i ku górze¹. Zwiększające się napięcia, sumujące się w ciągu długiego okresu czasu, doprowadziły do przerwania ciągłości warstwy nadległej (piaszczystej b) i wyciśnięcia gliny c „słupami” ku górze. Miejsca przerw i późniejszego wyciskania bywają predysponowane spękaniem gruntu (szczelinami) w suchych porach roku (zjawiska te obserwowałem na Spitzbergenie w 1938 r. w postaci bardzo typowej). Łącznie z gliną uległy też wyciśnięciu tkwiące w niej otaczaki; te w czasie wymuszonego ruchu pionowego (wstępującego) przybierały również pozycję pionową. Wytarcie i ogładzenie piasku w miejscach kontaktu z wygniecioną gliną również uzasadnia przyjęcie wyciskania gliny ku górze, a równocześnie świadczy o przemarnięciu piasków, gdyż te mogły ulec wytarciu jedynie znajdując się w stanie związłym.

Istnieją jednak trudności wyjaśnienia genezy tych form, gdy przyjmuje się jednokierunkowe zamarzanie gruntu, a więc od góry w głąb. W czasie bowiem zamarzania do warstwy zamarzającej podchodzi ka-

¹ Już po napisaniu tej pracy zapoznałem się z interesującą rozprawą St. B a c a pt. „Ruchy gleby pod wpływem zamarzania i rozmarzania” (*Prace Wydziału Gleboznawczego Instytutu w Puławach*, Puławy 1938). W czasie normalnego zamarzania gleby od powierzchni w głąb stwierdził St. B a c ruchy gleby sięgające do głębokości ponad 30 cm, a zaznaczające się, zależnie od jakości gleby i stopnia nasiąknięcia wodą, podnoszeniem powierzchni gruntu.

pilarnie woda z warstw głębszych i to w dużych ilościach. Na 21% zawartości wody w warstwie przed zamrożeniem stwierdzono po jej odmarznięciu 42—50% wody (4); wpływa to wybitnie na zwiększenie objętości warstwy zamrażającej, a zuboża w wodę warstwę niżej leżącą.

W opisanym profilu przy zamrażaniu od góry podsiąkanie wody kolejno do warstwy *a* i *b* spowodowałoby znaczne zubożenie najniższej warstwy *c*, mała zaś zawartość wody w tej warstwie, a co za tym idzie, mały wzrost jej objętości, zapewne nie doprowadziłyby do powstania opisanych zjawisk. Toteż dla wyjaśnienia tych form trzeba przyjąć istnienie gruntu głęboko i stale przemarzniętego, odmarzającego w lecie zaledwie do głębokości 1—1,50 m.

Grunt przemarznięty występuje dzisiaj w obszarach o klimacie polarnym i wysokogórskim, toteż, przyjmując dla wyjaśnienia tych form istnienie gruntu stale przemarzniętego, określamy zarazem czas ich powstania. W Polsce klimat polarny panował tylko i jedynie w okresach lodowcowych; pozostaje pytanie, z którym z trzech znanych okresów należy związać powstanie tych form wymarzenia plejstocenijskiego. Aby na to odpowiedzieć, należy ustalić wiek stożka Prądnika.

Rozległy stożek Prądnika pochodzi również z okresu glacialnego, gdyż przede wszystkim z tymi okresami, a częściowo tylko z po- i interglacialnymi wiążemy intensywną akumulację żwirowo-gliniastą rzek w południowej Polsce (12). Ponieważ formy wymarzenia nie mogły tworzyć się w czasie usypywania stożka, zatem między osadzeniem stożka (w glacialu) a utworzeniem form wymarzenia (również w glacialu) musiała zajść przerwa czasowa co najmniej jednego interglacialu.

Stożek Prądnika nie pochodzi z okresu zlodowacenia maksymalnego, które zajęło cały ten obszar i sięgnęło aż po próg górski Beskidów (13), okresowi temu bowiem odpowiada wysokie zasypanie dolin w południowo-zachodniej Polsce. Natomiast utworzenie stożka Prądnika oraz form wymarzenia przypada na dwa następne okresy zlodowacenia. Powstanie stożka napływowego Prądnika należy zatem odnieść do okresu zlodowacenia środkowo-polskiego (Varsovien I), a formy wymarzenia do okresu zlodowacenia bałtyckiego (Varsovien II).

Słuszność tego poglądu potwierdza ułożenie lessu, stwierdzone wierceniem na stożku Prądnika. Wiercenie zostało wykonane w jesieni 1938 r. przez kilku pracowników Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Jagiellońskiego; w Zielonkach, w parowie lessowym, którym biegnie droga, przebito w głębokości od 0 do 4,20 m less w dolnej

części zgliniony, a pod nim od 4,20 do 5,60 *m* piasek rzeczny, żelazisty, zawierający w górnej części wkładki gliny ilastej, a więc utwór, tworzący strop stożka Prądnika. Wiercenie wykonano w parowie lessowym o wysokości zboczy około 5 *m*, zatem nadkład lessowy (na stożku) posiada tu około 9 *m* miąższości.

Ponieważ lessy okolic Krakowa pochodzą według danych geologicznych i prehistorycznych z okresu ostatniego zlodowacenia, przeto stożek napływowy musiał zostać usypany co najmniej o jeden interglacjał wcześniej, a więc w okresie zlodowacenia Varsovien I. W górę doliny Prądnika stożek przechodzi w utwory stwierdzone przez K. Beresa w cegielni w Zielonkach (2); B e r e s również wiąże je z okresem przedostatniego zlodowacenia.

Powyższe oznaczenia wieku stożka Prądnika na podstawie kryteriów geologicznych, morfologicznych i klimatycznych są również zgodne z wiekiem wyrobów krzemiennych, znalezionych w żwirach kopalni Golenhofera i opracowanych przez A. Jurę (9). Jura zalicza je do kultury mustierskiej (Levalois), panującej w okresie przedostatniego zlodowacenia niżowego. Dochodzimy tu zatem do potwierdzenia poglądu M. Książkiewicza na charakter i wiek stożka Prądnika (9). To ustalenie wieku utworu i formy, wyraźnie zaznaczającej się w rzeźbie okolic Krakowa, posiada duże znaczenie, gdyż stożek Prądnika może być formą przewodnią w dalszych badaniach nad plejstocenem okolic Krakowa i Niziny Sandomierskiej.

Kraków, 1939 r.

L I T E R A T U R A

1. Bahr A. — Frostgestauchte Boden im westlichen Schleswig-Holstein, *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 84, Berlin 1932.
2. Beres K. — Profil dyluwialny w Zielonkach (Ueber ein Profil des Diluviums in Zielonki) *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 13, Kraków 1938.
3. Dobrowolski A. B. — Historia naturalna lodu. Warszawa 1923.
4. Dücker A. — Ueber strukturböden im Riesengebirge. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Ed. 89, Berlin 1937.
5. Edelman C. H. — Over de verbreiding van kryoturbate verschijnselen in het Nederlandsche Pleistoceen. *Kon. Nederl. Aard. Gen. Tijdschrift*, vol. 55, Leiden 1938.
6. Grammann R., Firbas F. — Ueber jungdiluviale und aluviale Torflager in der Grube Marga bei Senftenberg. *Sächs. Akad. Wiss. Abh. Kl. math.-phys.* Bd. 40, Leipzig 1928.
7. Gripp K. — Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. *Naturwiss. Verein.* Bd. 3, Hamburg 1927.
8. Högbom B. — Ueber die geologische Bedeutung des Frostes. *Geol. Inst. Bull.* vol. 12, Upsala 1914.
9. Jura A. — Stanowisko paleolityczne na Krowodrzy, przedmieściu Krakowa w żwirach dyluwialnych rzeki Robotnej (z opisem geologicznym M. Książkiewicza). *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. czyn. posiedz.* nr 42, Kraków 1937.
10. Keilhack K. — Ueber Brodelböden im Taldiluvium bei Senftenberg. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 79, Berlin 1927.
11. Kessler P. — Das eiszeitliche Klima. Stuttgart 1925.
12. Klimaszewski M. — O wpływie zlodowaceń północnych na działalność rzek w Karpatach Zachodnich (Ueber den Einfluss der nordischen Vereisungen auf die Tätigkeit der karpatischen Flüsse). *Wiadom. Geogr.* t. 15 Kraków 1937.
13. Klimaszewski M. — Die Südgrenze der maximalen Vereisung in den Westkarpaten. *Ztschr. Gletscherkunde.* Bd. 25, Berlin 1937.
14. Klute F. — Die Oberflächenformen der Arktis. *Düsseldorfer Geogr. Vorträge*, Breslau 1927.
15. Koehne W. — Grundwasserkunde. Stuttgart 1928.
16. Krekeler F. — Fossile Strukturböden aus der Umgebung von Giessen und Wiesbaden. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 81, Berlin 1929.
17. Mortensen H. — Ueber die physikalische Möglichkeit der „Brodel“ Hypothese. *Zentralblatt Miner. Geol. Paläont.* Abt. B. Nr 9, Stuttgart 1932.
18. Mulder G. J. — Verslag eener excursie naar Wiene (Ambt Delden) en den Veluwe zoom. *Kon. Nederl. Aard. Gen. Tijdschrift*, vol. 55, Leiden 1938.
19. Poser H. — Beiträge zur Kenntniss der arktischen Bodenformen. *Geol. Rund.* vol. 22, Berlin 1931.
20. Poser H. — Das Problem des Strukturbodens. *Geol. Rund.* vol. 24, Berlin 1933.
21. Schott C. — Das Problem des Dauerfrostboden in den Randgebieten des nord deutschen Inlandeises. *Gesell. Erdkunde, Ztschr.*, Berlin 1932.
22. Wolf W. — Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tieflande. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 79, Berlin 1927.
23. Wolf W. — Die Bodenbildungen Schleswig-Holstein und ihr Verhältniss zu den geologischen Bodenarten. *Preuss Geol. L. A. Jahrb.* Bd. 51, Berlin 1930.

Мечислав КЛИМАШЕВСКИЙ

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ФОРМЫ ПРОМЕРЗАНИЯ В ОКРЕСТНОСТЯХ ГОРОДА КРАКОВА

(с 1 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

Автор описывает перигляциальные структуры обнаруженные в конусе выноса потока Роботня в северной части Кракова. Этот конус выноса был отложен во время оледенения варшавского I, а образования, связанные с былой мерзлотой его верхних слоев, возникли во время оледенения варшавского II.

Р Е З Ю М Е

На Кроводржи, в северной части Кракова, впадает в Прондник небольшой поток Роботня. В нижнем течении долина Роботны врезана в обширный древний конус выноса Прондника, возникший, согласно М. Ксёнкевичу (8)¹, в эпоху средне-польского оледенения — варшавского I. Конус выноса протягивается от Зелепек до центра Кракова, причем поверхность его понижается от 236 м абсолютной высоты на севере его до 219 м на краковском рынке; относительная высота конуса выноса над современным руслом Прондника составляет 68 метров. Конус выноса сложен из известняковых гравиев (главный компонент — продукты разрушения юрских известняков принесенные из бассейна Прондника), среди которых встречаются флишевые гальки и зерна северных гранитов. Гравии отчетливо переслоиваются с песками, часто обладающими косою слоистостью. На гравиях и песках, общая мощность которых достигает 8—9 метров, залегает 1—2,5 метровой толщины пласт

¹ Знакомство со стратиграфией этого района я обязан проф. М. Ксёнкевичу, который во время совместной экскурсии познакомил меня с результатами своих исследований.

глины; дальше на север в районе Зелепек и Топь конус выноса покрывается лессами, мощностью около 8 м.

На склонах долинки Роботны, врезанной в этот полого опадающий конус выноса, находится несколько эксплуатационных карьеров, служивших для добычи гравия. В одном из карьеров, наиболее восточном, принадлежавшем раньше некоему Голенигоферу виден следующий разрез:

1. желтая и серо-желтая глина, содержащая в средней части линзы красноватого полосчатого песка, а в нижней части — редкие известняковые гальки, достигающие 6 см в поперечнике; мощность 0,70 — 1,40 м;
2. известняковые гравии с величиной зерен до 15 мм, содержащие прослойки и линзы косослоистого песка до 1 м; мощностью — 7,50 м.

Формы промерзания были обнаружены в верхнем песчано-глинистом слое. Проявляются они следующим образом:

- а) в верху залегает желто-серая неслоистая глина, переходящая в почвенный слой; мощность 0,50 м;
- в) выше в глине залегают прослойки и линзы красноватого полосчатого песка, мощность 0,50 м;
- с) подошва верхнего слоя состоит из серой пластичной глины содержащей известняковые гальки до 15 см в поперечнике; мощность 0,25 м.

Залегаящая в подошве слоя жирная глина, содержащая редкие гальки, пробита здесь в нескольких местах выпележающий песчанистый слой, образуя нечто вроде глинистых столбов, напоминающих диапирсы. Гальки, занимающие в ненарушенной нижней глине нормальное горизонтальное положение, в этих „глинистых столбах” всегда торчат в вертикальной позиции. Сланцеватость глины в „столбах”, заметная в сухой глине, также вертикальна, а поверхности контакта песков и глины, всюду где проявляются „глинистые столбы”, закруглены и выглажены.

Подобные явления были обнаружены также и в иных стенах этого карьера. В задней стене его мощность песчано-глинистого слоя, лежащего на гравиях достигает 2,2 м. Здесь на глубине 1 — 1,5 м серая глина, содержащая редкие вертикально торчащие гальки также втискивается косыми, вертикальными и, даже, меняющими направление „столбами” в покрывающие полосатые пески, образующие здесь линзы с закругленными и олаженными контактными поверхностями. Выше залегает неслоистая коричнево-желтая песчанистая глина, мощностью около 1 м.

Описанные явления указывают на нарушения сплошности песчаного слоя лежащей под ним глиной. Поэтому возникает вопрос: каково-же происхождение и возраст этих явлений?

На подобные формы и явления, до сих пор неизвестные для территории Польши, обращалось уже внимание в Германии, Швеции, Голландии и в других странах. Все исследователи склонны считать, что подобные явления возникают при последовательном и многократном замерзании и оттаивании грунта обильно пропитанного водой; возраст же подобных форм чаще всего связывают с эпохой последнего оледенения¹

В то же время пока не существует единой точки зрения на условия, в которых подобные явления могут возникать. А. Бар (1), Р. Граманн и Ф. Фирбас (16), К. Грипп (17)², Б. Гэгбом (8), К. Кейльгак (10), П. Кеслер (11), Ф. Крекелер (16), Ф. Клютте (14), Г. И. Мульдер (18), Н. Позер (19, 20), В. Вольфф (22, 23) считают, что формы промерзания (Brodelsböden) связаны с наличием постоянной мерзлоты в грунте, оттаивающим летом лишь до незначительной глубины 1 — 1,5 метров. В последнее время Шотт (21), Ц. Дюкер (4), а частично также и Р. Граманн и Ф. Фирбас (6) опираясь на находках аналогичных форм в молодых послетелинковых образованиях склоняются к тому, что для образования этих форм вечная мерзлота не является обязательной.

Как уже указывалось выше, формы промерзания связаны исключительно с определенными климатическими условиями причем решающую роль в процессе образования этих форм играет соответствующее пропитание грунта талыми, или дождевыми водами, а затем, последовательное замерзание и оттаивание его. Пропитывание трех выше описанных слоев было обильным, но не одинаковым. Больше всех поглотила воду жирная, пластичная глина, несколько меньше — песчанистая глина и еще меньше песок, что зависело от пористости этих пород. Пористость (объем пор) достигает в песке 35%, в песчанистой глине — 50%, в жирной илистой глине 60 — 70% (15).

Во время замерзания грунта, которое распространяется в наших климатических условиях от поверхности в глубину и достигает весьма различных глубин в зависимости от температуры, характера пород,

¹ Я видел типические формы плейстоценового промерзания (Brodelsböden) во время экскурсии Конгресса Международной Ассоциации по исследованию Четвертичного Периода (INQUA) в Австрии в обнажении северо-восточнее Штаммерсдорфа. Явление это обнимало гравий и песчанистые глины, значит материал разной поглощательной способности.

² Теория Гриппа объясняющая происхождение форм промерзания (Brodelsböden) конвекционными течениями происходящими в оттаивающем грунте, в виду не одинаковой плотности циркулирующей воды была подвергнута сильной критике и впоследствии опровергнута Т. Мортенсеном (17).

растительного и снегового покрова, в связи с замерзанием грунтовых вод происходит увеличение объема отдельных слоев, зависящее от степени их пористости и пропитанности водой. Поскольку пластичные глины обладают способностью поглощать максимальное количество воды, следовательно в рассматриваемом примере более всего должен был возрасти объем нижнего глинистого слоя (с).

Давление, вызванное увеличением объема этого слоя, прикрытого вышележащими образованиями мощностью около 0,8 — 1,5 м, согласно наблюдениям проводившимся в полярных областях, должно быть направлено в стороны и вверх¹.

Увеличивающиеся напряжения, суммирующиеся в течении весьма длительного стрезка времени и привели к тому, что сплошность вышележащего песчаного слоя была прорвана и глина в форме „столбов” пропекла вверх. Места прорывов и позднейшего выдавливания обычно в сухое время года бывают отмечены трещиноватостью грунта (явления эти автор наблюдая на Шницбергене в форме весьма типичной). В месте с глиной подверглись выдавливанию и заключенные в ней гальки, которые во время восходящего движения масс были переориентированы и заняли вертикальное положение. Перегибание и выглаживание песков в контактах с выдавленной глиной также указывает на то, что глина действительно выдавливалась вверх, а, кроме того, свидетельствует о промерзании песков, ибо последние могли подвергнуться перетиранию только будучи компактной массой.

Трудно однако объяснить генезис этих форм приняв, что замерзание грунта происходило в одном направлении, то есть сверху вниз.

Во время замерзания к замерзающему слою снизу из более глубоких слоев по капиллярам протекает в значительных количествах вода. На 21% воды в грунте перед замерзанием, после оттаивания ее оказывается 42 — 50% (4). Этот приток воды снизу резко увеличивает объем замерзающего слоя, но одновременно отнимает часть воды из нижележащих слоев.

В описанном профиле, при замерзании сверху, капиллярный приток воды из нижних горизонтов сначала к слою а и потом к слою в, привел бы к удалению значительных количеств воды из слоя с; малое же количество воды в слое с, а, следовательно и малое увеличение объе-

¹ Уже после написания настоящей работы я ознакомился с интересной статьей Ст. Баца под заглавием: „Движения почв под влиянием промерзания и оттаивания“ (Труды отдела Почвоведения в Земледельческом Институте в Пулавах, Пулавы 1938). Во время нормального промерзания почв от поверхности вниз, Ст. Баца о констатированы движения почв, достигающие более 30 см. и объясняющиеся в зависимости от качества почвы и степени пропитания водой, поднятием поверхности грунта.

ма этого слоя при замерзании, не могло бы привести к возникновению описанных явлений. Поэтому, для объяснения генезиса описанных форм следует принять, что здесь некогда существовала вечная мерзлота и грунт оттаивал в летние периоды всего до глубины 1 — 1,5 м. В этих условиях замерзание шло от поверхности в глубину и, несколько медленнее от слоя вечной мерзлоты вверх (3); такой процесс характерен для полярных стран.

Следовательно, замерзанию верхнего слоя а сопутствовало несколько более медленное замерзание слоя с, причем капиллярный приток воды в оба замерзающие слоя происходил из с, в результате замерзания резко увеличивал свой объем и вышеописанными „глинистыми столбами“ втискивался в замерзающий слой песка.

Вечная мерзлота существует в настоящее время только в полярных областях и на больших высотах и горах, поэтому, приняв, что вышеописанные формы могли образоваться лишь в условиях вечной мерзлоты, мы тем самым определяем и возраст их. Полярный климат в Польше существовал только в ледниковые эпохи. Возникает вопрос — с какой именно из трех известных ледниковых эпох следует связывать генезис описанных форм плейстоценовой мерзлоты? Чтобы ответить на этот вопрос необходимо установить возраст конуса выноса Прондника.

Этот обширный конус тоже связан с периодом оледенений, ибо именно с ледниковыми эпохами, а частично, с эпохами межледниковыми связана интенсивная гравиево-глинистая аккумуляция рек в южной Польше (12). Поскольку „формы промерзания“ не могли возникнуть в момент образования конуса выноса, следует принять, что между отложением конуса (ледниковая эпоха) и появлением „форм промерзания“ (тоже ледниковая эпоха) прошел промежуток времени равный по крайней мере одной межледниковой эпохе.

Конус выноса Прондника не может быть связан с эпохой максимального оледенения, которое захватывало весь этот район, и достигало подножия гряды Бескид (13), ибо той эпохе отвечает высокое засыпание речных долин в южной Польше. Следовательно, возникновение конуса выноса Прондника и „форм промерзания“ относится к двум позднейшим ледниковым эпохам.

Поэтому, отложение конуса выноса можно связать с эпохой среднепольского оледенения (варшавского I), а происхождение форм промерзания — с эпохой оледенения балтийского (варшавского II).

Правильность этой концепции подтверждается залеганием лесов, обнаруженных при помощи бурения в пределах

конуса выноса Прондника. Бурение было проведено осенью 1938 г. сотрудниками Географического Института Ягеллонского Университета.

В лессовом обрае в Зеленках скважина встретила от 0 до 4,20 м лесс, в нижних горизонтах с глиной, а ниже от 4,20 м до 5,60 м — железистый речной песок, содержащий в верхних партиях прослойки глины — т. е. слой образующий кровлю конуса Прондника. Бурение велось в лессовом обрае глубиной около 5 метров, следовательно лессовый покров (на конусе) имеет здесь мощность около 9 метров.

Поскольку лессы в окрестностях Кракова, согласно геологическим данным, связаны с эпохой последнего оледенения, то конус выноса должен был быть отложен по крайней мере на одну межледниковую эпоху раньше, т. е. в ледниковую эпоху варшавскую I. Вверх по долине Прондника конус выноса переходит в образования, обнаруженные Бересом около кирпичного завода в Зеленках (2); образования эти Берес также связывает с эпохой предпоследнего оледенения.

Определенный на основании геологических, геоморфологических и климатологических данных возраст конуса выноса Прондника совпадает с возрастом кремневых изделий, найденных А. Юрой (8). А. Юра относит эти изделия к мустьерской культуре (Левалюа), развитой в эпоху предпоследнего оледенения. Как видим, все это полностью подтверждает взгляды М. Ксёнкевича относительно характера и возраста конуса выноса Прондника (9).

Это установление возраста отложений и возраста формы, отчетливо выраженной в рельефе окрестностей Кракова, имеет важное значение, ибо конус выноса Прондника может теперь служить исходным пунктом при дальнейших исследованиях плейстоцена окрестностей Кракова и Прикарпатской Низменности.

Mieczysław KLIMASZEWSKI

THE FORMS OF THE PLEISTOCENE REGELATION IN THE CRACOW REGION

(with 1 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

The author describes the periglacial structures developed on the alluvial fan of the Robotna stream in the northern Cracow quarter. That was accumulated during the Varsovien I glaciation and the regelation structures of its superficial beds origin from the Varsovien II period.

A small stream Robotna falls into the river Prądnik at Krowodrza, the northern quarter of Cracow. The valley of Robotna is incised in its lower course into an old, vast alluvial fan of Prądnik which was accumulated, according to M. Książkiewicz (9)¹ during the period of the Central-Polish (Varsovien I) glaciation. The fan is stretched from Zielonki up to the centre of Cracow and its surface lowers from the altitude of 236 *m* on the north to 219 *m* on the Cracow market place; its relative altitude amounts thus to about 6—8 *m* (over the Prądnik level). It is composed of limestone gravels (mostly Jurassic from the Prądnik basin), and among them are also found Flysch pebbles and fragments of Scandinavian granites. These gravels are well bedded with sand often with diagonal stratification. Over the gravels and sands of a total thickness from 8—9 *m* there lies a bed of loam, 1—2,5 *m* thick; further on, northward, near Zielonki and Toń the Prądnik fan is covered with loess, ca 8 *m* thick.

¹ I am indebted to M. Książkiewicz who during an excursion introduced me into the stratigraphy of the area.

On the slopes of the Robotna valley, incised into that slightly inclined fan, there are found several pits exploiting gravels. In one of them, the most eastward situated quarry, which formerly belonged to Golenhofer, the following profile was proved:

1. Yellow and grey-yellow loam, with rusty stripped lenses of sand in the central part and with scarce limestone pebbles of a ϕ 6 cm in the lower part; thickness — 0,70—1,40 m.
2. Limestone gravels of a ϕ up to 15 cm with intercalations and lenses of a cross bedded sand, of a thickness of beds about 1 m; thickness — 7,50 m.

The regelation forms occur in the upper loamy and sandy bed and are distinguished as follows:

- a — at the top lies yellow-grey, unstratified loam passing into soil; thickness — 0,50 m;
- b — under it lie lenses and intercalations of grey sand with rusty horizontal bands; thickness — 0,50 m;
- c — the bottom of the upper bed consists of a grey plastic loam with limestone pebbles of a ϕ of 15 cm; thickness — 0,25 m.

The basal fat loam including scarce pebbles has penetrated through the covering grey sands in several places; it forms a kind of diapir-like loam pillars. The situation of pebbles occurring in the basal loam is normal, horizontal, but in these „loam pillars“ they always stick out in a vertical position. The cleavage of the loam which may be distinguished when the loam is dry, is also vertical and the contact surfaces of the sand with loam are well polished and stripped in a semi-circular way in places where occur the „loam pillars“.

Analogous phenomena were also proved on other walls of that pit. The thickness of the argillaceous-arenaceous bed lying in the back wall upon gravels amounts to ca 2,20 m. The grey arenaceous loam including at a depth of 1—1,50 m scarce vertically sticking pebbles, is also squeezed in form of „pillars“ which are either vertical, or slanting and sometimes we find both directions, tending towards the superimposed, rusty, banded sands, forming lenses of polished and rounded contact surfaces. Over them lies brownish-yellow, arenaceous loam, ca 1 m thick deprived of bedding.

The above described relations prove a disturbance of the continuity of the arenaceous bed by the underlying loamy bed; there occurs a question: what is the origin and the age of that phenomenon?

Much attention was already given to analogous forms and phenomena, which were quite unknown so far on the Poland's territory, in Germany, Sweden, Denmark, Netherlands etc. All geologists agree that their origin is due to successive freezing and thawing of a water saturated soil and they usually refer the origin at the period of the last glaciation¹. There occurs, however, a discordance as to the definition of conditions exercising an influence upon the formation of the regelation forms. According to A. Bahr (1), R. Grahmann and F. Firbas (6), K. Gripp² (7), B. Högbom (8), K. Keilhack (10), P. Kessler (11), K. Krekeler (16), F. Klute (14), G. J. Mulder (18), H. Poser (19, 20), W. Wolff (22, 23) the regelation forms (Brodelsböden) are stipulated by the occurrence of a permanently freezing soil (tjäle) which thaws during the summer to a small depth (1—1,5 m). A. Dücker (4), C. Schott (21) and partly also R. Grahmann and F. Firbas (6) lately suppose, on the basis of the occurrence of analogous forms in younger post-glacial formations, that a permanent freezing of the soil is not required for the origin of these forms.

The regelation forms, as was already mentioned, are only due to climatic conditions and the most important part is attributed here to the sufficient saturation of the soil by rainfall or melt water and the successive freezing and thawing of the ground. Although the saturation capacity of the three described beds was great, but it was not equal. The greatest amount of water was absorbed by loamy clay, the sand absorbed less water depending on the porosity of the given bed. In the sand the porosity amounts to ca 35%, in loam to 50%, in loamy clay to 60—70% (15).

During the freezing of the soil, which advances in our climatic conditions from the surface towards the bottom up to different and variable depths depending upon the temperature, the quality of the rock and the vegetation and snow cover, there occurs in connection with the freezing of ground water the enlargement of the volume of particular beds, de-

¹ I have seen the typical forms of the Pleistocene regelation (Brodelsböden) during the excursion of the International Quaternary Congress in Austria in the outcrops NE from Stammensdorf. The phenomenon of regelation occurred there in gravels and arenaceous loam, i. e. a material of a different capacity of water saturation.

² The theory of Gripp, explaining the occurrence of the regelation forms by means of convection currents taking place in the thawing the soil, owing to a different weight (density) of the circulating water, has been strongly attacked and abolished by Mortensen (16).

pending upon the degree of the saturation (porosity). Since the clays and loamy clays are characterized by the greatest capacity of water saturation, the volume of the basal part of the loamy bed *c* probably increased at the most during the freezing. The pressure caused by the increase of the volume of that bed covered with a bed about 0,80—1,50 *m* thick, was probably directed, as is proved by observations carried out in the polar countries (8, 20) towards the sides and upward¹. The increased tensions summed up during a long period of time have brought about the interruption of the continuity of the superimposed bed (sand *b*) and the squeezing of loam *c* upward in form of „pillars“. The places of interruption and of a later squeezing are sometimes predisposed by the cracking of soil (fissures) during dry seasons (I have observed these phenomena in Spitzbergen in 1938 in a very typical form). The pebble sticking up in the clay were also subject to squeezing; during the forced vertical upward movement they also assumed the same vertical position. The stripping and polishing of the upward squeezing of clay and it also confirms idea of the freezing of sands which might be subject to the stripping being only in a compact state.

There exists, however, some difficulties in explaining the origin of these forms in case a single downward direction of the soil freezing is accepted, since during the process of freezing the water from deeper beds approaches, owing to capillarity, the freezing layer and the amount of that water is rather considerable. For 21% of the water content in the bed before freezing, 42—50% was proved after its thawing (4); the above has a great influence on the increase of the volume of the freezing bed, but the amount of water in the underlying bed becomes much smaller.

During the freezing from the top, the upward percolation of water in the described profile, successively from beds *a* and *b* might bring about a considerable impoverishment in water of the lowest bed *c*; in consequence the small content of water and a poor increase of its volume might probably not let the above phenomena to be realized. In order to explain these forms one must accept the existence of a soil which is deeply and constantly freezed up and

¹ After my present paper had been already written I got acquainted with a very interesting work of St. Bac entitled „Movements of the soil under the influence of freezing and thawing“ (*Works of the Soil Department of the Institute in Puławy*, Puławy 1938). During the normal process of freezing of the soil from the surface down, St. Bac has proved soil movements reaching a depth up to over 30 *cm* and distinguished upon the quality of the soil and degree of water saturation by the uplifting of the soil surface.

which thaws only in summer and only up to a depth of 1—1,50 m.

The freezing proceeded in such conditions downward, and also somewhat more slowly from the frozen soil upward (3); such a course is normal in polar countries. Thus the freezing of the upper layer *a* was accompanied by a slower freezing of the bed *c*, together with a simultaneous influx of water from the sand *b* into both freezing beds. The bed *c* imbued with water after freezing, when its volume increased, was squeezed as the above mentioned loam pillars into the freezing layer of sand.

The permanently frozen soil occurs to-day only in the areas of a polar and high mountains climate and if we wish to explain the above forms by the existence of a permanently frozen soil, we define at the same time the period of their origin. The polar climate lasted in Poland exclusively during the glacial periods. There occurs the question which of the three known glacial periods in the one with which one may connect the occurrence of the forms of the Pleistocene regelation. In order to find an answer we must define the age of the Prądnik fan.

The extensive Prądnik fan originates as well from the glacial period, as we connect first of all with these periods, and partly only with the post- and interglacial ones the intensive gravel-loamy accumulation of the rivers in southern Poland (12). Since the regelation forms could not be formed during the accumulation of the fan, i. e. between the sedimentation of the fan during one glacial and the formation of the regelation forms in another glacial, the interval of at least one interglacial period must have taken place.

The Prądnik fan was not formed during the period of the maximal glaciation which covered that whole area and reached up to the mountain ridge of the Beskids (13) since that period corresponds to the high filling up of valleys in SW Poland. On the other hand the formation of the Prądnik fan and of the regelation forms must be referred to two following periods of glaciation. The occurrence of the Prądnik alluvial fan must be thus referred to the period of the Central-Polish (Varsovien I) glaciation, and the regelation forms to the period of the Baltic (Varsovien II) glaciation.

The above opinion is confirmed by the fact of the distribution of loess, proved by the drilling in the Prądnik fan. The drilling was carried out in autumn 1938 by several workers of the Geographical Institute of the Jagellonian University in a loess ravine in Zielonki, along the highroad; the bore-hole went through (from 0—4,20 m) a bed of loess,

loamy in its lower part, and under it was found a layer of river, ferruginous sand from 4,20 to 5,60 *m* thick; in the upper part of that sand were found intercalations of loamy clay, i. e. a deposit representing the top of the Prądnik fan. As the bore-hole was situated in a loess ravine of an altitude of slopes equaling ca 5 *m*, in consequence the loess overburden (on the fan) is here ca 9 *m* thick.

Since the loess from the Cracow region, according to geological and pre-historic data, origin from the period of the last glaciation, the alluvial fan was probably accumulated at least one interglacial earlier, i. e. during the Varsovien I glaciation. The fan passes upward the Prądnik valley into formations found by K. Beres in the brickyard at Zielonki (2); Beres connects them also with the penultimate period of glaciation.

The above definition of the Prądnik fan age based on geological, morphological and climatic criteria are also conform to the age of flint implements found among the gravels of the Golenhofer quarry, and worked out by A. Jura (9). A. Jura reckons them among the products of the Moustierian culture (Levalois) reigning during the period of the penultimate glaciation. In consequence we confirm the opinion of M. Książkiewicz in regard to the character and age of the Prądnik (9) fan. That definition of the age of form and of the deposit, which is distinctly marked in the relief of the Cracow region, is of a great importance, since the Prądnik fan may be considered as the index form in further research concerning the Pleistocene of the Cracow and the Subcarpatian Lowland regions.

Stanisław BAC

O RUCHACH GLEBY POD WPLYWEM DZIAŁANIA MROZU

(z 3 tabl., 10 fot. i 14 fig. w tekście)

Streszczenie

W opracowaniu niniejszym autor podaje niektóre wyniki badań polowych, przeprowadzonych w Stacjach Doświadczalnych w Sarnach, Dublinach i Puławach nad ruchami gleby pod wpływem działania mrozu. Badania w ciągu kilkunastu okresów zimowych obejmują nie tylko pomiary ruchów pionowych i poziomych powierzchni gleb, lecz również i dynamikę poszczególnych warstewek do głębokości 30 cm. Skutki zmarzania wody glebowej występują najwyraźniej na glebach o dużej pojemności wodnej, jak torfy, wywołując powstawanie szczelin i wyciąganie do góry nawet ciężkich konstrukcyj budowlanych. Autor przeprowadził specjalnym przyrządem pomiarowym badania pionowych ruchów czterech rodzajów gleb i poczynił szereg obserwacji terenowych, z których wynika, że zimowe ruchy gleby w Polsce wywierają wielki wpływ na przezimowanie roślin, budowę wodne i lądowe. Woda marznąca działa nie tylko jednorazowo rozsadzając skały, lecz również wywołuje ruchy faliste, przemieszcza i przewietrza glebę w okresie zimowym, kiedy życie organiczne zamiera.

UWAGI OGÓLNE

Zasięg działania mrozu w głąb ziemi ogranicza się w Polsce do stosunkowo cienkiej warstwy i w skrajnych przypadkach nie przekracza 1,5 m. Mimo tak niegłębokiego przemarzania, mróz wywołuje znamienne przemiany przy powierzchni gleby, nie tylko wskutek zwiększenia objętości wody podczas jej krzepnięcia, lecz głównie w następstwie swoistej formy mechaniki zmarzania gleby.

Wynikiem oddziaływania mrozu na wodę wolną, ułożoną w szczelinach, pęknięciach i przestworkach, będzie przesuwanie litych mas skalnych i zwietrzelin glebowych w kierunkach najmniejszych oporów oraz podnoszenia ich ku powierzchni ziemi.

Wraz ze wzrostem szybkości postępu mrozu w głąb i zasilania gruntu wodą podsiąkową będzie się zwiększać dynamika działania. Gleba podnosi się wbrew sile ciężenia i opada pod wpływem tej siły po ustaniu

działania mrozu, falując w zależności od stopnia obniżenia ciepłoty, pojemności wodnej gleby oraz istnienia lub braku dopływu nowych dawek wodnych w czasie trwania procesu zmarzania i tajania.

Badaniami zmarzania gruntu zajęły się naprzód narody zamieszkujące północne strefy Europy i Ameryki. Ludzie stale osiadli pragnęli na terenach ojczystych mieć własny chleb, możliwość dogodnej komunikacji i korzystania z ciepłego mieszkania mimo ostrych warunków klimatycznych. I stąd śledzenie wpływu mrozu, jak również zapobieganie jego ujemnym skutkom, ujawniło się przede wszystkim w kierunku badań rolniczych w Finlandii, komunikacyjnych na Półwyspie Skandynawskim i w Ameryce Północnej oraz w całej różnorodności zagadnień w Z. S. R. R.

Prócz obserwacji i badań polowych, zarówno rolnictwo jak i technika budowlano-komunikacyjna przeprowadziły szereg ścisłych doświadczeń w laboratoriach, zbudowanych specjalnie do tego celu. Zacieśniające się wskutek internacjonalizmu stosunki ludzkie oraz postęp techniki umożliwiający wkroczenie i stałe przebywanie w okolicach podbiegunowych — niewątpliwie spowodują dalszy rozwój badań zjawisk mrozowych.

W naszej literaturze rodzimej — poza znakomitym dziełem A. B. Dobrowolskiego, pt. „Historia naturalna lodu“ — posiadamy znikomo małą literaturę kryologiczną. Stosunkowo najwięcej zainteresowania tymi zagadnieniami daje się zauważyć w związku z rozwojem i usprawnieniem komunikacji wodnej w zimie. Natomiast w zakresie komunikacji lądowej, jak i budownictwa mieszkaniowego, nie posiadamy żadnych opracowań dotyczących tych problemów. Polskie badania rolnicze ograniczały się do stwierdzenia zimotrwałości poszczególnych odmian roślin ozimych, znaczenia przykrywy śnieżnej, jako też do szukania destrukcyjnego wpływu mrozu na komórki roślin.

Badania wpływu mrozu, głównie ze względów rolniczych i wodnomelioracyjnych, przeprowadza autor od zimy 1931/32 r., z małymi przerwami, w Zakładach Doświadczalnych w Sarnach, Dublinach i Puławach, a obecnie we Wrocławiu oraz na kilku Stacjach Meteorologiczno-Rolniczych, zaopatrzonych w przyrządy do pomiaru ruchów gleby podczas zmarzania i tajania.

MECHANIKA ZMARZANIA I RUCHU POWIERZCHNI GLEB

Dotychczasowe badania laboratoryjne i polowe ustaliły następujące formy zmarzania gleb i związane z nimi ruchy:

1. Zmarzanie szczelinowe występuje jako działanie rozsadzające, spowodowane przez zwiększoną objętość wody skrzepej a wypełniającej szczeliny i pęknięcia ciał stałych. Woda zamarzająca roz-

szerzając się o jedną jedenastą część pierwotnej objętości rozsadza i rozdrabnia mechanicznie poszczególne utwory glebowe i skalne.

2. Zmarzanie lite (homogeniczne) cechuje się tym, że cała warstwa gleby, znajdująca się w zasięgu mrozu, łączy się jednolicie, a lód powstały z wilgoci gleby mieści się w przestworkach, przeto nie następuje zwiększenie objętości warstwy zmarzłej.

3. Zmarzanie warstwowe (heterogeniczne) powstaje, gdy woda zmarza w postaci warstewek lodu, ułożonych przeważnie równolegle do powierzchni gruntu, przedzielających grubsze lub cieńsze warstwy gleby.

4. Zmarzanie pośrednie jest postacią mieszaną pomiędzy poprzednią wymienionymi formami i kształtuje się w zależności od wpływu czynników, wywołujących takie lub inne formy zmarzania.

5. Wykwity lodu włóknistego stanowią odrębną warstwę zmarzliny, występują między powierzchnią gleby lub roślin a wolną atmosferą. Na powierzchniach silnie zawilgoconych gleb, podnoszących się wskutek działania mrozu, tworzą one warstewki kilkopiętrowe, złożone z igiełek i włókienek lodowych.

Zmarzania szczelinowe i lite zachodzą w tzw. układzie zamkniętym, czyli podczas braku dopływu świeżej ilości wody do gleby będącej w zasięgu działania mrozu, natomiast zmarzania warstwowe i wykwity lodu włóknistego formują się w układzie otwartym, czyli posiadającym dopływ wody z warstw dolnych przy pomocy ssania włoskowatego do gleby w zasięgu mrozu. Na ogół zmarzanie lite powstaje w glebach gruboziarnistych o złym podsiąku i podczas powolnie przenikającego mrozu, gdy tymczasem zmarzanie warstwowe spotykamy przeważnie w glebach zwięzłych, o dobrej akcji włoskowatej i niewielkiej odległości wody gruntowej od powierzchni gruntu.

Pomiary laboratoryjne wykazały, że ruchy gleby wywołane mrozem przewyższają wielokrotnie to podniesienie powierzchni, które mogłoby nastąpić wyłącznie przez zwiększenie objętości zmarzniętej wody, znajdującej się w glebie. By udowodnić, że inne czynniki powodują zwiększenie ruchów wskutek zmarzania, S. Taber (25) nasycał glebę cieczami nie zwiększającymi objętości wskutek zmarzania jak np. benzyną lub nitrobenzolem i mimo to otrzymywał, po zmarznięciu słupków wyciętych z gleby, znaczne podniesienie ich powierzchni.

Pierwszorzędną rolę w sposobie zmarzania odgrywa włoskowatość gleby. Gdy początkowa zawartość wody w glebie jest poniżej nasycenia włoskowatego, a równocześnie nie istnieje ssanie wody z warstw niższych, wówczas każda gleba zmarza licie lub porowato, o ile była porowata przed zmarzaniem. Natomiast, gdy marznąca gleba była początkowo

nasycona włoskowato, a zachodzi równocześnie stały dopływ wody włoskowatej, lub gdy objętość wody w glebie przewyższa nasycenie włoskowate, wówczas następuje zmarzanie warstwowe.

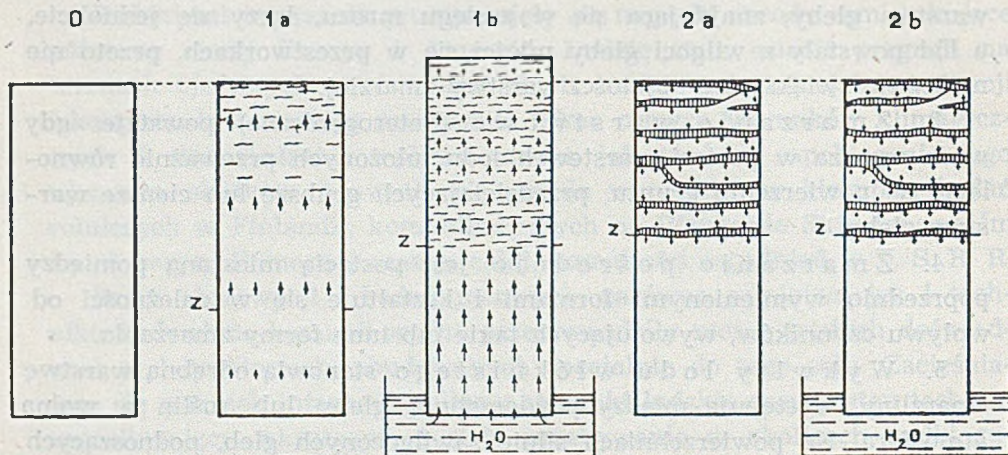


Fig. 19

Schemat różnego sposobu zamarzania gleb o małym nasyceniu włoskowatym, wg G. Beskowa

1 — monolit gleby grubszej pylastej podnoszonej przez mróz, o szybkim ssaniu włoskowatym; 2 — monolit gleby zwięzłej ilastej, o powolnym podsiąkaniu włoskowatym: a — układ zamknięty, tylko z wodą własną, b — układ otwarty, zasilany wodą włoskowatą; z — granica zamarzania gleby.

Od składu mechanicznego gleby, czyli od wielkości ziarn tworzywa glebowego, będzie również zależało, w jaki sposób skrzepnie wilgoć gleby. Zmarzanie lite zachodzi w glebach gruboziarnistych, gdyż włoskowatość i z nią związane ssanie wody uzależnione jest od ziarnistości gleb. Im gleba jest więcej gruboziarnista, tym mniejsza jest grubość błon wody przywierającej (adsorbcyjnej) i powolniejsze dostarczanie drobin wody do punktów styku między cząsteczkami i wzrastającymi kryształkami lodu. Szczególnie ważną rolę odgrywa tutaj woda zakątkowa (zwana w literaturze angielskiej, szwedzkiej i niemieckiej „Porenwinkelwasser“), tworząca zaokrąglone wypełnienie ostrych zakątków przy stykach wody błonkowatej, jako źródło powstawania igiełek i kryształków lodowych, podnoszących cząsteczki gleby, chociaż przestworki (pory) nie zostały wypełnione zmarzłą wodą.

Tworzeniu się i grubieniu warstw lodu w glebie będą przeciwdziałać: nacisk zewnętrzny wywierany na powierzchnię gleby, zwiększenie średnic cząsteczek tworzywa glebowego i szybkość przenikania mrozu.

Skutkiem wysokiego ciśnienia, dochodzącego do $15 \text{ kg na } 1 \text{ cm}^2$, następuje takie zacieśnienie błon adsorbcyjnych na powierzchniach poszcze-

gólnych ziarn tworzących glebę, że w tych warunkach nie może się odbywać swobodny ruch wody włoskowatej, a co za tym idzie, zostaje zahamowany przyrost kryształków lodu. Gdy natomiast, nawet przy tak znacznym nacisku, uda się wtłoczyć wodę pod jeszcze większym ciśnieniem od dołu do słupka gleby w czasie przenikania mrozu od powierzchni górnej, wówczas dopływ jej do ośrodków krystalizacyjnych umożliwia tworzenie nowych warstw lodu. W miarę wzrostu szybkości przebiegu zmarzania maleją odległości między kryształkami lodu, aż do całkowitego zaniku, a gleba zmarza licie. Nawet ciężkie gliny zmarzają licie podczas szybkiego przenikania mrozu.

Zwykle przyjmuje się jako pewnik, że zmarzająca gleba będzie rozszerzać się w granicach co najmniej równych zwiększonej objętości wody glebowej. Doświadczalnie stwierdzono, że podnoszenie się powierzchni gleby, spowodowane przez krystalizację wody w niej zawartej, a nie zasilanej dodatkową ilością wody w czasie postępu zmarzania, jest bardzo niewielkie, i praktycznie nie przekracza 2% zmarzłej warstwy.

Szybkość podnoszenia gleby będzie zależęć od szybkości dostarczania wody do powierzchni przenikania mrozu i jest w przybliżeniu odwrotnie proporcjonalna do kwadratu z nacisku i wprost proporcjonalna do sześciemu współczynnika włoskowatości.

Wielkość ciśnienia włoskowatego można obliczyć jako zależność przepuszczalności i odległości wody gruntowej. Wpływ obniżenia wody gruntowej przez wydrenowanie gruntu pod pasami gościńców i torów kolejowych, do głębokości od 1,50 do 1,70 m (w Szwecji) zapobiegał niszczeniu nawierzchni, tworzeniu się wysadzin i guzów drogowych.

Ruchliwość drobin wody może się wzmacniać lub obniżać przez rozpuszczenie pewnych składników w wodzie glebowej. Wpływ rozcieńczonego roztworu NaCl powoduje wzrost podnoszenia wody włoskowatej, bardziej skoncentrowanego — spadek, osiągając maksimum przy pośrednich koncentracjach. CaCl_2 , H_2SO_4 i $\text{Ca}(\text{HSO}_3)_2$ w każdym roztworze zmniejszają szybkość podnoszenia i to tym więcej im silniejszy jest roztwór. Zwilżenie podłoża drogi nawet bardzo słabym roztworem H_2SO_4 zmniejsza podnoszenie wody glebowej i zapobiega zjawiskom związanym z przemarzaniem nawierzchni.

Energia zużyta do pracy podnoszenia gleb pochodzi ze strat ciepłych. Podczas zmarzania postępującego od powierzchni do głębi gleby, ciepłota obok granicy przenikania mrozu będzie poniżej 0°C . W zwykłych warunkach przyrodzonych wynosi ona w łąkach od — 0,1 do — 0,3 $^\circ\text{C}$, w glinach od — 0,5 do — 1,0 $^\circ\text{C}$, w ciężkich zaś glinach osiąga jeszcze niższe wartości. Natomiast, podczas tajania gleby ciepłota granicy rozmarzania praktycznie wynosi 0°C .

Według badań szwedzkich (G. B e s k o w, 8) do niepodnoszących się zupełnie gleb pochodzenia osadowego należą te, z których przesiew przez sita o oczkach $0,062\text{ mm}$ wynosi nie więcej niż 30%. Tę samą własność posiadają gleby morenowe, gdy przesiew przez sita o oczkach $0,062\text{ mm}$ wynosi nie więcej niż 15% lub z sit o oczkach $0,125\text{ mm}$ — nie więcej niż 22%.

PIONOWE RUCHY POWIERZCHNI GLEB POD WPLYWEM MROZU

Ostra zima 1928/29 r. i jej skutki unaocznily autorowi pewne zjawiska, zwykle niedostrzegalne. W czasie mrozów widać było podnoszenie się płyt i krawężników betonowych chodników obok budynków; na torfowiskach zaś, na przedwiośni okazało się, że zostały wyciągnięte ku górze ścianki szczelne budowli drewnianych, które były wbite tylko do mięszu torfowego, gdy natomiast słupy utwierdzone w podłożu mineralnym pozostały na dawnym miejscu. Również na torfowiskach zauważono nowe głębokie szczeliny obok rowów i ukośne pęknięcia terenu obok skrzydeł słuz.

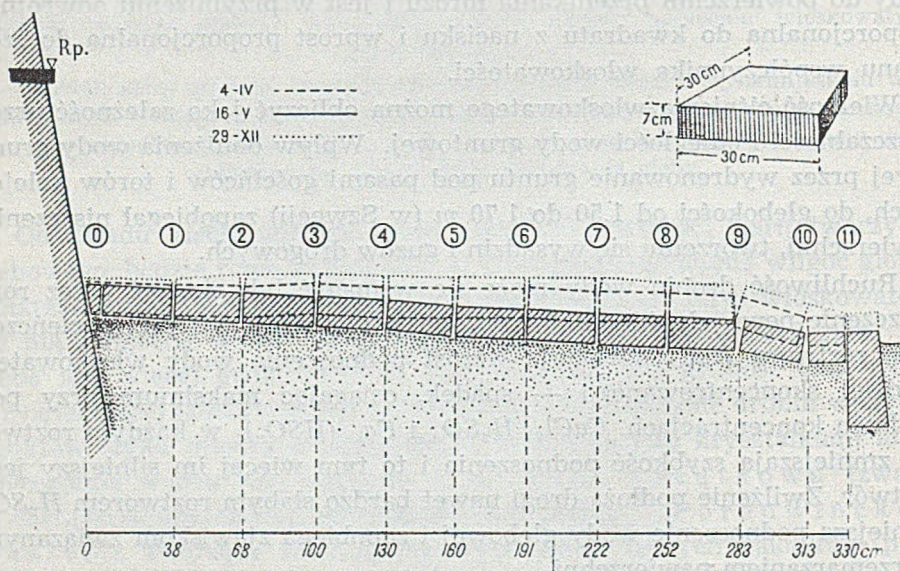
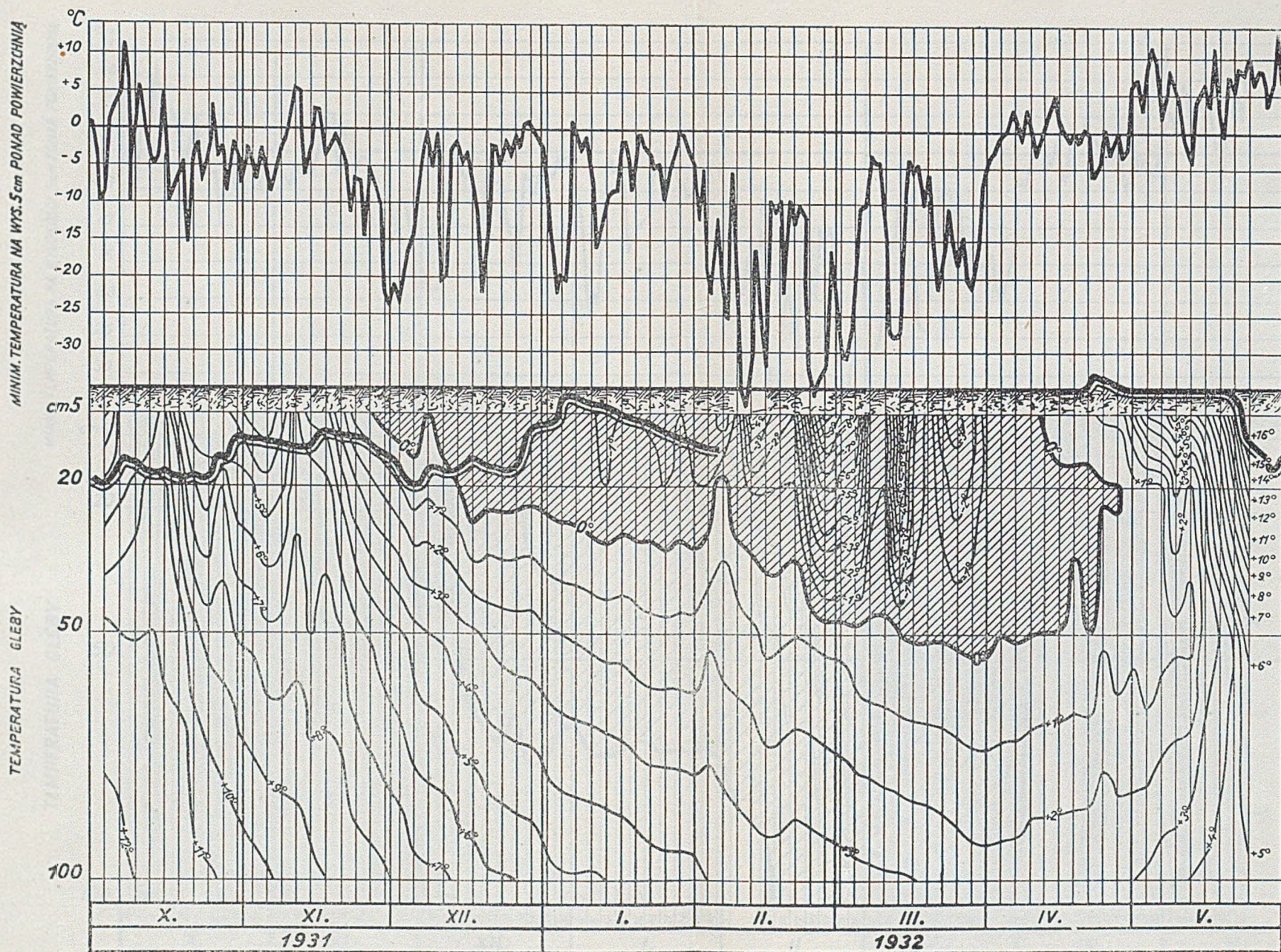


Fig. 20

Zdjęcie wysokościowe ruchów płyt i krawężnika chodnika obok budynku Akademii Rolniczej w Dublinach, wykonane w 1933 r.

Pomiar niwelacyjny płyt i krawężnika, wykonany z nawiązaniem do punktu stałego w czasie następnych zim i po ustaniu działania mrozu, stwierdził dokładnie, że płyty podnoszą się i opadają wspólnie z ruchami gleby (do 75 mm), głębiej zaś zakopany krawężnik, posiadający począt-



1 2

Fig. 21

Przebieg minimalnej temperatury powietrza na wysokości 5 cm nad powierzchnią gleby oraz średnich dziennych temperatur torfowiska.

1 — zasięg mrozu; 2 — zwierciadło wody gruntowej. Na podstawie danych Stacji Ekologicznej D. Szymkiewicza na torfowisku Czemerne.

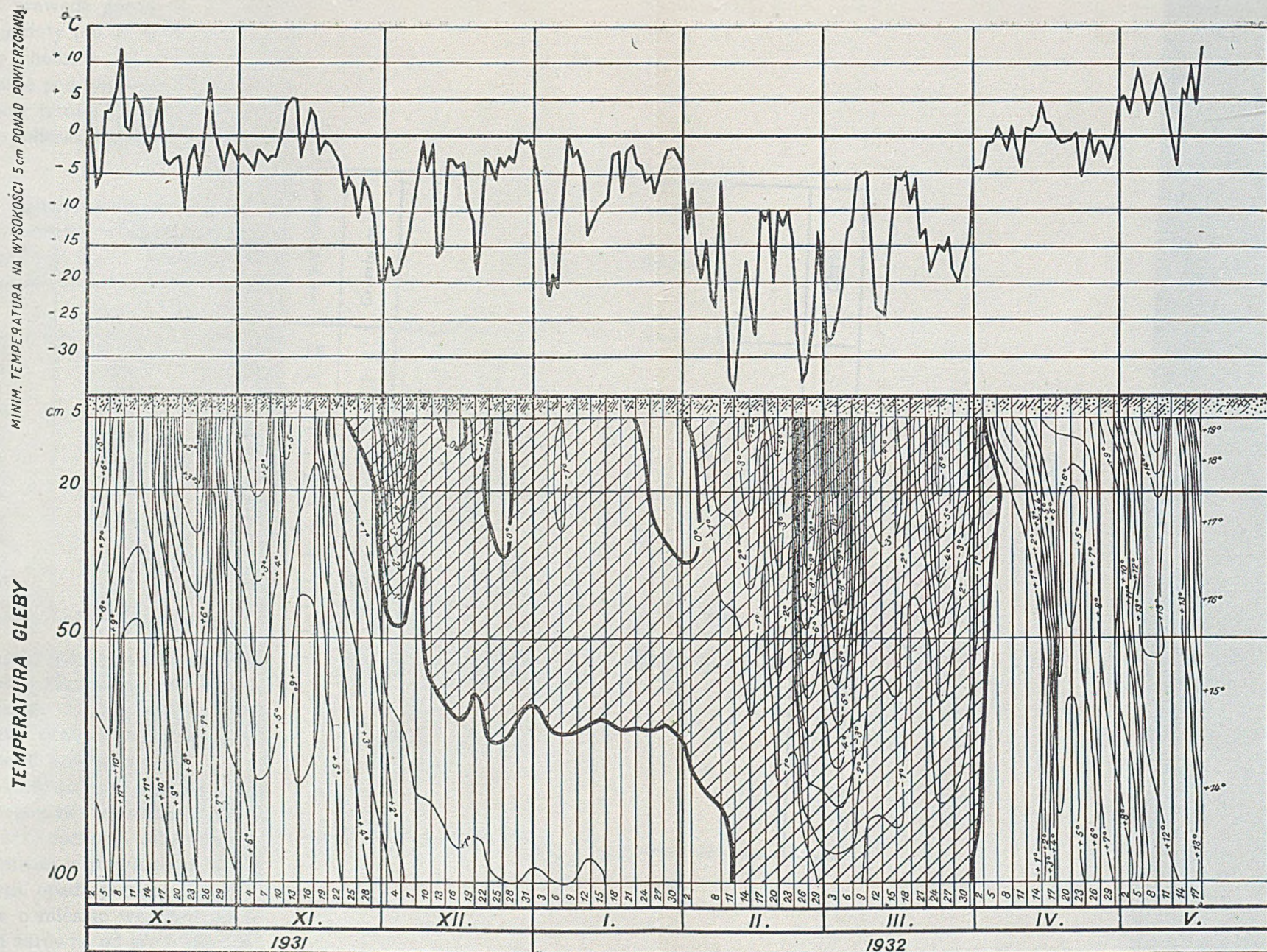


Fig. 22

Przebieg minimalnej temperatury powietrza — na wysokości 5 cm nad powierzchnią gleby oraz średnich dziennych temperatur gleby piaszczystej obok torfowiska. 1 — zasięg mrozu; zwierciadła wody nie dostrzeżono. Na podstawie danych Stacji Ekologicznej D. Szymkiewicza na torfowisku Czemerne.

kowo krawędź górną na równej wysokości z płytami, został ponad nie wyciągnięty (do 39 mm), po czym znów opadł. Fot. 32 przedstawia omawiany chodnik, fig. 20 zaś zdjęcie wysokościowe zmian położenia płyt chodnika pod wpływem działania mrozu, w porównaniu z położeniem ich w porze letniej. Tabela 1 podaje wysokości względne 12 punktów chodnika podczas trzech pomiarów.

TABELA 1

Wysokość względna płyt chodnika od 4 kwietnia do 29 grudnia 1933 r.

Punkt	Wysokość względna punktu stałego i płyt chodnika w m			Zmiany wysokości punktów w mm w okresach	
	4. IV.	16. V.	29. XII.	od 4. IV. do 16. V.	od 16. V. do 29. XII.
Rp	10,000	10,000	10,000	0	0
0	9,543	9,538	9,551	5	13
1	9,546	9,527	9,551	19	24
2	9,547	9,521	9,561	26	40
3	9,541	9,512	9,560	29	48
4	9,531	9,504	9,554	27	50
5	9,531	9,492	9,552	39	60
6	9,532	6,486	9,555	46	69
7	9,525	9,478	9,552	47	74
8	9,524	9,470	9,545	54	75
9	9,512	9,462	9,535	50	71
10	9,467	9,438	9,498	29	60
11	9,457	9,437	9,476	0	39

W jaki sposób odbywa się przenikanie mrozu w ciągu okresu zimowego do gleb o rozmaitych stosunkach wodnych, widzimy na fig. 21 i 22, wykreślonych według danych stacyj ekologicznych prof. D. Szymkiewicza, prowadzonych na gruntach Zakładu Doświadczalnego Uprawy Torfowisk pod Sarnami.

W torfowisku o wysokiej wodzie gruntowej, występującej nawet podczas roztopów wiosennych na powierzchnię łąki, zasięg temperatur poniżej 0° C dochodzi zaledwie do 50 cm głębokości. Natomiast granica zasięgu mrozu w przyległym do torfowiska, wyżej położonym gruncie piaszczystym, opada poniżej 100 cm. Tajanie gleby piaszczystej jest nagłe, prawie o miesiąc wcześniejsze niż torfowiska, którego zmarzlina ubywa powoli zarówno od góry, jak i od dołu.

Na działanie mrozu wrażliwe są przede wszystkim najmłodsze utwory geologiczne powstałe w środowisku wodnym, a więc gleby torfowe *in situ* ze względu na największą pojemność wodną i wysokie stany wody gruntowej. Pod wpływem działania mrozu, przesycona wilgocią górna warstwa

torfowiska zmarza i w miarę przenikania zimna grubiej. Ponieważ torf średnio rozłożony i lód, tworzące wspólną zmarzlinę, są objętościowo lżejsze od wody, przeto równocześnie z podnoszeniem się zwierciadła wody gruntowej torfowiska podpływa również zmarzlina torfowa. Do zmiany wysokości poszczególnych punktów powierzchni przyczynia się również narastanie powierzchni torfowiska przez zmarzły śnieg. W ten sposób

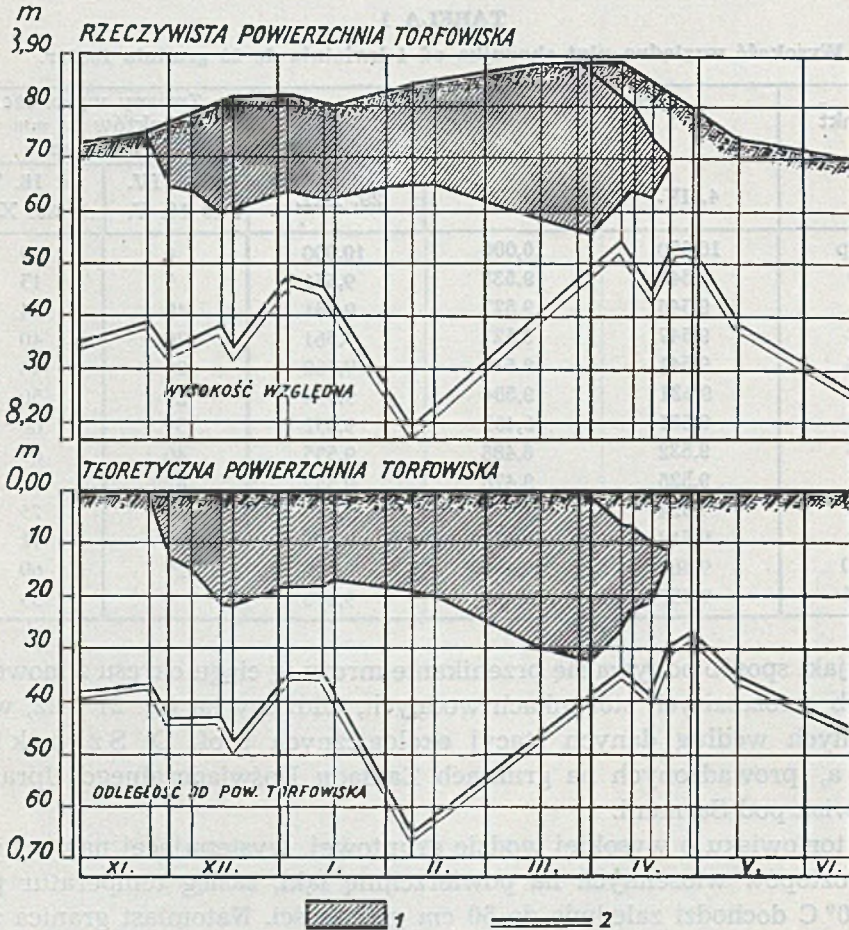


Fig. 23

Przekrój zamrożonego torfowiska

W części górnej rysunku widać rzeczywisty przekrój zmarzliny torfowiska (1), z uwzględnieniem ruchu powierzchni w okresie działania mrozu i tania — oraz odmierzone od powierzchni zwierciadło wody gruntowej (2). Poniżej przedstawiono tę samą zmarzlinę bez uwzględnienia ruchów torfowiska i odniesione do niej zwierciadło wody gruntowej. Pomiary wykonał Dział Hydrologiczny Zakł. Dośw. Uprawy Torfowisk pod Sarnami.

zmarzlina torfowiska zwiększa się obustronnie, a punkty obserwowane na powierzchni wykonują ruchy, skutkiem czego nie mogą być przyjęte jako stałe. Jeśli więc od powierzchni takiej zmarzliny będziemy odmierzać nawet stałe nieruchome zwierciadło wody gruntowej, pozornie może się ono zbliżać lub oddalać, gdy zmarzlina wzrasta lub maleje.

Rysunek na fig. 23 uwidacznia w górnej części rzeczywisty przekrój zmarzliny torfowiska niskiego, w ciągu pochodzenia mrozu i tajania oraz zwierciadło wody gruntowej odmierzone od zmarzłej powierzchni, w dolnej zaś części teoretyczną powierzchnię torfowiska, przyjętą jako nieruchomą i wyniki pomiaru od niej zwierciadła wody gruntowej. Nie uwzględniając ruchów i wzrostu powierzchni torfowiska, możemy w danym przypadku popełnić błąd dochodzący do 17 *cm*.

Na wysokość ruchów powierzchni torfowiska wpływać będzie nie tylko stan wody gruntowej, grubość zmarzliny i wysokość pokrywy śnieżnej, lecz również i zwięzłość warstwy przypowierzchniowej. Na fig. 24 podajemy ruch powierzchni łąki poletek doświadczalnych Zakł. Dośw. Uprawy Torfowisk pod Sarnami. Górna część rysunku, wyrażona za pomocą izoplek, przedstawia ruch powierzchni łąki naturalnej, nienawozonej, o lichej darni, a więc mało spojonej splotem korzeni z warstwami głębszymi; część środkowa — ruch łąki słabo nawozonej, a wreszcie dolna — ruch powierzchni łąki silnie nawozonej, pokrytej zwartą darnią o głębokim zakorzenieniu. Poniżej widać grubość zmarzliny, oznaczanej przy pomocy świdra spiralnego w miarę pochodzenia zimy, jako też zwierciadło wody gruntowej. Jak okazuje się z przebiegu izoplek — powierzchnia łąki nawozonej, o darni zwartej i głębokiej, wykonywała ruchy do 13 *cm*, gdy natomiast na łące nienawozonej, pokrytej mchami i płytko zakorzeniającymi się chwastami, ruch ten dochodził do 18 *cm*.

Porównując podnoszenie się (wzdymanie) darni w okresie zimowym z ruchami upraw rolnych na torfowiskach okazuje się, że rola orna podnosi się średnio o 14 *cm* wyżej od zadarnionej łąki. Natomiast rola torfowa piaskowana warstwą piasku, o grubości około 4 *cm*, zachowuje się podobnie jak darń łąkowa, a więc zamiast działania więzby korzeniowej może być stosowane obciążenie piaskiem do przeciwdziałania skutkom mrozu.

Również, wskutek obciążenia materiałem z wykopu pasów przyległych do rowu, pobrzeża poruszają się inaczej niż nie obciążone pola obok leżące. Zmarzłe powierzchnie skarpy i pobrzeża nie dopuszczają wody gruntowej do cieków wodnych. Pod naporem wody wgłębnej następuje odepchnięcie pasa przybrzeżnego w stronę rowu, przy równoczesnym niewielkim podniesieniu go; natomiast przyległe pola na torfowisku, nie obciążone ziemią z wykopu, wykonują znacznie większe ruchy pionowe. Wynikiem tych

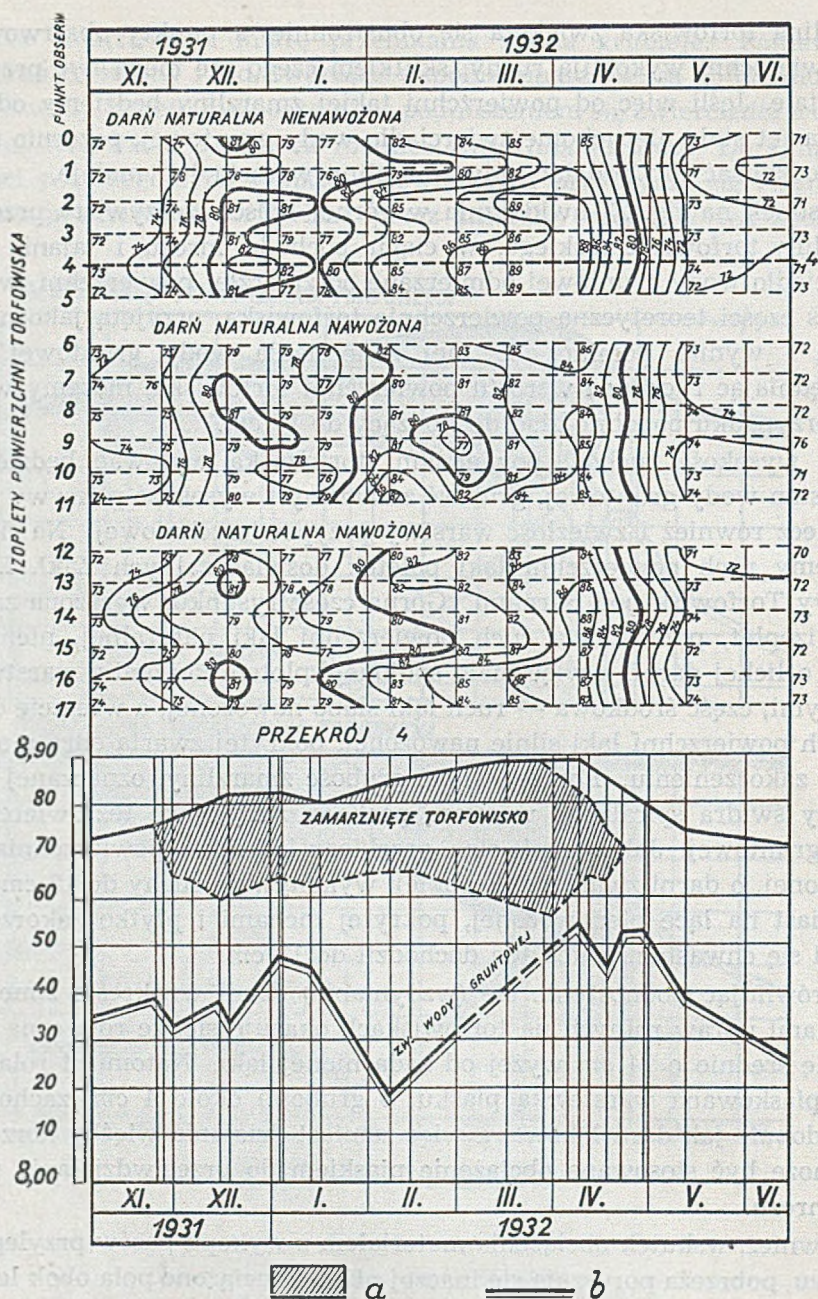


Fig. 24

Wielkość ruchów pionowych powierzchni torfowiska w okresie zimowym. Za pomocą izoplek przedstawiono w części górnej rysunku wysokości ruchów łąki — nienawożonej oraz średnio i silnie nawożonej. Część dolna przedstawia przekrój 4—4 przez łąkę nienawożoną, grubość zmarzliny (a) i zwierciadło wody gruntowej (b) w torfowisku zmeliorowanym. Rysunek Działu Hydrologicznego Zakł. Dośw. Uprawy Torfowisk pod Sarnami.

niesharmonizowanych działań jest powstawanie szczelin, ciągnących się równoległe do sztucznych cieków wodnych na torfowiskach, które po okresach zimowych zwiększają wymiary. Na fot. 33 widzimy zdjęcie takiej szczeliny, oznaczonej kółkami po ustaniu działania mrozów, ciągnącej się wzdłuż kanału głównego na torfowisku sarnieńskim. Fig. 25 po-

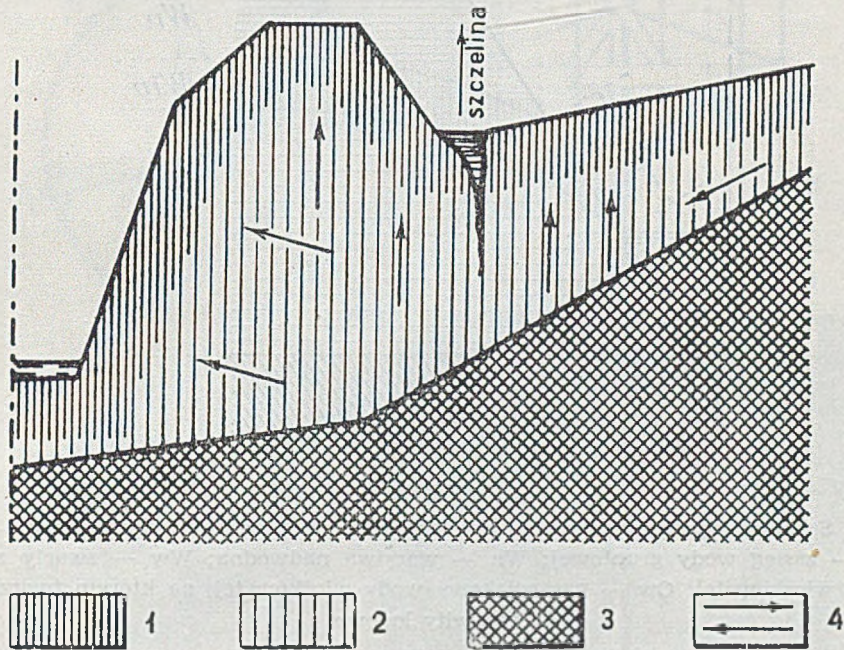


Fig. 25

Schemat powstawania szczelin równoległych do rowów na torfowiskach pod wpływem parcia wody na zamrożoną powierzchnię gleby.

1 — torf zamrożony; 2 — torf niezamrożony; 3 — nieprzepuszczalne podłoże; 4 — kierunki ciśnienia wody

daje schemat ciśnienia wody w terenie przybrzeżnym kanału z zamrożoną powierzchnią. Wynikiem tego nacisku jest powstanie szczeliny.

Inną formę podnoszenia i przemieszczania gleby torfowej spotykamy na skarpach rowów, w miejscach ujawniania się zasięgu wody włoskowatej. Wybijająca się na zewnątrz w pasie ociekowym woda włoskowata, bezpośrednio nad zwierciadłem wody w rowie, podczas początkowych przymrozków zmarza w postaci igiełek i wykwitów lodowych. Pod ciśnieniem ssania włoskowatego igielki lodu podnoszą się wraz z glebą zmarzłą, po czym bądź pod działaniem siły ciężkości, bądź podczas tajania, osuwają się po skarpie rowu, przemieszczając tym sposobem zmarzlinę torfową do wody bieżącej. Na fot. 34 podajemy zdjęcie z wykwitami lodo-

wymi na pasie ociekowym wody włoskowatej. Fig. 26 przedstawia schemat działania wody włoskowatej, fot. 35 i 36 zaś powiększone zdjęcie zbiorowisk igiełek lodowych i obsuwanie się ich po skarpie rowu na torfowisku.

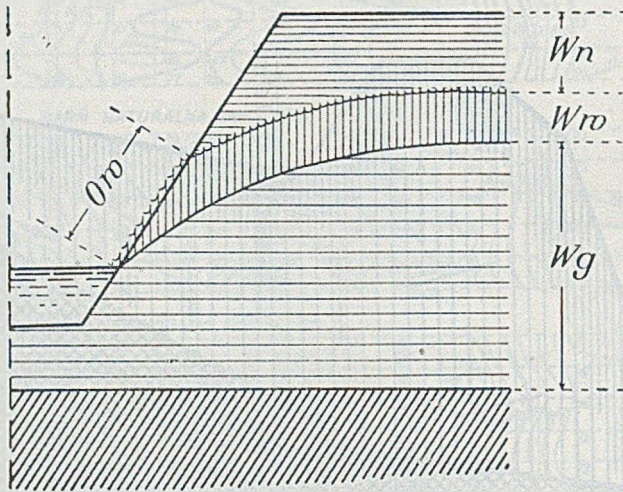


Fig. 26

Schemat występowania wody włoskowatej na przekroju skarpy rowu
 W_g — zasięg wody gruntowej; W_n — warstwa nadwodna; W_w — zwarty zasięg wody włoskowatej; O_w — pas ociekowy wody włoskowatej, na którym tworzą się wykwitły lodowe.

RUCHY PIONOWE PRZYPOWIERZCHNIOWYCH WARSTW GLEBY

Ruchy powierzchni gleb ze względów rolniczych mierzyli w Kompolt na Węgrzech R. Fleischmann (12, 13) i E. Ijjasz (15), w Finlandii prowadził obserwację P. Kokkonen (17), w Z. S. R. R. — A. T. Mironow (1934), w Szwecji G. Beskow (7), w Stanach Zjednoczonych Ameryki S. Taber (25). Jednakże wpływ przenikania mrozu w głąb gleby oraz ruchy poszczególnych jej warstw, wywołane tym bodźcem, nie zostały ujęte pomiarami, bez których trudno było wyjaśnić cały szereg zjawisk, jak przerywanie korzeni roślinności, powstawanie wysadzin, wyciąganie z gleby nawet ciężkich przedmiotów, które nie powracały po ustaniu mrozu na dawne miejsce itp. W tym kierunku istniał wprawdzie schemat. A. Hamburga (14), wyjaśniający „wypływanie“ lub „wyrastanie“ kamieni na powierzchnię gruntów w krajach północnych, było to jednak za mało w stosunku do ogółu zagadnień życiowych.

Okazało się konieczne skonstruowanie możliwie prostego przyrządu pomiarowego do badań polowych przypowierzchniowych warstw gruntu i wykonanie obserwacji w ciągu szeregu okresów zimowych, w różnych rodzajach gleb i różnych stosunkach wodnych.

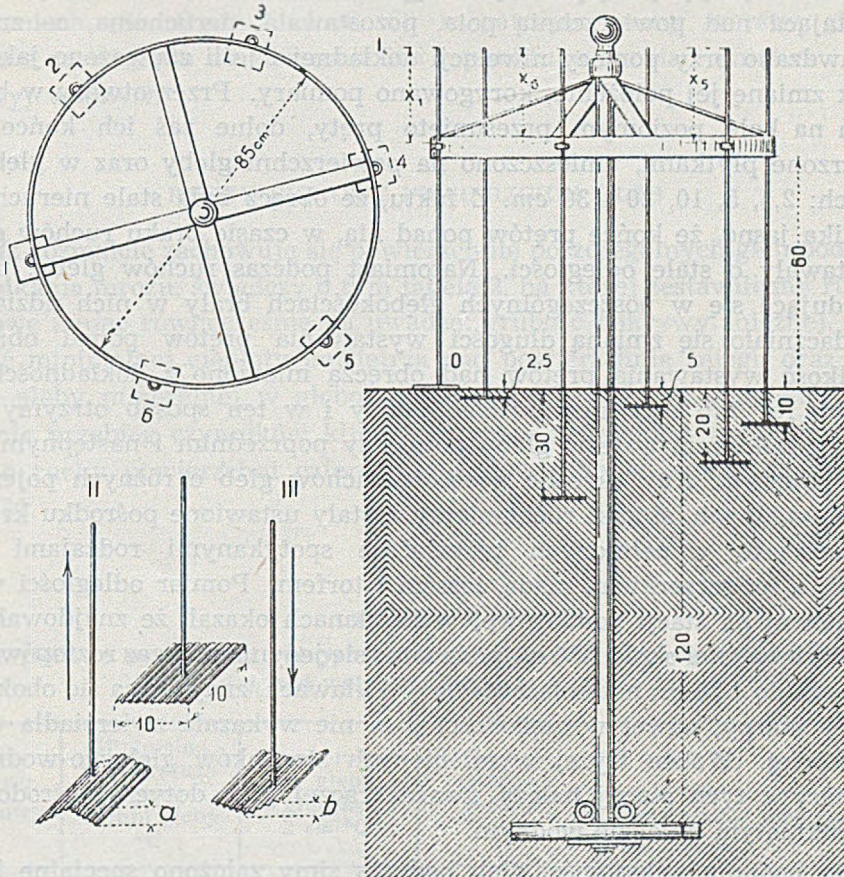


Fig. 27

Ruchomierz do pomiaru pionowych warstw gleby

I — widok ruchomierza z góry i z boku; II i III — deformacja płytek po okresie zimowym.

Pomiar pionowych ruchów warstw gleby prowadziliśmy przy pomocy ruchomierza, składającego się ze:

1) stojaka, zbudowanego z rury żelaznej, utwierdzonego pionowo w głębokości 1,20 m za pomocą rur poprzecznie do niego przymocowanych, wystającego nad powierzchnię ziemi około 0,6 m,

2) obręczy żelaznej zawieszanej poziomo na stojaku za pomocą płaskowników żelaznych, posiadającej dookoła 6 blaszek z otworami, i

3) 6-ciu prętów metalowych, zakończonych na dole płytkami aluminiowymi, o wymiarach 10×10 cm.

Ze względu na to, że stojak pionowy był zakotwiczony w warstwie gruntu znajdującej się poniżej zasięgu działania mrozu, obręcz pozioma, wystająca nad powierzchnią pola, pozostawała nieruchoma, co zresztą sprawdzano przy pomocy niwelacji dokładnej i jeśli zauważono jakąkolwiek zmianę jej położenia, korygowano pomiary. Przez otwory w blaszkach na kole poziomym przesunięto pręty, dolne zaś ich końce, zaopatrzone płytkami, umieszczono na powierzchni gleby oraz w głębokościach: 2,5, 5, 10, 20 i 30 cm. Z faktu, że obręcz była stale nieruchoma wynika jasno, że końce prętów ponad nią, w czasie braku ruchów gleby wystawały o stałe odległości. Natomiast podczas ruchów gleby, płytki znajdujące się w poszczególnych głębokościach brały w nich udział, co uwidaczniało się zmianą długości wystawiania prętów ponad obręczą. Wielkość wystawiania prętów nad obręczą mierzono z dokładnością do 1 mm raz lub dwa razy w ciągu doby i w ten sposób otrzymywano zmianę położenia warstw gleby pomiędzy poprzednim i następnym czasem pomiaru. Aby określić wielkość ruchów gleb o różnych pojemnościach wodnych, stojaki ruchomierzy zostały ustawione pośrodku kręgów betonowych, wypełnionych przeważnie spotykanymi rodzajami gleb u nas, a to: szczyrkem, mada, lessem i torfem. Pomiar odległości wody gruntowej na stacji pomiarowej w Dublanach okazał, że znajdowała się ona w głębokości około 2,50 m, podnosząc się jedynie podczas roztopów wiosennych do 1,20 m; natomiast stacja w Puławach, znajdująca się obok wysokiej skarpy, nawet w głębokości 6 m nie wykazała zwierciadła wody gruntowej. Wobec wyżej wymienionych stosunków glebowo-wodnych, pomiary z tych stacyj należy uważać raczej jako dotyczące środowisk o zamkniętym układzie wodnym.

Do badania wilgotności gleb podczas zimy założono specjalne kręgi betonowe, wypełnione glebami analogicznymi jak przy ruchomierzach, z których pobierano próbki objętościowe za pomocą stalowego świdra rurowego.

Powierzchnie gleb obok ruchomierzy były obsiewane roślinami ozimymi lub zasadane młodymi drzewkami (sadzonkami). Na wiosnę obliczano ilość roślin zachowanych w stosunku do posianych i rodzaj uszkodzeń, powstałych wskutek ruchów gleby.

Równocześnie notowano: ciepłotę gleb i powietrza, wysokość opadów śnieżnych i deszczowych, grubość pokrywy śnieżnej oraz inne pomiary, przeprowadzane na stacjach meteorologicznych. Termometry na powierzchni ziemi zmieniały wysokość w miarę przybytku lub ubytku pokrywy śnieżnej.

WYNIKI POMIARU RUCHÓW PIONOWYCH

W publikacji niniejszej ograniczamy się jedynie do zaznajomienia z największą charakterystycznymi wynikami, zebranymi podczas wielozimowych obserwacji. Materiały szczegółowe ogłosiliśmy w kilku sprawozdaniach (St. B a c 2, 4, 5, 6), rozpatrując ruchy warstw gleby, głównie ze względu na znaczenie ich z punktu widzenia rolnictwa i melioracji wodnych.

RUCHY PIONOWE POWIERZCHNI GLEB

Jak rozmaicie zachowują się powierzchnie poszczególnych gleb podczas przenikania mrozu, świadczy o tym tabela 2, na której zestawiliśmy ruchy pionowe mając równocześnie na uwadze: grubość pokrywy śnieżnej, wysokość minimalnej ciepłoty powietrza nad powierzchnią śniegu oraz ciepłotę gleby mineralnej w głębokości 2 cm. Na tabl. VI podajemy wykresnie przebieg czynników klimatycznych i zestawione w jednym poziomie ruchy powierzchni czterech rodzajów gleb w okresie zimowym 1938/39.

TABELA 2

Ruchy pionowe powierzchni różnych rodzajów gleb pod pokrywą śnieżną lub bez niej, pod wpływem działania mrozu

Okres zimowy	Minimalna temperatura na powierzchni gleby °C	Temperatura gleby w głębokości 2 cm °C	Grubość pokrywy śnieżnej cm	R o d z a j g l e b y			
				less mm	mada mm	torf mm	szczerk mm
1938/39	— 15	— 11	0	15	18	7	10
	— 24	— 4	8	11	15	6	9
	— 5	— 1	0	18	9	6	8
1939/40	— 13	— 1	0	13	25	13	5
	— 36	— 4	18	7	7	7	2
	— 32	— 3	38	7	7	8	1
1940/41	— 10	0	0	20	20	11	8
	— 22	— 5	3	20	18	10	2
	— 31	— 5	6	22	20	8	7
1941/42	— 7	— 3	0	15	6	6	2
	— 19	— 10	5	14	11	5	3
	— 32	— 17	10	13	10	6	3

Zestawienie charakterystycznych ruchów pionowych powierzchni czterech rodzajów gleb, podane na tabeli 2, z dodatkowym uwzględnieniem stosunków atmosferycznych, panujących podczas obserwacji wykazuje, że najwyższe ruchy powierzchni powstają, gdy:

- 1) gleba pozostaje bez pokrywy śnieżnej,
- 2) gleba jest nasycona wilgocią z opadów deszczowych przed rozpoczynającym się cyklem mrozów,
- 3) pokrywa śnieżna złodowacieje wskutek niewielkich opadów deszczowych lub silnego nasłonecznienia, co czyni ją dobrym przewodnikiem mrozu w głąb ziemi.

Wahanie pionowych ruchów gleby, liczone pomiędzy dwoma pomiarami dobowymi dochodziło do 25 mm i było zależne od własności wodnych poszczególnych gleb. Różnica wysokości pomiędzy pomiarem porannym i południowym wynosiła przeciętnie 1 do 2 mm, a w czasie przedwiośnia dochodziła do 6 mm.

Omawiając wyniki pomiarów przypomnieć należy, że doświadczenia odbywały się bez podsiąku wody gruntowej do gleb wokół ruchomierzy, a więc wilgoć w nich pochodziła prawie wyłącznie z opadów atmosferycznych i kondensacji pary wodnej powietrza glebowego.

Najwyższe ruchy pionowe powierzchni wykazują badane gleby w następującym szeregu, stopniowo zmniejszającym się:

less, mada, torf, szczerk.

Gleby mineralne posiadają więc ruchy proporcjonalne do ich pojemności wodnej, natomiast torf nienasycony całkowicie zachowuje pośrednie miejsce pomiędzy madą a szczerkiem.

TABELA 3

Maksymalne ruchy powierzchni poszczególnych rodzajów gleb pod wpływem działania mrozu, wyrażone w mm

(Doświadczenie wykonane w warunkach bez podsiąku wody gruntowej)

Rodzaj gleby	O k r e s y z i m o w e							
	1933/34	1934/35	1936/37	1938/39	1939/40	1940/41	1941/42	1942/43
Szczerk lekki	21	8	31	10	6	9	3	5
Less	—	14	36	18	10	20	13	19
Gleba ciemno-próchnicza	63	17	48	—	—	—	—	—
Torf zamulony	—	34	47	7	13	11	6	7

Maksymalne zmiany wysokości powierzchni gleby w stosunku do położenia początkowego z 8-miu okresów zimowych zestawiliśmy na tabeli 3. W odróżnieniu od poprzedniej tabeli zamiast mady pierwsze

miejsce zajmuje tutaj gleba ciemnopróchniczna. Jak się okazuje, maksymalne ruchy pionowe powierzchni gleb mineralnych występują w analogicznym szeregu jak poprzednio i uzależnione są od zawartości związków próchnicznych, które warunkują pojemność wodną gleb.

Zanim zaczniemy omawiać sprawę ruchu poszczególnych warstw pod powierzchnią gruntu, pragniemy ustalić na podstawie materiału z doświadczeń i spostrzeżeń następujące stwierdzenia:

1) przenikanie mrozu odbywa się wyłącznie z powierzchni ziemi w głąb, z większą lub mniejszą szybkością,

2) głębokość zasięgu mrozu będzie zależeć od wysokości temperatury poniżej 0° , właściwości cieplnych gleby i stopnia przewodzenia pokrywy śnieżnej,

3) zwiększenie grubości warstwy gleby jest wynikiem zmarzania wilgoci glebowej, a wielkość zgrubienia zależna będzie od mechaniki zmarzania,

4) tajanie warstw zamarzniętych może się odbywać zarówno od powierzchni wskutek cieplejszych opadów deszczowych i nasłonecznienia, jako też od spodu zmarzliny przez dopływ ciepła z warstw poniżej leżących,

5) poruszanie się płytek ruchomierza świadczy o zmianie objętości i wysokości gleby znajdującej się pod nimi,

6) ruch pionowy powierzchni gleby jest sumą zmian objętości warstw znajdujących się pod nią.

RUCH WARSTW GLEBY POD POWIERZCHNIĄ ZIEMI Z POWODU DZIAŁANIA MROZU

Podczas badania ruchów warstw gleby pod powierzchnią ziemi, znajdujących się w zasięgu mrozu, należy stwierdzić, czy zmarzają one jednocześnie od powierzchni do granicy mrozu, a więc czy warstewki zmarzliny osiągają pod wpływem krzepnięcia wilgoci glebowej jednakowe zwiększenia grubości, czy też w miarę zmniejszania się nasilania temperatury poniżej 0°C — następuje zmniejszanie się przyrostu grubości coraz to głębszych warstewek, gdy zmarzanie odbywa się w układzie zamkniętym, czyli bez zasilania wodą od dołu.

W celu poznania zachowania się poszczególnych warstewek gleby podczas działania mrozu, podajemy na fig. 28 i 29 ruch płytek ruchomierzy w glebie ciemnopróchnicznej i szczyrku, według pomiarów wykonanych na Stacji Doświadczalnej Uprawy Roli i Roślin Politechniki Lwowskiej w Dublinach, w okresie zimowym 1933/34. Ze zwiększającą się głębokością płytki ruchomierza i związane z nimi warstewki gleby wykonują

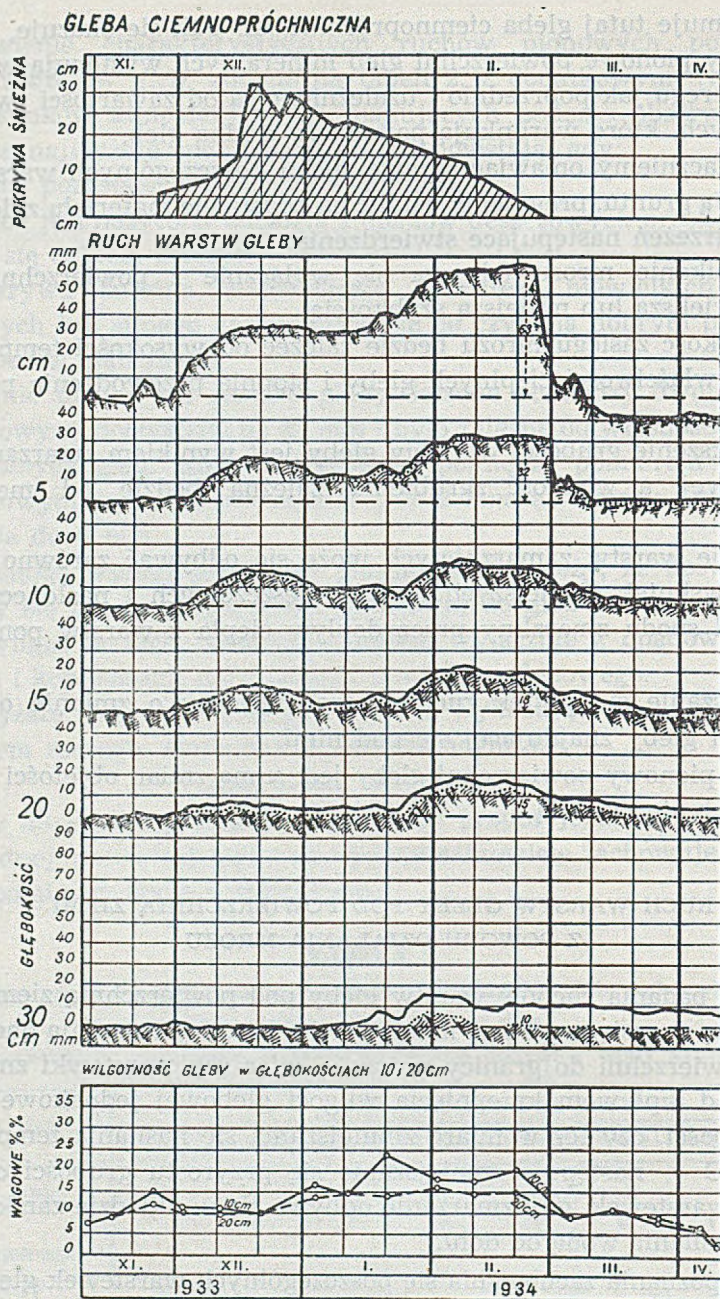


Fig. 28

Przebieg ruchów warstewek gleby ciemnopróchnicznej, wyznaczony przy pomocy płytek ruchomierza, założonych na powierzchni i w głębokościach 5, 10, 15, 20 i 30 cm — oraz zmian grubości pokrywy śnieżnej i wilgotności gleby. Pomiarzy wykonano w Dublanach, w okresie zimowym 1933/34 r.

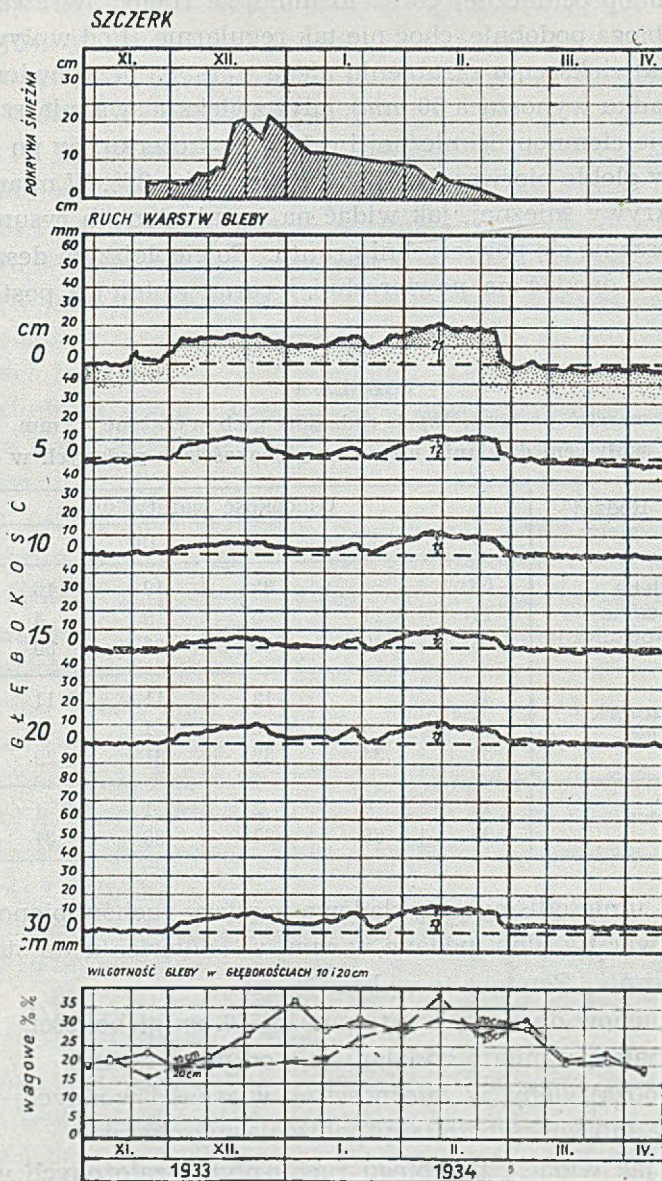


Fig. 29

Przebieg ruchów warstw gleby szczerkowej, wyznaczony przy pomocy płytek ruchomierza, założonych na powierzchni i w głębokościach 5, 10, 15, 20 i 30 cm — oraz zmian grubości pokrywy śnieżnej i wilgotności gleby. Pomiary wykonano w Dublanach w okresie zimowym 1933/34 r.

w glebie ciemnopróchnicznej coraz to mniejsze ruchy. W szczyrku zjawisko to przebiega podobnie, choć nie tak regularnie. Pod wpływem działania mrozu największemu zgrubieniu ulega warstwa przypowierzchniowa (w tym przypadku wynosząca 50 mm), gdyż zwiększa swą miąższość nawet o 62% w glebie ciemnopróchnicznej i o 18% w szczyrku, by po roztopach zacieśnić się w glebie pierwszej o 16% a w drugiej o 3%. W miarę zmniejszania się pokrywy śnieżnej, jak widać na wymienionych rysunkach, następuje podnoszenie się powierzchni gruntu. Po cieplejszym deszczu gleba zaczyna szybko opadać na powierzchni i coraz wolniej z postępem głębokości.

TABELA 4

Ruchy pionowe warstw poszczególnych rodzajów gleb wyrażone w mm, odbywające się pod wpływem działania mrozu, w głębokościach podanych w cm

Okres zimowy	Rodzaj gleby	Głębokość warstw w cm					
		0	2,5	5	10	20	30
1933/34	Gleba ciemno-próchniczna	63	—	32	19	15	10
1934/35		17	11	5	9	4	3
1936/37		48	40	36	36	30	31
1933/34	Szczerk lekki	21	—	12	11	11	13
1934/35		8	4	2	1	1	1
1936/37		31	34	32	31	29	31
1934/35	Less	14	4	2	1	1	0
1936/37		36	36	37	33	31	31

Na tabeli 4 umieściliśmy przykładowo pomiary ruchów pionowych poszczególnych warstw gleb, podane w mm, w odniesieniu do stanu przed nastaniem mrozów. Pomiary te wykazują, że:

- 1) zasięg ruchów dochodzi często poniżej 30 cm głębokości,
- 2) ruchy maleją w miarę oddalania się od powierzchni,
- 3) każdy rodzaj gleby, w zależności od własności wodnych, wykonuje mniejsze lub większe zmiany położenia wysokości.

Jednakże, jak widać z przebiegu ruchu płytek założonych w różnych głębokościach, nie ma przybliżonej równoległości ich pochod. Granice warstewek nie tylko podnoszą się wskutek grubienia, lecz również — szczególnie podczas roztopów — zmniejszają swoją grubość. W ciągu pochod mrozu warstewki gleby prężą się i kurczą, przypominając twórz żywy, jakby naśladując ruchy dżdżownicy ziemnej.

By unaocznić ruch granic warstewek gleb, wykreśliśmy na fig. 30 krzywe ruchu płytek ruchomierza, założonych w 6-ciu głębokościach,

podczas zimy 1941/42 r. na Stacji Meteorologiczno-Rolniczej w Puławach. Na liniach prostych wysokości początkowych (zerowych) zostały nałożone wzniosy i opadania linii granicznych warstewek z różnych głębokości, osobno dla badanych rodzajów gleb.

Wykres na fig. 31 obrazuje zmiany długości wystawiania prętów ponad koło poziome ruchomierza, podczas 4-ch dni okresu zimowego 1938/39 w Puławach i uwidacznia zmiany położenia wysokości i grubości poszczególnych warstw różnych rodzajów gleb. Linie poziome przerywane, przeciągnięte jako przedłużenie granic warstewek istniejących przed rozpoczęciem się okresu zimowego, wskazują wyraźnie na zmiany zachodzące w miąższości i położeniu poszczególnych warstewek. Okazuje się, że tzw. „spulchnienie gleby“, powstałe w czasie trwania mrozu, niknie po roztopach, a gleba uprawna opada poniżej wysokości powierzchni zajmowanej w jesieni.

W celu uchwycenia dynamiki warstewek gleby podczas działania mrozu, przytaczamy na tabeli 5 stany ruchomierzy z pięciu dni okresu zimowego 1940/41 r. według zapisków Stacji Meteorologiczno-Rolniczej w Puławach, przy czym zostały tutaj obliczone zmiany zaśle pomiędzy stanem początkowym płytek ruchomierzy a istniejącymi w tych dniach. Rozpatrywano 5 warstewek gleby, o grubości od 25 do 100 mm oraz będącą pod nimi warstwę o nieokreślonej miąższości, pozostającą nieraz w zasięgu mrozu. Z różnic sąsiednich odczytów zmian położenia płytek obliczyliśmy grubości warstewek w danych dniach i ich stosunek procentowy do wielkości początkowej. Z zestawień tych dla okresu zimowego 1940/41 r. wynika, że:

1) największe zmiany grubości wykazuje warstewka przypowierzchniowa, przy czym rozpiętość pęcznienia i kurczenia waha się: w madzie od + 8 do + 36%, w lessie od + 4 do + 16%, w szczyrku od - 12 do + 16%, w torfie od + 4 do + 12%,

2) warstewka w głębokości od 25 do 50 mm posiada znacznie mniejsze zmiany grubości. I tak wahania wynoszą: w lessie od + 12 do - 4%, w madzie od + 4 do + 8%, w torfie od + 8 do 0%, w szczyrku od + 4 do - 4%,

3) warstewka w głębokości od 50 do 100 mm wykazuje następujące zmiany grubości: w lessie od + 6 do 0%, w torfie od + 6 do 0%, w szczyrku od 0 do - 1%, w madzie od 0 do - 2%.

4) warstewka na głębokości od 100 do 200 mm posiada następujące zmiany grubości: w lessie od + 1 do 0%, w madzie od + 1 do - 1%, w szczyrku od 0 do - 1%, w torfie od + 1 do - 1%,

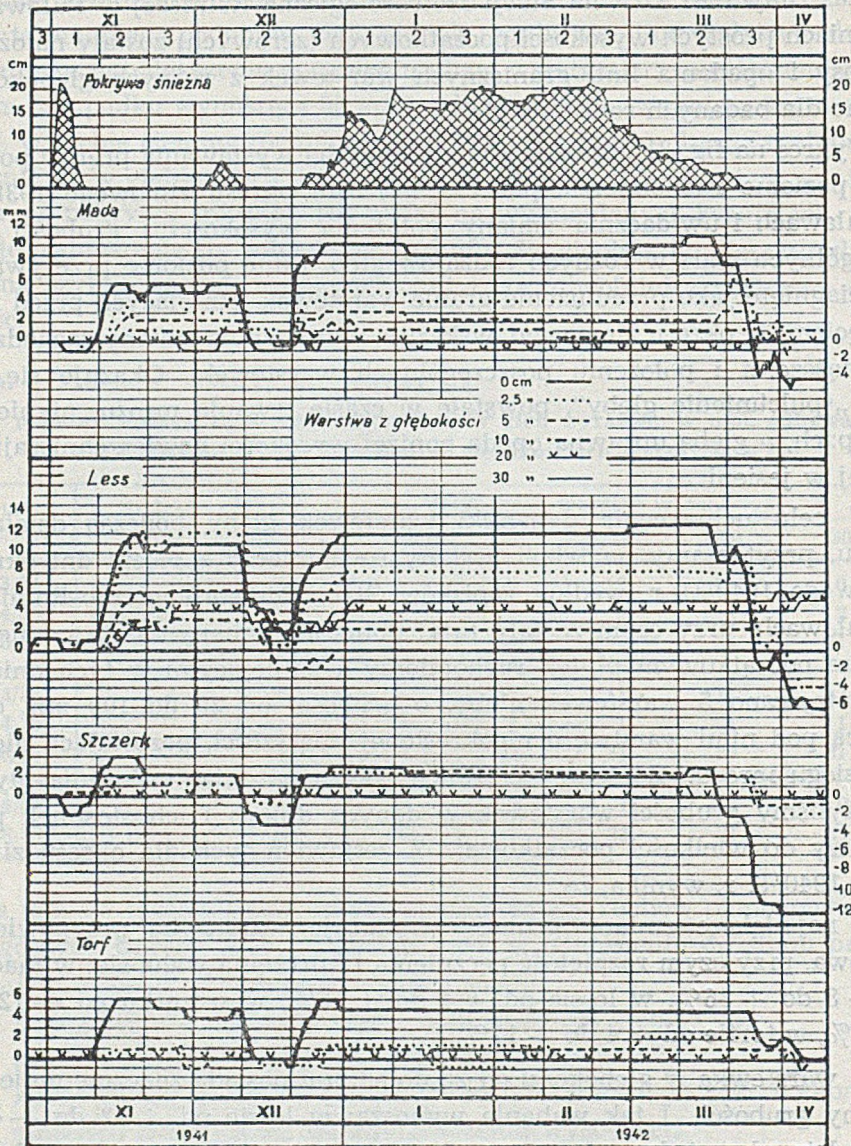


Fig. 30

Przebieg granic warstwek gleb, wyznaczony ruchami płytek, założonych w 6-ciu głębokościach, podczas zimy 1941/42 r. na Stacji Meteorologiczno-Rolniczej w Puławach. Na liniach stanów początkowych znajdują się nakreślone wzniosy i opadania warstwek różnych rodzajów gleb z poszczególnych głębokości.

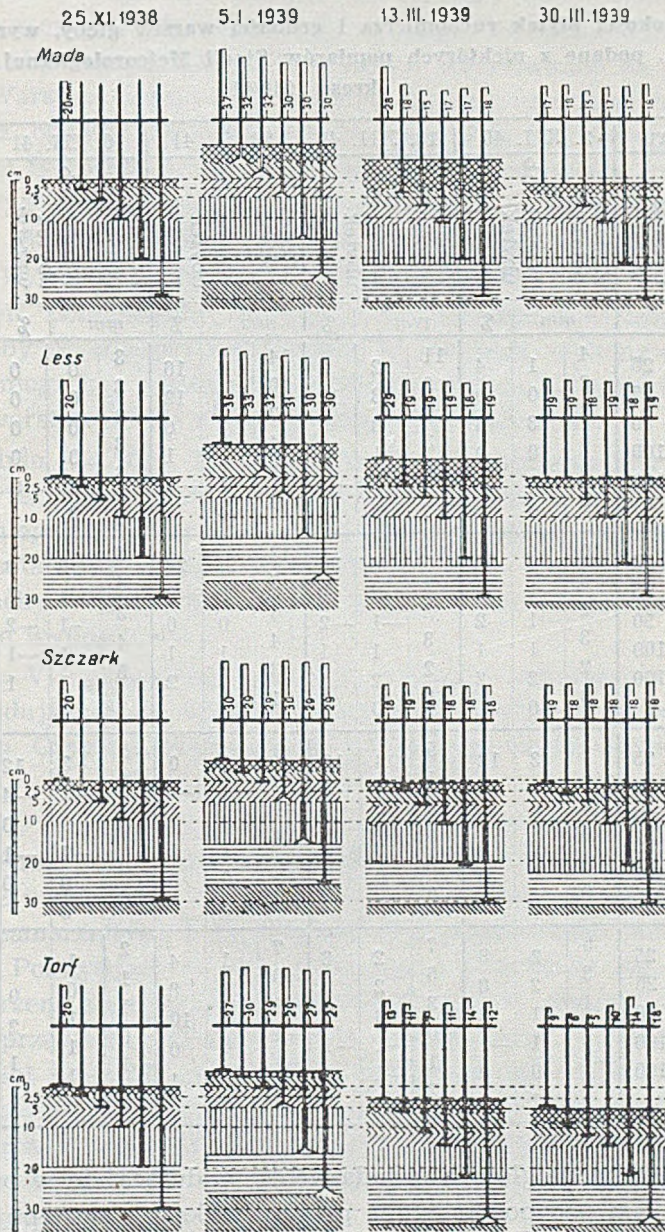


Fig. 31

Schemat działania ruchomierza w niektórych dniach okresu zimowego 1938/39 r. na Stacji Meteorologicznej Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. w Puławach. Na podstawie zmian wielkości wystawiania prętów ponad koło poziome odtworzono ruchy i grubości warstwek poszczególnych rodzajów gleb.

TABELA 5

Zmiany wysokości płytek ruchomierza i grubości warstw gleby, wyrażone w mm i procentach, podane z niektórych pomiarów Stacji Meteorologicznej w Puławach, z okresu 1940/41

Data pomiaru			2. XII. 40			18. XII. 40			28. II. 41			16. III. 41			27. III. 41		
Rodzaj gleby	Głębokość płytek	Grubość warstwy	Zmiana położenia	Wzrost lub ubytek warstw		Zmiana położenia	Wzrost lub ubytek warstw		Zmiana położenia	Wzrost lub ubytek warstw		Zmiana położenia	Wzrost lub ubytek warstw		Zmiana położenia	Wzrost lub ubytek warstw	
	mm		mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	
Less	0	25	4	1	4	11	2	8	14	4	16	3	0	0	3	1	4
	25	25	3	0	0	9	3	12	10	3	12	3	0	0	3	-1	-4
	50	50	3	3	6	6	3	6	7	3	6	3	0	0	3	1	2
	100	100	0	0	0	3	1	1	4	1	1	3	0	0	2	0	0
	200	100	0	0	0	2	-1	-1	3	-1	-1	3	0	0	2	-2	-2
300		0	0	0	3	3		4	4		4	3		4	4		
Mada	0	25	10	7	28	13	9	36	13	7	28	6	2	8	7	3	12
	25	25	3	1	4	4	2	8	6	2	8	4	1	4	4	1	4
	50	50	2	-1	-2	2	-1	-2	4	0	0	3	-1	-2	3	-1	-2
	100	100	3	1	1	3	1	1	4	1	1	4	-1	-1	4	0	0
	200	100	2	2	2	2	2	2	3	2	2	5	1	1	4	2	2
300		0	0		0	0		1	1		4	4		2	2		
Szczerek	0	25	4	3	12	5	4	16	0	0	0	-5	-3	-12	-5	-3	-12
	25	25	1	1	4	1	1	4	0	-1	-4	-2	-1	-4	-2	-1	-4
	50	50	0	0	0	0	0	0	-1	0	0	-1	0	0	-1	0	0
	100	100	0	0	0	0	0	0	-1	1	1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
	200	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
300		0	0		0	0		0	0		0	0		0	0		
Torf	0	25	5	2	8	7	2	8	7	1	4	2	1		4	3	12
	25	25	3	2	8	5	2	8	6	2	8	1	0	0	1	1	4
	50	50	1	1	2	3	3	6	4	5	10	1	1	2	0	0	0
	100	100	0	-1	-1	0	-1	-1	-1	0	0	0	1	1	0	1	1
	200	100	-1	0	0	1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
300		1	1		2	0		0	0		0	0	-1	0	0		

5) warstewka najgłębsza z badanych, znajdująca się w odległości od 200 do 300 mm pod powierzchnią gruntu, wykazuje następujące zmiany grubości: w lessie od 0 do -2%, w madzie od +1 do +2%, w szczערku od 0 do 0%, w torfie od 0 do -1%,

6) warstwa poniżej wymienionych, o nieokreślonej grubości zwiększyła się: w lessie od 0 do 4 mm, w madzie od 0 do 4 mm, w torfie od 0 do 2 mm, w szczערku zmian nie zauważono.

Jak widać z tabeli 5 i powyższego wyciągu maksymalnych wahań grubości poszczególnych warstewek, w ciągu wymienionej zimy odbywały się ruchy rozszerzające i kurczące w warstewkach na różnych poziomach. Warstwa przypowierzchniowa, mająca najwięcej możliwości korzystania z opadów atmosferycznych, pęcznieje najwięcej, lecz ulega również nie tylko obniżeniu wysokości, ale i zmniejszeniu grubości bądź wskutek wypłukania z niej drobnego materiału do warstewek głębszych, bądź przez procesy wietrzne i wodne, które przemieszczają rozdrobnione cząsteczki wysadzone przez mróz na inne miejsca.

Przy tym podnoszeniu, obniżaniu, rozszerzaniu i zacieśnianiu warstewek gleby przedmioty wmarznięte w nie będą wykonywać wspólne ruchy lub mogą być narażone na rozdarcie, jak np. korzonki roślin, gdy sąsiednie warstewki działają w przeciwnych kierunkach.

Poprzednio, na fig. 27, obok widoku ruchomierza narysowaliśmy, wygląd płytek tego przyrządu, wygiętych daszkowato w górę lub w dół, co widać niejednokrotnie po wyjęciu ich z gleby po okresie zimowym. Takie odkształcenia mogą posiadać jednak tylko płytki, skonstruowane z silnej blachy falistej, które zdolne są przeciwstawić się naciskowi, usiłującemu je wyprostować.

Na tabl. VII pragniemy wyjaśnić przyczyny wyciągania bądź włączania znajdujących się w glebie przedmiotów sztywnych, podczas działania mrozu. Czynimy to za pomocą schematów, narysowanych w trzech rzędach.

Rząd I. Przedmiot sztywny znajduje się w całości lub częściowo w glebie. Krzepnąca woda w warstwie przypowierzchniowej zwiększa jej objętość i wyciąga wmarznięty w nią przedmiot z warstwy niższej, jeszcze niezamarzniętej. Pod wyciągniętym przedmiotem powstaje pusta przestrzeń. Postępujące w głąb zmarzanie i obsuwanie się ścianek pustej przestrzeni zapełniają materiałem glebowym miejsce dawniej zajęte przez przedmiot podniesiony. Po rozmarznięciu i osiądnięciu gleby ów przedmiot nie może powrócić do położenia, zajmowanego przed nastaniem mrozów, gdyż przestrzeń pod nim została w całości lub częściowo zasypana względnie (jak się rzecz ma w torfowiskach) zaciśnięta. Jeśli ciężar własny przedmiotu nie może pokonać nowopowstałych oporów na drodze powrotu do początkowego położenia, czyli jest za mały do wciśnięcia na dawne miejsce, wówczas przedmiot znajdzie się w wyższym położeniu niż był przed nastaniem mrozów, czyli

$$l_1 = 0$$

$$l_2 = x_2$$

Rząd II. Pręt pionowy, połączony z płytką poziomą podobnie jak w ruchomierzu, znajduje się w glebie. Zmarzająca gleba zwiększa

objętość w kierunku ku powierzchni i wyciąga pręt w nią wmarznięty z warstwy jeszcze niezmarzniętej. Podczas wyciągania pręta płytka z nim połączona napotyka na opór niezmarzniętej gleby, wygina się w kierunku działania siły ciągnącej, przyjmując kształt daszkowy, gdyż posiada równoległe wygięcia faliste. Postępujące następnie w głąb zamarzanie zapełnia cząstkami gleby przestwór utworzony przez wyciąganą płytkę. Po roztopach i osiądnięciu gleby pręt nie może powrócić na dawne stanowisko, zarówno z powodu zapełnienia pod nim ongiś pustej przestrzeni, jako też z powodu zmiany kształtu płytki w formę daszkową, której nie może zmienić. Wówczas

$$l_5 > l_1$$

Rząd III. Pręt sztywny z płytką umieszczony jest w glebie. Zmarzanie gleby nie dochodzi do warstwy, w której znajduje się płytka. Pod działaniem zmarzniętej warstwy wyższej zostaje ona wyciągnięta i wygięta daszkowato ku górze, a przestrzeń pod nią tylko częściowo wypełniona przez osypujące się cząsteczki gleby. Przy rozmarzaniu równoczesnym od góry i od dołu kurczą się rozwodnione warstwy nad i pod zmarzliną, skutkiem czego pręt wmarznięty jeszcze w jej część środkową przenosi siłę skupioną osiadającej zmarzłej warstwy do warstw niższych. Siła ta, cisnąca za pomocą pręta, zmienia początkowo daszkowaty kształt płytki na prosty. Następnie zaś, przy uniemożliwieniu ruchów płytki przez osunięty materiał glebowy do przestrzeni pustej (według skarpy naturalnej) i dalszym działaniu siły skupionej, płytka zostaje wygięta wklęsłe, grzbietem ku dołowi. Gdy materiał jest rozwodniony, a ciężar własny pręta lub ciśnienie warstwy zmarzłej, z którą jest połączony, są większe niż opór gleby, wówczas pręt i płytka mogą się znaleźć w niższym położeniu od pierwotnego, czyli mogą zostać wciśnięte w glebę. Wówczas

$$l_4 < l_1$$

Wygięcia wklęsłe, jak się okazało z pomiarów, są jednak rzadkie i niewielkie w stosunku do wygięć z grzbietem do góry, co odpowiada objawom w rzeczywistości, gdyż dość dużo spotykamy wysoko wyciągniętych przedmiotów z gleby pod wpływem działania mrozu, a stosunkowo niewiele da się zauważyć nawet małych obniżen z tego powodu.

WYCIĄGANIE PRZEDMIOTÓW Z GRUNTU PRZEZ RUCHY GLEBY

Wszystkie zjawiska w przyrodzie związane z ruchem wbrew sile ciężkości stosunkowo trudno przenikają do ogólnej świadomości. Stąd też osiadanie gruntu jest stosunkowo łatwo rozumiane, natomiast podnoszenie powierzchni gleby przez mróz przez długi czas nie było zauważane,

tym więcej, że w zwykłych warunkach odbywa się ono w wymiarach, do których uchwycenia trzeba używać podziałki milimetrowej.

Już — jak wspomnieliśmy — A. H a m b e r g wyjaśnił zjawisko „wyrastania“ lub „wypływania“ kamieni na powierzchnię gruntu, a więc powiedzenie ludowe — że „na wiosnę rosną nawet tam kamienie, gdzie ich nie posiano“ — znalazło potwierdzenie. Rolnik orząc corocznie do tej samej głębokości znajduje w bruzdzie każdej wiosny nowe kamienie, wysadzone przez działanie mrozu.

Stosunkowo najwyższe i najwyraźniejsze objawy wyciągania przedmiotów sztywnych, nawet dość ciężkich, spotykamy na gruntach o największej pojemności wodnej w ich przyrodzonym położeniu w torfowiskach. Sprzyja temu nie tylko wielkie nasycenie wodne torfowiska, lecz również małe tarcie miąższu torfowego o wbite weń przedmioty.

Według Terzaghiego tarcie powierzchni pali drewnianych, wbitych do gruntu, wynosi na 1 m² powierzchni:

w torfie luźnym	0,72 t
w gytiach torfowych	1,68 „
w namulach piaszczysto-gliniastych	3,33 „
w białym, czystym piasku	9,00 „
w ile jeziornym pod torfowiskiem	9,35 „

Liczby powyższe wskazują, że wyciąganiu pali z torfowiska przeciwstawiają się stosunkowo najmniejsze opory w postaci tarcia torfu o powierzchnie pali.

Nie będziemy tutaj wymieniać licznych stwierdzeń wyciągnięcia z gleby torfowej przedmiotów w nią wbitych i skutkiem tego konieczności stosowania odrębnych sposobów w budownictwie na torfowiskach, uwzględniających działanie sił wprost przeciwnych sile ciężenia ziemskiego, o czym nadmieniliśmy w innych publikacjach (St. B a c 1933, 1938). Ograniczymy się do wiadomości o wyciąganiu ścianek szczelnych o dużych wymiarach i znacznym ciężarze.

Fot. 38 przedstawia części skrzydeł drewnianych śluz na torfowisku Czemerne. Skrzydło tworzy tutaj ścianka szczelna o grubości 8 cm, wysokości 3,50 m, przykryta kapturem z belki drewnianej. Ścianka szczelna sięgała tylko do warstwy silnie rozłożonego torfu, przeto, by ją ustalić, wbity po obu jej stronach słupy w torfowisko i do podłoża mineralnego, równo z powierzchnią kaptura. Zanim założono sworznie żelazne przez słupy i kaptur, nadeszła zima. Wskutek pęcznienia wmarzniętej w ściankę szczelną warstwy torfowiska i podniesienia się wody gruntowej, ścianka szczelna została wyciągnięta z torfowiska na wysokość

128 mm, słupy zaś wbite obok do podłoża mineralnego pozostały w dawnej wysokości. Na wymienionej fotografii widać na kapturze jaśniejszą powierzchnię prostokątną (x, y), do której przylegał słup przed wyciągnięciem ścianki szczelnej. Po rozmarznięciu torfowiska i opadnięciu wody gruntowej, powierzchnia torfowiska powróciła do zwykłego położenia. Ścianka szczelna, nie mogąca własnym ciężarem przewyciężyć tarcia bocznego i oporu na końcu dolnym, pozostała w położeniu wyższym niż przed rozpoczęciem się zimy, czego dowodem było podniesienie się kaptura wobec nieruchomych słupów.

Podobnie jak pale z torfowiska, są również wyciągane sadzonki drzew leśnych, posadzone na glebach wilgotnych. Długi korzeń sadzonki zostaje wyciągnięty z warstwy niezamarzniętej przez napęczniałą pod działaniem mrozu warstwę przypowierzchniową. Po osiądnięciu i rozmarzaniu gleby korzeń sadzonki nie może powrócić pod naciskiem własnego ciężaru do dawnego położenia, skutkiem czego zostaje pogięty w górnej warstwie gleby i częściowo wyciągnięty na powierzchnię. Z tych względów nie stosuje się sadzenia kultur leśnych w porze jesiennej. Najmniejsze niebezpieczeństwo wyciągania sadzonek przedstawiają umiarkowanie suche piaski, one bowiem podlegają najmniejszemu pęcznieniu i ruchom warstewek gleby, co zresztą potwierdzają nasze doświadczenia.

Wielokrotnie dało się zauważyć, że drzewa owocowe, posadzone na torfowisku zmeliorowanym, są po każdej zimie wyciągane z niego na powierzchnię. Trzeba je było na wiosnę otaczać kopcami z ziemi, by korzenie nie znalazły się w samym powietrzu. W tym przypadku sprawa przedstawia się podobnie do doświadczenia z prętym metalowym i płytką, przy czym pręt zastępuje pień, a płytka splot korzeniowy drzewka. By uniknąć wyciągania przez mróz drzew z torfowiska, sadi się je w dołach, wypełnionych mieszaniną torfu z piaskiem. Tak obciążony torf mniej pęcznieje i na wiosnę osiada wraz z drzewkiem.

O całkowitym wyciąganiu roślin ponad powierzchnię gleby świadczy zdjęcie fotograficzne (podane na fot. 39), na którym widzimy rośliny kauczukodajne — koksagis — powyciągane z korzeniami na powierzchnię pola. Glebę stanowiła mada podmokła pól doświadczalnych Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. w Puławach nad łąką wiślaną.

Wielką tragedią ozimych roślin uprawnych, posiadających głęboki korzeń palowy, a pęd górny niezbyt silnie zbudowany, jest kurczenie się i podnoszenie warstw przypowierzchniowych. Silny splot korzeniowy, związany z warstwami gleby nie pozostającymi pod wpływem mrozu, tkwi nieruchomo. Natomiast część pędu, znajdująca się w pobliżu powierzchni gleby, musi współdziałać z nią w czasie podnoszenia się i opadania warstw pod wpływem mrozu. Wynikiem takiego układu jest albo

całkowite poprzerywanie włókien rośliny, albo też zniszczenie kory, otaczającej rdzeń główny. Fot. 40 przedstawia rzepak ozimy po wyjęciu go z gleby na wiosnę. Korek pędu na wysokości ruchów warstw gleby został zdarty a włókna rośliny nadwyreżone, co spowodowało zniszczenie plonu.

Badania P. Kokkonena (17) zimotrwałości zbóż ozimych udowodniły, że polega ona na wytrzymałości korzeni na rozrywanie. Rośliny o dużej rozciągliwości korzeni są mało narażone na zniszczenie przez ruchy zmarzniętej gleby. Pomiary wytrzymałości poszczególnych odmian dadzą się oznaczyć i w ciągu lata przy pomocy odpowiedniego aparatu.

Odpowiadając na pytanie: co więc stanowi istotną, najbliższą przyczynę giniecia ozimych? odpowiada W. Stoletow (23): „W warunkach Syberii — sam mróz jako taki, nie wywołuje giniecia roślin ozimych. Biologiczne prawa nie przeszkadzają uprawie ozimych na Syberii. Ozime giną na skutek uszkodzeń mechanicznych w podziemnych i nadziemnych częściach rośliny. Po dokonaniu tego odkrycia przez Łysenkę, problem ograniczył się do zadania, jak bronić rośliny ozime przed mechanicznymi uszkodzeniami“.

Jak wynika z powyższego, badania znakomitych uczonych radzieckich potwierdzają nasze doświadczenia polowe.

TABELA 6

Maksymalne ruchy palików wbitych do suchego szczyrku i podmokłej mady, na głębokość od 20 do 100 cm, wyrażone w mm. Wyciągnięcie oznaczono +, osiądnięcie —. Pomiary wykonano w ciągu dwóch zim w Puławach

Zagłębienie palika cm	Nr palika	Szczyrek suchy				Mada podmokła			
		1942/43		1943/44		1942/43		1943/44	
		Wahania zimowe palika mm	Stan na wiosnę	Wahania zimowe palika mm	Stan na wiosnę	Wahania zimowe palika mm	Stan na wiosnę	Wahania zimowe palika mm	Stan na wiosnę
20	1	+1 —3	+1	+ 5 —4	+2	+6 0	+6	+10 0	+10
	2	+1 —4	+1	+10 —1	+4	+8 0	+6	+ 8 0	+ 8
30	1	+1 —5	+1	+ 8 +0	+6	+6 0	+6	+ 9 0	+ 9
	2	+1 —3	+1	+ 5 —1	+2	+7 0	+7	+10 0	+10
50	1	+2 —3	+1	+ 1 —2	—2	+5 0	+5	+ 9 0	+ 9
	2	+1 —6	+1	0 —3	—3	+5 0	+5	+ 9 0	+ 9
70	1	0 —5	0	+ 1 —3	—3	+9 0	+9	+ 7 0	+ 7
	2	+1 —4	+1	0 —4	—4	+7 0	+7	+ 8 0	+ 8
100	1			+ 1 —3	—3			+ 5 —1	+ 5
	2			+ 1 —3	—3			+ 5 —1	+ 5

Aby stwierdzić, czy ruchy wywołane przez mróz w glebach mineralnych sprawiają zmiany położenia przedmiotów sztywnych, umieszczonych w różnych głębokościach, wbiliśmy po 5 par palików sosnowych, o średnicy 5 cm, na głębokości 20, 30, 50, 70 i 100 cm, do suchego szczyrku obok wysokiej skarpy i do mady podmokłej obok łąchy wiślanej w Puławach. Z powierzchni górnych palików wystawały główki gwoździ, na które stawiano łąty pomiarowe. Pomiar niwelacyjny był podwójny; z nawiązaniem do punktów stałych i odbywał się 7 razy w ciągu okresów zimowych.

Na tabeli 6 zestawiliśmy maksymalne wahania palików w ciągu dwóch okresów zimowych, obliczone na podstawie dokładnego pomiaru wysokościowego, po przeliczeniu rzędnych odczytów i pominięciu pośrednich ruchów pionowych.

Z zestawienia wyników okazuje się, że:

1) na 36 stwierdzeń zmian stanów wysokości palików po ustaniu mrozów tylko jeden palik nie zmienił wysokości,

2) wysokość zmian w położeniu palików jest w związku z pojemnością wodną gleb. W glebie lekkiej, o małej pojemności wodnej, zaszło zarówno wyciąganie (do $+ 6$ mm), jak i osiadanie ($- 4$ mm), natomiast w glebie zwięzłej, o dużej pojemności wodnej i z wysokim stanem wody gruntowej, stwierdzono tylko wyciągnięcia ponad stan przed nastaniem mrozów, dochodzące do 10 mm,

3) wywyższenie lub obniżenie palików w glebie zależne jest od tego, jak głęboko tkwią one w glebie. Paliki wbite do głębokości 30 cm zostały jedynie wyciągnięte na wiosnę do różnej wysokości ponad stan w jesieni; natomiast paliki zagłębione poniżej tej miary, okazały maleńkie wyciągania z postępującą głębokością w madzie, a zmianę wyciągania na osiadanie w glebie lekkiej i suchej.

4) wbicie palika, nawet do 100 cm głębokości, nie pozwala uważać jego główki za punkt stały.

RUCHY POZIOME WARSTW GLEBY POD WPLYWEM MROZU

Ruchy poziome gleb mogą powstawać przede wszystkim skutkiem zmarzania wody w szczelinach. Woda zmarzła zwiększając objętość będzie wywierać ciśnienie nie tylko ku górze, lecz również i w kierunku bocznym, a więc będzie naciskać na ośrodki znajdujące się obok. Przesunięcia boczne mogą też powstawać z powodu występowania obok siebie gleb o różnych pojemnościach wodnych. Wielkie znaczenie będzie też miała nie tylko ogólna suma, lecz również i wielkość przestworków gleby.

Aby stwierdzić wymienione okoliczności, przeprowadziliśmy poniżej opisane badania.

W 1939 r. wykopaliśmy w glebie piaszczystej cztery zagłębienia o wymiarach 50×50 cm i głębokości 30 cm, których ścianki zostały ubezpieczone za pomocą cieniutkich blach mosiężnych (fot. 41). Zagłębienia zostały wypełnione na przemian madą nadwiślańską i torfem niskim, z rodzaju takich, jakich użyliśmy do doświadczeń nad ruchami pionowymi gleby. Materiał glebowy między ściankami blaszanymi został lekko utłoczony i zacieśniony przez kilkakrotne nasycenie wodą. Nad krawędziami blach dzielących zostały rozpięte druty, umocowane na silnych słupkach. Na dwóch powierzchniach gleb ułożono po cztery płytki kamionkowe, ściśle przylegające do siebie. Z początkiem okresu zimowego zwilżono silnie badane gleby i pomierzono odległości krawędzi blach od naprężonych nad nimi drutów. W czasie zimy notowano pomiary odchylenia od pierwotnego położenia blach. Największe przesunięcia poziome uwidoczniło na tabl. VIII.

Aby lepiej uwydatnić poziome przesunięcia blach dzielących, zostały ruchy te oznaczone na rysunku w skali 5 razy większej niż rzeczywiste wymiary innej części przyrządu pomiarowego. Początkowe położenie blach dzielących, różniące się w rzeczywistości od położenia drutów pomiarowych, sprowadzono rachunkowo do linii prostych i od nich zaznaczono ruchy poszczególnych tworzyw glebowych.

Jak okazuje się z tabl. VIII, największe przesunięcia poziome wykonała mada, przede wszystkim w kierunku ośrodka torfowego, a następnie piaskowego, przy czym obustronne ściśnięcie torfu dochodziło do 16 mm, a wtłoczenie do piasku 12 mm. Piasek tylko bardzo mało wciska się w mada, stale zaś i znacznie w torf. Obustronne przesunięcia piasku w torf dochodziły do 17 mm.

Ponieważ urządzenie pomiarowe znajdowało się w glebie piaszczystej, posiadającej bardzo głęboką wodę gruntową, wskutek tego badane tworzywa glebowe nie mogły być zasilane w dostatecznej ilości wodą włośkowatą w czasie przebiegu zmarzania, a wilgoć znajdująca się w nich pochodziła z opadów atmosferycznych.

Z opisanych doświadczeń można przypuszczać, że:

- 1) wielkość ruchów poziomych gleb mineralnych zależna będzie od pojemności wodnej poszczególnych rodzajów gleb,
- 2) torf, nienasycony do pełnej pojemności wodnej, ugina się pod parciem zmarzliny gleb mineralnych o więźbie sztywnej.

Płytki kamionkowe, umieszczone na powierzchni mady i torfu, po cztery sztuki przylegające do siebie, zostały poprzesuwane wskutek ruchów powierzchni, nawet na odległość 5 mm, co świadczy o falowaniu

i prężeniu się tworzyw glebowych. O tym, że ruchy pionowe i poziome mady przykrytej płytkami musiały być inne niż w reszcie środowiska, świadczyły szczelinki, o szerokości około 1 cm, powstałe na ogólnym obwodzie tych płytek. Na wiosnę, bez wykonania jakichkolwiek krajań i podważań, wyjęliśmy sześcian ziemny z gleby przykrytej płytkami, o wymiarach 12×12 cm na powierzchni i 8 cm wysokości. Widocznie gleba przykryta płytkami, skutkiem utrudnionego parowania, posiadała inną wilgotność niż otaczająca, wobec czego podczas zmarzania wykonywała inne ruchy pionowe i poziome. Na różny wzrost walców z gliny, przykrytych i bez przykrycia, powstały pod wpływem zmarzania wilgoci glebowej. zwrócił uwagę S. Taber (26), opierając się na doświadczeniach laboratoryjnych. Nasze doświadczenia połowe poświadczają to zjawisko w zupełności.

Podczas zimy 1941/42 r. rozszerzyliśmy badania ruchów poziomych przez włączenie do doświadczeń istniejących również drobnoziarnistego żwiru (fig. 32). Zagłębienia w tym doświadczeniu były mniejsze, gdyż powierzchnie wynosiły 24×24 cm, głębokości zaś 30 cm. Blachy dzielące posiadały ramiona zagięte pod prostym kątem i tworzyły równocześnie osłony dwóch boków. W miejscach styków nie połączonych blach umieszczono kątowniki, zapobiegające przesypywaniu się tworzywa glebowego z jednego zagłębienia do sąsiedniego, a umożliwiające ruchy końców blach. Rysunek na fig. 32, wykreślony według poprzednio przyjętych zasad podaje największe przesunięcia badanych gleb. Wielkość przesunięć gleb, a więc prężność ich w kierunku poziomym pod wpływem krzepnięcia wilgoci glebowej, ustawia się w następującym szeregu stopniowo malejącym:

żwir, piasek, mada, torf.

W tym przypadku zdają się wywierać wpływ dominujący na wielkość przesunięć poziomych przede wszystkim wielkość porów i sztywność szkieletu danego tworzywa glebowego. W warunkach przeprowadzonych obserwacji, przy wypełnieniu porów wodą opadową, ruchy poziome gleby mogły zostać spowodowane przez zwiększoną objętość zmarzłej wody, gdy lód nie mógł się pomieścić w porach i szczelinach.

O ile ruchy pionowe warstw gleby, wywołane krzepnięciem wilgoci gleby, sprawiają rozluźnienie lub zagęszczenie warstw poziomych, o tyle ruchy poziome, powstałe wskutek tych samych czynników, przesuwają tworzywo glebowe z ośrodków o znacznej porowatości i sztywnym szkielecie, ku glebom plastycznym o większej zawartości próchnicy.

Streszczając doświadczenia nasze nad skutkami ruchów gleby pod wpływem działania mrozu, możemy powiedzieć, że w okresie snu świata roślinnego, w zimie, wnoszą one nowe życie do środowiska glebowego.

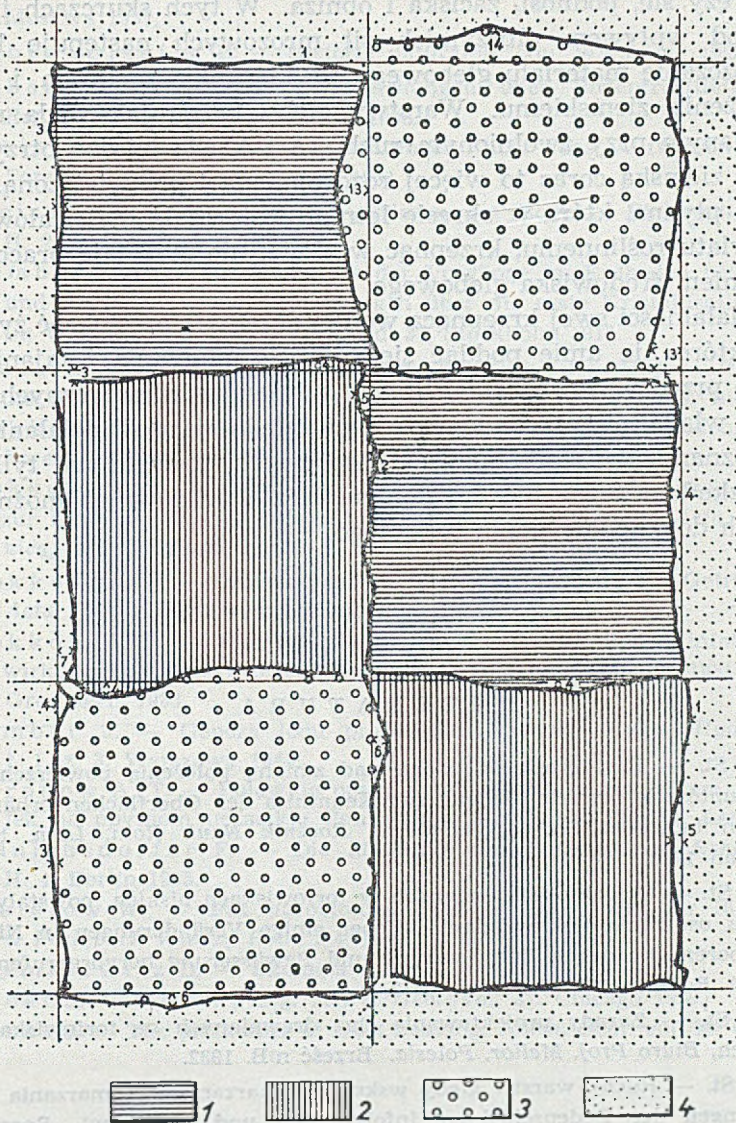


Fig. 32

Przesunięcia poziome od położenia początkowego czterech rodzajów gleb pod wpływem działania mrozu. Przesunięcia nakreślono w skali większej niż skala rysunku.

Doświadczenie wykonane na Stacji Meteorologicznej w Puławach.

1 — glina; 2 — torf; 3 — żwir; 4 — piasek.

Gleba pręży się, podnosi, zaciska i obniża. W tych skurczach i pęcznieniach pod wpływem olbrzymich sił mrozowych następuje kruszenie przemieszczanie materiału glebowego w kierunku zgodnym i przeciwnym ciężeniu ziemskiemu. Warstwy gleby falują jak woda na filmie wyświetlanym przy zwolnionym ruchu, a z każdą wiosną otrzymujemy pokrywę ziemską coraz to więcej rozdrobnioną i przewietrzoną.

Woda płynna, która w okresie letnim dostarczała materiałów odżywczych światu roślinnemu, krzepnąc w zimie, nie przestaje pracować nad polepszeniem środowiska glebowego.

W działalności swej krzepnąca woda udaremnia częstokroć życie organiczne, które nie umie poddać się rytmice zamarzania i tajania gleby, broni się przed wprowadzeniem roślin z terenów klimatycznych, na których nie włada. niszczy budowle nie uwzględniające sił działania mrozu. Toteż poznanie dynamiki zjawisk mrozowych pozwala nie tylko zapobiegać szkodom przez nie czynionym, lecz daje również możliwość włączenia ich do współdziałania twórczego.

L I T E R A T U R A

1. Bac St. — Przyczynek do badań nad zmianą położenia powierzchni ornych gruntów lessowych (Beitrag zur Kenntniss der Oberflächenveränderungen von bebauten Loessackerfeldern). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 19, Poznań 1928.
2. Bac St. — O niektórych zmianach w torfowiskach niskich, powstałych wskutek osuszania i nawadniania (Ueber einige Veränderungen in Niederungsmooren, die durch Entwässerung und Bewässerung hervorgerufen werden). *Inż. Roln.* nr 2/3, Warszawa 1932.
3. Bac St. — Zasady projektowania śluz drewnianych na torfowiskach głębokich, *Biuro Proj. Melior. Polesia.* Brześć n/B. 1932.
4. Bac St. — Ruchy warstw gleby wskutek zamarzania i rozmarzania (Schwankungen der Bodenschichten infolge Ein- und Abfrieren). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 33, Poznań 1934.
5. Bac St. — Obserwacje zimowe na torfowisku Czemerne. *Wiadom. Meteor. Hydrogr.* nr 4/6, Warszawa 1935.
6. Bac St. — Ruchy gleby pod wpływem zamarzania i rozmarzania (Schwankungen der Bodenschichten infolge Ein- und Abfrieren). *Mater. Pozn. Gleb. Pol.*, t. 4, Puławy 1938.
7. Beskow G. — Erdfliessen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. *Geol. Fören. Förh.* Bd. 4, Stockholm 1930.
8. Beskow G. — Tjälbildningen och Tjällyftningen. *Sveriges Geol. Unders.* ser. C, nr 375, Stockholm 1935.

9. Cytowicz i Sumgin M. J. — Osnowania mechaniki mierzłych gruntów. Moskwa 1937.
10. Dobrowolski A. B. — Historia naturalna lodu. Warszawa 1923.
11. Dębski K. Einleitende Untersuchungen über Bodenfrosttiefe in Polen. *Ref. V Kongr. Hydrogr.* Berlin 1938.
12. Fleischmann R. — Beobachtungen über das Auffrieren des Bodens. *Forsch. Landw.* h. 21, Berlin 1931.
13. Fleischmann R. — Vom Auffrieren des Bodens. *Bioklimat. Beiblätter*, H. 2, Braunschweig 1935.
14. Hamberg A. — Zur Kenntniss der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen, sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises im Wasser. *Geol. Fören. Förh.* Bd. 37, Stockholm 1915.
15. Ijjasz E. — Die meteorologischen Faktoren des Bodenauffrierens und die Rolle der Frostlinien bei Auffrierschäden. *Az Idajaras*, Budapest 1933.
16. Kokkonen P. — Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrostes. *Acta Forest. Fennica*, nr 30, Helsinki 1926.
17. Kokkonen P. — Ueber das Verhältniss der Winterfestigkeit des Rogens zur Dehnbarkeit und Dehnungsfestigkeit seiner Wurzeln. *Acta Forest. Fennica*, nr 33, Helsinki 1927.
18. Kokkonen P. — Untersuchungen über die Wurzeln der Getreidepflanzen. *Acta Forest. Fennica*, nr 37, Helsinki 1931.
19. Kokkonen P. — Die Verteilung des Wassers im Boden infolge der Einwirkung des Bodenfrostes. *Międzynar. Tow. Glebozn. Sprawozd.* VI Kom. Groningen 1933.
20. Lambor J. — Geneza lodu prądowego. *Wiadom. Służby Hydrol. Meteor.* t. 1, z. 3, Warszawa 1948.
21. Mironow A. T. — Polewyje opyty i nabludienia za puczeniem grunta i stojek na opytom uczastkie Petrowskoj Mierzłotnoj Stancii. Leningrad 1934.
22. Münichsdorfer F. — Die Mechanik des Bodenfrostes. *Ernahr. Pflanze*. H. 4, Berlin 1935.
23. Stoletow W. — Put agrobiologa. *Inst. Genet. Trudy*, nr 16 (referowane w *Postepach Wiedzy Roln.* 3/4, 1949 r.). Moskwa 1948.
24. Szymkiewicz D. — Ekologia roślin. Lwów 1932.
25. Taber S. — Frost heaving. *Journ. Geol.* vol. 37, Chicago 1929.
26. Taber S. — The mechanics of frost heaving. *Journ. Geol.* vol. 38, Chicago 1930.

тамислав БАЦ

О ДВИЖЕНИЯХ ПОЧВЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ МОРОЗА

(с 3 табл. 10 фот. и 14 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

В настоящей статье автор описывает некоторые результаты полевых исследований над движениями почвы под влиянием мороза. Исследования эти проводились в течение ряда зим на опытных стапциях в Сарнах, Дублянах и Пулавах.

Исследования заключались не только в измерении горизонтальных и вертикальных движений поверхности почвы, но в наблюдениях над динамикой отдельных прослоек до глубины 30 см от поверхности.

Последствия замерзания почвенных вод проявляются наиболее отчетливо в грунтах, обладающих большой водопоглощательной способностью, как, например, торфа, вызывая в них возникновение трещин и, даже нарушения (поднятия) довольно тяжелых построек.

Автор исследовал, при помощи особого измерительного прибора, вертикальные движения четырех категорий почв и провел ряд полевых наблюдений, которые позволили установить, что зимние движения почвы в Польше оказывают очень большое влияние на зимовку растений, на постройку и на гидротехнические сооружения.

Замерзающая вода вызывает дезинтеграцию горных пород; вызывает она также и волнообразные движения, перемещая и проветривая почву в зимние периоды, когда органическая жизнь в ней замирает.

Р Е З Ю М Е

Общие замечания

Несмотря на то, что глубина воздействия мороза в Польше не превышает 1,5 м, мороз вызывает значительные изменения в поверхностных слоях почвы.

Полевые и лабораторные исследования замерзания грунтов были начаты прежде всего учеными тех стран, территории которых находятся в северных широтах, то есть СССР, Финляндии, Швеции и Соединенных Штатов Северной Америки. В польской литературе есть известная работа А. Б. Добровольского (10), в которой глубоко и всесторонне рассмотрены все вопросы, касающиеся явления застывания воды и форм проявления льда и снега.

Автор настоящей статьи ведет зимние полевые исследования с небольшими перерывами от 1931/32 г. до настоящего времени.

Механизм замерзания и движений поверхности п о ч в

На основании работ ряда исследователей представляется возможным выделить следующие формы замерзания почвенной воды:

1) Трещинное замерзание, имеющее место при застывании воды в расщелинах и трещинах горных пород и вызывающее раскалывание и измельчение окружающего материала, благодаря увеличению объема воды при замерзании.

2) „Сплошное” замерзание (гомогенное), характеризующееся тем, что слои почвы замерзают, как единое целое, без увеличения объема, ибо вода образующая лед занимает поры почвы.

3) Слоевое замерзание (гетерогенное), когда вода образует среди замерзших слоев почвы отдельные прослойки, или линзы льда.

4) Замерзание смешанного типа, возникающее при изменчивых условиях действия мороза.

5) Выцветы волокнистого льда, образующиеся на поверхности почвы и растений в виде различных комплексов ледяных игол.

Трещинное и гомогенное замерзание, как показал С. Табер, имеет место в случае так называемой замкнутой системы, то есть тогда, когда отсутствует капиллярный приток грунтовой воды в пространство, где происходит замерзание. Слоевое замерзание и образование ледяных выцветов имеет место в открытых системах, то есть при поступлении новых порций воды в замерзающее пространство по капиллярам почвы, или за счет водных паров атмосферы. Гомогенное замерзание обычно встречается в грубозернистых почвах, слоевое — в плотных с хорошей проницаемостью.

Движения почвы, вызываемые замерзанием почвенной влаги, являются гораздо более интенсивными, чем те которых следовало бы ожидать в связи с увеличением объема воды при превращении ее в лед. Они являются следствием особого механизма замерзания, причем главную роль здесь играет вода в стыках оболочек пленочной воды закругляющая эти стыки — так называемая стыковая вода. Во время замерзания на месте „стыков“ воды возникает множество игол и кристаллов льда, поднимающих частички почвы, не смотря на то, что поры почвы не были заполнены льдом. На фиг. 19 представлена схема замерзания столбиков крупнозернистых и мелкозернистых почв в условиях замкнутых и открытых систем.

Далее автор рассматривает факторы ускоряющие или задерживающие движения почвы под воздействием мороза, как например — быстрота проникания холода, давление материала, и определяет сопротивляемость почв поднятию, согласно норм Б е с к о в а (1935 г.).

Вертикальные движения поверхности почвы под воздействием мороза

Суровой зимой 1928/29 г. автор обратил внимание на движения поверхности тяжелых предметов, находящихся непосредственно на грунте. На фиг. 20 и фот. 32 представлены движения плит и края тротуара, расположенного вблизи здания. Эти движения в течение года были зафиксированы при помощи нивелира и оказалось что бетонные плиты тротуара под воздействием мороза были приподняты на 75 мм, а край тротуара на 39 мм.

На фиг. 21 и 22 показано, каким образом, по данным экологической станции проф. Ш и м к е в и ч а в Чемерно, мороз проникает в рядом расположенные торфяные и песчаные почвы.

Особенно чувствительны на воздействие мороза торфяники, что связано с их большой водопоглощательной способностью и с высокими уровнями грунтовых вод в местах их залегания. В результате замерзания торфяник набухает от поверхности а, кроме того, замерзший слой поднимается вверх при подъеме уровня грунтовых вод.

На фиг. 23 представлен разрез замерзшей части торфяника и показаны движения его поверхности, зафиксированные нивелировками и рядом тот же разрез при допущении, что движения поверхности отсутствуют.

На амплитуду движений поверхности торфяника будет также влиять плотность приповерхностного слоя. На фиг. 24 при помощи изо-

илет показаны движения поверхности естественного дуга на торфянике с тощим, средним и хорошим дерном, более или менее связывающим корнями верхний слой почвы. Слой хорошо связанный корнями поднимался до 13 см, слой плохо связанный — 18 см.

Насыпание песка на поверхность торфяника, создающее дополнительное давление, также сокращает движения поверхности. Вспаханный и не покрытый песком торфяник поднялся на 14 см, засыпанный песком — всего на 4 см.

На фиг. 25 и фот. 35 представлены результаты дополнительной нагрузки поверхности около канав, вынутым из них торфяным грунтом.

Во время замерзания торфяника, участки вдоль канав, нагруженные вынутым из канав материалом, поднимаются меньше, чем окружающий дуг, в результате чего, при одинаковом давлении воды, амплитуды движений поверхности дуга будут разные; вследствие разных амплитуд развиваются трещины, текущие вдоль канав.

Фиг. 26 и фот. 35 и 36 иллюстрируют возникновение ледяных выцветов на откосе канавы в местах выступания капиллярной воды. Образующиеся иглы льда разрушают торфяную почву, которая осыпается на дно канавы.

Вертикальные движения при поверхностных слоев почвы

Автор приводит сведения о движениях поверхности почвы на основании данных зарубежных ученых, а затем описывает прибор собственной конструкции (фиг. 27), при помощи которого можно не только фиксировать движения поверхности почвы, но и изучать движения более глубоких слоев почвы под воздействием мороза.

Прибор этот состоит из металлического столбика, нижний конец которого укреплен ниже замерзающего слоя, а верхний торчит над поверхностью почвы.

На верхнем конце столбика укреплено металлическое кольцо с отверстиями, в которые входят стержни. К нижним концам этих стержней прикреплены металлические пластинки. Эти пластинки закапываются в землю на требуемых глубинах. Поскольку кольцо на столбике неподвижно, при поднятии слоев почвы, вместе с которыми поднимаются и соответствующие пластинки, верхние концы стержней выдвигаются сквозь отверстия в кольце на определенную высоту.

Измеряя длины стержней над кольцом, можно установить амплитуды движений пластинок, закопанных в почве на различных глубинах.

Эти результаты измерений позволяют оценить:

а) движения поверхности почвы,

в) движения приповерхностных слоев почвы.

Табл. VI демонстрирует влияние снежного покрова на амплитуды движений разных категорий почв под воздействием мороза.

Оказывается, что наиболее интенсивные движения поверхности имеют место в следующих случаях:

1. если снежный покров отсутствует,
2. если почва была насыщена водой за счет атмосферных осадков перед наступлением морозов,
3. если снежный покров обледенел.

Колебания движений поверхности в промежутке между двумя суточными измерениями доходили до 25 мм и зависели от водопоглощательной способности различных почв.

В зависимости от величины амплитуд вертикальных движений, почвы можно расположить в следующей последовательности (в направлении уменьшения амплитуд): 1) лессы, 2) аляскинские глинистые почвы, 3) торфы, 4) супесчаные почвы.

В табл. VIII сведены результаты измерений максимальных движений поверхности различных категорий почв под воздействием мороза: оказывается, что при отсутствии подтока капиллярной воды поверхность чернозема может подниматься даже до 63 мм.

На фиг. 28 и 29 представлен характер движения пластинок в черноземе и супесчаных почвах зимой 1933/34 г. Под воздействием мороза максимальное увеличение мощности (на 62%) испытал приповерхностный слой чернозема; в супеси мощность приповерхностного слоя увеличилась на 18%.

После весеннего таяния мощность первого уменьшилась на 16%, второго — на 3%.

На фиг. 30 сведены движения в разных категориях почв на глубинах: 0; 2,5; 5; 10; 20 и 30 см от поверхности. Оказалось что:

1. движения фиксируются до глубины 30 см и глубже;
2. по мере удаления от поверхности движения постепенно ослабевают;
3. каждая категория почвы, в зависимости от водного режима, реагирует на воздействия мороза меньшими или большими колебаниями поверхности.

На фиг. 30 представлен характер движений почв, исследованных при помощи пластинок измерительного прибора, заложенных на 6-ти глубинах. На горизонтальных линиях вычерчены поднятия и опускания слоев, находящихся на различных глубинах.

На фиг. 31 показаны движения стержней над горизонтальным кольцом прибора и, связанные с ними, движения слоев почвы, выбранные из наблюдений четырех дней зимнего периода 1938/39 г. Оказы-

ваются, что увеличение мощности почвенного слоя, связанное с периодом морозов, исчезает после весеннего таяния снегов и мощность почвенного слоя становится меньше, чем она была осенью.

В таблице VII составлены изменения высоты пластинок измерительного прибора и изменения толщины различных прослоек почвы. Изменения эти выражены в процентах.

Из таблицы этой следует, что:

1. Наибольшие изменения толщины фиксируются в приповерхностной прослойке, причем амплитуда набухания и сжатия колеблется здесь в пределах: в глинистых почвах от + 8 до — 36%, в лессах — от + 4 до + 16%, в супесчаных почвах — от — 12 до + 16%, в торфах — от + 4 до + 12%.

2. В прослойке с глубины от 25 до 50 мм изменения толщины были гораздо меньше: в лессах от + 12 до — 4%, в глинистых почвах от + 4 до + 8%, в торфах от + 8 до 0%, в супесчаных почвах от + 4 до — 4%.

3. Прослойка с глубины от 50 до 100 мм показала следующие колебания: в лессах — от + 6 до 0%, в торфах — от + 6 до 0%, в супесчаной почве — от 0 до — 2%.

4. Прослойка с глубины от 100 до 200 мм показала следующие колебания толщины: в лессах — от + 1 до 0%, в глинистых почвах от + 1 до — 1%, в песчаных — от 0 до — 1%, в торфах — от + 1 до — 1%.

5. Прослойка с глубины от 200 до 300 мм потерпела следующие изменения толщины в лессах — от 0 до — 2%, в глинистых почвах — от + 1 до + 2%, в песчаных — 0%, в торфах — от 0 до + 1%.

6. Толщина ниже расположенного слоя, точно не определенная увеличилась: для лессов на 4 мм, для глинистой почвы — на 4 мм, для торфа на 2 мм, для супесчаной почвы изменений не установлено.

Согласно приведенным измерениям максимальных колебаний толщины разных прослоек, сжатие и расширение этих прослоек происходило на различных горизонтах. Приповерхностный слой, подвергающийся максимальным колебаниям температуры получающий много влаги за счет атмосферных осадков, показывает не только максимальное увеличение толщины при замерзании, но и значительное последующее уменьшение ее в результате выноса мелкозернистого материала в более глубокие прослойки и в результате воздействия ветра и поверхностных вод, перемещающих раздробленные частицы на поверхности.

При этих поднятиях, опусканиях, расширениях и сжатиях слоев почвы, вмерзшие в нее предметы также будут испытывать аналогичные движения, а, в отдельных случаях, могут быть даже разорваны (например корни растений), если в соседних прослойках почвы действуют противоположные тенденции.

В таблице VII показаны причины вдавливания в почву и вытягивания на поверхность твердых предметов, находящихся в почве во время действия мороза. Явления эти продемонстрированы на трех примерах.

Пример I. Твердый предмет целиком находится в почве — замерзающая вода увеличивает объем приповерхностного слоя и вытягивает, таким образом, вмерзший в него предмет из находящегося ниже, еще незамерзшего слоя. Под вытягиваемым вверх предметом возникает пустое пространство. Прогрессирующее замерзание вызывает оползание стенок возникшей камеры и ее заполнение. После оттаивания и оседания почвы вытянутый вверх предмет уже не может принять того положения, которое он занимал перед наступлением морозов.

Пример II. Вертикальный стержень, соединенный с горизонтальной пластинкой, находится в почве; замерзающая от поверхности почва вытягивает вмерзший в нее стержень из более глубоких, еще незамерзших слоев.

При вытягивании стержня, соединенная с ним пластинка встречает сопротивление со стороны еще незамерзшей почвы и изгибается, приобретая форму крышки. Поступающее замерзание выполняет частицами почвы возникшее под пластинкой пространство. После оттаивания и оседания почвы стержень не может занять прежнего положения еще и потому, что сама пластинка изменила форму.

Пример III. Твердый стержень с пластинкой помещен в почву. Замерзание почвы не достигает того слоя, в котором находится пластинка. Под воздействием замерзающего верхнего слоя почвы пластинка со стержнем будет вытянута вверх и выгнута так, как в предыдущем случае, а образовавшееся под пластинкой пространство будет заполнено только частично. При равномерном оттаивании замерзшего слоя сверху и снизу, разжиженные прослойки, находящиеся над и под еще не оттаившей частью слоя, сокращаются в мощности, а стержень, еще вмерзший в неоттаившую часть слоя, передает сосредоточенное усилие оседающего мерзлого слоя нижележащим слоям. Усилие это выпрямляет первоначальную форму пластинки, возникшую осенью при замерзании, а затем при дальнейшем вдавливании стержня изменяет ее на вогнутую. В этих условиях предмет может оказаться ниже его первоначального положения.

Вытаскивание предметов из грунта в результате движений почвы

На примере торфяников, слабо сопротивляющихся вытаскиванию вбитых в них легких предметов (деревянных) поднимающимися при замерзании верхними горизонтами почвы, лучше всего видны результаты деятельности мороза.

Фот. 38 представляет фотографию стенок пилуса, находящегося на торфянике вытасканных после зимнего периода выше своего первоначального положения. В первоначальном положении остались только столбы, глубоко вбитые в подпочвенные слои. Легкая деревянная стенка после оттаивания почвы не могла осесть до первоначального положения. Подобно предметам, вбитым в торфяные почвы, могут быть вытасканы под воздействием мороза и из минеральных почв саженцы древесных растений и некоторые растения сельскохозяйственных культур.

На фот. 39 видим растение кок-сагиз, вытаскнное на поверхность почвы под воздействием мороза, а на фот. 40 — растения после зимнего периода. Глубокая корневая система достигает незамерзающих слоев почвы. Приповерхностные слои грунта при замерзании поднимаются, а затем оседают и нарушают при этом молодые побеги растения, срывая кору со стеблей, или разрывая корни, вследствие чего растения погибают.

На табл. VI представлены вертикальные движения деревянных столбиков, вбитых в сухую и подмокшую почвы на глубину 20, 30, 50, 70 и 100 см. Из 36 наблюдаемых столбиков только один сохранил первоначальное положение после прекращения морозов.

В почве сухой и легкой было установлено вытаскивание столбиков до 6 мм и последующее оседание их до 4 мм. В плотной насыщенной водой почве удалось установить только вытаскивание столбиков, достигающее 10 мм.

Таким образом, даже столбик вбитый до глубины 1 м нельзя считать постоянным пунктом.

Горизонтальные движения слоев почвы под воздействием мороза

Горизонтальные движения почв могут возникать прежде всего при замерзании воды в трещинах, а кроме того при нахождении в непосредственной близости друг от друга почв с различной водопоглощательной способностью.

Для исследования этих явлений было сооружено приспособление, представленное на фот. 41.

В песчаной почве было выкопано углубление, стенки которого были укреплены при помощи очень тонкой жести. Углубление это было заполнено глинистой почвой и торфом. Над краями жестяных стенок были натянуты проволоки, по отношению к которым измерялись горизонтальные движения почв. Кроме того, для наблюдения движений нагруженной поверхности, на ней были помещены плитки из шамота. Оказалось, что торф был перемещен давлением глинистой почвы на 16 мм, а песок — на 12 мм. При этом песок вдавливался в торф на 17 мм.

Измерения показали, что величина горизонтальных движений зависит от водоёмкости почв и, что торф, ненасыщенный до предела поглощательной способности водой, сдавливался хорошо связанными минеральными почвами.

Поверхности, прикрытые плитками шамота, не испытывали горизонтальные движения, о чем свидетельствовали расхождения плиток, а также — вертикальные движения, на которые указывало появление трещин на границах участков с дополнительной нагрузкой.

При проведении опыта, представленного на фиг. 32, углубления были заполнены четырьмя категориями почв. Под воздействием мороза горизонтальные перемещения происходили в направлении (направление, в котором уменьшались движения): 1) гравий, 2) песок, 3) глинистая почва, 4) торф. В этом случае решающее влияние на амплитуды горизонтальных перемещений, по видимому, оказывали прежде всего величина пор и устойчивость скелета данного почвенного образования.

В условиях проведенных наблюдений, при заполнении пор водой атмосферных осадков, горизонтальные движения могли быть вызваны увеличением объема замерзшей воды, в том случае, если образующийся лед не мог поместиться в порах и трещинах.

Если вертикальные движения слоев почвы, вызванные замерзанием почвенной влаги, приводят к разрыхлению, или уплотнению горизонтальных слоев, то горизонтальные движения, возникающие в силу тех же самых причин, перемещают почвенные образования от участков со значительной пористостью и устойчивым скелетом в направлении почв более пластичных с большим содержанием чернозема.

Коротко суммируя опыт полевых исследований, посвященных изучению движений почвы под воздействием мороза, автор подчеркивает, что зимой, в период сна растительного мира, движения эти вносят элементы новой жизни в почвенную среду. Почва напрягается поднимается, сжимается и опадает. Во время этих сжатий и расширения, происходящих под влиянием исполнительских сил порождаемых замерзанием воды, материал подвергается измельчению и перемещению в противоположном направлении. Слой почвы колеблется как вода в очень медленно демонстрируемом фильме. Каждой весной

почвенный покров оказывается снова взрыхленным и проветренным. Текучие воды, доставлявшие летом питательные материалы растениям, застывая зимой продолжают работать над улучшением почвенной среды.

С другой стороны, замерзающая в почве вода часто уничтожает органическую жизнь, не сумевшую приспособиться к ритму замерзания и оттаивания почвы. не позволяет культивировать растения, происходящие из областей, где почвы зимой не замерзают, разрушает сооружения, при постройке которых не были приняты во внимание действия мороза. Поэтому изучение динамики явлений замерзания почвенных вод позволит не только предупредить его нежелательные последствия, но и дает возможность поставить эти явления на службу человеку и прогрессу.

Stanisław BAC

SOIL MOVEMENTS CAUSED BY ACTION OF FROST

(with 3 pl., 10 phot. and 14 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

In this publication the author presents some results of field research carried out at Experimental Stations of Sarny, Dublany and Puławy concerning the movements of soil under the influence of the action of frost. The research carried out during ten odd winter periods regards not only the examination of the vertical and horizontal movements of the surface of soils but also the dynamics of particular layers up to 30 cm deep. The results of the freezing of soil water are most obvious on soil of high water capacity, like the peats causing fissures and lifting up even buildings of heavy construction. With a special instrument the author carried out the research of vertical movements of four kinds of soil and made quite a number of field observations that proved to what extent the winter movements of soil affected the hibernation of plants as well as water and ground constructions. Freezing water not only disintegrates rocks, it also evokes undulating movements, stirs and ventilates the soil when organic life declines during the winter period.

GENERAL REMARKS

Although the frost depth in Poland reaches only 1,50 m, it evokes considerable transformations of the surface layers of the soil.

The research concerning soil freezing was taken up, both in field and laboratories, first of all by scientists of nations that have territories extending far northward, viz. Finland, USSR, Sweden, USA. The Polish literature possesses a remarkable book by A. B. Dobrowolski (10), in which the phenomenon of the freezing of water as well as the forms of the appearance of ice and snow have been described in detail. The author of this publication has been carrying on winter field research from 1931/32 to the present moment with only small interruptions.

MECHANICS OF FREEZING AND MOVEMENTS OF SURFACE OF SOIL

On the grounds of the research carried out by different scientists the following forms of soil water freezing may be recognized:

- 1) Fissure freezing, caused by water freezing in fissures and cracks of rocks evoking the blowing up and crushing of the surrounding material owing to the increase in volume of water caused by freezing.
- 2) Massive (homogeneous) freezing consisting in the fact that soil layers freeze uniformly without the increase in volume since the water converted into ice is inside the soil pores.
- 3) Stratified (heterogeneous) freezing, appearing when water makes, between frozen layers, particular small layers or lenses consisting of ice.
- 4) Intermediate freezing is the mixed form between the aforementioned ones, and occurring in the changing ways of the action of frost.
- 5) Fibrous ice needles appear on the surface of soil and plants and form figures of various complexes of needles of ice.

The fissure and massive freezing, as has been confirmed by S. Taber, goes on in the so-called closed system, i. e. while no capillary water flows from ground water up to the scope of frost; on the other hand, the stratified freezing and ice needles appear in the so-called open system, viz.: when during the action of frost new water supplies join in, either by capillary suction or from vapour in the air. Massive freezing usually takes place in coarse soil, while stratified freezing in fine-grained soil with good suction of water.

Soil movements evoked by the freezing up of soil moisture are many times greater than they might seem likely, considering the volumetric increase of water during freezing. They are the effect of the peculiar mechanics of freezing, when the water rounding the film contacts of film water (the adhesion water) plays the main part. During the freezing a great number of needles and crystals of ice uplifting particles of soil, although the pores have not been filled up with ice, appear in the place of funicular water. Fig. 19 represents the scheme of freezing rollers made of coarse and fine soil within closed or open systems.

The author then deals with the causes urging and delaying the movements of soil under the influence of frost, such as the pace of frost penetration, load pressure, and determines the soil aptitude after G. Beskow's heaving standards (1935).

VERTICAL MOVEMENTS OF SOIL SURFACE CAUSED BY THE ACTION OF FROST

The severe winter of 1928/29 drew the author's attention to the movements of the surface of heavy objects lying on the ground. Fig. 20 and phot. 32 show the movements of the slabs and kerbstone of a pavement along a building. The movements were measured with a level in the course of one year, and it appeared that the heaving of concrete slabs by the frost had reached 75 mm and that of the kerbstone 39 mm.

How frost penetrates into adjacent peaty and sandy soil we may see on fig. 21 and 22, according to the data of D. Szymkiewicz's Ecological Station on Czemerne.

Peat bogs are particularly affected by frost because of their great water capacity and high ground water level in places of their occurrence. A peat surface swells from freezing, moreover, the frozen soil rises at the same time as the ground water. Fig. 23 represents the cross-section of a frozen peat bog including the survey of its movements by levelling and the same section admitting no surface movements. The proportion of peat bog surface movements will also depend upon the compaction of the surface layer. On fig. 24, with the help isoplethes, we show the surface movements of a natural meadow on peat bogs of poor, medium and good turf respectively, tying the upper layer of the soil, more or less, with roots. The heaving of a layer strongly tied with roots amounted to 13 cm while that of a layer worse tied to 18 cm. Pouring sand into the surface of a peat bog causing supplementary load pressure also stops surface movements. A peat bog ploughed and uncovered with sand rose by 14 cm, while one with a coat of sand only by 4 cm.

On fig. 25 and phot. 35 we can see the results of loading the banks of ditches with peat earth dug up therefrom. While freezing up the borders of a peat bog loaded with the dug up material heave less than the adjacent meadow, therefore the simultaneous water pressure brings about movements of various height and, consequently, causes fissures parallel to the ditches.

Fig. 26 and phot. 35 and 36 illustrate the formation of ice needles on the walls of a ditch whenever capillary water appears. The rising little needles of frozen water destroy peat soil and make it slide to the bottom of the ditch.

VERTICAL MOVEMENTS OF SUBSURFACE SOIL LAYERS

On the grounds of research by foreign scientists the author deals with the knowledge of soil surface movements and presents, on fig. 27 an instrument, designed by himself, serving the purpose of examining not only the surface movements but also the movements of deeper soil layers due to the action of frost. That instrument consists of a small metal pole protruding above the ground and whose lower end is fastened at a depth beyond freezing level. At the top of the pole there is a metal hoop provided with holes through which pass rods joined at their bottom with metal tablets. The tablets are buried in earth at given depths. Since the hoop on the stick is immovable the height of the protruding rods varies as the soil layers rise. By measuring the length (in millimetres) of the rods above the hoop we may determine the height of the movements of tablets buried at various depths.

The results of the surveying of the vertical movements are recognized as: a) movements of soil surface and b) movements of the layers of the subsurface soil.

Plate VI shows how the snow covering affects the rate of the movements of soil of various descriptions caused by frost. It appears that the highest surface movements occur when: 1) the soil is not covered with snow, 2) the soil had been saturated with rainfalls before the frost came and 3) the snow cover glaciates.

The oscillation of surface movements between two daily (24 hrs.) surveys reached 25 *mm* and depended on the water capacity of particular kinds of soil. The gradually lessening response of soil to the size of vertical movements is shown in the following list: 1) loess, 2) silt, 3) peat and 4) loamy sand. Plate VIII comprises the surveys of the maximum surface movements of particular kinds of soil caused by frost, and it appears that in cases of no capillary water suction the surface of dark-humic soil rose by as much as 63 *mm*.

Fig. 28 and 29 show the process of the movements of tablets in dark humic soil and in loamy sand in the winter period of 1933/34. Owing to the action of frost the surface layer of dark-humic soil thickened the most (62%), that of loamy sand by 18%, during the spring thawing the former diminished by 16% and the latter by 3%.

On fig. 30 we have the comparison of particular kinds of soil at the depth of 0, 2,5, 5, 10, 20, and 30 *cm*. The conclusion is that:

1. the range of movements goes beyond 30 *cm* in deep;
2. the movements lessen as the distance from the surface of soil grows;

3. every kind of soil, in dependence on the characteristics of water, undergoes, owing to the action of frost, smaller or greater changes of height.

Fig. 30 makes clear the process of movements of soil examined by means of the tablets of the surveying instrument at six different depths. The heaving and lowering of the lines of adjacent layers of different depths have been indicated on horizontal lines.

The diagram on fig. 31 gives the image of the movements of rods over the horizontal hoop and, bound up with them, the movements of soil layers, picked out from observation during four days of the winter 1938/39. It appears that the loosening of soil brought about by frost disappears after spring thawing and the soil layers shrink below their autumn thickness.

On Plate VI the changes of height of the tablets of the surveying instruments and the changes of the thickness of particular kinds of soil are compared and expressed in per cent. That plate proves that:

1. the subsurface layer shows the greatest changes of thickness; the rate of swelling and shrinking fluctuates: in silt from +8 to +36%, in loess from +4 to +16%, in loamy sand from -12 to +16%, in peat from +4 to +12%;

2. the layer at a depth from 25 to 50 *mm* undergoes smaller changes of thickness: in loess from +12 to -4%, in silt from +4 to +8%, in peat from +8 to 0%, in loamy sand from +4 to -4%;

3. the layer at a depth of 50—100 *mm* oscillated: in loess from +6 to 0%, in peat from +6 to 0%, in loamy sand from 0 to -1%, in silt from 0 to -2%;

4. the layer at a depth of 100—200 *mm* had the following changes in thickness: in loess from +1 to 0%, in silt from +1 to -1%, in loamy sand from 0 to -1%, in peat from +1 to -1%;

5. the layer 200—300 *mm* deep showed the following changes in thickness: in loess from 0 to -2%, in silt from +1 to +2%, in loamy sand from 0 to 0%, in peat from 0 to -1%;

6. the layer below the aforementioned ones and of indefinite thickness increased as follows: in loess from 0 to 4 *mm*, in silt from 0 to 4 *mm*, in peat from 0 to 2 *mm*, and in loamy sand no changes have been noticed.

As it appears from the above surveys of the maximum oscillations of the thickness of particular layers the shrinking and swelling movements took place at different levels: the surface layer, the most affected by precipitation water and undergoing the greatest thermal changes, swells the most but, on the other hand, not only in height but also in thickness in consequence either of the washing out of the small material

into the deeper layers or because of wind and water processes which transmit the disintegrated particles, displaced by frost, to new positions.

In the course of that heaving, falling, expanding and shrinking of soil layers the objects frozen inside will perform the same movements and may be torn up, e. g. plant roots when the action of the adjacent layers goes in opposite directions.

The scheme of plate VII explains the causes of pulling and pressing in rigid objects lying in the soil during the action of frost. We do it with the help of schemes placed in three rows.

Row I. The rigid object is entirely inside the soil. The freezing water augments the contents of the subsurface layer and pulls the object frozen inside it from the yet unfrozen lower layer. A void appears under the displaced object. The progressing freezing evokes the sliding of the walls of the void and the filling in of its space. After the de-freezing and subsidence of soil that object cannot regain its position prior to the coming of frost.

Row II. A vertical rod joined with a horizontal tablet is placed inside the soil. The soil freezing in its upper layers pulls the rod out of the yet unfrozen deeper layers. While the rod is so pulled out, the tablet bound up with it encounters the resistance of the unfrozen soil and bends, taking a vaulted shape. The progressing freezing fills the ensuing void with particles of soil. After the thawing and subsidence of soil the rod cannot regain its previous position also because the shape of the tablet has changed.

Row III. A stiff rod with a tablet is placed in the soil. The freezing of the soil does not reach the layer containing the tablet. The frozen upper layers pulls out the tablet and bends upwards in the shape of a vault, while the void underneath is only partially filled in. The simultaneous thawing from up and down makes the diluted layers shrink above and below the frozen soil and the rod, still frozen up in its middle part, transfers the concentrated power of the sinking frozen layer to the lower layers. That power changes the shape of the tablet making it successively straight, then concave. In those circumstances the object may find a position below the previous one.

EXTRACTION OF OBJECTS FROM EARTH BY MEANS OF SOIL MOVEMENTS

In peat bogs, in which resistance to pulling out light (wooden) objects driven in them by the heaving frozen layers is small, the results of the action of frost can be seen the best. On phot. 38 we have given the photograph of the partitions of a sluice, placed in a peat bog, which after the winter period were pulled above their previous position.

The poles, however, driven deep in the rocky substratum remained in their initial position. After de-freezing the light wooden partition could not be pressed back to its former position. Similarly to the objects plunged in a peat bog, the seedlings of forest plants and agricultural plants are also pulled out from mineral soil by frost.

On phot. 39 we see a cok-sagis plant drawn to the surface of soil by the action of frost, and on phot. 40 specimens of hardy rape after winter period. The deep system of rape is connected with the unfrozen layers of soil, too. The subsurface layers of earth rise and fall destroying the plant's shoot either by tearing off the cork or by rending the roots the result of which is the fading away of the plant.

Plate VI shows the vertical movements of small wooden pickets driven into dry and moist soil respectively, at depths of 20, 30, 50, 70 and 100 *cm*. From among the 36 pickets under observation only one remained at its former height after the action of frost ended. In light and dry soil the noticed lifting of the position of the pickets reaches 6 *mm* and the sinking 4 *mm*. In fine and wet soil the lifting of the pickets up to 10 *mm* was the only noticed. A picket driven even as deep as 1,0 *m* cannot be considered as a constant point.

HORIZONTAL MOVEMENTS OF SOIL LAYERS CAUSED BY FROST

The horizontal movements of soil may take place first of all as the result of the freezing of water in fissures and, besides, be the effect of the neighbourhood of soils of different water capacity. The experiment, the progress of which is shown on phot. 41 and plate VIII serves that purpose.

Cavities dug in sandy soil were braced up with very thin metal sheets and filled with silt and peat. Wires serving the purpose of measuring the divergence of horizontal movements were stretched over the edges of the sheet metal partitions. Moreover, small clay tablets were put extra loaded surface with a view to the observation of its movements. It appeared that the peat was compressed down to 16 *mm* and the sand to 12 *mm* by the silt. The sand, however, penetrated as far as 17 *mm* into the peat.

Surveys proved that the proportion of horizontal movements was dependent on the water capacity of soil, and that the peat, unsaturated to its full water capacity was compressed by mineral soil of rigid cohesion. Surfaces covered with small clay tablets performed horizontal movements, which was proved by their displacement, as well as vertical movements since at the borders of the loaded areas there appeared permanent cracks of soil.

In the experiment shown on fig. 28 the cavities were filled with four kinds of soil. The horizontal shifts evoked by the action of frost took place in the following decreasing succession: 1) gravel, 2) sand, 3) silt, 4) peat. In this case first of all the size of pores and the rigidity of the skeleton the given soil system seem to exert the dominating influence on the rate of the horizontal shifts. In the circumstances of the observation carried out, had the pores been filled with precipitation water, the horizontal movements could have been caused by the increased volume of frozen water when the pores and fissures could not hold the ice for lack of space.

The vertical movements of soil layers evoked by the freezing of soil moisture cause either the loosing or the condensation of horizontal layers, on the other hand, the horizontal movements brought about by the same factors shift the soil system from the centres of considerable porosity and rigid skeleton toward plastic soil of a greater proportion of humus. To summarize our field experiments concerning the effects of the movements of soil caused by the action of frost, we may say that during the hibernation of the vegetable world, in winter, they bring new life to the world of soil. The soil expands, heaves, shrinks and falls. Those contractions and swellings due to the enormous power of frost cause the crushing and stirring of soil material in directions both conformable and opposite to the gravitation. The layers of soil undulate like water on a motion picture of slow move. Each spring brings us a more disintegrated and air filled soil. Liquid water which during summer period supplied the vegetable world with alimentary material does not stop, by its winter freezing, to contribute to the improvement of the soil. Freezing water in its activity frequently frustrates organic life which cannot follow the rythm of freezing and thawing of the soil, defends itself against the introducing into cultivation of plants from regions where it does not freeze, destroys constructions that disregard the potential of frost. Thus the knowledge of the dynamics of the phenomena of frost allows the science not only to ward off damages done by then but also to use then for creative cooperation.

Bogumił KRYGOWSKI

ZAGADNIENIE CZWARTORZĘDU I PODŁOŻA ŚRODKOWEJ CZĘŚCI NIZINY WIELKOPOLSKIEJ

(z 6 tabl. i 2 fig. w tekście)

Streszczenie

Na podstawie materiału wiertniczego, dotyczącego Niziny Wielkopolskiej, dały się wyprowadzić następujące wnioski:

1. W mezozoicznej powierzchni wymienionego obszaru występują dwie jednostki tektoniczne — synklina poznańska i antyklina kujawska, obie o biegu mniej więcej SE — NW.

2. W powierzchni trzeciorzędowej zaznaczają się elewacje i depresje, których kierunkowość i rozległość wskazują, że są one wynikiem tektoniki głębszego podłoża. Ruchy wypiętrzające i obniżające miały miejsce już w czasie miocenu.

3. Powtarzanie się tego samego typu zaburzeń poprzez kredę, miocen i pliocen dowodzi, że jest to efekt tektoniki wgłębnej z okresu popliocenińskiego, a zatem plejstocenińskiego. Glacitektonika zaburzyła pliocen i miocen sięgając do głębokości około 200 m.

4. Miąższość plejstocenu waha się od 0 do 120 m, przy czym wykazuje on najczęściej dwa poziomy morenowe przedzielone interglacją. Jedynie w depresji mogileńskiej występują trzy poziomy morenowe, potwierdzające pogląd o trzykrotnym zlodowaceniu Niziny Wielkopolskiej.

WSTĘP

Stosunek plejstocenu do formacji starszych budził już od dawna duże zainteresowanie. Zagadnieniem ukształtowania podłoża plejstocenu na Nizu Europejskim i jego wpływu na akumulację lodowcową zajmowali się u nas A. Fleszar (3), J. Lewiński i J. Samsonowicz (13), St. Lencewicz (10) i A. Zierhoffer (17). Zdaniem St. Lencewicza wpływ konfiguracji powierzchni przedplejstocenińskiej na zasypanie lodowcowe był tak znaczny, że nawet rozmieszczenie form akumulacji łądolodu wiązał on z rzeźbą podłoża.

Prócz autorów, w wielu przypadkach przeceniających zależność plejstocenu od jego podłoża, należy wymienić badaczy (4, 5), którzy raczej

nie widzą większego wpływu starszego podłoża na sposób wykształcenia się plejstocenu.

Przy omawianiu stosunku zachodzącego między plejstocenem a formacjami starszymi wyłania się inne jeszcze zagadnienie, mianowicie ruchów tektonicznych, wśród których należy wyróżnić zaburzenia tektoniczne wywołane naciskiem lądolodu (glacitektonika) od zaburzeń wywołanych tektoniką właściwą (wglębna), co jest przy obecnym stanie badań na Niżu oraz metod pracy zadaniem niezmiernie trudnym. Na ogół zagadnienie tektoniki niżowej, a w szczególności tektoniki glacialnej jest u nas zupełnie zaniedbane, jeśli nie brać pod uwagę przygodnie i dorywczo zebranych obserwacji z tej dziedziny, ogłaszanych raczej na marginesie prac o innej tematyce. Jedynie praca J. Lewińskiego (11), oparta na bogatszych obserwacjach w Danii, wprowadza szczegółowiej w zagadnienia zaburzeń tektonicznych, pojawiających się w obrębie pokrywy plejstoceniowej oraz związku tych zaburzeń z podłożem i ruchami lądolodu. Z pracy J. Lewińskiego jasno wynika, że zagadnienia tektoniczne na obszarze Niżu są niezmiernie subtelne. Dlatego też wyjaśnienie ich wymaga gruntownych studiów opartych na:

- 1) szczegółowym zdjęciu terenowym,
- 2) szczegółowych zdjęciach licznych i dobrych odsłoneń i
- 3) gęstej sieci wierceń.

Spełnienie tych wszystkich warunków w krótkim czasie jest niemożliwe, tym niemniej nagromadzone materiały wiertnicze oraz odkrywkowe pozwolą na wyjaśnienie niektórych współzależności między pokrywą plejstoceniową a jej podłożem.

W niniejszej pracy omawiam zagadnienia te na tle materiałów zebranych dla środkowych części Niziny Wielkopolskiej, arkusz Poznań 1 : 300 000.

Sporządzone mapy — powierzchni mioceniowej (tabl. XI), powierzchni podplejstoceniowej (tabl. XII), miąższości pliocenu i plejstocenu oraz profile i wykresy dla wymienionego obszaru — oparto na około 1000 wierceń i obserwacji terenowych. Ten bogaty materiał ma niejednorodną wartość, co wynika przede wszystkim z nierównomiernego rozmieszczenia obserwowanych faktów. Pewne obszary, głównie miejskie, posiadają liczne wiercenia, a równocześnie duże obszary są ich niemal zupełnie pozbawione (tabl. IX). Mimo tych dużych luk zestawiony materiał ilustracyjny

daje niewątpliwie dość szczegółowy obraz budowy geologicznej Niziny Wielkopolskiej, informując o związkach plejstocenu z formacjami głębszymi, co jest głównym tematem niniejszej rozprawy.

POWIERZCHNIA PODMIOCEŃSKA

W spągu osadów mioceńskich¹ leżą utwory kredowe, jurajskie oraz triasowe. Cechsztyń występuje jedynie w wysadach (14) i posiada niewielkie rozprzestrzenienie.

Zgodnie z poglądami B. Brokampa (1) zarysowują się na omawianym obszarze następujące jednostki tektoniczne:

1) na północy wielka antyklina kujawska będąca fragmentem wielkiego wału czaplineckiego o ogólnym biegu: Góry Świętokrzyskie — Czaplinek — Dania oraz

2) na południe od niej rozległa synklina wielkopolska (konińsko-gnieźnieńsko-obornicka), znajdująca się — według ujęcia B. Brokampa — po zachodniej stronie wału czaplineckiego w obrębie wielkiej niecki dolnosaskiej.

Bieg tych jednostek jest mniej więcej ten sam, a mianowicie WNW — ESE.

W związku z tego rodzaju strukturą geologiczną środek obszaru, w szerokim pasie o kierunku WNW — ESE, zajmują wapienie górnej kredy, wypełniające rozległą i płaską synklinę. Na skrzydłach południowym i północnym synkliny pojawiają się piaski, łyły i margle kredy dolnej, wreszcie utwory jurajskie: wapienie i dolomity malmu oraz margle i piaskowce doggeru. Cały obszar na południowy zachód od Poznania zajmuje jura. Na obszarze antykliny występuje formacja najstarsza na tym terenie — trias (lias) w postaci łyły i piaskowców (8).

Ta różnorodna pod względem składu litologicznego powierzchnia wykazuje dość znaczne deniwelacje, osiągające 300 m pomiędzy najwyższym punktem powierzchni podtrzeciorzędowej w Wapienniu, wznoszącym się 100 m nad poziomem morza i najniższym w Ciszku (NW róg omawianego obszaru), leżącym 200 m poniżej poziomu morza. Deniwelacje współczesnej powierzchni na omawianym obszarze nie przekraczają 163 m, tyle bowiem wynosi różnica między punktem najwyższym (Złota Góra koło Konina — 181 m) i najniższym (w dolinie Noteci pod Czarnkowem — 38 m). Wobec tego należy stwierdzić, że zróżnicowanie orogra-

¹ właściwie trzeciorzędowych, gdyż utwory oligoceńskie (piaski względnie łyły glaukonitowe) zanotowane w kilku punktach, jako poziom nikłej miąższości i niepewnej sytuacji stratygraficznej, zostały potraktowane wspólnie z mioceniem.

ficzne powierzchni mezozoicznej jest daleko żywsze od rzeźby powierzchni dzisiejszej.

Powierzchnia mezozoiczna leży najwyżej w południowo-wschodnim narożu omawianego obszaru. Mianowicie w rejonie konińskim dochodzi do 75 *m* n. p. m., a na wale kujawskim (Inowrocław, Pakość, Wapienno), gdzie zanotowano maksymalną kulminację powierzchni podtrzciorzędowej, osiąga 100 *m* n. p. m. Ku zachodowi, a szczególnie ku północnemu zachodowi, obniża się zupełnie wyraźnie, co ilustruje przekrój II (tabl. XIII) poprowadzony w kierunku NW — SE.

Z przekroju tego widać, iż powierzchnia mezozoiczna opada na przestrzeni 160 *km* od + 70 *m* pod Koninem do — 200 *m* pod Ciszkowem, co daje ogólne pochylenie 1,7‰. Jest ono na tym obszarze większe od dzisiejszego, które wynosi tylko 1‰. Jeszcze większy spadek zaznacza się na odcinku od Ciszkowa (— 200 *m*) do Wapienna (+ 100 *m*), które są oddalone od siebie tylko o 100 *km*.

Pochylenie powierzchni mezozoicznej na wymienionym profilu jest nierównomierne. W rejonie Konina widoczny jest rodzaj *plateau*, które poczynając od Kleczewa opada łagodnie w kierunku Wrześni do poziomu morza. W rejonie Wrześni występuje wyraźna depresja powierzchni mezozoicznej sięgająca prawdopodobnie około 100 *m* poniżej poziomu morza. Pod Dziekanowicami powierzchnia mezozoiku podnosi się do poziomu morza, a następnie obniża się, schodząc pod Ciszkowem do 200 *m* poniżej poziomu morza.

Na tej niezmiernie charakterystycznej linii profilowej zaznaczają się wyraźnie następujące elementy różnego rzędu:

- 1) elewacja konińska,
- 2) depresja wrzeńska,
- 3) próg dziekanowicki oraz
- 4) depresja obornicko-ciszkowska.

Przekroje III (tabl. XIV) i I (tabl. XIII), przecinające omawiany obszar w kierunku południkowym, dają nieco odmienny obraz. W przekroju III (Książ — Września — Gniezno — Wapno) powierzchnia mezozoiczna znajduje się na całej przestrzeni poniżej poziomu morza, przy czym najwyżej położony punkt — 10 *m* znajduje się pod Wrześnią. W kierunku północnym powierzchnia mezozoiczna obniża się łagodnie do — 65 *m*. Odcinek południowy zapada pod Książem do — 80 *m*, a pod Wrześnią jeszcze niżej. Część południowa leży zatem niżej od północnej. Ważnych faktów dostarczają wiercenia we Wrześni, gdzie stwierdzono różnice wysokości powierzchni mezozoicznej wynoszące około 100 *m* na przestrzeni zaledwie 2,5 *km*, co daje spadek równy 40‰. Jest to niewątpliwie spadek bardzo znaczny w na ogół monotonnej rzeźbie po-

wierzchni mezozoicznej, jest on jednak zbyt mały, by wyciągać wnioski o zdyslokowaniu formacji kredowej. J. H e s e m a n n przedstawiając profil rejonu konińskiego (6) stwierdził zbyt duże zdyslokowanie w obrębie formacji kredowej. Mimo stosunkowo gęstej sieci wierceń okazało się, że autor ten oparł swą koncepcję o zdyslokowaniu kredy na niewystarczającej ilości punktów, z których wysnuć można również i odmienne wnioski. Najbliższe bowiem punkty wierceń, z których wymieniony autor wyprowadził dyslokację, są oddalone od siebie o 320 m, przy czym różnica w poziomach kredy obu tych punktów wynosi zaledwie 28 m, co daje pochylenie wynoszące tylko 5‰. Między obu punktami zarysowuje się więc łagodnie opadająca skarpa, której tektoniczny charakter wobec braku wierceń pośrednich między obu punktami skrajnymi jest raczej wątpliwy.

Przekrój IV (tabl. XIV) o kierunku SW — NE, poprowadzony po przekątnej omawianego obszaru, tj. na linii Kościan — Kostrzyń — Gniezno — Mątwy, wykazuje także, iż południowo-zachodnia część powierzchni mezozoicznej leży niżej od części północnej. W części północnej zaznacza się elewacja inowrocławska (Mątwy), obok której występuje wielkie obniżenie mogileńskie, którego dno mezozoiczne dotąd jest nieznanne.

Przedstawiony wyżej obraz urzeźbienia powierzchni mezozoicznej (podmioceńskiej) jest niewątpliwie efektem przeobrażeń wtórnych w pierwotnej powierzchni mezozoicznej, która była zapewne bardziej wyrównana.

MIOCEN

FORMACJA WĘGLA BRUNATNEGO

Formacja węgla brunatnego powszechnie zaliczana do miocenu (11, 14) zalega cały omawiany obszar. Ze względu na pokaźne pokłady węgla brunatnego, znajdującego się często w tej formacji, na występowanie mających znaczenie przemysłowe piasków kwarcowych, wreszcie ze względu na istnienie ważnego poziomu wodonośnego, formacja ta jest przedmiotem coraz większego zainteresowania.

Pokłady miocenu składają się w przeważającej masie z piasków kwarcowych, a następnie z glin i iłów oraz z węgla brunatnego. Ilościowy udział tych skał w profilu mioceńskim przedstawia poniższa tabela oraz tabl. X.

Niewątpliwie najdokładniejszy obraz dają wiercenia, które przebiły miocen, a także w pewnym stopniu wiercenia, które nawierciły miocen od 40 do 60 m. Te ostatnie reprezentują najprawdopodobniej już prawie całe profile miocenu (co najwyżej bez kilku metrów). Wysoki procent

węgla brunatnego w wierceniach, które nawierciły miocen do 40 m miąższości, pochodzi stąd, iż obliczono go z niekompletnych wierceń (profilów), w których partii spągowej, składającej się niemal wyłącznie z piasków kwarcowych, brak.

TABELA 7

Sumarycznie przypada na:	Piaski kwarcowe	Gliny i ły	Węgiel brunatny
	w % badanego profilu		
1) w wierceniach, które przebiły miocen	72,6	20,2	7,2
2) w wierceniach, które nawierciły miocen od 40 do 60 m	58,7	29,5	11,8
3) w wierceniach, które nawierciły miocen od 20 do 40 m	56,5	25,3	18,2

Całkowity udział węgla brunatnego w formacji tej na omawianym obszarze nie przekracza 10%, a glin i łów 25%.

Co się tyczy miąższości formacji węgla brunatnego, to jest ona bardzo zmienna i waha się w granicach od 0 na garbie kujawskim do 205 m w NW części naszego obszaru. Przeciętna miąższość miocenu wynosi 47,7 m. Z przekrojów I—IV widać, iż w zagłębieniach powierzchni mezozoicznej miąższość miocenu jest większa, podczas gdy na elewacjach (garb kujawski, próg dziekanowicki, elewacja konińska) jest znikoma. Można ogólnie stwierdzić — niezależnie od pewnych nierówności w powierzchni miocenińskiej, powtarzających rzeźbę powierzchni mezozoicznej, że miocen wyrównał deniwelacje powierzchni mezozoicznej.

POWIERZCHNIA MIOCEŃSKA

W powierzchni miocenińskiej zarysowują się następujące regiony (fig. 33):

1) Rozległa elewacja konińska, z której w kierunku północno-zachodnim wybiega szeroki, łagodny wał gnieźnieńsko-wągrowiecki. Niejako przedłużenie tego wału w północno-wschodnim narożu mapy stanowi wał pamiątkowsko-czarnkowski. Ten zespół wyniosłości tworzy pewnego rodzaju kręgosłup strukturalny powierzchni miocenińskiej omawianego obszaru i na pewnych odcinkach wykazuje przebieg NW — SE.

2) Szereg depresji, grupujących się po obydwu stronach wału gnieźnieńsko-wągrowieckiego. Wśród depresji tych należy wymienić:

a) po stronie północnej wału depresje: mogileńsko-żnińsko-wapnowska i chodziesko-rogozińska,

b) po stronie południowej depresje: rozległa depresja kościańsko-sremsko-poznańska, o kształcie odwróconej litery T oraz szereg drobniejszych depresji, jak: wrzesińska, bukowska i inne.

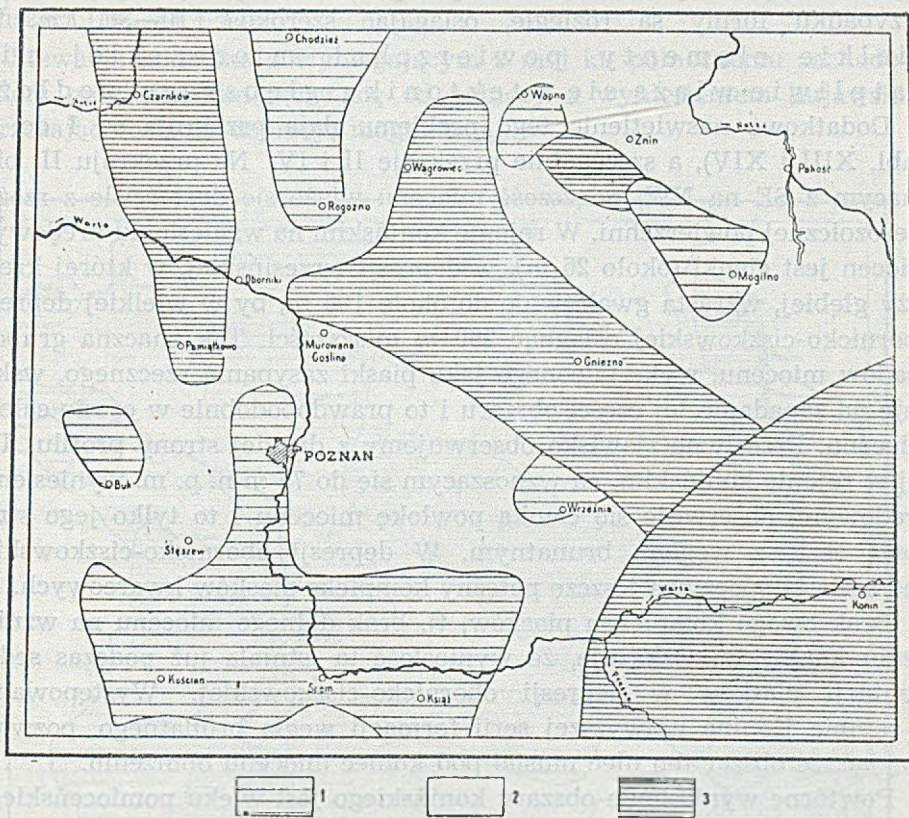


Fig. 33

Główne elementy morfologiczne powierzchni mioceniowej

1 — zagłębienia; 2 — obszary wyrównane; 3 — wyniesienia.

Tak wzniesienia jak i obniżenia powierzchni miocenu tworzą formy bardzo łagodne. Dość wspomnieć, że różnica między najniższym leżącym punktem (-41 m w depresji chodzieskiej) a najwyższym ($+100\text{ m}$ na elewacji konińskiej) wynosi tylko 140 m . Zatem deniwelacje powierzchni mioceniowej nie przekraczają 140 m , a więc nie odbiegają od dzisiejszych.

W porównaniu z powierzchnią mezozoiczną, w której — jak wyżej wspomniano — deniwelacje osiągają 300 m , powierzchnia mioceniowa jest znacznie równiejsza.

Zdecydowana kierunkowość wałów SE—NW oraz do pewnego stopnia depresji (depresja mogileńsko-żnińska powtarza dość dokładnie kierunek

wałuj, a szczególnie rozległość opisanych wyżej elementów wyłącza ich genetyczny związek z łądolodem. Formy wyprasowane przez łądolód znane z licznych punktów Ziemi Lubuskiej (2) i Mazowsza (10, 12), reprezentują formy drobne o małym promieniu, podczas gdy w tym przypadku formy są rozległe, osiągając szerokość 10—30 km. Te wielkie elementy powierzchni miocenińskiej niewątpliwie wiążą się z tektoniką głębszego podłoża.

Dodatkowe naświetlenie tego problemu dają przekroje od I do IV (tabl. XIII i XIV), a szczególnie przekroje II i IV. Na przekroju II, biegnącym z SE na NW, miąższość miocenu wiąże się dość ściśle z rzeźbą mezozoicznej powierzchni. W rejonie konińskim na wzniesieniu kredowym miocen jest cienki (około 25 m), w depresji wrześnińskiej, w której kreda leży głębiej, wzrasta gwałtownie do około 100 m, by w wielkiej depresji obornicko-ciszowskiej osiągnąć 200 m miąższości. Tak znaczna grubość osadów miocenu, wykształconego jako piaski zasypania rzeczno-ego, wskazuje na zapadanie tej części obszaru i to prawdopodobnie w czasie całego miocenu. Przeciwnie zjawisko obserwujemy z drugiej strony profilu. Tutaj w rejonie konińskim, na wznoszącym się do 75 m n. p. m. wyniesieniu kredowym, obserwuje się cienką powłokę miocenu i to tylko jego stropową serię z węglem brunatnym. W depresji obornicko-ciszowskiej pod serią tą spoczywa jeszcze potężny kompleks piasków kwarcowych.

Brak owego kompleksu piasków, tj. brak dolnego miocenu na wzniesieniu konińskim wskazuje, że wyniosłość ta istniała już podczas sedymentacji piasków w depresji obornicko-ciszowskiej. Występowanie w rejonie Konina najwyższej serii formacji węgla brunatnego pozwala przyjąć, że obszar ten ulec musiał pod koniec miocenu obniżeniu.

Powtórne wyniesienie obszaru konińskiego jest wieku pomiocenińskiego podobnie jak i powstanie progu dziekanowskiego, o czym będzie mowa niżej.

PLIOCEN

INTERPRETACJA MAP POWIERZCHNI PLIOCENU I MIOCENU

Między urzeźbieniem powierzchni pliocenińskiej (fig. 34) i miocenińskiej (fig. 33) zachodzi dość daleko posunięta analogia. Podobnie bowiem jak na powierzchni miocenińskiej, tak i w rzeźbie pliocenińskiej zaznacza się elewacja konińska, z której wybiega w kierunku NW wał gnieźnieński. Ukształtowanie powierzchni pliocenińskiej powtarza również w dużym przybliżeniu depresje powierzchni miocenińskiej, a więc mogileńską, żnińsko-chodziesko-rogozińską i wielką depresję kościańsko-śremską z tym, że w stosunku do powierzchni miocenińskiej nastąpiło pewne prze-

suniecie depresji. To dość znaczne podobieństwo w urzeźbieniu obydwu powierzchni uwidaczniają załączone schematyczne mapki, przedstawiające główne jednostki morfologiczne powierzchni miocenijskiej i plioceńskej (fig. 33 i 34).

Elewacja konińska z wybiegającym z niej ku północnemu zachodowi wałem gnieźnieńskim łączy się od północy z wyniesieniem kujawskim obrzeżając rozległą depresję mogileńską.

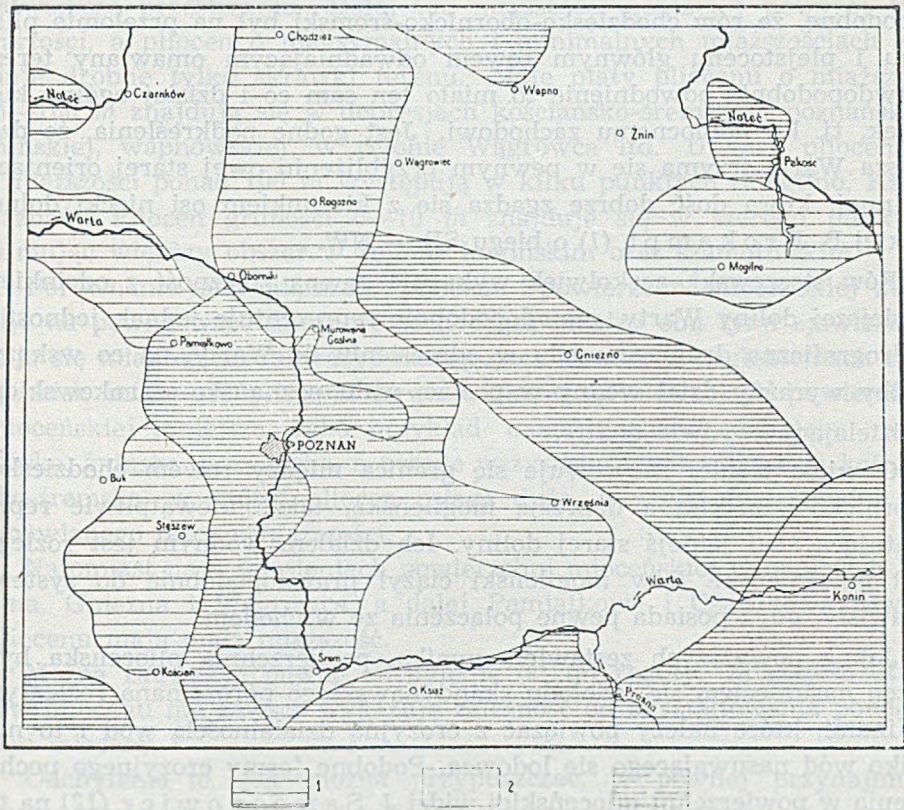


Fig. 34

Główne elementy morfologiczne powierzchni podplejstocenijskiej
1 — zagłębienia; 2 — obszary wyrównane; 3 — wyniesienia.

Równoległe do południkowego odcinka Warty przebiega wał poznański, mający przedłużenie dalej ku północnemu zachodowi w kierunku Czarnkowa. Wielkie depresje: śremska i chodzieska łączą się pod Murowaną Gośliną i Obornikami, dając w efekcie rozległe zagłębienie oddzielające wały gnieźnieński i kujawski od poznańskiego. To wielkie zagłębienie posiada na odcinku Września — Oborniki bieg SE — NW

i następnie na odcinku Murowana Goślina — Chodzież bieg południkowy. W części południowej rozgałęzia się ono i tworzy rów wrzesiński i śremski. Po zachodniej stronie wału poznańskiego występuje rów kościańsko-stęszewski o przebiegu południkowym. Ma on przedłużenie ku północy i północnemu zachodowi.

Wyraźna kierunkowość i ciągłość opisanych rowów wskazuje, że są to stare doliny rzeczne w powierzchni plioceńskiej.

Na tle ogólnej konfiguracji powierzchni plioceńskiej wydaje się prawdopodobne, że rów chodziesko-obornicko-śremski był na przełomie pliocenu i plejstocenu głównym rowem odwadniającym omawiany teren. Prawdopodobnie odwodnienie to miało ten sam co i dzisiaj ogólny kierunek, tj. ku północnemu zachodowi. Jest godne podkreślenia, że dzisiejsza Warta trzyma się w pewnym przybliżeniu owej starej orientacji dolinnej, która dość dobrze zgadza się z kierunkiem osi niecki dolnosaskiej B. B r o k a m p a (1) o biegu SE — NW.

Rów stęszewski, aczkolwiek wykazuje pewną zbieżność z odcinkiem dzisiejszej doliny Warty, prawdopodobnie reprezentuje jednak jednostkę hydrograficzną drugiego rzędu w odniesieniu do Warty, na co wskazywałby wyraźny dział wodny w postaci wału poznańsko-czarnkowskiego oddzielający obydwie doliny.

O wiele jaśniej zarysowuje się granica między rowem chodziesko-obornicko-śremskim a depresją mogileńską, także niewątpliwie reprezentującą ślad jakiejś starej doliny. Ich działem wodnym jest rozległy wał gnieźnieński. Rów mogileński ciążył prawdopodobnie do systemu Prawisły, gdyż posiada pewne połączenia ze wschodem.

Jak z powyższych zestawień wynika, powierzchnia plioceńska była przed nasunięciem się lądolodu skandynawskiego porozcinana rozległymi dolinami, które należy powiązać z erozyjną działalnością wód i to nie tylko wód nasuwającego się lodowca. Podobne formy erozyjnego pochodzenia w powierzchni plioceńskiej widzi J. S a m s o n o w i c z (12) na terenie niecki mazowieckiej, a w rynnę występującej w tej powierzchni na wschód od Warszawy upatruje łożysko Prawisły.

Kiedy więc lądolód nasuwał się na omawiany teren, zastał łąd o lekko falistej powierzchni, być może ze szczątkowymi jeziorami, będącymi pozostałością po „morzu“ plioceńskim, które, zdaniem A. J e n t z s c h a (7), obejmowało rozległy obszar, równający się mniej więcej Morzu Kaspijskiemu. Depresje zamknięte, a także depresje znajdujące się w obrębie dolin-rowów reprezentują prawdopodobnie ślady jezior już z fazy lądowej pliocenu.

INTERPRETACJA MAPY MIĄŻSZOŚCI PLOCENU

Miąższość plocenu jest bardzo zmienna i waha się w granicach od 0 do przeszło 100 *m* (w Padniewie pod Mogilnem — 101 *m*, w Książu — 104 *m*); miąższość przeciętna wynosi 56 *m*. Grubość plocenu omawianego obszaru tylko nieznacznie ustępuje miąższości tych samych utworów w niecce mazowieckiej, gdzie maksimum osiąga w Warszawie — 145 *m* (10, 12).

Utwory plocenu o miąższości od 30 do 50 *m* i od 50 do 75 *m* zajmują największe przestrzenie. Dalej idą miąższości poniżej i powyżej tych wartości, a plocen o maksymalnych i minimalnych miąższościach zajmuje drobne tylko skrawki terenu. Małe płyty plocenu o miąższości 75—100 *m* znajdują się w depresjach kościańsko-śremskiej, poznańskiej, żnińskiej, wapnowskiej, w rejonie Wągrowca itd. Utwory plocieńskie o miąższości ponad 100 *m* występują w kilku punktach (Mogilno, Książ, Poznań). Plocen grubości 0—10 *m* znajduje się w szeregu punktów, zajmując większy obszar w rejonie konińskim oraz szamotulskim.

Porównanie map miąższości plocenu i powierzchni mioceńskiej wskazuje na pewną współzależność zachodzącą między obu tymi zjawiskami. Daje się mianowicie zauważyć następująca zasada: w zagłębieniach mioceńskich miąższość plocenu bywa większa, na elewacjach powierzchni mioceńskiej mniejsza. Jako przykład mogą posłużyć depresje: mogileńska, żnińska, poznańska, a przede wszystkim wielka depresja kościańsko-śremska, w której plocen osiąga duże, a nawet maksymalne dla omawianego terenu miąższości.

Natomiast na wzniesieniach powierzchni mioceńskiej w okolicach Konia, Gniezna i Wągrowca, a dalej Pamiątkowa i Czarnkowa utwory plocenu mają małą miąższość.

Można zauważyć pewne odchylenia od tej reguły. Miąższość utworów plocenu nie zawsze wykazuje zależność od ukształtowania powierzchni miocenu.

Odchylenia te, jak można przypuszczać, w pewnej przynajmniej mierze wiążą się z glacitektoniką.

Nieznaczna miąższość plocenu na wzniesieniach powierzchni mioceńskiej, szczególnie na wzniesieniu konińskim oraz na garbie kujawskim, a większa w zagłębieniach tej powierzchni wskazuje, że

1) albo powierzchnia ta już przed plocieńską fazą sedymentacyjną była nierówna,

2) albo nierówności powierzchni mioceńskiej powstać mogły, i to jest najbardziej prawdopodobne, w czasie osadzania ilów pstrych, tj. w plocenie. W tym drugim przypadku niektóre partie dna zbiornika plocieńskiego zapadały, inne dźwigały się.

Ciągłość sedymentacyjna, jaka istnieje między mioceniem a pliocenem, na którą również zwraca uwagę J. Samsonowicz (12) przy opisie basenu mazowieckiego, wyłącza raczej możliwość istnienia między obu okresami przerwy, z którą można by powiązać powstanie nierówności powierzchni mioceńskiej. Okoliczność ta przemawia za tym, że powierzchnia mioceńska została urozmaicona w plejstocenie i później.

Dokładniejszy obraz zależności miąższości pliocenu od konfiguracji podłoża dają przekroje od I do IV (tabl. XIII i XIV).

Z przekrojów tych widać, że powierzchnia mioceńska znajduje się najczęściej w poziomie 0, względnie około 0 m n. p. m. Fakt ten skłania do przyjęcia poglądu, że ten właśnie poziom jest poziomem przetrwałej powierzchni, która mogła ulec ogólnemu wyniesieniu lub obniżeniu epejrogenicznemu (czego zresztą nie umiemy dowieść), ale nie uległa większym zaburzeniom orogenicznym. Odchylenia dodatnie od owej przetrwałej powierzchni mioceńskiej notujemy jedynie na wzniesieniach kredowych. I tak wyniosłość kredową konińską powtarza konińskie wzniesienie mioceńskie. Jeszcze jaskrawszego przykładu dostarcza próg dziekanowicki, w którym wzniesienie kredowe w sposób niezwykle wyraźny powtarza miocen a następnie pliocen, tworząc zdecydowaną wyniosłość plioceńską natury tektonicznej.

Powtarzanie się tego samego typu zaburzeń (sfałdowania) przez wszystkie wymienione wyżej formacje a więc kredę, miocen i pliocen dowodzi wieku popliocenijskiego, a zatem plejstocenijskiego tych zaburzeń.

Do analogicznych wniosków odnośnie sfałdowania w niecce mazowieckiej doszli J. Samsonowicz, J. Lewiński (11) i inni. Do tych samych wyników dochodzi J. Hessemann (6), który na podstawie obserwacji w rejonie konińskim zdyslokowanie kredy, miocenu i pliocenu na drobne elementy uważa za popliocenijskie.

Wszelako nie można każdego szczegółu tektonicznego w obrębie pliocenu wiązać z tektoniką głębszego podłoża. Dużą rolę w zaburzeniu pliocenu odegrała również tektonika lodowcowa. Niestety, jak dotąd, nie zawsze umiemy oddzielić zaburzenia tektoniki wgłębnej od tektoniki lodowcowej.

Otóż okazuje się, że pliocen na niektórych odcinkach leży w warstwie o spokojnym układzie i prawie tej samej miąższości. Tego rodzaju odcinków na załączonych przekrojach jest sporo. Jako przykład mogą posłużyć odcinki między Gnieznem a Mogilnem, także między Dziekanowicami a Kostrzyniem na przekroju IV, między Dalewem a Poznaniem na przekroju I itd.

Nasuwa się wniosek, że są to pokłady iłów pliocieńskich o pierwotnym ułożeniu i pierwotnej miąższości. Zupełnie wyrównana powierzchnia stropowa jak i spągowa iłów także za tym przemawiają. Rozumując dalej należy przyjąć, że powierzchnia pliocieńska tych właśnie odcinków reprezentuje powierzchnię przetrwałą, pierwotną, niewyruszoną z dawnego położenia ani przez tektonikę wgłębną ani przez glacitektonikę. Wszelkie odchylenia od tego zasadniczego pokładu iłów pliocieńskich, którego miąższość waha się w granicach od 40 do 65 m, należy odnieść do wtórnych przeobrażeń spowodowanych:

- 1) tektoniką głębszego podłoża,
- 2) erozją w powierzchni pliocieńskiej,
- 3) glacitektoniką.

Na wpływ tektoniki głębszego podłoża na miąższość oraz zdeformowanie pokładu pliocenu już wyżej wskazano.

Deformacje natury glacitektonicznej przejawiają się nieco inaczej niż deformacje wywołane tektoniką głębszego podłoża. Nacisk lodolodu deformował w pierwszym rzędzie stropową partię iłów pliocieńskich, nie naruszając powierzchni spągowej, jak to można obserwować np. na przekroju II, na odcinku Żabno—Siedlce. Zjawiska glacitektoniczne sięgały jednak niejednokrotnie głębiej, obejmując cały pliocen a nawet miocen.

Pięknego przykładu niewątpliwego wyciśnięcia pliocenu i wyruszenia powierzchni miocieńskiej z pierwotnego ułożenia dostarcza Czerwonak pod Poznaniem, w przekroju I (tabl. XIII). Na tym niezmiernie charakterystycznym przekroju obserwujemy co następuje: na odcinku południowym, tj. od Jerki po Poznań, pokład pliocenu jest niemal zupełnie nienaruszony i posiada miąższość 45 m. Pod Poznaniem w strefie moreny czołowej występuje gwałtowne zaburzenie typu wyprasowania (wyciśnięcia). Plastyczna masa ilasta uległa pod wpływem potężnego nacisku niejako upłynnieniu. Wyciskana w jednym miejscu, przelewa się w drugie. Tutaj nabiera na miąższości, kiedy w miejscu nacisku miąższość spada do kilkunastu lub nawet kilku metrów. W ten sposób powstaje cały szereg olbrzymich soczewek ilastych połączonych cienkimi warstwami z główną warstwą pliocenu, jak to przykładowo pokazuje odcinek profilowy spod Czerwonaka.

Nacisk lodu był jednak tak potężny, że wspomniane soczewki narzmiwiają nie tylko w górę aż pod szczyty moren czołowych, ale wgniatają się także w głąb, w osady miocenu, deformując jego pierwotną powierzchnię. Być może, że także deformacja w powierzchni mezozoicznej, występująca pod Czerwonakiem, wiąże się z tą samą siłą. Zdziwiająca zgodność zaburzenia powtórnego w powierzchniach: pliocieńskiej, miocieńskiej i kredowej, przemawia za tą koncepcją. Przy tego rodzaju

założeniu glacitektonika sięgałaby w rejonie Poznania do głębokości około 200 m.

Zagadnieniem zasięgu zjawisk glacitektonicznych zajmował się między innymi J. D a m m e r (2), który na Ziemi Lubuskiej, a więc na obszarze bezpośrednio przylegającym do terenu omawianego, stwierdził je do głębokości 150 m.

Tym niemniej należy pamiętać, że punktów, w których zjawiska glacitektoniczne sięgają tak głęboko, jest niewiele.

Wyodrębnienie zjawisk wywołanych przez glacitektonikę i przez tektonikę wgłębną jest rzeczą trudną.

Obok deniwelacji powierzchni plioceńskiej wywołanych przez glacitektonikę, należy także wymienić zagłębienia pochodzenia niewątpliwie erozyjnego. Takim przykładowym rowem erozyjnego pochodzenia jest rów mogileński, zaznaczający się nader wyraźnie na przekroju IV (tabl. XIV). Rów¹ ten o głębokości 90 m, szerokości w koronie 8 km, a w dnie z górą 3 km, tkwi w całości w pliocenie, który na odcinku Gniezno — Mogilno ma miąższość 60 m i jest zupełnie wyrównany. Za tym, że jest to forma erozyjna a nie tektoniczna, przemawiają następujące fakty:

1) jeśli byłaby to zapadłość tektoniczna, to cała bryła iłu plioceńskiego, jako zapadła, winna się znajdować pod dnem depresji, tymczasem — jak to z przekroju wynika — dno depresji opiera się wprost o miocen. Olbrzymia partia iłu została więc usunięta z depresji na innej drodze nietektonicznej,

2) że nie jest to efekt wyciśnięcia przez masę lodową, świadczy o tym nie tylko spokojny układ pliocenu po obu stronach depresji, ale przede wszystkim materiał wypełniający tę depresję.

CZWARTORZĘD

MIĄSZSZOŚĆ, STOSUNEK DO PLIOCENU

Powierzchniową warstwę omawianego obszaru stanowi czwartorzęd. Miąższość jego jest jeszcze bardziej zmienna niż pliocenu i miocenu i waha się w granicach od 0 do 120 m. Tyle bowiem wynosi maksymalna miąższość zanotowana w depresji mogileńskiej.

Przeciętna miąższość czwartorzędu tego obszaru wynosi 56 m, tj. mniej więcej tyle co swego czasu obliczył A. Z i e r h o f f e r (17) dysponujący nieporównanie uboższym materiałem wiertniczym.

¹ Rów mogileński jest uwidoczniiony zupełnie wyraźnie w profilu A. M a k o w s k i e g o (14), opracowanym dla tego rejonu w 1935 r.

W szczegóły rozkładu utworów czwartorzędowych według miąższości wprowadza mapa miąższości plejstocenu (tabl. XI).

Utwory czwartorzędowe o miąższości 50—30 i 30—20 *m* zajmują największe przestrzenie. Na czwartorzęd o maksymalnych i minimalnych miąższościach przypada już daleko mniejszy odsetek. Wśród płątów czwartorzędu o miąższości ponad 50 *m* należy wymienić płąty: chodziesko-rogoziński, mogileński, pobiedzisko-swarzędzki oraz bukowski. Wśród płątów czwartorzędu o minimalnej miąższości zasługuje na uwagę: największy płąt konińsko-słupecki, kujawski oraz szeroki pas towarzyszący Warcie do Śremu aż w dół rzeki poza Wronki.

Zestawiając mapy miąższości czwartorzędu oraz powierzchni plioceńskiej łatwo wyprowadzić następujące wnioski:

1) na wyniesieniach powierzchni plioceńskiej plejstocen posiada niemal z reguły najmniejsze miąższości. Przykładem elewacja konińsko-gnieźnińska, na której leżą utwory czwartorzędowe o małej miąższości. To samo odnosi się do elewacji kujawskiej,

2) przeciwnie, w zagłębieniach powierzchni plioceńskiej utwory czwartorzędowe wykazują maksymalne miąższości, o ile nie zostały zerodowane przez wody glacialne i postglacialne, jak to ma miejsce w szerokim pasie, towarzyszącym Warcie od Śremu w dół. Przykładem dużych miąższości w depresjach są czwartorzędowe płąty: mogileński, wrzesiński, swarzędzki, stęszewski oraz chodziesko-rogoziński.

Fakty powyższe jeszcze raz potwierdzają ogólnie przyjęty pogląd, iż lądolód intensywnie akumulował w zagłębieniach a nieporównanie słabiej na wyniesieniach, gdzie czynnik egzaracyjny często odgrywał decydującą rolę. Dość wspomnieć, że na garbie kujawskim w Wapiennie osady lodowcowe liczą zaledwie 5 *m*. Siła akumulacyjna lodu była więc tutaj minimalna.

Pewne światło na stosunek czwartorzędu do podłoża rzucają także załączone przekroje. Mianowicie, niemal zawsze wzniesieniom powierzchni plioceńskiej odpowiada malenie miąższości plejstocenu, i na odwrót — zagłębieniom podłoża towarzyszy wzrost grubości osadów lodowcowych. Przykładem tego jest cytowana już wyżej depresja mogileńska, w której grubość plejstocenu osiąga z górą 100 *m*, gdy obok — poza depresją — wynosi tylko 50 *m* i mniej. Podobne stosunki wykazuje depresja mściszewska pod Obornikami.

STRATYGRAFIA

Na ogół w profilach plejstocenu na omawianym terenie napotyka się idąc od góry: glinę brązową, czyli jak się ogólnie przyjmuje utwory zlodowacenia bałtyckiego, a niżej — glinę szarą starszych zlodowaceń,

przy czym najczęściej nie wiadomo, czy glina szara reprezentuje obydwie starsze zlodowacenia czy też tylko jedno z nich. W płytszych profilach zarysowują się przeważnie dwa horyzonty glacialne, a winno ich być na terenie Niziny Wielkopolskiej co najmniej trzy. Tyle bowiem zlodowaceń przyjmuje się na tym obszarze Polski.

Pełniejsze profile występują za to w depresjach plioceńskich, jak to udało się stwierdzić przede wszystkim w depresji mogileńskiej, gdzie, jak podkreślono już wyżej, plejstocen wykazuje największą miąższość na omawianym terenie. W tej depresji występują trzy poziomy glacialne, chociaż i w tym przypadku nasuwają się poważne zastrzeżenia i wątpliwości.

Dla zobrazowania charakteru akumulacji lodowcowej w depresjach plejstoceńskich, przytoczę dane z dwu przekrojów odwierconych w depresji mogileńskiej:

I wiercenie	II wiercenie	przypuszczalny wiek
a) 5 m piaszczysto-chuda żółta glina	9 m glina brązowa	zlodowacenie Varsovien II
b) 66 m szara marglista glina z kilku drobnymi warstwami piasku	35 m szara marglista glina	zlodowacenie Varsovien I
c) 15 m ily i piaski; utwory akumulacji wodnej	71 m ily i piaski; utwory akumulacji wodnej	interglacjał Maso- vien I
d) 7 m glazy	3 m szara glina	Cracovien
e) niżej il poznański	niżej il poznański	pliocen

Glina brązowa, występująca powszechnie w stropie plejstocenu, posiada grubość 5—9 m. Wyjątkowo pod Gnieznem wykazuje miąższość ponad 20 m i jest oddzielona od dolnych glin szarych fluwioglacjalami, względnie, jak to ma miejsce w Poznaniu, typowymi utworami interglacialnymi. Wynikało by z tego, że jest to istotnie odrębny poziom morenowy, należący do ostatniego zlodowacenia.

W depresji mogileńskiej brak jest utworów oddzielających glinę brązową od szarej, co niezmiernie osłabia znaczenie profilu.

Być może, że badania granulometryczne pozwolą w obrębie depresji mogileńskiej tę niejasność usunąć.

Poziom b — potężna seria glin szarych — posiada znaczną, jak na gliny lodowcowe, miąższość 66 m. Jest to zapewne glina zlodowacenia środkowo-polskiego, dzięki depresyjnemu położeniu prawdopodobnie w całości zachowana. Niżej przychodzą osady interglacjalne osiągające miąższość od 15 do 71 m, a w spodzie niewątpliwie resztki gliny krakowskiego zlodowacenia, jak w wierceniu II, lub jej residua w postaci gładowiska jak w wierceniu I.

Byłby to zatem jedyny wyraźniejszy profil z omawianego terenu a nawet z terenu Niziny Wielkopolskiej, z którego można by wnioskować o trzykrotnym zlodowaceniu tego obszaru.

Miąższość gliny zwałowej zlodowacenia bałtyckiego jest na ogół nieznaczna — 5 do 9 m, gdy zlodowacenia środkowo-polskiego ogromna — 60 do 70 m. Natomiast w spodzie brak gliny krakowskiej poza drobnymi resztkami. Z faktów tych wypływają następujące wnioski:

1) Nieznaczna miąższość gliny zlodowacenia bałtyckiego wskazuje na krótki pobyt lodu na omawianym terenie. Mała miąższość gliny to nie tylko efekt erozji poglacjalnej, jakbyśmy mogli wnosić. Ta sama erozja pracowała w interglacjale Masovien II, czasowo nie krótszym od postglacjału, w którym żyjemy, a jednak pozostawiła potężną serię gliny zlodowacenia środkowo-polskiego. Porównując zatem miąższość glin obu zlodowaceń można przyjąć, że okres trwania zlodowacenia Varsovien I był co najmniej sześć razy dłuższy od okresu trwania Varsovien II na obszarze Niziny Wielkopolskiej.

2) Brak gliny z okresu glacjału krakowskiego zgodny jest z poglądem Wł. Szafera o wielkim interglacjale. Był on tak długotrwały, że gliny zlodowacenia krakowskiego uległy niemal całkowitemu zniszczeniu. Potężna depresja mogileńska została wyerodowana właśnie w owym wielkim interglacjale. Żwiry i gładowiska spoczywające na jej dnie są dowodem rozmycia utworów zlodowacenia krakowskiego.

STOSUNEK POWIERZCHNI OBECNEJ DO POWIERZCHNI STARSZYCH FORMACYJ

Między rzeźbą dzisiejszej powierzchni a rzeźbą powierzchni starszych formacyj zachodzi tylko dość luźna zgodność. Można więc stwierdzić, że wzniesienie konińsko-gnieźnieńsko-skockie powierzchni pliocięńskiej znajduje odbicie w dzisiejszej tzw. „wyżynie gnieźnieńskiej“. Pewne odcinki pradoliny warszawsko-berlińskiej, mianowicie od Pyzdrów po Wolsztyn, pokrywają się w przybliżeniu z depresjami pliocięńskimi: śremską i kościańską, chociaż nie można nie zauważyć, że pradolina niejako przesunęła się na południową peryferię depresyj. Nastąpiło to zapewne w związku z popliocięńskim dźwignięciem się wału

gnieźnieńsko-rogozińskiego. To samo można powiedzieć o południkowym odcinku doliny Warty (Śrem — Oborniki), która w odniesieniu do depresji swarzędzkiej przesunęła się ku zachodowi, zatrzymując się dopiero na elewacjach (na południkowym wale poznańskim). Nie jest wykluczone, że jest to efekt poplioczeńskiego dźwignięcia wału gnieźnieńsko-rogozińskiego.

Z przytoczonych faktów wynika, że aczkolwiek akumulacja lodowcowa wyrównała dość dokładnie zagłębienia powierzchni plioczeńskiej nie zdołała jednak pokryć całkowicie głównych elementów morfologii powierzchni plioczeńskiej. Elementy te, wprawdzie bardzo złagodzone, a także w pewnym stopniu przeobrażone, powtarzają się jednak w powierzchni dzisiejszej. Zdaje się, że depresja mogileńska dostarcza najlepszego argumentu, przemawiającego za tym poglądem. Mimo jej całkowitego wypełnienia przez utwory czwartorzędowe, zagłębienie w dzisiejszej powierzchni, o względnej głębokości ponad 20 m, w miejscu starej depresji rysuje się zupełnie wyraźnie. Wał plioczeński gnieźnieńsko-skocki też powtarza się w dzisiejszej powierzchni. Tego rodzaju przykładów można by przytoczyć więcej.

Pogląd St. Lencwicza (10) na związek moren czołowych z konfiguracją podłoża czwartorzędu znajduje potwierdzenie, jeśli związków tych nie traktować zbyt ściśle.

Chociaż więc powierzchnia dzisiejsza jest przede wszystkim rezultatem pracy łądolodu i jego wód, to nie da się zaprzeczyć, że głębsze podłoże wywarło dość znaczny wpływ na dzisiejszą rzeźbę. Zrab tej rzeźby opiera się na głównych założeniach morfologicznych starszych powierzchni.

L I T E R A T U R A

1. Brokamp B. — Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost-Deutschland. *Reichstelle f. Bodenforsch. Jahrb.* Bd. 61, Berlin 1939.
2. Dammer J. — Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Uebersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete (1 : 100 000). *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1931.
3. Fleszar A. — Zur Evolution der Oberflächengestaltung des polnisch-deutschen Tieflandes. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.* Cracovie 1913.
4. Galon R. — Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla (Die Gestalt und Entwicklung des unteren Weichseltales in Beziehung zum geologischen Aufbau des unteren Weichselgebietes). *Bad. Geogr. Pol. półn.-zach.* 12/13, Poznań 1934.
5. Galon R., Passendorfer E. — Przewodnik XXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Kujawach i Pomorzu w r. 1948. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 17, Kraków 1948.
6. Hesemann J. — Ueber die Braunkohlenvorkommen von Konin und Warthstadt im Warthegau. *R.-A. Bodenforsch. Jahrb.* Bd. 63, Berlin 1943.
7. Jentzsch A. — Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von der Moltkegrube. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 31, T. 1, H. 1, Berlin 1910.
8. Krygowski B. — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Poznań 1 : 300 000 bez utworów czwartorzędowych (General Geological Map of Poland, sheet Poznań 1 : 300 000 — solid). *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1948.
9. Krygowski B. — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Poznań 1 : 300 000 — zakryta (General Geological Map of Poland, sheet Poznań 1 : 300 000 — drift). *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1948.
10. Lencewicz St. — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla (Glaciation et morphologie du bassin de la Vistula moyenne). *Państw. Inst. Geol. Prace*, t. 2, Warszawa 1927.
11. Lewiński J. — Dyluwium Polski i Danii (Das Diluvium von Polen und Dänemark). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 6, Kraków 1930.
12. Lewiński J., Łuniewski A., Małkowski St., Samsonowicz J. — Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Oddz. Warsz.* Warszawa 1927.
13. Lewiński J., Samsonowicz J. — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy północno-europejskiego (Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teile des nordeuropäischen Flachlandes). *Tow. Nauk. Warsz. Prace*, nr 31, Warszawa 1918.
14. Makowski A. — Węgle brunatne w Polsce. Arkusz IVc. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1935.
15. Poborski J. — Nowsze materiały do geologii złóż solnych w Wielkopolsce (Recent contributions to the geology of salt beds in Western Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 36, Warszawa 1947.
16. Schütze H. — Das Posener Land, Poznań 1923.
17. Zierhoffer A. — Zagadnienie powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich (Le problème de la surface sousdiluvienne sur le territoire de la Pologne). *Pokłosie Geogr.* Lwów 1925.

Богумил КРЫГОВСКИЙ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ОСНОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕЛЬКОПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

(с 6 табл. и 2 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

Данные бурений, проведенных на территории Велькопольской Низменности позволяют сделать следующие выводы:

1) На мезозойской поверхности описываемого района проявляются две тектонические единицы — познанская синклиналь и кувявская антиклиналь, простирающиеся с северо-запада на юго-восток.

2) На третичной поверхности (миоценовой) имеются поднятия и депрессии, направление и широкое распространение которых указывают, что они являются следствием тектонических движений более глубоких горизонтов. Движения, приводящие к поднятиям и опусканиям различных участков этого района продолжались в течении всего миоцена.

3) Поверхность отложений плиоцена повторяет довольно точно рельеф поверхности миоцена.

4) Поскольку одни и те же типы нарушений удастся проследить в отложениях мела, миоцена и плиоцена, можно сделать вывод, что эти нарушения являются следствием постплиоценовой глубинной тектоники, т. е., что возраст их является плейстоценовым. Гляциотектоника нарушает плиоцен до глубины около 200 метров.

5) Мощность плейстоцена меняется в границах от 0 до 120 метров. В плейстоценовых образованиях этого района чаще всего удается проследить два моренных горизонта, разделенные межледниковыми отложениями. Только в могильненской депрессии обнаружено три горизонта морен, что может служить подтверждением концепции трех оледенений Велькопольской Низменности.

Р Е З Ю М Е

Разрезы и карты плейстоцена и подстилающих его образований, опирающиеся на большом фактическом материале (около 1000 скважин

и полевых наблюдений), позволили установить взаимосвязь и взаимозависимость тектоники четвертичных отложений и залегающих ниже более древних пород. Выводы можно сформулировать следующим образом:

Мезозой

1) Мезозойская (домиоценовая) поверхность района, охватываемого листом карты 1 : 300 000 — Познань, сложена юрскими и меловыми отложениями. Они образуют большую, очень пологую познанскую синклиналь, которая занимает значительную часть описываемой территории, и кувявскую антиклиналь. Общее простирание этих основных тектонических элементов — ЮВ — СЗ, то есть совпадает с направлением оси поднятий Свентокржизские Горы — Иновроцлав — Чаплинек, описанных Б. Брокампом (1).

2) Мезозойская поверхность характеризуется довольно сильно развитыми формами рельефа, разницы абсолютных высот достигают для них 300 м; высоты же в пределах современной земной поверхности изменяются в границах всего около 160 м.

Миоцен

3) Миоцен описываемого района представлен, главным образом кварцевыми песками, которые составляют 72,6% образований миоценового возраста. Другие материалы, как глина и уголь, играют подчиненную роль. На глины приходится 20,2%, на уголь — 7,2%. Мощность миоцена меняется от 0 (кувявский вал, конинское поднятие) до 205 м в СЗ части. Средняя мощность составляет 40,5 м.

4) Поверхность отложений миоцена образует ряд складок (наивысший пункт „+ 100 м” находится на конинском поднятии, наинизший „— 41 м” в циншовской депрессии). На этой поверхности можно выделить следующие морфологические элементы:

конинское поднятие,

гнезненско-вонгровецкий вал, отходящий от конинского поднятия в северо-западном направлении,

паментково-чарниковский вал.

По обеим сторонам комплекса перечисленных возвышенностей, составляющих как бы уступ миоценовой морфологии, находятся депрессии с северной стороны:

могиленско-жнинская,
валновская,
ходеско-рогозенская,
и с южной стороны:

кощанско-сремско-познанская.

Отчетливая направленность всех этих элементов (юго-восток — северо-запад), а также их протяженность, указывают на то, что складчатость поверхности миоценовых образований связана с тектоникой подстилающих пород.

5) Значительная мощность миоцена в цишковской депрессии (20 м) и сравнительно небольшая на конинском поднятии (25 м) указывают, что движения в форме постепенных опусканий и поднятий имели место уже в миоцене. Дно цишковской депрессии постепенно углублялось в течение всего миоцена; свидетельствуют об этом большая мощность и полный профиль осадков миоцена, заполнивших эту депрессию. Конинское поднятие видимо было в миоцене крупным островом и, лишь в конце миоцена, подверглось некоторому опусканию и было прикрыто верхней серией миоценовых осадков (серия, содержащая бурые угли).

Наличие в пределах конинского поднятия верхнего миоцена, при отсутствии нижнего и среднего, подтверждает высказанную точку зрения.

П л и о ц е н

6) Поверхность отложений плиоцена, если абстрагировать от некоторых небольших отложений, повторяет довольно точно рельеф миоценовой поверхности. В ней намечаются почти те же самые морфологические элементы, а именно:

- а) конинское поднятие,
- б) гнезненский вал,
- с) познанско-чарниковский вал (здесь уже наступает некоторая модификация)

и почти те же самые депрессии к северу и к югу от конинско-гнезненских поднятий.

7) Ходеско-рогозенская депрессия, соединяясь в районе Муровиц Гослины со сваржэндзкой депрессией, образует типичный ров—северо-западного простирания на юге и меридионального на севере. Направленность, ширина и относительная глубина этого рва говорят за то, что он имеет долинный характер.

Значит, волнистость поверхности плиоцена была обусловлена, наряду с другими причинами, еще и эрозией. Выше упомянутый ров является долиной Пра-Варты с конца плиоцена.

Классическим примером эрозионного рва, сохранившегося на поверхности плиоцена, является еще могиленский ров прорезанный в плиоцене до осадков миоцена и заполненный плейстоценовыми образованиями.

Факты эрозионного размыва поверхности плиоцена в этом районе позволяют сделать весьма важный вывод, что плиоценовая поверхность в эпоху надвигания ледникового покрова со Скандинавии являлась континентальной поверхностью. Глубокий эрозионный прорез этой поверхности, о котором уже шла речь, мог иметь место только в том случае, если эта поверхность имела континентальный характер. Следует напомнить, что на эрозионный прорез плиоценовой поверхности в мазовецком бассейне уже обращал внимание Самсонович (12).

8) Мощность плиоцена колеблется в пределах от 0 до 104 м; средняя мощность составляет 37,4 м. Сопоставление карты мощностей отложений плиоцена с картой поверхности миоцена указывает, что на миоценовых поднятиях мощность отложений плиоцена незначительна а в депрессиях она резко увеличивается.

9) Участки плиоценовых отложений более или менее значительной мощности (около 40 м), не обнаруживающие каких-либо нарушений, представляют собой сохранившуюся плиоценовую серию в ее первоначальном виде не нарушенном тектоническими воздействиями. Все отклонения от этого сохранившегося горизонта были порождены тремя факторами:

- 1) собственной тектоникой,
- 2) гляцитектоникой,
- 3) эрозией.

Повторяемость тех же самых типов нарушений (складчатости) в отложениях мела, миоцена и плиоцена свидетельствует о том, что эти нарушения являются следствием собственной тектоники постплиоценового времени, то есть что возраст их плейстоценовый.

10) Гляцитектоника нарушила плиоцен и миоцен, захватывая в отдельных случаях (Познань) даже меловые отложения, то есть проникая до глубины 200 метров. В основном же гляцитектоника воздействовала только на плиоцен и то преимущественно на его верхние горизонты.

В разрезе I дан классический пример гляцитектонического нарушения плиоцена в поясе конечных морен вблизи Познани.

Плейстоцен

11) Мощность плейстоцена колеблется в границах от 0 до 120 м (могиленская депрессия); средняя мощность достигает 45 м.

На поднятиях плиоценовой поверхности мощность плейстоцена минимальна (конинское и куявское поднятия), а в ее углублениях максимальна (могиленская депрессия, ходеская и другие).

Следовательно, ледниковый покров накапливал материал в углублениях и сдирал его с приподнятых участков подплейстоценовой поверхности.

12) В плейстоцене описываемого района обычно удается проследить два моренных горизонта: верхний (коричневые валунные глины), связываемый с балтийским оледенением и нижний (серые валунные глины), относимый к более древним оледенениям — средне-польскому и карпатскому.

Верхний горизонт обычно бывает отделен от нижнего флювиогляциальными образованиями, или ледниковыми отложениями.

Только в могилненской депрессии, где плейстоцен обладает наибольшей мощностью, по сравнению с иными участками описываемого района, намечаются три моренных горизонта, что подтверждает концепцию о трех оледенениях Велькопольской Низменности.

13) Незначительная мощность балтийской морены (5—9 м), при мощности средне-польской морены достигающей 66 метров, указывает, что балтийское оледенение на территории Велькопольски продолжалось недолго, будучи, приблизительно в 6 раз короче, чем среднепольское оледенение.

Почти полное отсутствие морен карпатского оледенения свидетельствует о том, что межледниковая эпоха мазовецкая I (так называемая Великая Межледниковая Эпоха) была очень длительной.

14) Существует только отдаленная связь между рельефом современной поверхности и поверхностями более древних эпох. Приподнятые партии и углубления поверхностей более древних формаций проявляющиеся весьма отчетливо, отражены в современном рельефе лишь в общих чертах в виде сильно сглаженных форм.

Bogumił KRYGOWSKI

QUATERNARY AND THE SUBSTRATUM OF THE CENTRAL PART OF THE WIELKOPOLSKA LOWLAND

(with 6 pl. and 2 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

The following conclusions could be drawn on the basis of the bore-hole data of the Wielkopolska Lowland (Western Poland):

1. Two tectonic units occur in the Mesozoic surface of the area mentioned — Poznań syncline and the Kujawy anticline; both elements are of a SE — NW strike.
2. The elevations and depressions occur in the Tertiary (Miocene) surface. The distinct direction and the extent of these morphological elements prove that they are the result of a deeper substratum tectonics. The upward and downward movements took place during the whole Miocene period.
3. The relief of the Miocene surface is rather truly reproduced by the Pliocene surface.
4. The repetition of the same type of disturbances through the Cretaceous, Miocene and Pliocene prove that this is the consequence of the tectonics proper from the post-Pliocene i. e. Pleistocene period. The glactectonics has disturbed the Pliocene and Miocene reaching a depth of 200 *m*.
5. The thickness of the Pleistocene oscillates within the limits from 0 to 120 *m*. The Pleistocene of the discussed area proves in most cases two morainic horizons separated by an interglacial. Three morainic horizons are outlined only in the Mogilno depression, which confirms the opinion about the triple glaciation of the Wielkopolska Lowland.

The relations between the Quaternary and older formations, occurring under the Quaternary, were possible to be defined on the basis of the Pleistocene profiles (taken from 1 000 bore-holes) and maps of the substratum.

The following are the inferred conclusions:

MESOZOIC

1) The Cretaceous and Jurassic occur in the Mesozoic (sub-Miocene) surface of the map area 1 : 300 000 Poznań. They represent a large, very flat Poznań syncline which occupies the greater part of the area and also the anticline of Kujawy. The general strike of both elements is SE — NW; this strike is conform to the axis of the anticline: Święty Krzyż Mountains — Inowrocław — Czaplinek, described by J. Br o k a m p (1).

2) The Mesozoic surface proves a rather strong relief comprised within the limits of 300 m, while the relief of the present surface hardly oscillates within the limits of 163 m.

MIOCENE

3) The Miocene of the discussed area is mostly (72,6%) developed as quartz sands. The importance of other materials like clays, loams and lignite is of a much more inferior character: 2,2% for clays and loams, and 7,2% for lignite.

The thickness of the Miocene varies from 0 (Kujawian ridge, Konin elevation) — up to 205 m in NW part. The average thickness amounts to 40,5 m.

4) The Miocene surface is uneven (the uppermost point + (100 m) on the Konin elevation, the lowest — 41 m in the Ciszaków depression) and proves the following morphological elements:

The Konin elevation,

The Gniezno — Wągrowiec ridge stretched NW from the Konin elevation,

The Pamiątkowo — Czarnków ridge.

The following depressions occur, on both sides of the group of the above mentioned elevations, which represent as if the backbone of the Miocene morphology:

on the northern side:

Mogilno — Żnin — Wapno,

Chodzież — Rogoźno,

and on the southern side:

Kościąn — Śrem — Poznań.

The distinct direction of these elements (SE — NW) and their extent prove that the shape of the Miocene surface is close to the tectonics of the deeper substratum.

5) The considerable thickness of the Miocene in the Ciszkowo depression (200 m) and the small one in the Konin elevation (25 m) prove that the downward and upward movements already took place in the Miocene. The basal part of the Ciszkowo depression subsided during the whole Miocene, as may be proved by the considerable thickness and the full Miocene profile. The Konin elevation, which probably represented a larger island during the Miocene, is lowered only at the end of the Miocene when it is covered by the top part of the Miocene (the series with lignite). The occurrence of the Upper Miocene on the Konin elevation, and the absence of the middle and lower Miocene, seem to support that suggestion.

PLIOCENE

6) The Pliocene surface, except certain small deviations, repeats rather well the relief of the Miocene surface. One may notice nearly the same morphological elements, viz:

- the Konin elevation,
- the Gniezno ridge,
- the Poznań — Czarnków ridge (we find here a certain modification),
- and nearly the same depressions on the northern and southern sides of the Konin — Gniezno elevation.

7) The depressions: Chodzież — Rogoźno which joins the Swarzędz depression through the Murowana Goślina, gives a typical trough of a SE — NW strike in the southern part and a meridian one in the northern part, the valley character of which is doubtless, as results from the direction, width and relative depth of the trough.

The undulation of the Pliocene surface results, among others, from the erosive dissection. The above mentioned trough is the valley of the old-Warta from the decline of the Pliocene.

As classical example of a trough outlasting in the Pliocene surface, of a doubtless erosive origin, may be considered among others, the Mogilno trough incised in the Pliocene down to the Miocene surface, and completely filled with the Pleistocene.

A far-reaching conclusion may be drawn from the erosive dissection viz. that the Pliocene surface represented during the advance of the Scandinavian inland ice a continental surface. Such a mighty dissection of that surface, as was already mentioned, might take place only upon a continental surface. We must point out that J. Samsonowicz (12) was the geologist who had already drawn attention to the fact of the erosive dissection of the Pliocene surface within the Masovian Basin.

8) The Pliocene thickness oscillates within the limits of 0—104 *m*, the average equalling 37,4 *m*. The comparison of the maps of the thicknesses of the Pliocene and of the Miocene surface proves that upon the Miocene elevations the Pliocene is thin, and it is thick in the depressions.

9) The Pliocene deposits of more considerable thickness (+ 40 *m*) which prove no disturbances doubtless represent the preserved bed of the Pliocene not disturbed by tectonic forces. Any deviations as regards that preserved „zones“ must be referred to three factors:

tectonics proper,
glacitectonics,
erosion.

The repeating of the same type of disturbances (folding) through the Cretaceous, Miocene and Pliocene irrefutably proves that this is the result of the tectonics proper from the post-Pliocene period, i. e. of the Pleistocene one.

10) The glacitectonics has folded (disturbed) the Pliocene and Miocene, reaching up to the Cretaceous, i. e. up to the depth of 200 *m*, in the outermost cases (Poznań). Glacitectonics was generally limited to the Pliocene — to its upper part. The profile I supplies a classical example of the glacitectonic stretch in the terminal moraine near Poznań.

PLEISTOCENE

11) The thickness of the Pleistocene oscillates within the limits of 0—120 *m* (Mogilno depression); the average thickness amounts to 45 *m*.

The Pleistocene thickness is minimal on the elevations of the Pliocene area (Konin and Kujawy elevations), and maximal in its depressions (Mogilno, Chodzież and others).

In consequence the inland ice accumulated in the depressions and eroded on the sub-Pleistocene elevations.

12) The Pleistocene of the discussed area mostly proves two moraine horizons: the upper one (brown clay), bound with the Baltic glaciation, and the lower one (grey clays) referred to the older glaciations: Middle Polish and Carpathian glaciations; the upper horizon is sometimes separated from the lower one by glaci-fluvial, or interglacial deposits.

Three moraine horizons, which confirm the opinion concerning the triple glaciation of Wielkopolska, are to be noticed only in the Mogilno depression, where the Pleistocene proves the largest thickness within the discussed area.

13) The small thickness of the Baltic moraine (5—9 m) compared with the Middle-Polish moraine reaching 66 m proves that the Baltic glaciation lasted a short time on the area of Wielkopolska, i. e. 6 times shorter than the Middle-Polish glaciation.

A nearly complete destruction of the Carpathian glaciation boulder clay confirms the opinion that the interglacial (i. e. the great interglacial) Masovien I was of very long duration.

14) The connection between the present relief and the surface of older formations is very vague. The elevations and the depressions of the surfaces of older formations representing forms of a higher rank are approximatively repeated by the relief we find to-day, but its shape, however, is much more gentle.

Streszczenie

W artykule niniejszym omawiany jest profil wawozu czwartorzędowego. Składa się on z: a) utworów plejstocenowych (warstwa podłoża), b) wawozu ze szczytami i dolinami charakterystycznymi dla okresu interglacjalnego — masowien I, c) utworów morenowych i ich rozciągłości, odnoszących do podłoża (Cra-coviola), d) 3—4 metrów utworów plejstocenowych z 3-metrową warstwą torfu i żułka bitumicznego, stanowiących utworzy interglacjalnej Masowien I, e) utworów morenowych podłoża (Cra-coviola). Jest to pierwszy profil czwartorzędowy w Polsce, gdzie wawozu dysz podany jest zgodnie z danymi historycznymi.

Szczegółowe opracowanie paleobotaniczne warstwy żułka bitumicznego i torfu w Baranowicach Mokrych, wykonane przez M. Sobolewską, wysunęło profil ten jako jeden z ważniejszych dla stratygrafii utworów czwartorzędowych środkowej Polski. Dane geologiczne, podane w pracach J. Liliupa i E. Passendorfera (1 i 2), E. Passendorfera (3) oraz S. Z. Ralskiego (4), nie obejmowały całego profilu czwartorzędowego. Szytki wykonane w wawozie nie sięgają głębiej niżeli 13 m poniżej jego dna, a więc około 10 m poniżej dna żułka bitumicznego, gdy głębokość utworów czwartorzędowych wynosi tu około 30 m.

W celu wyясnienia charakteru czwartorzędowego w Baranowicach Mokrych Państwowy Instytut Geologiczny wykonał w 1919 r. wiercenia i badania. Aby uzyskać kompletny profil utworów założono na wyznaczonej głębokości w odległości około 20 m na południe od szczytu, 10' wykonanego przez S. Z. Ralskiego (4). Wiercenie to przebiegało przez warstwę czwartorzędową do głębokości 48,2 m i osiągnęło kret.

Edward RÜHLE

PROFIL GEOLOGICZNY CZWARTORZĘDU W BARKOWICACH MOKRYCH POD SULEJOWEM

(z 1 tabl.)

Streszczenie

W artykule niniejszym omawiany jest profil utworów czwartorzędowych. Składają się one z: a) utworów stanowiących ślady najstarszego zlodowacenia, b) osadów ze szczątkami roślin charakterystycznych dla okresu interglacjalnego — najstarszego, c) utworów morenowych i ich szczątków, należących do zlodowacenia Cracovien, d) 31 m serii utworów piaszczystych z 3-metrową warstwą torfu i łupku bitumicznego, stanowiących utwory interglacjału Masovien I, e) utworów morenowych zlodowacenia Varsovien I. Jest to pierwszy profil czwartorzędowy w Polsce, gdzie występują dwa poziomy interglacjalne datowane florystycznie.

Szczegółowe opracowanie paleobotaniczne warstwy łupku bitumicznego i torfu w Barkowicach Mokrych, wykonane przez M. Sobolewską¹ wysunęło profil ten jako jeden z ważniejszych dla stratygrafii utworów czwartorzędowych środkowej Polski. Dane geologiczne, podane w pracach J. Lilpopa i E. Passendorfera (1 i 2), E. Passendorfera (3) oraz S. Z. Różyckiego (4), nie obejmowały całego profilu czwartorzędu. Szybiki wykonane w wąwozie nie sięgały głębiej aniżeli 12 m poniżej jego dna, a więc około 10 m poniżej złoża łupku bitumicznego, gdy miąższość utworów czwartorzędowych wynosi tu około 50 m.

W celu wyjaśnienia charakteru czwartorzędu w Barkowicach Mokrych Państwowy Instytut Geologiczny wykonał w 1949 r. wiercenia badawcze. Aby uzyskać kompletny profil, otwór założono na wyżynie plejstocenijskiej w odległości około 20 m na południe od szybiku „B” wykonanego przez S. Z. Różyckiego (4). Wiercenie to przebiło całą miąższość czwartorzędu do głębokości 48,2 m i osiągnęło kredę.

¹ Patrz str. 245.

PROFIL GEOLOGICZNY

Położenie:

współrzędne topograficzne 451 450 i 435 940; wzniesienie 182 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0— 0,70 m	gleba pylasta,	
0,70— 1,20 „	glina zwałowa z okruchami granitu, brunatna, bezwapienna,	
1,20— 3,05 „	glina zwałowa z dużą ilością ilu, z otoczkami i okruchami skał krystalicznych, brunatna, wapienista; w stropowej warstwie posiada smugi szare z soczewkami wapienistymi,	Utworki morenowe ze śladami warstwowania w spągu (n)
3,05— 3,60 „	piasek różnoziarnisty, dość dobrze obtoczony, przewaga kwarcu obok licznych skaleni, szaro-żółty; rzadkie grube ziarna kwarcu, granitu i krzemieni,	
3,60— 3,90 „	piasek różnoziarnisty, kwarcowy z licznymi skaleniami, szaro-żółty; drobne ziarna kwarcu, piaskowca, krzemienia i granitu,	
3,90— 4,30 „	piasek drobno- i średnioziarnisty, żółty, z nieobtoczonymi ułamkami krzemienia, piaskowców i granitów,	Osady rzeczne wód wolno płynących (m)
4,30— 4,80 „	piasek różnoziarnisty, szaro-żółty, z dużą ilością ziarn drobnego żwiru oraz z pojedynczymi otoczkami skał krystalicznych i osadowych,	
4,80— 5,40 „	piasek różnoziarnisty, szaro-żółty, z nieobtoczonymi grubymi ziarnami kwarcu i granitu,	
5,40— 7,30 „	piasek pylasty i drobny, jasnoszary, słabo obtoczony,	Osady wód stojących (l)
7,30— 8,40 „	piasek różnoziarnisty, obtoczony, jasnoszary, ze żwirem słabo obtoczonym, z drobnymi otoczkami krzemienia, wapieni, kwarcu, piaskowców i granitów o średnicy około 4 cm,	
8,40— 8,75 „	piasek drobno- i średnioziarnisty, szaro-żółty, z rzadkimi ziarnami żwiru i otoczkami zsylikowanego wapienia (4 cm średnicy),	Osady przesortowane przez wody szybko płynące (l)
8,75— 9,25 „	piasek różnoziarnisty, szaro-żółty, z ziarnem różnej grubości i drobnymi otoczkami (kwarc, kwarcyty, krzemienie, granity, zsylikowane wapienie)	
9,25—10,60 „	piasek różnoziarnisty, szaro-żółty z drobnym żwirkiem i pojedynczymi drobnymi otoczkami skał krystalicznych i osadowych,	

10,60—10,85 m	gytia silnie żelazista, rdzawa, ze śladami uwarstwienia i szczątkami roślinnymi w spągu,	} Utwory organiczne zbiornika wodnego (k)	
10,85—11,40 „	gytia nierówno warstwowana, z obfitą zawartością szczątków roślinnych,		
11,40—11,70 „	łupki bitumiczne,		
11,70—11,90 „	torf silnie sprasowany,		
11,90—13,30 „	łupki bitumiczne,		
13,30—13,45 „	pył okrzemkowy,		
13,45—13,75 „	mulek i piasek pylasty, szaro-żółty, lekko brylujący się,		
13,75—14,25 „	piasek pylasty i drobny, jasnoszary, lekko brylujący się,		
14,25—14,30 „	piasek kwarcowy, drobny, jasnoszary z pyłem,		
14,30—14,35 „	ił warstwowany, czarny, bezwapienny,		} Terygeniczne utwory zbiornika wodnego (j)
14,35—16,30 „	piasek kwarcowy, drobny, z pyłem, jasnoszary,		
16,30—17,80 „	piasek kwarcowy, drobny, z domieszką ziarn średnich (jedno ziarno drobnego żwiru), jasnoszary,		
17,80—23,25 „	piasek kwarcowy drobny, z domieszką pyłu, obtoczony, szaro-żółty, lekko brylujący się,		
23,25—26,55 „	piasek różnoziarnisty, słabo obtoczony, z drobnymi ziarnami kwarcu, okrucami krzemieni, piaskowców oraz z drobnymi otoczkami granitu i piaskowca,	} Osady wód płynących (i)	
26,55—27,00 „	piasek kwarcowy, średnioziarnisty, żółty, z pyłem i drobnymi tocząciami piasku gliniastego,		
27,00—27,45 „	piasek pylasty, żółty z pasmami szarymi, lekko gliniasty,		
27,45—28,00 „	mulek z warstwami piasku pylastego, bardzo słabo wapnisty,		
28,00—31,90 „	piasek pylasty z domieszką piasku drobnoziarnistego, szaro-żółtego (silnie cementujący w stanie suchym), ze sporadycznymi ziarnami żwiru w spągu (2 ziarna żwiru),	} Osady wód spokojnie płynących (h)	
31,90—32,40 „	piasek drobny, szaro-żółty, brylujący się,		
32,40—32,95 „	piasek średnioziarnisty, kwarcowy, szaro-żółty, z pojedynczymi grubymi ziarnami słabo obtoczonymi,		
32,95—33,45 „	piasek różnoziarnisty, szaro-żółty, z okrucami oraz otoczkami granitu i słabo obtoczonymi ułamkami skał lokalnych (piaskowce do 10 cm średnicy, krzemienie, kwarc oraz toczące iłu),	} Osady wód szybciej płynących (g)	

33,45—34,10 m	piasek różnoziarnisty, obtoczony, szarozółty, z okruchami i otoczkami skał krystalicznych i osadowych,	
34,10—35,90 „	piasek różnoziarnisty, słabo obtoczony, szary, z okruchami skał krystalicznych i osadowych,	
35,90—36,15 „	glina piaszczysta, częściowo o strukturze gliny zwałowej, brunatnej, z drobnymi okruchami skał krystalicznych; w poziomie tym występuje warstwa iłu brunatnoczekoladowego (typu wstęgowego), bezwapiennego, z pasemkiem mułku pylastego, białego, lekko wapnistego,	Utwory zbliżone do moreny (f)
36,15—39,90 „	piasek różnoziarnisty, z grubymi, obfitymi ułamkami i otoczkami wapienia, krzemienie, kwarcyty i rzadkie skały krystaliczne (do 10 cm średnicy),	Utwory powstałe z rozmycia utworów morenowych przez wody płynące (e)
39,90—41,30 „	glina piaszczysta, zwałowa, szara, wapnista, z okruchami otoczków oraz ułamkami skał krystalicznych i osadowych; widoczne ślady warstwowania (typu wstęgowego),	Utwory morenowe, zachowane szczątkowo i wykazujące ślady akumulacji wodnej (d)
41,30—42,30 „	ił pylasty, z pasmami drobnego piasku, w stropie z obfitym pyłem, ciemnoszary, wapnisty.	
42,30—45,40 „	piasek różnoziarnisty, słabo obtoczony, jasnoszary, z pyłem i pojedynczymi, słabo obtoczonymi ułamkami skał krystalicznych i osadowych, silnie brylujący się; ku dołowi materiał nieco grubiej,	Utwory spokojnej akumulacji wodnociekowej (c)
45,40—46,15 „	glina lekko piaszczysta ze śladami detrytusu roślinnego i ułamkami drewna, ciemnoszara, wapnista. Na głębokości 45,40—45,90 m M. Sobolewska ¹ znalazła w 7 preparatach o łącznej powierzchni 28 cm ² pyłki następujących roślin: <i>Pinus</i> — 8 pyłków, <i>Picea</i> — 1, <i>Alnus</i> — 4, <i>Betula</i> — 1, <i>Corylus</i> — 2, <i>Menyanthes</i> — 1. W próbce tej znajdowało się 8 kawałków drewna. Sześć z nich należy bez wątpienia do drzew szpilkowych, dwa — z dużym prawdopodobieństwem. Rodzaju nie można oznaczyć z powodu silnego sprasowania. Na głębokości 45,90—46,14 m w 8 preparatach o powierzchni 32 cm ² znaleziono <i>Pinus</i> — 4 pyłki, <i>Alnus</i> — 3,	Osady spokojnej akumulacji wodnej ze szczątkami roślinnymi (b)

¹ Za wykonanie oznaczenia składam dr M. Sobolewskiej i mgr M. Supniewskiej podziękowanie.

	<i>Rhamnus</i> — 1, <i>Polygonum</i> — 1, <i>Sphagnum</i> — 1 zarodnik. Poza tym trzy ułamki drewna, dwa z nich należą przypuszczalnie do rodzaju <i>Acer</i> , trzeci jest zapewne drewnem jakiegoś innego drzewa liściastego,	}	
46,15—48,20 m	piasek różnoziarnisty, kwarcowy, szaro-żółty, z pyłem, licznymi ziarnami skaleń (ortoklaz) i pojedynczymi ziarnami kwarcu; w spągu okruchy wapienia,		
48,20—48,25 „	wapień twardy.	}	Kreda

INTERPRETACJA PROFILU

a) Na utworach kredowych, na głębokości 48,20 m, leży przeszło 2 m liczący pokład piasku różnoziarnistego z domieszką szaro-żółtego pyłu z ułamkami ortoklazu, pochodzącego z pokruszenia granitu. Utwory te stanowią niewątpliwie produkt rozmycia utworów morenowych, zawierających skały krystaliczne. Silne zwietrzenie tych skał spowodowało rozsypanie ich na drobne okruchy. Charakter zachowania wskazuje, że są to utwory osadzone przez wody powoli płynące.

b) Gлина lekko piaszczysta, ze śladami detrytusu roślinnego z ułamkami drewna, wapnista, jest osadem płytkiego zbiornika wodnego, wokół którego rosły drzewa iglaste i liściaste. Mimo skąpych i źle zachowanych pyłków i innych szczątków roślinnych jest to niewątpliwie utwór międzylodowcowy. Zredukowanie i słabe jego zachowanie tłumaczy się tym, że pochodzi on z okresu najstarszego interglacjału.

c) Czterometrowy pokład odznaczający się w spągu osadami piaszczystymi, ze słabo obtoczonymi grubymi ziarnami. Utwór ten ku górze staje się coraz bardziej drobnoziarnisty i w stropie przechodzi w il pylasty, zawierający cienkie pasma piasku pylastego, wapnistego. Powstał on w rezultacie spokojnej akumulacji wodnej.

d) Gлина piaszczysta o charakterze gliny zwałowej, ze śladami wstęgowania. Obecność żwiru i okruchów skał krystalicznych i osadowych oraz sedymentacyjny charakter pokładu świadczy o tym, że jest to utwór morenowy, który powstał z przemieszania osadzonych poprzednio ilów wstęgowych, lub też, że morena tworzyła się przy dużym udziale segregującego działania wody.

e) Seria piasków około czterometrowej miąższości, zawierająca bardzo liczne otoczaki skał krystalicznych i osadowych, średnicy do 10 cm, jest osadem rzeczny, powstałym jako produkt długotrwałego rozmywania znacznie grubszego pokładu utworów morenowych, lub też piaszczystą facją osadów lodowcowych.

f) Gлина piaszczysta z drobnymi okruchami skał krystalicznych jest utworem morenowym, w którym zachowały się strzępy iłów ze śladami warstwowania.

g) Seria osadów piaszczystych utworzyła się w czasie intensywnego przepływu wody. W środkowej i dolnej części piasków występują liczne i duże otoczaki skał zarówno osadowych jak i krystalicznych. Poza tym pojawiają się toczące iłu. Jest to pokład powstały z rozmycia utworów morenowych przez wody płynące.

h, i, j) Utwory rzeczne (wymienione w punkcie g) przechodzą ku stropowi w osady powstałe przy udziale wód o niewielkich możliwościach transportowych. Utwory te leżą na głębokości 27,00—32,40 m; tworzą je piaski pylaste i drobne z warstwami pylastymi osadzone w zbiorniku wodnym, posiadającym jednak możliwości segregacyjne.

W pewnym okresie ruch wody ożywił się, na co wskazują piaski średnio- i gruboziarniste wraz ze żwirem i drobnymi otoczkami granitu i piaskowca (warstwy i). Powyżej (warstw i) leży prawie 10 m gruba seria piasków pylastych i drobnych z warstwami pyłu i iłu, świadcząca o bardzo spokojnej sedimentacji, stopniowo wypełniającej i spływającej zbiornik.

k) Utwory organiczne składają się w spągu z pyłu okrzemkowego, a w górnej swej masie reprezentowane są przez łupki bitumiczne i torf.

l, ł, m) W stropie utworów organicznych leży 7,5 m gruba seria piasków powstałych w wyniku akumulacji. W początkowej fazie są to osady wód szybko płynących o dużej sile transportowej, o czym świadczą otoczaki o średnicy do 4 cm. W pewnym okresie szybkość ruchu wód zmniejsza się; zostaje wówczas osadzona 2 m warstwa piasków pylastych i drobnoziarnistych (ł). Strop serii stanowią różnoziarniste piaski ze żwirami, pochodzące z okresu poprzedzającego nasunięcie lodowca.

n) Utwory lodowcowe, tworzące warstwy stropowe opisywanego profilu, występują w postaci typowej gliny morenowej; wytworzyła się na nich gleba pylasta, bielkowa (o).

STRATYGRAFIA

Opisany profil utworów czwartorzędowych, posiadający 48,20 m miąższości, jest niewątpliwie jednym z najkompletniejszych, jakie dotychczas znamy na obszarze Polski środkowej. Znaczenie tego profilu polega na występowaniu w nim serii interglacjalnej (k) opracowanej paleobotanicznie oraz na pojawieniu się starszej warstwy utworów interglacjalnych (b) ze słabo zachowanymi szczątkami roślin. Mimo to interpretacja profilu nasuwa obecnie jeszcze dużą trudność, wobec czego podana poniżej charakterystyka stratygraficzna nie jest jeszcze ostateczna.

Warstwa piasków (a), leżąca w spągu profilu, stanowi ślady najstarszego zlodowacenia, poprzedzającego zlodowacenie Cracovien. Powyżej leżą osady interglacjalne (b) i utwory z okresu poprzedzającego (c) zlodowacenie Cracovien (d—f). Utwory opisane w d—e stanowią szczątki moreny zlodowacenia Cracovien, pozostałe prawdopodobnie z jej rozmycia. W stropie ich leży cienka warstewka (0,25 m) utworów zbliżonych do moreny (f) wraz ze śladami ilów wstęgowych. Cała ta seria stanowi niewątpliwie utwory jednego zlodowacenia, mimo pewnej dwudzielności.

Próby innej interpretacji, tj. wiązania dwu cienkich poziomów morenowych z dwoma glacjałami, są mało uzasadnione, gdyż brak jest między nimi wyraźnych utworów interglacjalnych. Występujący tu, liczący 3,75 m, pokład piasków z głazami może być nie tylko szczątkiem rozmytej moreny, lecz również piaszczystą facją osadów lodowcowych i wobec tego cała seria wynosząca 5,15 m stanowi utwór związany z jednym okresem lodowcowym.

Między utworami zlodowacenia Cracovien, a utworami morenowymi zlodowacenia Varsovien I (fazy maksymalnej) leży pokład miąższości 32 m, będący rezultatem sedimentacji wodnej (warstwy g—m). Okres ten można odtworzyć na podstawie opisanego profilu; w tym czasie zachodziły następujące procesy:

- g — niszczenie i przemycie moreny zlodowacenia Cracovien,
- h, i — osadzanie się utworów rzecznych,
- j — tworzenie się utworów terygenicznych w zbiorniku wodnym,
- k — powstawanie łupków i torfu,
- l, ł, m — osadzenie się utworów piaszczystych w wyniku działalności przeważnie wód bieżących.

W górnej części profilu znajdują się utwory morenowe maksymalnej fazy zlodowacenia Varsovien I.

Z opisanego profilu, jak i z pracy M. Sobolewskiej wynika, że utwory, które powstały pomiędzy tymi glacjałami, obejmują potężną serię grubości 32 m z dobrze rozwiniętymi osadami, świadczącymi o szeregu oddzielnych i zapewne długotrwałych procesów. Okres powstawania osadów organicznych był długi, co pozwoliło na całkowity rozwój świata roślinnego z dobrze zaznaczającym się okresem optymalnym. Jest to więc niewątpliwie interglacjał Masovien I (wielki interglacjał), a tym samym utwory leżące wyżej należą do zlodowacenia Varsovien I.

Jakkolwiek inni geolodzy uważali górną morenę za utwór fazy recesyjnej zlodowacenia Varsovien I — stadium Warty, to znając obecnie całą serię interglacjalną, trudno jest przypuścić, ażeby tak potężna seria mogła powstać między fazą maksymalną i fazą recesyjną jednego zlodowacenia.

Z badań prowadzonych na sąsiednich obszarach (I. Jurkiewiczowa) wynika, że granica stadium Warty przebiega bardziej na zachód i wobec tego na obszarze tym nie mogą znajdować się utwory morenowe tego stadium.

Badania paleobotaniczne interglacjałów Szczercowa, Dzbanek Kościuszkowskich oraz Olszewic i Barkowic Mokrych wskazują, że mają one różny skład botaniczny i należą niewątpliwie do dwu różnych interglacjałów: starszego w Barkowicach Mokrych i Olszewicach między zlodowaczeniem Cracovien a Varsovien I oraz młodszego w Dzbankach Kościuszkowskich i w Szczercowie, między dwiema fazami zlodowaczenia Varsovien I, co już obecnie potwierdzają badania geologiczne.

Ostateczne ustalenie stratygrafii opisanego profilu będzie możliwe w najbliższym czasie po zakończeniu prac prowadzonych obecnie w wyżej wymienionych miejscowościach.

L I T E R A T U R A

1. Lilpop J., Passendorfer E. — O warstwach interglacialnych pod Sulejowem. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 11, Warszawa 1925.
2. Lilpop J., Passendorfer E. — O utworach interglacialnych pod Sulejowem nad Pilicą (The interglacial formations near Sulejów on the Pilica). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 3, Warszawa 1925.
3. Passendorfer E. — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1927 na arkuszu Opoczno. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 19/20, Warszawa 1928.
4. Różycki S. Z. — Interglacialne łupki bitumiczne w Barkowicach Mokrych koło Sulejowa (Interglacial bituminous shales in Barkowice Mokre near Sulejów). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 29, Warszawa 1947.

Эдвард РЮЛЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАРКОВИЦАХ МОКРЫХ ПОД СУЛЕЕВОМ

(с 1 табл.)

С о д е р ж а н и е

В этой статье обсуждается профиль четвертичных отложений. Они состоят из: а) отложений представляющих следы самого старого оледенения, б) осадков с остатками растений, характерных для самого старого интергляциального периода, в) моренных отложений и их остатков, принадлежащих к оледенению краковскому, г) 31 м серии песчанистых отложений со слоем торфа толщиной 3 м и битуминозного сланца, составляющих отложения интергляциала мазовецкого I, д) моренных отложений оледенения варшавского I. Это первый профиль четвертичных отложений в Польше, в котором представлены два интергляциальные горизонты имеющие палеоботаническую документацию.

Р Е З Ю М Е

Палеоботаническая подробная разработка слоя битуминозного сланца и торфа в Барковицах Мокрых под Сулеевом над Пилицей, юго-восточнее Лодзи, произведенная М. Соболевской, выдвинула этот профиль, как один из самых важных для стратиграфии четвертичных отложений центральной Польши. Геологические данные приведенные в трудах Е. Лильпопа и Э. Пассендорфера (1, 2), Э. Пассендорфера (3), а также и С. З. Ружицкого (4) не охватили целого профиля четвертичных отложений. Шурфы, сделанные в овраге не достигали большей глубины чем 12 м ниже его дна, а следовательно около 10 м ниже пласта битуминозного сланца, тогда как мощность четвертичных отложений составляет здесь около 50 м.

Для выяснения характера четвертичных отложений в Барковицах Мокрых Государственный Геологический Институт произвел в 1949 г. буровые работы. Чтобы получить полный профиль, пробурено скважины на плейстоценовой возвышенности на расстоянии около 20 м на юг от шурфа „Б“ проведенного С. З. Ружницким. Эта скважина прошла сквозь все отложения четвертичного периода до глубины 48,2 м и достигла меловых отложений.

Геологический профиль

Локализация: топографические координаты 451 450 и 435 950. Высота 182 м н. у. моря.

Глубина	Описание слоев	Примечания
0,00 — 0,70 м	Пылистая почва.	
0,70 — 1,20 „	Моренная бурая безизвестковая глина, с обломками гранита.	
1,20 — 3,05 „	Бурая, известковая, моренная глина с большим количеством ила, с гальками и обломками кристаллических пород. В кровлевом слое ее встречаются серые полосы с известковыми линзами.	Моренные отложения со следами наложения в подошве (п)
3,05 — 3,60 „	Разнозернистый серо-желтый песок, с довольно хорошо окатанной поверхностью, с перевесом кварца и обилием полевого шпата. Редкие, крупные зерна кварца, кремня и гранита.	
3,60 — 3,90 „	Разнозернистый, серо-желтый кварцевый песок с многочисленным полевым шпатом. Мелкие зерна кварца, песчаника, кремня и гранита.	Речные осадки медленно текущих вод (m)
3,90 — 4,30 „	Мелкозернистый, желтый песок с неокатанными обломками кремня, песчаника и гранитов.	
4,30 — 4,80 „	Разнозернистый серо-желтый песок с большим количеством мелкого гравия, а также с отдельными гальками кристаллических и осадочных пород.	
4,80 — 5,40 „	Разнозернистый серо-желтый песок с неокатанными, крупными зернами кварца и гранита.	
5,40 — 7,30 „	Пылистый и мелкий, светло-серый песок с едва окатанной поверхностью зерн.	Осадки стоячих вод (d)

Глубина	Описание слоев	Примечания
7,80 — 8,40 м	Разнозернистый окатанный светло-серый песок, с слабо окатанной поверхностью гравия, с мелкими гальками кремня, известняков, кварца, песчаников и гранитов диаметра около 4 см.	
8,40 — 8,75 „	Мелко и среднезернистый серо-желтый песок, с малым количеством гравия и галек окременелого известняка (4 см в диаметре).	
8,75 — 9,25 „	Разнозернистый серо-желтый песок с зёрнами разного диаметра и с мелкими гальками (кварц, кварциты, граниты, кремне-песчаные известняки).	Осадки рассортированные быстро текущими водами (1)
9,25 — 10,60 „	Разнозернистый серо-желтый песок с мелким гравием и отдельными мелкими гальками кристаллических и осадочных пород.	
10,60—10,85 „	Сильно железистый ржавый сапропель, со следами наслоения и растительными остатками в подошве.	
10,85—11,40 „	Сапропель неровно слоистый, с многочисленными растительными остатками.	
11,40—11,70 „	Битуминозные сланцы.	Органические отложения пресноводного бассейна (к)
11,70—11,90 „	Сильно спрессованный торф.	
11,90—13,30 „	Битуминозные сланцы.	
13,30—13,45 „	Диятомеовая пыль.	
13,45—13,75 „	Серо-желтый пыlistый ил и песок образующий, легко разрыхляющиеся глыбы.	
13,75—14,25 „	Светло-серый, пыlistый и мелкий песок образующий легко разрыхляющиеся глыбы.	
14,25—14,30 „	Мелкий, светло-серый кварцевый песок содержащий пыль.	
14,30—14,35 „	Черная, безизвестковая, слоистая глина.	Терригенные отложения водного бассейна (j)
14,35—16,30 „	Мелкий, светло-серый кварцевый песок с пылью.	
16,30—17,80 „	Светло-серый, кварцевый мелкий песок с примесью зерен средней величины (одно зерно мелкого гравия).	
17,80—23,25 „	Серо-желтый, кварцевый песок, окатанный с примесью пыли, образующий легко разрыхляющиеся глыбы.	

Глубина	Описание слоев	Примечания
23,25—26,55 м	Разнозернистый песок с слегка окатанной поверхностью, с мелкими зернами кварца, осколками кремней, и обломками песчаников, а также с мелкими гальками гранита и песчаника.	
26,55—27,00 „	Среднезернистый, желтый, кварцевый песок с пылью и мелкими валунами глинистого песка.	
27,00—27,45 „	Желтый, с серыми полосами, пыльный песок содержащий малое количество глины.	
27,45—28,00 „	Светло-серый ил со слоями пылистого песка, с очень малою примесью карбоната кальция.	
28,00—31,90 „	Пыльный песок с примесью мелкозернистого серо-желтого песка (сильно цементирующийся в сухом состоянии) с редкими зернами гравия в подошве (2 зерна гравия).	Осадки вод спокойно текущих (i)
31,90—32,40 „	Мелкий серо-желтый песок, образующий легко разрыхляющиеся глыбы.	
32,40—32,95 „	Серо-желтый, среднезернистый кварцевый песок с очень редкими крупными зернами, с легко окатанной поверхностью.	
32,95—33,45 „	Разнозернистый, серо-желтый песок с обломками и гальками гранита и обломками местных пород (песчаники до 10 см диаметра, кремнь, кварц и валуны ила) с слабо окатанной поверхностью.	Осадки быстрых текущих вод (g)
33,45—34,10 „	Окатанный серо-желтый разнозернистый песок с обломками кристаллических и осадочных пород.	
34,10—35,90 „	Разнозернистый, серый песок со слабо окатанной поверхностью и с осколками кристаллических и осадочных пород.	
35,90—36,15 „	Песчанистая глина, частично имеющая структуру моренной бурой глины, с мелкими обломками кристаллических пород. На этом уровне выступает слой буролокадной безизвестковой глины (ленточного типа), со слоем белого, слегка известкового, пылистого ила.	Отложения похожие на морену (f)
36,15—39,90 „	Разнозернистый песок с большим количеством крупных обломков и гальки известняка, кремня, кварцитов и редких	Отложения полученные из размытия те-

Глубина	Описание слоев	Примечания
39,90—41,30 м	кристаллических пород (до 10 см диаметра). Серая, моренная, известковая, песчаная глина, с осколками галек и обломками кристаллических и осадочных пород. Можно видеть следы слоистости (ленточного типа).	кущими водными (e) Моренные отложения сохранившиеся, как остатки проявляющие следы водной аккумуляции (d)
41,90—42,30 „	Темно-серая, известковая пыlistая глина с полосами мелкого песка в кровле с обильной пылью.	
42,30—45,40 „	Светло-серый разнозернистый песок, с слабо окатанной поверхностью, пылью и очень малым количеством гравия с слабо окатанной поверхностью, состоящим из кристаллических и осадочных пород, образующий глыбы. Книзу материал становится немного крупнее.	Осадки спокойной флювиогляциальной аккумуляции (c)
45,10—46,15 „	Темно-серая, известковая глина со следами растительного дегрита с обломками дерева. На глубине 45,40 до 45,90 м. Соболева ская нашла (7 препаратов — 28 см ² поверхности) пыльцу следующих растений: <i>Pinus</i> — 8 экземпляров, <i>Picea</i> — 1, <i>Alnus</i> — 4, <i>Betula</i> — 1, <i>Corylus</i> — 2, <i>Menyanthes</i> — 1. В этом образце находилось 8 кусков дерева, 6 из них принадлежат песочнице к хвойным деревьям, а 2 почти без сомнения. По причине сильного спрессования нельзя обозначить их рода. На глубине 45,90 до 46,15 найдены: (8 препаратов — 32 см ² поверхности) <i>Pinus</i> — 4 экземпляры, <i>Alnus</i> — 3, <i>Ranunculus</i> — 1, <i>Polygonum</i> — 1, <i>Sphagnum</i> — 1 спора. Кроме того три обломки дерева, два из них вероятно принадлежат к роду <i>Acer</i> , третий — это вероятно дерево какого то другого листового дерева.	Осадки спокойной водной аккумуляции с растительными остатками (b)
46,15—48,20 „	Серо-желтый разнозернистый кварцевый песок, содержащий пыль, с многочисленными зернами полевого шпата (ортоклаз)	Речные осадки образованные вслед-

Глубина	Описание слоев	Примечания
43,20—43,25 „	и редкими зернами кварца. В подошве находятся обломки известняка. Твердый известняк.	стvie сильно-го размьтня моренных от-ложений (а)

И н т е р п р е т а ц и я п р о ф и л я

а) На меловых отложениях, на глубине 43,20 м лежит пласт раз-позернистого песка толщиной более 2 м, с примесью серо-желтой пыли с многочисленными обломками ортоклаза, происходящего из разрушения гранита.

Эти отложения составляют несомненный продукт размьтня мо-ренных отложений, содержащих кристаллические породы. Сильное вы-ветривание этих пород было причиной рассыпания их на мелкие облом-ки. Эти отложения являются осадками слабо текущих вод, судя по ха-рактеру их сохранения.

б) Известковая глина, со следами растительного детрита с об-ломками дерева — это осадок мелкого водяного бассейна, вокруг которо-го росли хвойные и лиственные деревья. Несмотря на малое количество плохо сохраненной пыльцы, а также и других растительных остатков — это несомненно межледниковое отложение. Сокращенное количество и слабое их сохранение объясняется тем, что они происходят из периода самого старого интергляциала.

с) Пласт, толщиной 4 м, отличающийся в подошве песчанистыми осадками со слабо окатанными крупными зернами, которые к верху бо-лее мелкие и в кровле переходят в пыльный ил, содержащий тонкие по-лосы пыльного известкового песка. Они образовались в результате спо-койной водной аккумуляции.

д) Песчанистая глина, имеющая характер моренной глины, со следами ленточности. Гравий и обломки кристаллических и осадочных пород, а также седиментационный характер пласта свидетельствует о том, что это моренное отложение, которое образовалось благодаря пере-мешке осажденных прежде, ленточных глин или же при большем уча-стии текущих вод.

е) Серия песков мощностью около 40 м, содержащих многочи-сленные гальки кристаллических и осадочных пород, диаметром до 10 см, это речной осадок, являющийся продуктом продолжительного размь-вания более толстого пласта моренных отложений или же песчанистой фацией ледниковых осадков.

f) Песчанистая глина с мелкими обломками кристаллических пород — это моренное отложение, в котором сохранились остатки илов с следами слоистости.

g) Серия песчанистых осадков образовалась во время интенсивного протекания воды. В средней и нижней части песков выступают многочисленные и большие гальки как осадочных так и кристаллических пород. Кроме того появляются валуны ила. Этот пласт возник из размыва водными моренных отложений.

h, j, i) Подошва речных отложений (упомянутых в пункте „g“) переходит к кровле в осадки, которые образовались при участии вод имеющих однако небольшие транспортирующие возможности. Они находятся на глубине 27,00 — 32,40 м; их образуют пыlistые и мелкие пески с пыlistыми слоями, осажденные в водном бассейне, где сегрегация была однако возможной.

В некотором периоде движение воды оживилось и появились средне- и крупно-зернистые пески с гравием и мелкими гальками гранита и песчаника (слой „i“). Выше слоев „i“ лежит серия пыlistых и мелких песков, мощности 10 м, со слоями пыли и ила, свидетельствующая об очень спокойной седиментации, постепенно заполняющей и делающей более мелким бассейн в котором она происходила.

k) Органические отложения состоят в подошве из диатомеовой земли а в своей верхней массе из битуминозного сланца и торфа.

l, l, m) В кровле органических отложений лежит серия песков мощностью 7,5 м возникших благодаря аккумуляции. В начальной фазе— это осадки скоротечных вод, имеющих большую транспортирующую силу, о чем свидетельствуют гальки до 4 см в диаметре. В некотором периоде скорость движения вод уменьшается и осаждается слой пыlistых и мелкозернистых песков толщиной в 2 м (m). Кровлю серии составляют разнозернистые пески с гравием, происходящие из периода предшествующего надвигу ледника.

n) Ледниковые отложения, образующие слой кровли описываемого профиля, выступают в качестве типичной моренной глины, на которых образовалась пыlistая (подзолистая) почва (o).

С т р а т и г р а ф и я

Описанный профиль отложений четвертичного периода, мощности 48, 25 м, это несомненно один из наиболее комплекных, какие до сих пор были изучены на территории средней Польши. Значение этого профиля является результатом выступления в нем интергляциальной серии (k) разработанной палеоботанически, а также появления более старого слоя интергляциальных отложений (b) со слабо сохранными остатками

растений. Несмотря на это интерпретация профиля в настоящее время еще затруднительная и поэтому стратиграфическая характеристика, данная ниже, еще не окончательна.

Слой песков (а), лежащий в подошве профиля, представляет следы самого старого оледенения, предшествующего краковскому оледенению. Выше лежат осадки интергляциала (b) и материалы периода предшествующего (c) краковскому оледенению (d — f).

Описанные отложения в d — e составляют остатки морены оледенения краковского, оставшиеся вероятно из ее размытия. В их кровле лежит тонкий слой (0,25 м) отложений, сходных с мореной (f) со следами ленточных глин. Целая эта серия составляет несомненно отложения одного оледенения, несмотря на некоторую двучленность.

Попытки другой интерпретации, т. е. связания двух тонких моренных горизонтов с двумя гляциалами — мало обоснованы, так как недостает между ними отчетливых интергляциальных отложений. Выступающий здесь слой песка толщиной 3,75 м с валунами, может быть не только остатком размытой морены, но также песчанистой фацией ледниковых осадков и вследствие этого целая серия имеющая 5 — 15 м составляет отложение связанное с одним ледниковым периодом. Между отложениями оледенения краковского а моренными отложениями оледенения варшавского I (максимальной фазы) залегает свита толщиной 32 м, как результат водяной седиментации (слой — g — m).

Этот период можно отлично воспроизвести на основании описанного профиля; в этом времени наступали следующие процессы:

- g — разрушение и промывание морены оледенения краковского,
- h — i — осаждение речных отложений,
- j — образование терригенических отложений в водяном бассейне,
- k — образование сланцев и торфа,
- l — m — осаждение песчаных отложений преимущественно в пределе текущих вод.

В верхней части профиля находятся моренные отложения максимальной фазы оледенения варшавского I.

Как из описанного профиля, так и из труда М. Соболевской вытекает, что отложения, которые образовались между этими гляциалами охватывают могучую свиту, толщиной 32 м с хорошо развитыми осадками, являющимися результатом целого ряда отдельных а вероятно продолжительных процессов, способствующих долгое время образованию органических осадков, что позволило на полное развитие растительного мира с хорошо обозначающимся оптимальным периодом.

И так несомненно, что это интергляциал мазовецкий I (большой интергляциал), значит и отложения лежащие выше принадлежат к оледенению варшавскому I.

Хотя другие авторы считали верхнюю морену отложением рецессионной фазы оледенения варшавского I — стадия Варты, обнаружив, однако, теперь целую интергляциальную свиту, трудно предположить, чтобы такая могучая свита могла образоваться между фазой максимальной и фазой рецессионной одного оледенения. Из исследований проведенных на соседних территориях (И. Ю р к с в и ч) вытекает, что граница стадии Варты проходила более на запад и потому на этой территории не могут находиться ее моренные отложения.

Палеоботанические исследования интергляциалов Щерцова, Дзбанек Косьцюшковских, также Ольшевиц и Барковиц Мокрых указывают на то что их ботанический состав разный и что они несомненно принадлежат к двум разным интергляциалам: 1) более старому — в Барковицах Мокрых и Ольшевицах имеющему место между оледенением краковским и варшавским I и 2) более молодому в Дзбанках Косьцюшковских и в Щерцове имеющему место между двумя фазами оледенения варшавского, что теперь уже подтверждают геологические исследования.

Окончательное установление стратиграфии описанного профиля будет возможно в ближайшее время после окончания работ в выше указанных местах.

Edward RÜHLE

GEOLOGICAL PROFILE OF THE QUATERNARY IN BARKOWICE MOKRE NEAR SULEJÓW

(with 1 pl.)

SUMMARY

Abstract

In the present article a profile of the Quaternary deposits is discussed.

These are composed of: a) deposits representing traces of the oldest glaciation, b) sediments with fragments of plants, characteristic for the oldest interglacial period, c) morainic deposits and their relics of the Cracovien glaciation, d) 31 *m* of arenaceous deposits with a layer of peat and bituminous shale 3 *m* thick, representing the Masovien I interglacial deposits, and e) morainic deposits of the Varsovien I glaciation.

This is the first Quaternary profile in Poland, where two interglacial horizons occur dated floristically.

The detailed paleobotanic working out of the bituminous shale bed and peat in Barkowice Mokre, done by M. Sobolewska¹ has promoted this profile as one of the most important for the stratigraphy of the Quaternary deposits in central Poland. Geological data given in the works of J. Lilpop and E. Passendorfer (1 and 2), E. Passendorfer (3) and S. Z. Różycki (4) did not comprise the whole profile of the Quaternary. The testing pits dug out within the ravine were not deeper than 12 *m* from its bottom, i. e. 10 *m* below the deposit of the bituminous shale, and the thickness of the Quaternary deposits amounts here to ca 50 *m*.

In order to elucidate the character of the Quaternary in Barkowice Mokre, the Geological Survey of Poland has carried out a prospecting drilling. Aiming at receiving a complete profile, the drilling has been

¹ Published below.

executed upon a Pleistocene upland, 20 m southward the pit „B“ by S. Z. R ó z y c k i (4). This bore-hole had cut through the whole thickness of the Quaternary up to a depth of 48,2 m and it had reached the Cretaceous.

GEOLOGICAL PROFILE

Situation:

Topographic coordinates 451, 450 and 430, 940. Altitude 182 m above the sea level

Depth	Description of beds	Remarks
0— 0,70 m	Pelitic soil.	
0,70— 1,20 „	Boulder clay with fragments of granite, brownish, limeless.	
1,20— 3,05 „	Boulder clay with a great amount of clay, with gravels and fragments of crystalline rocks; brownish, calcareous. Grey streaks with calcareous lenses in the uppermost layer.	Morainic deposits with trace of stratification at the bottom (n)
3,05— 3,60 „	Sand with grains of a various size, rather well rounded; predominance of quartz beside abundant feldspars; grey-yellow colour; scarce coarse grains of quartz, granite and flints.	
3,60— 3,90 „	Sand with grains of a various size with numerous feldspars; grey-yellowish. Fine gravels of quartz, sandstone, flint and granite.	River deposits of slowly flowing waters (m)
3,90— 4,30 „	Fine and medium-grained, yellow sand with angular fragments of flints, sandstones and granites.	
4,30— 4,80 „	sand with grains of a various size; grey-yellow, with a great amount of grains and fine gravel and with single pebbles of crystalline and sedimentary rocks.	
4,80— 5,40 „	Sand with grains of a various size; grey-yellow with angular, coarse grains of quartz and granite.	
5,40— 7,30 „	Pelitic and fine sand; light-grey, slightly rounded.	
7,30— 8,40 „	Sand with grains of a various size; light grey with slightly rounded gravels, small pebbles of flint, limestones, quartz, sandstones and granites, of a diam. ca 4 cm,	Sediments of stagnant waters (l)
8,40— 8,75 „	Fine and medium-grained sand; grey-yellow with rare gravels and pebbles of silicified limestone, diam. 4 cm.	
8,75— 9,25 „	Sand with grains of a various size; grey-yellow with gravels of a various thickness and fine pebbles (quartz, quartzites, flints, granites, silicified limestones).	Sediments sorted by fast flowing waters (l)

9,25—10,60	m	Sand with grains of a various size; grey-yellow with a fine gravel and single small pebbles of cristalline and sedimentary rocks.	
10,60—10,85	„	Strongly ferruginous gyttia; rusty with traces of stratification and vegetation fragments at the bottom.	
10,85—11,40	„	Roughly stratified gyttia with an abundant content of plant fragments.	
11,70—11,90	„	Strongly compressed peat.	Organic deposit of a water reservoir (k)
11,90—13,30	„	Bituminous shales.	
13,30—13,45	„	Diatomean pelite.	
13,45—13,75	„	Mud and pelitic, grey-yellow sand, easily disintegrating into blocks.	
13,75—14,25	„	Pelitic sand and fine, light grey sand, easily disintegrating into lumps.	
14,25—14,30	„	Quartz, fine, light grey sand with pelite.	
14,30—14,35	„	Stratified, black, limeless clay.	Terrigenous deposits of a water reservoir (j)
14,35—16,30	„	Quartz, fine sand with pelite; light grey.	
16,30—17,80	„	Quartz, fine sand with an admixture of medium size grains (one fine pebble); light grey.	
17,80—23,25	„	Quartz, fine sand with an admixture of pelite; rounded, grey-yellow, easily disintegrating into lumps.	
23,25—26,55	„	Sand with grains of a various size, slightly rounded; with fine grains of quartz, fragments of flints, sandstones and small granite and sandstone pebbles.	Sediments of running waters (i)
26,55—27,00	„	Quartz, medium-grained, yellow sand with pelite and small clay balls of loamy sand.	
27,00—27,45	„	Pelitic, yellow sand with grey streaks; slightly loamy.	
27,45—28,00	„	Mud with beds of pelitic sand; light grey, very slightly calcareous.	Sediments of slowly flowing waters (h)
28,00—31,90	„	Pelitic sand with an admixture of fine-grained, grey-yellow sand (strongly cementing when dry) with sporadical grains of gravel at the bottom (2 pebbles).	
31,90—32,40	„	Fine, grey-yellow sand, disintegrating into lumps	
32,40—32,95	„	Medium-grained, quartz, grey-yellow sand with single coarse slightly rounded grains.	Sediments deposited owing to the increased movement of water (g)
32,95—33,45	„	Sand with grains of a various size, grey-yellow with gravels and granite pebbles and slightly rounded fragments of local rocks (sandstones up to 10 cm in diam., flints, quartz and clay balls.	

33,45—34,10	m	Sand with grains of a various size, rounded, grey-yellow with gravels and pebbles of crystalline and sedimentary rocks.	
34,10—35,90	„	Sand with grains of a various size, slightly rounded, grey, with gravels of crystalline and sedimentary rocks.	
35,90—36,15	„	Arenaceous clay, partly of a brown boulder clay structure with small fragments of crystalline rocks. In this horizon there occurs a bed of brown-chocolate coloured clay (of the various type), limeless with a belt of pelitic, white, slightly argillaceous mud.	Deposits similar to morainic (f)
36,15—39,90	„	Sand with grains of a various size with coarse, abundant gravels and pebbles of flint limestone, quartzites and rare crystalline rocks (up to 10 cm in diam).	Deposits due to the erosion of morainic formations by flowing waters (e)
39,90—41,30	„	Grey, calcareous, arenaceous boulder clay with fragments of crystalline and sedimentary rocks gravels. Visible traces of stratification (varves type).	Morainic deposits preserved in fragments and
41,30—42,30	„	Pelitic clay with streaks of fine sand, with abundant, dark grey, calcareous pelite at the top.	proving traces of water accumulation (d)
42,30—45,40	„	Sand with grains of a various size, slightly rounded, light grey, with pelite and single, slightly rounded gravels of crystalline rocks, easily disintegrating in blocks; the material becomes somewhat coarser downwards.	Deposits of a quiet glacial accumulation (c)
45,40—46,15	„	Slightly arenaceous clay with traces of plant detritus and fragments of wood; dark grey and argillaceous. M. Sobolewska ¹ found at a depth of 45—45,90 m (7 samples = 28 cm ² of the surface) pollens of the following plants: <i>Pinus</i> — 8 pollens, <i>Picea</i> — 1, <i>Alnus</i> — 4, <i>Betula</i> — 1, <i>Corylus</i> — 2, <i>Menyanthes</i> — 1, 8 fragments of wood were found in these samples. Six of them doubtless belong to conifers, an two with a great probability. The genus could not be determined owing to a strong compaction. At a depth of 45,90—46,15 (8 samples = 32 cm ² of the surface) were found: <i>Pinus</i> — 4 pollens, <i>Alnus</i> — 3, <i>Rhamus</i> — 1, <i>Polygonum</i> — 1, <i>Sphagnum</i> — 1 spore. Besides 3 fragments of wood; two of them probably belong to the genus <i>Acer</i> and the third probably to a leaf tree.	Deposits of a quiet water accumulation with vegetable fragments (b)

¹ I am greatly obliged for the above determination to M. Sobolewska and M. Supniewska.

46,15—48,20	<i>m</i> Sand with grains of a various size, quartz, grey-yellow with pelite, abundant feldspars (orthoclase) and single quartz pebbles. Fragments of limestone at the bottom.	River sediments from a strong erosion of morainic formations (a)
48,20—48,25	,, Hard limestone.	Cretaceous

INTERPRETATION OF THE PROFILE

a) Upon the Cretaceous deposits at a depth of 48,20 *m*, there lies a bed, over 2 *m* thick of sand with grains of a various size, with an admixture of grey-yellow pelite with abundant fragments of orthoclase resulting from the disintegrated granite.

These deposits doubtless represent the product of the washing out of morainic deposits containing crystalline rocks. The strong weathering of these rocks has caused their disintegration into small fragments. The character of their preservation proves that they were deposited by slow running waters.

b) Slightly arenaceous and calcareous clay with traces of plants detritus and fragments of wood; it represents the sediment of a shallow water reservoir around which there grew conifers and leaf trees. In spite of scanty and poorly preserved pollens and other plants fragments, this is doubtless an interglacial formation. The reduction and their poor preservation may be explained by the fact, that they origin from the oldest interglacial period.

c) A bed 4 *m* thick, distinguished at the bottom by arenaceous sediments with slightly rounded coarse grains, which become thinner and thinner upward and pass into pelitic clay at the top; this clay contains thin streaks of pelitic, calcareous sand. It resulted from a quiet water accumulation.

d) Arenaceous clay of a boulder clay character with traces of stratification. Gravels and fragments of crystalline and sedimentary type, as well as the sedimentary character of the sediment prove, that this is a morainic deposit which was formed owing to the mixing of varved clays formerly sedimented, or that the moraine was formed with a considerable participation of the segregating influence of water.

e) A series of sands, about 40 *m* thick, including very numerous pebbles of crystalline and sedimentary rocks up to 10 *cm* in diam. this is a river sediment formed as a product of a long lasting washing

out of a much thicker morainic deposit, or otherwise we may consider it as an arenaceous facies of glacial sediments.

f) Arenaceous clay with small fragments of crystalline rocks; this is a morainic sediment within which have been preserved detached pieces of clays with traces of stratification.

g) A series of arenaceous sediments which was deposited during the intensive flow of water. Within the middle and lower parts of the sands there occur numerous and large pebbles of sedimentary, as well as of crystalline rocks. Clay balls are also met there. This deposit results from the washing out of morainic sediments by flowing waters.

h, i, j) The bottom of the river sediments (mentioned in item „g“) passes towards the top into sediments deposited under influence of waters possessing but only slight transport possibilities. They lie at a depth of 27,00—32,40 *m* and are formed of pelitic and fine-grained sands sedimented together with pelitic beds within the water reservoir, but possessing, however, segregation possibilities.

The water movement become enlivened at a certain period and medium and coarse-grained sands together with gravels and small pebbles of granite and sandstone (beds „i“) could be deposited. Above it (of beds „i“) there lies a series of pelitic and finegrained sands, nearly 10 *m* thick, with beds of pelite and clay which indicates a very quiet sedimentation gradually filling the reservoir and making it more shallow.

k) Organic products composed at the bottom of the diatom pelite, and represented within its upper part by bituminous shales and peat.

l, ł, m) At the top of organic products there lies a series of sands, 7,5 *m* thick, deposited by running waters. At the initial phase these are sediments of waters with a fast current and considerable transporting force; this is proved by pebbles being up to 40 *cm* in diam. The velocity of the water movement diminishes at a certain period and a bed of pelitic and fine-grained sands, 2 *m* thick, is sedimented (ł). The top series is composed of sands with grains of a various size together with gravels deposited during the period preceding the glacier advance.

n) Glaciation deposits forming the top beds of the described profile occur in the shape of the typical morainic clay over which the pelitic soil (podsol) has been formed (0).

STRATIGRAPHY

The above described profiles of Quaternary deposits, 48,25 *m* thick, is doubtless one of the most complete ones that we know until the present time within the area of Central Poland. The importance of this profiles results from the palaeobotanic working out of the interglacial series (k) and from the occurrence of the older bed of the interglacial sediments (b) with only poorly preserved plant fragments. In spite of this, the interpretation of the profile still represents a great difficulty and that is why the stratigraphical characteristic given below cannot be yet considered as final.

The bed of sands (a) lying at the bottom represents traces of the oldest glaciation, which preceded the Cracovien glaciation. Over it there lie interglacial (b) sediments and materials from the period preceding (c) the Cracovien glaciation (d — f).

Deposits described in d—e represent residual fragments of Cracovien glaciation moraine which have probably been saved from its washing out. At their top there lies a thin bed (0,25 *m*) of deposits related to the moraine (f) together with traces of varved clays. That whole series may be doubtless considered as deposits of one glaciation, in spite of its bipartition.

Attempts which might be done in order to get another interpretation, i. e. of bounding two thin morainic beds with two glaciations, are only lacking. The bed of sands with boulders, 3,75 *m* thick, occurring there may represent not only a fragment of the washed out moraine, but also an arenaceous facies of glacial sediments; in consequence the whole series amounting to 5,15 *m* can be considered as a deposit bound with the glacial period.

Between the deposits of the Cracovien glaciation and the moraine of the Varsovien I (maximal phase) glaciation there lies a 32 *m* thick series, being the result of the water sedimentation (beds g—m).

The above period may be very well reproduced on the basis of the described profile; it is composed of the following processes:

- g — destructions and washing out of moraine of the Cracovien glaciation
- h—i — sedimentation of river deposit
- j — deposition of shales and peat
- l—m — sedimentation of arenaceous deposits, mostly by flowing waters.

Within the upper part of the profile occur morainic deposits of the maximal phase of the Varsovien I glaciation.

We may conclude from the above described profile and from the work of M. Sobolewska that the sediments, which have occurred between these glacials, include a mighty series, 32 m thick, with well developed sediments composed of a number of separate, and probably long lasting processes, within the period of the occurrence of organic sediments was long and that this permitted a complete development of the vegetation with a well marked optimal period.

This is consequently the doubtless interglacial Masovien I (long interglacial) and the somewhat overlying sediments belong indeed to the Varsovien I glaciation.

Although other authors considered the upper moraine as a deposit of the recession phase of the Varsovien I glaciation — Warta stage — it is difficult to suppose, when well acquainted at present with the whole interglacial series, that such a mighty series might have been deposited between the maximal phase and the recession phase of only one glaciation. It results from investigations carried out (Mme I. Jurkiewicz) that the border of the Warta stage ran more westward and in consequence morainic deposits cannot occur upon this area.

Palaeobotanic investigations of the interglacials of Szczerców, Dzbanki Kościuszkowskie, Olszewice and Barkowice Mokre prove, that their botanical composition is different and that they doubtless belong to two different interglacials: the older one at Barkowice Mokre and Olszewice between the Cracovien and Varsovien I glaciation, and at Dzbanki Kościuszkowskie, as well as at Szczerców between the two phases of the Varsovien I glaciation; this is proved at present by geological investigations.

The matter of a final settling of the above described profile stratigraphy will be possible within the nearest future, after the works at present in the above mentioned localities, will be completed.

We may conclude from the above-described profile and from the work of M. Sobolevskaya that the sediments which have occurred between these glacial stages include a fairly series of thin, well developed sediments composed of a number of separate, probably long lasting processes within the period of the occurrence of organic sediments was long and that this permitted a complete development of the vegetation with a well marked optimal period.

This is consequently the doublets interglacial Masovian I (lower interglacial) and the somewhat overlying sediments belong indeed to the Varsovian I glaciation.

Although other authors considered the upper moraine as a deposit of the recession phase of the Varsovian I glaciation — Warta stage — it is difficult to suppose when well advanced at present with the whole interglacial series that such a tertiary series might have been deposited between the maximal phase and the recession phase of only one glaciation. It results from investigations carried out (L. Krawiec, 1952) that the border of the Warta stage ran more westward and in consequence moraine deposits cannot occur upon this area.

Palaeobotanical investigations of the interglacial of overgrown Parkovice Mts. (Glaszewska and Parkovice Mts. profile) and of their botanical composition is different and that they doublets belong to two different interglacials, the older one of Parkovice Mts. and of Glaszewska between the Cracovian and Varsovian I glaciation and of Parkovice Mts. as well as a lacustrine between the two phases of the Varsovian I glaciation. This is proved in part by pollen analysis.

The matter of a final setting of the above described profile stage properly will be possible within the nearest future after the work is carried out in the above mentioned localities will be completed.

(Received 10.12.1953)

Author's address: Institute of Geology, Polish Academy of Sciences, Warszawa, ul. Rakowiecka 17, Poland

Author's address: Institute of Geology, Polish Academy of Sciences, Warszawa, ul. Rakowiecka 17, Poland

Author's address: Institute of Geology, Polish Academy of Sciences, Warszawa, ul. Rakowiecka 17, Poland

Author's address: Institute of Geology, Polish Academy of Sciences, Warszawa, ul. Rakowiecka 17, Poland

Author's address: Institute of Geology, Polish Academy of Sciences, Warszawa, ul. Rakowiecka 17, Poland

Author's address: Institute of Geology, Polish Academy of Sciences, Warszawa, ul. Rakowiecka 17, Poland

Maria SOBOLEWSKA

INTERGLACJAŁ W BARKOWICACH MOKRYCH POD SULEJOWEM

(z 1 tabl. i 2 fig. w tekście)

S t r e s z c z e n i e

Zbadane metodą analizy pyłkowej dwa profile utworów międzylodowcowych z Barkowic Mokrych koło Sulejowa nad Pilicą oraz znalezione w nich makroskopowe szczątki roślinne wykazały trzy główne i dwa podrzędne okresy leśne, licząc od spagu:

- I — okres brzozowo-sosnowy, klimat chłodny,
- II — podokres świerkowo-sosnowo-olchowy, klimat łagodniejszy od poprzedniego,
- III — okres jodłowo-grabowy, klimat optymalny dla badanego profilu, chłodny ale wilgotny i łagodny,
- IV — podokres sosnowo-brzozowy, klimat chłodniejszy od poprzedniego,
- V — okres brzozowo-sosnowy, klimat zimny dosyć suchy.

Porównanie profilów z czterech pobliskich stanowisk: Barkowic Mokrych, Olszewic, Dzbanek Kościuszkowskich i Szczercowa oraz z odleglejszego stanowiska z Żydowszczyzny wykazało, że mamy tu do czynienia z dwoma interglacjami — starszym, chłodniejszym w Barkowicach Mokrych, Olszewicach i Żydowszczyźnie, który odpowiada przedostatniemu okresowi międzylodowcowemu Masovien I oraz — młodszym, znacznie cieplejszym w optimum, w Dzbankach Kościuszkowskich i w Szczercowie, odpowiadającym ostatniemu okresowi międzylodowcowemu Masovien II.

W sierpniu 1939 r. dr B. J a r o ń i student Uniwersytetu Jagiellońskiego A. M a y e r zebrali materiał do analizy pyłkowej w Barkowicach Mokrych koło Sulejowa nad Pilicą. Materiał ten badał następnie w początkach wojny A. M a y e r w Instytucie Botanicznym Uniw. Jag. pod kierunkiem prof. Wł. S z a f e r a. Gdy praca jego dobiegała końca, został aresztowany przez Niemców i wywieziony do obozu w Oświęcimiu, gdzie zginął. Zginął tam również rozstrzelany w kwietniu 1942 r. B. J a r o ń. Ale materiały do analizy pyłkowej i wyniki wykonanych już analiz ocalały.

W 1946 r. przystąpiłam do dokończenia pracy, podjętej przez A. M a y e r a. Wykonałam analizę pozostałych próbek, pomierzyłam

w całym profilu pyłki brzoź w celu ewentualnego odróżnienia ich gatunków, a w 1949 r. zbadalam pod względem zawartości szczątków makro- i mikroskopowych próbki łupków bitumicznych z Barkowic¹ Mokrych, dostarczone Instytutowi Botanicznemu przez Państwowy Instytut Geologiczny.

Dziękuję prof. Wł. Szaferowi za powierzenie mi materiału po śp. A. Mayerze i za cenne rady w czasie pracy oraz dr J. Szaferowej za wskazówki i pomoc przy pomiarach biometrycznych pyłków brzoź.

BUDOWA GEOLOGICZNA BARKOWIC MOKRYCH

Wieś Barkowice Mokre położona jest o 6 km na północ od Sulejowa. Leży ona na obszarze pokrytym przez gliny zwałowe i piaski eoliczne. Stromy brzeg Pilicy jest w obrębie wsi rozcięty szeregiem wąwozów, w których ścianach występują utwory międzylodowcowe.

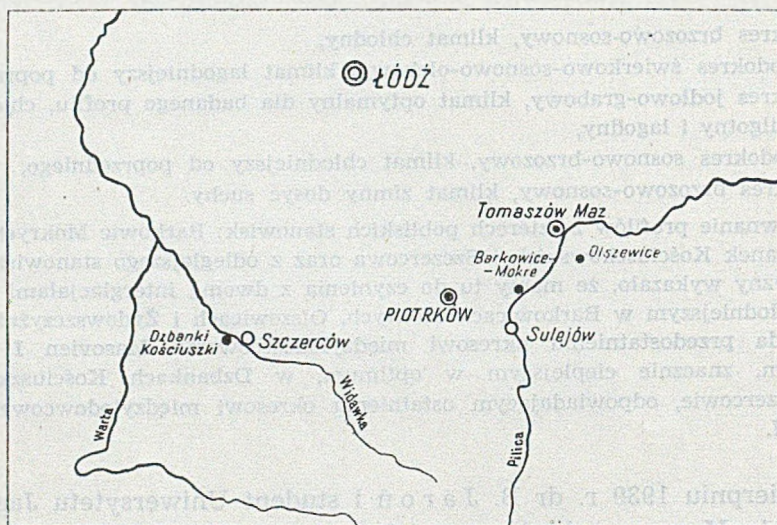


Fig. 35

Rozmieszczenie stanowisk flory interglacjalnej nad Widawką i środkową Pilicą

J. Lilpop i E. Passendorfer w 1925 r. (7) wykopali w najbardziej południowym wąwozie szybik, który odsłonił następujący profil (od góry do dołu):

1. piasek drobnoziarnisty, u góry rdzawo zabarwiony,
2. kompleks łupków o miąższości 2,33 m,

3. warstwa gliny piaszczystej, bez śladów organicznych, miąższości 0,30 m,
 4. warstewka łupku czarnego, grubości 0,06 m,
 5. torf płytowy, silnie sprasowany, grubości 0,15 m,
 6. łupki czarne, miąższości 0,26 m,
 7. glina piaszczysta bez śladów organicznych,
 8. łupek czarny grubości 0,10 m,
 9. piasek gruboziarnisty, miejscami przekątnie warstwowany, z otoczkami dochodzącymi do 0,30 m średnicy,
 10. gliny czerwone morenowe z licznymi głazami.
- Warstwy piasków i glin mają łączną miąższość 7 m.

W 1930 r. E. Passendorfer (8) przekopał powtórnie utwory interglacjałne, znalezione w 1925 r. Chodziło mu tym razem o stwierdzenie charakteru piasków pod łupkami, których interpretacja nie była pewna. Okazało się, iż piaski te zawierają pewną ilość otoczków, niewątpliwie północnych, jak czerwone kwarcyty, granity itd. Reprezentują one zatem utwór, związany ze zlodowaczeniem. Do glin morenowych szyb nie doszedł.

W 1947 r. wyjaśnieniem stanowiska stratygraficznego łupków zajął się S. Z. Różycki (11). Obserwacje przeprowadzone tylko w jednym z dawniej wykopanych szurfów dały wyniki następujące:

- 0 — 1,10 m — piasek średni i gruby ze żwirem, wodonośny,
- 1,10 — 4,20 „ — łupek palny,
- 4,20 — 4,30 „ — mułek piaszczysty,
- 4,30 — 4,50 „ — piasek średnioziarnisty, ilasty,
- 4,50 i głębiej — glina zwałowa.

Na podstawie powyższych danych wszyscy wyżej wymienieni autorowie ustalili zgodnie wiek łupków jako interglacjałny. Glina pokrywająca łupki należy do zlodowacenia środkowo-polskiego, interglacjał zaś przedstawia Masovien I (12).

Analizowany przeze mnie profil Barkowice Mokre II pochodzi z szybiku, położonego niedaleko od szurfu, zbadanego przez S. Z. Różyckiego. Co do położenia profilu Barkowice Mokre I nie ma niestety bliższych danych, gdyż zapiski A. Mayera przepadły w czasie wojny; zachowały się jedynie następujące notatki co do charakteru osadów interglacjałnych:

- 0 — 0,08 m — namuł z rdzawymi plamami,
- 0,08 — 0,46 „ — gytia wapienna jasnoszara,
- 0,46 — 0,54 „ — gytia ciemnoszara,
- 0,54 — 0,62 „ — gytia szara,

0,62 — 0,98 *m* — czarna „dy“,

0,98 — 2,44 „ — brunatno-czarna „dy“,

2,44 — 2,78 „ — ciemnoszary namuł.

Diagram pyłkowy profilu Barkowice Mokre I przedstawia w każdym poziomie wartości procentowe średnie z dwóch próbek. Zestawiłam go w ten sposób dla łatwiejszego porównania z profilami z Żydowszczyzny i Olszewic, ponieważ z profili tych próbki były brane w odstępach dwa razy większych.

WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE ŁUPKU!

Omawiany łupek z Barkowic Mokrych w stanie świeżym jest ciemnoszary lub prawie czarny, ze słabym odcieniem brązowym, tłusty, łatwo dzieli się na cienkie warstewki. Po wyschnięciu jaśnieje, staje się twardy jak róg i pęka poziomo na cienkie warstewki. Łupek ten można nazywać papierowo-łupkową „dy“, powstałą na dnie prawdopodobnie dość dużego jeziora.

METODA BADAŃ

Z powodu specyficznych właściwości łupku, nie mogłam dla wydobywania z niego makroskopowych szczątków roślinnych posługiwać się metodą normalnie przyjętą. To znaczy, nie mogłam rozgotowywać go w sodzie, a następnie przepłukiwać wodą bieżącą na sicie, gdyż po parudniowym nawet gotowaniu nie zmieniał on swej konsystencji, lecz musiałam dzielić przy pomocy noża świeży, jeszcze wilgotny materiał na cienkie warstewki. Zanalizowałam szczątki makroskopowe z 19 poziomów, wydobyte z materiału o łącznej objętości 1,90 *m*³. Próbki do analizy pyłkowej przygotowywał A. M a y e r przez gotowanie ich w 10% roztworze KOH. W ten sam sposób przygotowałam również kilka ostatnich próbek z tego profilu do analizy. Suma pyłków roślin drzewnych, liczonych przez nas w każdym badanym poziomie, wynosiła 200, z wyłączeniem pyłków leszczyny. Frekwencja pyłków na 1 *cm*² pola widzenia w tym profilu nie jest podana, była wszakże bezwątpienia znaczna. Miąższość profilu łupków w Barkowicach Mokrych I wynosi 2,78 *m*. W górnej części profilu B. J a r o Ń i A. M a y e r pobrali próbki co 2 *cm*, a od próbki nr 51 w dół co 4 *cm*. Materiał łupków przysyłanych przez Państwowy Instytut Geologiczny (Barkowice Mokre II) składał się z 10 próbek; odległość między nimi wynosiła 10 *cm*. Przygotowałam je do badania mikroskopowego, używając powszechnie dziś przyjętej metody E r d t m a n a (1).

WYNIKI ANALIZY MAKROSKOPOWEJ

Pomimo skrupulatnego przeszukania około 2 m³ materiału, makroskopowych szczątków znaleziono niewiele:

- poziom nr 3 (por. profil Barkowice Mokre II) zawierał dwa owocki *Potamogeton acutifolius* o wymiarach: 1. długość 2,56 mm, szerokość 2,31 mm; 2. długość 2,37 mm, szerokość 2,28 mm,
- poziom nr 7 jeden owocek prawdopodobnie *Potamogeton densus* o wymiarach 2,70 mm długości i 1,80 mm szerokości,
- poziom nr 11 zawierał łuski ryb z rodziny okoniowatych¹ (może okoń lub sandacz),
- poziom nr 13 zawierał szyszkę *Pinus silvestris, forma plana*; miała ona 26 mm długości i była w stanie otwartym; ponadto znaleziono łuski ryb z rodziny karpiowatych (świnka lub certa),
- poziom nr 15 zawierał szyszkę *Pinus silvestris, forma gibba*, długości 29 mm i szerokości 22 mm,
- poziom nr 16 zawierał łuski ryb, prawdopodobnie karpia.

Ryby z jeziora barkowickiego są to ryby rzeczne, lub ze zbiorników zamkniętych, posiadających dopływ wody rzecznej.

Poniżej podaję wymiary 9 zebranych przez A. Mayera szyszek *Pinus silvestris* z Barkowic Mokrych; szyszki te znalazłam w zbiorach Instytutu Botanicznego Uniw. Jag.:

- | | | |
|----|----------------|-----------------|
| 1. | długość 19 mm, | szerokość 10 mm |
| 2. | „ 35 „ „ | 16 „ „ |
| 3. | „ 23 „ „ | 15 „ „ |
| 4. | „ 22 „ „ | 19 „ „ |
| 5. | „ 23 „ „ | 12 „ „ |
| 6. | „ 19 „ „ | 10 „ „ |
| 7. | „ 25 „ „ | 15 „ „ |
| 8. | „ 20 „ „ | 12 „ „ |
| 9. | uszkodzona. | |

Szerokość szyszki była mierzona w połowie długości i w płaszczyźnie zgnicenia.

Do powyższych oznaczeń form szyszek sosny pospolitej należy dodać, że różnią się one między sobą obecnością lub brakiem wyrostka, czyli tzw. apofizy. Na podstawie tych cech wyróżnia się trzy jej formy: *plana* o tarczce płaskiej, *gibba* o tarczce wypukłej w kształcie piramidki, jednak bez wyraźnego wyrostka oraz *reflexa* o tarczce posia-

¹ Za oznaczenie łusek rybich dziękuję dr W. Juszczykowi.

dającej wyraźny, wydłużony wyrostek. Najpospolitsza w naszym łupku jest forma szyszki *gibba*, formy zaś *plana* i *reflexa* są rzadsze. Na 11 szyszek z Barkowic Mokrych 8 należy do formy *gibba*, 2 do *plana* i 1 do *reflexa*.

POMIARY BIOMETRYCZNE PYŁKÓW BRZÓZ

Badania biometryczne pyłków brzóz mają znaczenie dla rozpoznawania gatunków brzóz, określone zaś na tej podstawie gatunki brzóz

TABELA 8

Nr próbki	Ilość zmierzonych ziarn pyłku	Wielkość ziarn pyłku rodzaju <i>Betula</i> wg podziałki na okularze														Średnia wielkość ziarn pyłku	
		9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	skala podziałki	μ
2	200	—	—	1	7	39	52	61	19	15	3	2	1	—	—	14,58	23,18
3	200	—	1	2	8	17	36	70	27	22	14	2	1	—	—	15,09	23,99
4	200	—	1	1	4	14	31	80	33	22	13	1	—	—	—	15,20	24,16
5	150	—	—	1	7	11	23	54	28	16	7	1	2	—	—	15,00	23,85
6	164	—	2	7	9	25	33	52	20	12	3	1	—	—	—	14,44	22,95
7	200	—	2	6	11	37	40	65	19	12	2	—	—	—	—	14,25	22,65
8	200	—	—	2	8	20	32	95	28	10	4	1	—	—	—	14,80	23,53
9	200	—	—	6	16	40	44	62	20	7	4	1	—	—	—	14,27	22,69
14	200	—	—	3	10	27	51	68	29	10	4	—	—	—	—	14,72	23,41
17	200	—	—	—	2	34	39	73	31	17	3	1	—	—	—	14,82	23,56
19	250	1	1	10	38	75	51	59	11	4	—	—	—	—	—	13,60	21,62
24	200	—	—	4	8	31	45	81	22	8	1	—	—	—	—	14,37	22,84
29	175	—	—	3	5	26	33	66	31	10	—	1	—	—	—	14,60	23,21
34	100	—	—	2	13	25	31	26	3	—	—	—	—	—	—	13,75	21,86
39	124	—	—	1	11	31	40	30	10	1	—	—	—	—	—	13,97	22,21
44	125	—	—	3	16	43	33	25	4	1	—	—	—	—	—	13,60	21,62
51	125	—	—	2	13	28	47	30	4	1	—	—	—	—	—	13,88	22,06
56	125	—	—	3	16	33	53	16	3	1	—	—	—	—	—	14,60	23,21
61	200	—	—	—	4	15	62	77	35	4	3	—	—	—	—	14,72	23,40
66	150	—	—	—	8	22	39	50	23	5	3	—	—	—	—	14,50	23,05
71	200	—	—	—	1	39	64	59	15	7	2	1	—	—	1	14,40	22,89
76	200	—	—	1	15	31	72	54	23	3	1	—	—	—	—	14,24	22,64
81	200	—	—	—	7	21	43	66	36	16	9	1	1	—	—	14,99	23,83
82	200	—	2	3	8	19	45	73	26	20	3	1	—	—	—	14,75	23,42
83	200	—	—	1	3	34	37	72	26	18	7	2	—	—	—	14,86	23,62
84	200	—	—	—	4	29	38	79	27	14	7	2	—	—	—	14,78	23,50
85	200	—	—	—	3	31	32	61	33	25	10	1	1	—	—	15,22	24,19
86	200	—	—	—	5	18	40	65	35	25	7	3	—	—	—	14,98	23,81
87	200	—	—	1	4	6	29	73	44	27	14	1	1	—	—	15,46	24,58
88	200	—	—	1	2	11	33	69	45	29	9	1	—	—	—	15,34	24,39
89	200	—	—	—	3	21	40	57	40	28	8	3	—	—	—	15,20	24,16
90	200	—	—	1	7	20	39	61	39	29	2	2	—	—	—	15,00	23,85

pozwalają na dokładniejsze przesledzenie zmian klimatu zarówno w okresach międzylodowcowych, jak i we wczesnym postglaciale. Badania te są tym ważniejsze, że — jak to wykazała J. Jentys-Szaferowa (4) — mieszańce pomiędzy gatunkami *Betula verrucosa* i *B. pubescens* są bardzo rzadkie i że gatunki czyste znajdują się w zbiorowiskach w wybitnej przewadze. Zgodnie z tym H. Johnson (5), która badała powstawanie krzyżówek u rozmaitych gatunków brzoź, stwierdziła, że owoce powstałe z zapylenia słupków *Betula verrucosa* pyłkiem *B. pubescens* i odwrotnie w wielu przypadkach są w 100% płonne.

Opierając się na pracy J. Jentys-Szaferowej (3) zmierzyłam ziarna pyłku brzozy w całym profilu w Barkowicach Mokrych. Każdą próbkę gotowałam w 10% roztworze KOH. Przy pomiarach posługiwałam się mikroskopem Zeissa przy rurze mikroskopu wyciągniętej do 150 mm, używając okularu 4 z podziałką i obiektywu F. Odstęp między kreskami w okularze wynosił $1,59\mu$. Ziarna pyłku mierzyłam w ten sposób, że brałam odległość od brzegu jednej z por do środka przeciwległej ściany. Gdy egzyna pyłku była silnie spłaszczona, jako właściwy wymiar brałam średnią między największą i najmniejszą odległością. W górnych i dolnych poziomach profilu, gdzie brzoza występuje w dużej ilości, mierzyłam ziarna pyłku w próbkach kolejno po sobie następujących; w środkowej części profilu, gdzie pyłków brzozy jest znacznie mniej, mierzyłam je w co piątej próbce. W większości przypadków mierzyłam z każdego poziomu 200 pyłków, tam zaś, gdzie udział procentowy brzozy wybitnie maleje, mierzyłam przeciętnie 125 pyłków, a wyjątkowo (w jednej próbce) 100 pyłków.

Wyniki pomiarów przedstawia tabela 8 i fig. 36. Umieszczone nad krzywymi (fig. 36) wielkości pyłków dla poszczególnych poziomów przybliżone krzywe zmienności dla pyłków *Betula verrucosa* i *B. pubescens* oraz krzywa wspólna dla mieszaniny tych dwóch gatunków odnoszą się do kopalnych pyłków i mają nieco mniejsze wartości średnie niż pyłki współczesne. J. Jentys-Szaferowa stwierdziła nieco mniejsze rozmiary pyłków kopalnych i przypisuje je fosylizacji. Średnia wartość dla *Betula verrucosa* wynosi $21,60\mu$, dla *B. pubescens* $24,30\mu$, wspólna dla obu gatunków $22,90\mu$. *B. humilis* ma te same wartości co *B. verrucosa*.

Na tabeli uderza duża rozpiętość wielkości pyłków. Mieszczą się one w podziałkach od 10 do 20; w próbce nr 19 występuje jeden pyłek w podziałce 9, a w próbce nr 71 w podziałce 22. Jest możliwe, że ten ostatni jest to trafiający się i dziś w naturze pyłek o niezredukowanej ilości chromozomów, lub też pyłek poliploidu.

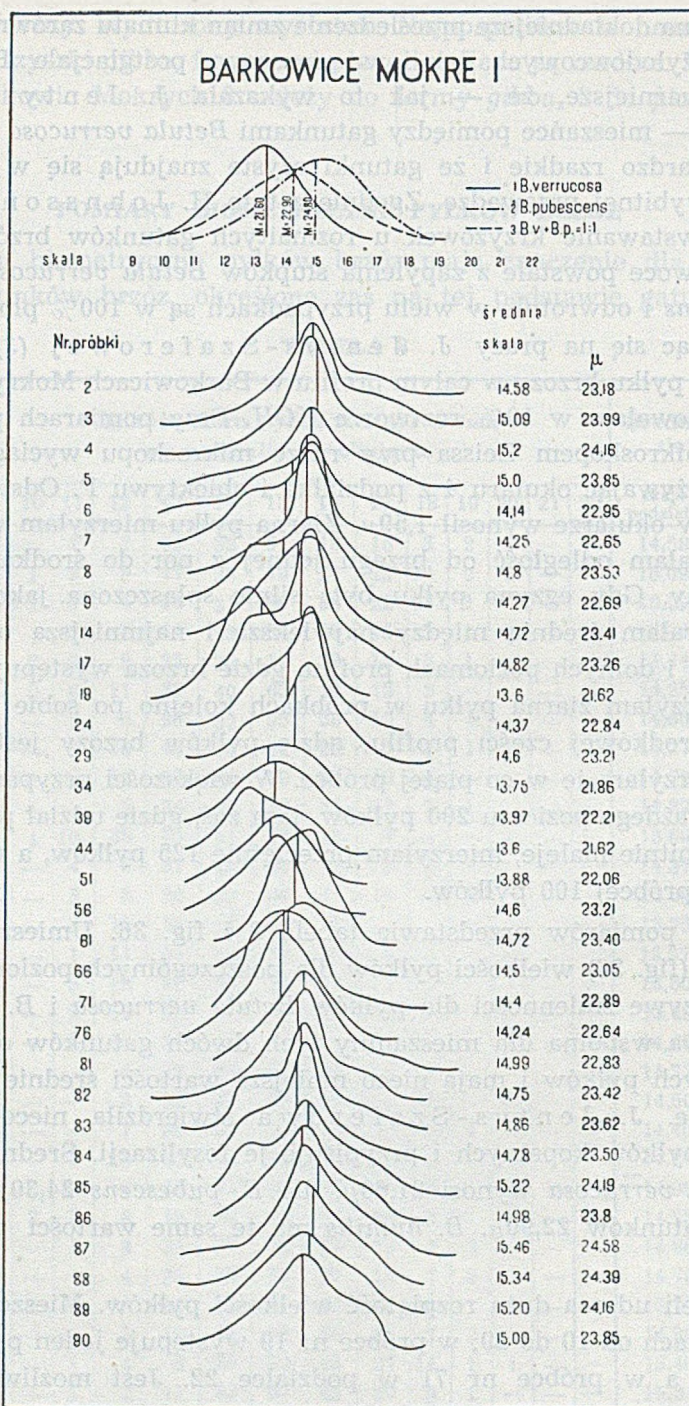


Fig. 36

Krzywe wielkości pyłków brzozy w próbkach profilu Barkowice Mokra

Szereg frekwencji jest analogiczny z rozciągłością, jaką zajmowały pyłki u *J. Jentys-Szaferowej* z roztworu ługu potasowego, lub z kwasu siarkowego. Na tej podstawie można przyjąć, że w obrębie pyłków przedstawionych na tabeli pierwszej mieszczą się trzy a może nawet cztery gatunki brzoź. Wyróżnione w poszczególnych poziomach gatunki przedstawia poniższe zestawienie (tabela 9), przy czym na pierwszym miejscu umieszczono gatunek panujący w danym poziomie.

TABELA 9

Nr próbki (od dołu do góry)	Średnia wielkość w mikronach (<i>B. verrucosa</i> = 21,60 <i>B. pubescens</i> = 22,90)	Wyróżnione gatunki (typ pyłku <i>B. pubescens</i> obejmuje również pyłek <i>B. tortuosa</i>)
2	23,18	<i>B. verrucosa</i> + <i>B. pubescens</i>
3	23,99	" " "
4	24,16	" " "
5	23,85	" " "
6	22,95	" " "
7	22,65	" " "
8	23,53	" " "
9	22,69	" " "
14	23,41	" " "
17	23,26	" " "
19	21,62	" " "
24	22,84	" " "
29	23,21	" " "
34	21,86	" " "
39	22,21	" " "
44	21,62	" " "
51	22,06	" " "
56	23,21	<i>B. pubescens</i> + <i>B. verrucosa</i>
61	23,40	" " "
66	23,05	" " "
71	22,89	" " "
76	22,64	" " "
81	23,83	" " "
82	23,42	" " "
83	23,62	" " "
84	23,50	" " "
85	24,19	" " "
86	23,81	" " "
87	24,58	" " "
88	24,39	" " "
89	24,16	" " "
90	23,85	" " "

Powyższe wyniki otrzymane z pomiarów ziarn pyłku brzoź wskazują, że w okresach chłodnych, w których brzoza była drzewem panującym, pyłek jej miał większe wymiary średnie, niż w środkowej części profilu. Większe wymiary pyłków odpowiadają ogólnie typowi *Betula pubescens*. Wymiary ziarn pyłku ze środkowej części profilu mają wielkość odpowiadającą gatunkowi *B. verrucosa*. W wilgotnym okresie panowania jodły przeważa zapewne *B. pubescens*. Trudno rozstrzygnąć, czy przemijająca obecność pyłków *Betula nana* wskazuje na okresowe pogorszenie się klimatu. Należy bowiem pamiętać, że rozróżnianie gatunków brzoź na podstawie pomiarów biometrycznych trzeba przyjmować krytycznie, gdyż — jak stwierdza C. G. Wenner (14) — jakość osadu i stopień jego nałożenia wpływa wybitnie na wielkość (pęcznienie) pyłków. Wyniki jego obserwacji znajdują potwierdzenie w pracach Firbasa, Aario i innych.

W rezultacie można przyjąć, że historyczna sukcesja gatunków brzoź w interglacjale wskazuje, iż zarówno w spągu, jak i w stropie panował klimat o temperaturze niższej aniżeli w optimum środkowym. Jednak ani w stropie, ani w spągu profilu interglacjalnego z Barkowic Mokrych nie zachowały się utwory odpowiadające tundrze.

NASTĘPSTWO OKRESÓW LEŚNYCH W BARKOWICACH MOKRYCH

W profilu z Barkowic Mokrych I (tabela 10 i tabl. XVI) można wyróżnić następujące trzy główne okresy i dwa przejściowe podokresy historycznego rozwoju flory, poczynając od spągu do stropu:

I okres brzożowo-sosnowy (próbki nr 1—11). Najważniejszym składnikiem lasu jest brzoza (*Betula*) dochodząca do 90%. Występuje ona głównie w gatunkach z typu *B. pubescens*. Wartości sosny (*Pinus*) mają mniejsze znaczenie. Pyłki świerka (*Picea*), buka (*Fagus*), graba (*Carpinus*) i dębu (*Quercus*) pojawiają się tylko w śladach.

Ogólny charakter flory wskazuje na klimat leśny, zbliżający się do subarktycznego.

(II) podokres przejściowy świerkowo-sosnowo-olśzowy (próbki nr 12—42). Obejmuje on maksymalne wartości świerka (*Picea*). Obok świerka korzystne dla siebie warunki rozwoju znajduje olcha (*Alnus*) i sosna (*Pinus*). Jodła (*Abies*) występuje w drobnych ilościach tylko na końcu tego okresu. Buk (*Fagus*) zjawia się sporadycznie. Ilości pyłku graba (*Carpinus*) są niewielkie, podobnie jak drzew lasu dębowego mieszanego (*Quercetum mixtum*), którego najważniejszym składnikiem jest dąb (*Quercus*). Leszczyna (*Corylus*) występuje w nieco większych ilościach tylko w drugiej połowie tego okresu. Silny rozwój lasów świerkowych protegował *Betula verrucosa* o mniejszych wymiarach

TABELA 11
Barkowice Mokre II

Nr próbki	Głębokość w m	Frekwencja	<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Abies</i>	<i>Betula</i>	<i>Salix</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Quercetum mixtum</i>	<i>Alnus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Acer</i>	<i>Ilex</i>	<i>Corylus</i>	<i>Athyrium</i>	<i>Cerastium</i>	<i>Sphagnum</i>	<i>Myriophyllum</i>	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Menyanthes</i>	<i>Caryophyllaceae</i>	<i>Gramineae</i>	Szczałki mikroskopowe	Okres	
1	0-00	15	32.5	0.5	11.0	27.5	—	0.5	—	—	0.5	24.5	3.0	0.5	—	—	4.0	1.0	—	—	—	—	—	—	1.5	—		
2	0-10	30	46.0	2.0	8.5	14.5	—	0.5	0.5	—	1.0	24.0	3.0	1.0	—	—	8.0	3.5	—	—	—	—	—	—	—	—		
3	0-20	38	50.5	3.5	26.0	3.5	—	0.5	—	—	0.5	14.0	2.0	—	—	—	3.5	1.0	—	0.5	—	—	—	—	—	—	2 owocki <i>Potamogeton acutifolius</i>	
4	0-30	18	50.5	3.0	14.5	10.0	0.5	—	—	—	—	20.0	1.5	—	—	—	4.5	0.5	—	—	—	—	—	—	—	—		
5	0-40	40	33.5	3.0	9.0	16.5	2.0	1.0	0.5	—	1.5	10.0	3.0	1.5	—	—	3.0	1.0	—	—	—	0.5	—	—	1.0	—		
6	0-50	5	37.5	2.0	8.0	28.0	2.0	1.0	—	1.0	2.0	19.0	1.5	—	—	—	5.0	1.5	—	—	—	0.5	—	0.5	1.5	—		
7	0-60	23	37.0	4.0	22.0	12.0	0.5	1.5	—	0.5	2.0	20.0	2.0	0.5	—	—	5.5	—	—	0.5	—	0.5	—	—	—	—	1 owocek <i>Potamogeton densus?</i>	
8	0-70	10	35.0	3.0	12.0	11.0	0.5	0.5	0.5	—	1.0	14.0	1.5	1.0	—	—	7.0	0.5	—	2.5	—	1.0	—	1.5	—	—		
9	0-80	18	48.0	3.0	7.5	21.0	1.0	1.5	—	—	1.5	13.5	3.5	1.0	—	—	3.5	—	—	2.5	—	3.5	1.0	—	1.0	—		
10	0-90	20	50.5	14.5	8.5	14.5	—	—	0.5	—	0.5	9.5	1.5	0.5	—	—	3.5	0.5	—	—	—	0.5	—	—	0.5	—		
11	1-00	9	47.5	25.5	10.0	4.0	—	0.5	0.5	—	1.0	11.5	0.5	—	—	—	3.0	—	—	—	2.0	0.5	—	—	—	—	Łuski ryb okoniowatych, może okoń lub sandacz	III
12	1-10	10	41.0	29.0	3.0	6.0	—	1.0	—	—	1.0	17.5	2.0	—	—	0.5	4.0	0.5	—	—	2.0	—	—	—	—	—		
13	1-20	218	32.0	15.0	0.5	3.5	—	1.5	1.5	0.5	3.5	42.5	2.5	—	0.5	—	6.5	0.5	0.5	—	—	—	—	—	0.5	—	1 szyszka <i>Pinus silvestris</i> , łuski ryb karpiowatych, świnki lub certy	
14	1-30	332	18.5	9.0	—	5.0	0.5	1.5	0.5	0.5	2.5	63.5	—	—	0.5	0.5	2.0	2.0	—	—	—	—	—	—	—	—		
15	1-40	70	25.5	22.5	—	4.5	—	1.0	0.5	0.5	2.0	44.5	1.0	—	—	—	7.0	2.5	—	—	1.5	—	—	—	—	—	1 szyszka <i>Pinus silvestris</i>	
16	1-50	188	33.2	20.4	0.4	7.0	—	0.8	2.0	0.8	3.6	35.4	—	—	—	—	2.0	0.8	—	—	—	—	—	—	—	—	Łuski ryb — karp?	
17	1-60	30	35.0	16.5	15.5	5.5	0.5	0.5	0.5	—	1.0	24.5	1.0	—	—	0.5	3.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
18	1-70	10	44.5	15.5	20.0	5.5	0.5	—	0.5	1.0	1.5	11.5	1.0	—	—	—	7.0	—	—	—	—	0.5	—	—	—	—		
19	1-80	30	50.5	14.5	13.5	4.5	—	—	—	—	—	15.0	2.0	—	—	—	2.0	2.0	—	—	—	0.5	—	—	—	—		

pyłku, kosztem *B. pubescens* o większym pyłku. W poziomie nr 19 pomiary ziarn pyłku brzozy dają krzywą dwuwierzchołkową. W przyjmowaniu obecności pyłku *Betula nana* w tym czasie należy być raczej ostrożnym.

W klimacie tego okresu zaznacza się ocieplenie i pewien nieznaczny wzrost kontynentalizmu.

III okres jodłowo-grabowy z udziałem drzew ciepłolubnych (próbki nr 43—71). Charakteryzuje się on panowaniem jodły (*Abies*) i graba (*Carpinus*). Krzywa tych drzew jest wyraźna, zwarta i ciągła. Jakkolwiek sosna (*Pinus*) i olcha (*Alnus*) występują tu w ilościach znacznych, dwa pierwsze rodzaje są jednak najważniejszymi wykładnikami zmian klimatycznych w tym okresie. Wartości jodły (*Abies*) wzrastają szybko, utrzymują się przez pewien czas na jednakowym mniej więcej poziomie, osiągając maksimum przy 36% i następnie równie szybko opadają. Grab (*Carpinus*) występuje w ilościach mniejszych; jego udział maksymalny wynosi 18%, a wierzchołek jego krzywej znajduje się między dwiema kulminacjami jodły. Dąb (*Quercus*) tworzy w tym okresie również ciągłą krzywą i chociaż jest go niewiele, osiąga on wówczas najwyższe wartości w ciągu całego interglacjału (udział maksymalny 7,5%). Pozostałe składniki lasu dębowego mieszanego (*Quercetum mixtum*) występują sporadycznie i mają małe znaczenie. Świerk (*Picea*) na początku i na końcu tego okresu zjawia się w ilościach nieco większych niż w środkowym jego odcinku. Brzoza (*Betula*), po wybitnej supremacji nad innymi drzewami w poprzednich okresach, odgrywa obecnie podrzędną rolę jako składnik lasu. W mniejszej ilości rośnie *Betula verrucosa*, w większej *B. pubescens*. Leszczyna (*Corylus*) pojawia się w niewielkich ilościach, które nieznacznie tylko się zwiększają (maksimum 14,5%).

Klimatycznie okres ten był okresem optymalnym, łagodnym, bez zaostżeń właściwych kontynentalizmowi.

(IV) podokres przejściowy sosnowo-brzozowy (próbki nr 72—86). Jako panujący składnik wysuwa się sosna zwyczajna (*Pinus silvestris* — udział maksymalny 92%), wykazująca małe wahnięcia. Brzoza, prawdopodobnie *Betula pubescens* z coraz to większą domieszką *B. verrucosa*, schodzi na plan drugi i o ile początkowo ma niskie wartości nie dochodzące do 10%, o tyle później krzywa jej znacznie wzrasta (udział maksymalny 58,5%).

Poza tym występują pyłki świerka (*Picea*), olchy (*Alnus*) i wierzby (*Salix*). Ta ostatnia osiąga wówczas maksimum swego występowania. Sporadycznie pojawiają się też pojedyncze pyłki jodły (*Abies*), grabu (*Carpinus*), wiązu (*Ulmus*), lipy (*Tilia*) oraz leszczyny (*Corylus*). Pyłek

modrzewia (*Larix*), zachowujący się źle w stanie kopalnym, zdaje się wskazywać na obecność *in situ* tego drzewa.

Klimat tego okresu można scharakteryzować jako leśny, chłodny i kontynentalny.

V okres brzozowo-sosnowy (próbki nr 87—90). Diagram pyłkowy obejmuje początkowe stadium tego okresu. Głównym składnikiem ówczesnego lasu była brzoza (*Betula*). Pyłki brzozy należą do typu *B. pubescens*. Poza brzozą (udział maksymalny 94,5%) występowała sosna zwyczajna (*Pinus silvestris*). Ślady pyłku olchy (*Alnus*) nie dowodzą obecności tego drzewa w najbliższej okolicy Barkowic Mokrych.

Klimat był wówczas parkowo-leśny, zimny i dość suchy.

Profil Barkowice Mokre II, (tabela 11) obejmuje 19 poziomów okresu jodłowo-grabowego z udziałem drzew ciepłolubnych. Okres ten jest w tym profilu lepiej rozwinięty. W porównaniu z profilem I można w nim zauważyć drobne tylko różnice, zapewne lokalnej natury. Jodła (*Abies*) mająca dość duże wartości w kilku poziomach, w innych występuje w ilościach bardzo małych, a w jednym zanika nawet zupełnie. W okresie zaniku jodły widoczne jest masowe występowanie olchy (*Alnus*); świerk (*Picea*) zachowuje się tu także podobnie jak w profilu I osiągając wyższe wartości w dolnych poziomach profilu. Krzywe sosny (*Pinus*), brzozy (*Betula*) oraz lasu dębowego mieszanego (*Quercetum mixtum*) nie odbiegają w ogólnych zarysach od krzywych tych drzew z profilu I.

Biorąc pod uwagę całokształt zmian sukcesji leśnych, jakie dadzą się zaobserwować w profilu interglacjalnym, można przyjąć, że okres międzylodowcowy, w którym tworzyły się osady wodne z Barkowic Mokrych, charakteryzował się klimatem chłodnym, sprzyjającym rozwojowi lasów o wybitnej przewadze drzew szpilkowych.

PORÓWNANIE FLORY INTERGLACJALNEJ Z BARKOWIC MOKRYCH Z INTERGLACJALAMI DORZECZA ŚREDNIEJ PILICY, GÓRNEJ WARTY ORAZ Z INTERGLACJALEM Z ŻYDOWSZCZYZNY

W niewielkiej odległości od Barkowic Mokrych leżą (fig. 35) Dzbanki Kościuszkowskie i Szczerców (około 50 km na zachód) oraz Olszewice (około 15 km na północny wschód). Można by oczekiwać, że analiza pyłkowa osadów z wyżej wymienionych miejscowości da wyniki do siebie podobne. Przypuszczenie to jednak sprawdza się tylko częściowo. Diagramy pyłkowe z Dzbanek Kościuszkowskich i Szczercowa odbiegają wybitnie od diagramów z Barkowic Mokrych.

W Dzbankach Kościuszkowskich i w Szczercowie można prześledzić szereg faz florystycznych rozpoczynających się okresem lasów sosnowo-brzozowych, poprzez sosnowo-dębowe, dębowe, lipowo-grabowe, grabowo-świerkowe, jodłowo-świerkowe do sosnowych. Wśród tych ostatnich wyróżniają się trzy zespoły, a mianowicie las sosnowy ze świerkiem, z drzewami liściastymi i znów ze świerkiem. Ciepłolubny las dębowy mieszany (*Quercetum mixtum*) osiąga tam bardzo wysokie wartości (do 80%), tak samo jak i leszczyna (*Corylus*), która dochodzi do 88,8%. Udział graba (*Carpinus*) i jodły (*Abies*) zwłaszcza w Dzbankach Kościuszkowskich jest również niepomniernie większy. Nie wdając się nawet w szczegółowe porównanie diagramów pyłkowych osadów z Dzbanek Kościuszkowskich i Szczercowa można powiedzieć, że są one zupełnie różne.

Diagramy pyłkowe podobnego typu, jak wyżej opisany z Barkowic Mokrych, znane są z profili interglacjalnych z Olszewic pod Tomaszowem Mazowieckim i z Żydowszczyzny.

Interpretację profilu z Olszewic i z Żydowszczyzny w porównaniu z profilem interglacjalnym z Barkowic Mokrych podaje poniższe zestawienie. Pomijam tu kwestię „zimnego wahnienia klimatycznego“ wyróżnionego przez B. Jaronia (2) i J. Trełę (13). Zagadnienie to omówi między innymi J. Dyakowska przy podaniu wyników analizy botanicznej z profilu interglacjalnego z Nowin Żukowskich, położonych na południowy wschód od Lublina. W zestawieniu wyróżniam trzy zasadnicze okresy.

Okres	Olszewice	Żydowszczyzna	Barkowice Mokre
I	Lasy brzozowe i sosnowe ze śladami olchy (<i>Alnus</i>), świerka (<i>Picea</i>) i dębu (<i>Quercus</i>)		
(II)	Lasy sosnowo-olchowe z dużą domieszką świerka (<i>Picea</i>)		
III	Charakterystyczna dwuwierzchołkowa krzywa jodły (<i>Abies</i>) przedzielona wierzchołkiem graba (<i>Carpinus</i>). Maksimum lasu dębowego mieszanego (<i>Quercetum mixtum</i>)		
(IV)	Lasy sosnowo-brzozowo-olchowe z niedużą domieszką świerka (<i>Picea</i>)		
V	Lasy sosnowe Zanik elementów termofilnych		Lasy brzozowo-sosnowe

WNIOSKI

1. Profil pyłkowy Barkowice Mokre I nie obejmuje pełnej serii historycznej sukcesji lasu interglacjalnego, lecz prawie wyłącznie jego okres optymalny, podczas gdy fazy klimatu chłodniejszego są zaznaczone zaledwie w kilkunastu poziomach. Zmieniający się klimat pozwala na wyróżnienie trzech zasadniczych okresów:

I — okres klimatu zimnego (subarktycznego) z panującą brzozą z typu *Betula pubescens* i z sosną (*Pinus*),

II — okres leśny o klimacie wilgotnym, dość chłodnym z panującym lasem sosnowo-olszowym, w którym jako domieszka ważną rolę kolejno odgrywają: świerk (*Picea*), jodła (*Abies*) i grab (*Carpinus*), nadto elementy ciepłolubnego lasu dębowego mieszanego (*Quercetum mixtum*) oraz jeszcze raz świerk (*Picea*),

III — okres leśny klimatu zbliżającego się do klimatu subarktycznego ze stopniowym zanikaniem wszystkich rodzajów drzew z wyjątkiem brzozy (*Betula*) i częściowo także sosny (*Pinus*).

2. Profil pyłkowy Barkowice Mokre II obejmuje tylko środkową część profilu Barkowice Mokre I, a mianowicie jego drugi, optymalny okres.

3. Porównanie interglacjalnych profili pyłkowych z Barkowic Mokrych z analogicznymi profilami dorzeczy średniej Pilicy, górnej Warty i Żydowszczyzny wykazuje uderzające podobieństwo profilu z Barkowic Mokrych z profilem z Olszewic i z Żydowszczyzny, wybitne zaś różnice w stosunku do profili z Dzbanek Kościuszkowskich i ze Szczercowa.

4. Charakterystyka florystyczna interglacjalów i klasyfikacja ich wieku przeprowadzana przez P. Woldstedta (15) daje podstawy do zaliczenia utworów interglacjalnych z Dzbanek Kościuszkowskich i Szczercowa do ostatniego, znacznie cieplejszego w optimum okresu międzylodowcowego Masovien II, a z Barkowic Mokrych, Olszewic i z Żydowszczyzny do przedostatniego, chłodniejszego interglacjału Masovien I.

Instytut Botaniczny
Uniwersytetu Jagiellońskiego
w Krakowie

L I T E R A T U R A

1. Erdtman G. — An introduction to pollen analysis. *Waltham*, Massachusetts 1943.
2. Jaroń B. — Analiza pyłkowa interglacjału z Żydowszczyzny koło Grodna (Pollenanalytische Untersuchung des Interglazials von Żydowszczyzna bei Grodno in Polen). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 9, Kraków 1933.
3. Jentys-Szaferowa J. — Budowa błon pyłków leszczyny, woskownicy i europejskich brzoź oraz rozpoznawanie ich w stanie kopalnym *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr.* t. 68, ser. B, nr 5, Kraków 1929.
4. Jentys-Szaferowa J. — Z badań biometrycznych nad zbiorowym gatunkiem *Betula alba* L. II. O możliwości krzyżowania się gatunków *Betula verrucosa* Ehrh. i *Betula pubescens* Ehrh. *Inst. Bad. Lasów Państw.* ser. A, nr 40, Warszawa 1938.
5. Johnsson H. — Interspecific hybridization within the genus *Betula*. *Separat ur Hereditas*, vol. 31, Lund 1945.
6. Lilpop J. — Flora utworów międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Maz., profil zupełny (The flora of the interglacial formations in Olszewice, Central Poland, complete profile). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 65, Kraków 1930.
7. Lilpop J., Passendorfer E. — O utworach interglacjałnych pod Sulejowem nad Pilicą (The interglacial formations near Sulejów on the Pilica), *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* t. 3, Warszawa 1925.
8. Passendorfer E. — O utworach interglacjałnych w Olszewicach pod Tomaszowem Maz. (The interglacial formations in Olszewice near Tomaszów in Central Poland). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 65, Kraków 1930.
9. Passendorfer E. — Interglacjał w Olszewicach pod Tomaszowem Maz., profil kompletny (The Interglacial in Olszewice near Tomaszów Mazowiecki, Central Poland). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 65, Kraków 1930.
10. Piech K. — Das Interglazial von Szczerców östlich von Wieluń, *Wojewodschaft Łódź*. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 8, Kraków 1932.
11. Różycki S. Z. — Interglacjałne łupki bitumiczne w Barkowicach Mokrych koło Sulejowa (Interglacial bituminous shales in Barkowice Mokre near Sulejów). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 29, Warszawa 1947.
12. Szafer Wł. — Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej (Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 5, Kraków 1928.
13. Trela J. — O utworach międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Maz. Analiza pyłkowa utworów międzylodowcowych w Olszewicach. Uzupełnienie (Pollenanalysis of the interglacial formations in Olszewice). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 65, Kraków 1932.
14. Wenner C. G. — Pollen diagrams from Labrador. *Reprint from Geografiska Annaler*, 1947.
15. Woldstedt P. — Ueber die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 99. Stuttgart 1947.

Мария СОБОЛЕВСКАЯ

МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД В БАРКОВИЦАХ МОКРЫХ ПОД СУЛЕЕВОМ

(с 1 табл. и 2 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

Исследования методом анализа пылицы 2 профиля межледниковых отложений из Барковиц Мокрых около Сулеева на Пилице и найденные в них макроскопические остатки растений определили наличие трех главных и двух второстепенных лесных фаз в следующем порядке считая от почвы:

- I. Березово-сосновый период. Климат холодный.
 - II. Елово-сосново-ольховая подфаза. Климат более мягкий чем предыдущий.
 - III. Пихтово-грабовая фаза. Для изучаемого профиля климат оптимальный, холодный, но мягкий и влажный.
 - IV. Сосново-березовая подфаза. Климат немного холоднее чем предыдущий.
 - V. Березово-сосновая фаза. Климат холодный, довольно сухой.
- Сравнение четырех, вблизи расположенных, профилей: из Барковиц Мокрых, Ольшевиц, Дзбанек Косьцюшковских и Шерцова и более отдаленного из Жидовщизны около Гродна оказало, что здесь мы имеем дело с двумя межледниковыми периодами — старшим, более холодным в Барковицах, в Ольшевицах и в Жидовщизне, соответствующим предпоследнему межледниковому периоду мазовецкому I и младшим, в оптимуме более теплым, в Дзбанках Косьцюшковских, последним межледниковым периодом мазовецким II.

Р Е З Ю М Е

В августе 1939 г. д-р Б. Я р о н ь и студент Ягеллонского Университета А. М а й е р собрали материал к пыльцевому анализу в Бар-

ковицах Мокрых возле Сулеева на Пилице. Следовательно этот материал, в начале войны, изучал А. Майер в Ботаническом Институте Ягеллонского Университета под руководством проф. В. Шафера. Когда его работа приходила к концу, он был арестован Немцами и вывезен в освенцимский лагерь, где и погиб. Погиб там также в мае 1942 года др Б. Яробь. Но материалы к пыльцевому анализу и результаты уже произведенных анализов все-таки сохранились.

В 1946 г. я приступила к окончанию работы начатой А. Майером. Я произвела анализ оставшихся проб его профиля, измерила во всем профиле пыльцу берез для возможного различия их видов, а в 1949 г. исследовала с точки зрения содержания макро- и микроскопических остатков, пробы битуминозных сланцев из Барковиц Мокрых, доставленные Ботаническому Институту Государственным Геологическим Институтом.

Приношу благодарность Проф. В. Шаферу за вверение мне материалов покойного А. Майера и за ценные советы во время работы, а также др Я. Ентыс-Шаферовой за указания и помощь при биометрических измерениях березовой пыльцы.

Геологическое строение Барковиц Мокрых

Деревня Барковице Мокре расположена в шести километрах к северу от Сулеева. Она расположена на территории покрытой валунной глиной и золотыми песками. Крутой берег Пилицы образует в Барковицах Мокрых ряд оврагов и в них то и выступают межледниковые отложения. Е. Ляльпоп и Э. Пассендорфер в 1925 г. (7) выкопали шурф в самом южном овраге, причем обнаружился профиль, в котором сверху вниз выступали:

1. мелкозернистый песок, в верхней части ржавого цвета,
 2. комплекс сланцев толщиной 2,33 м,
 3. слой суглинка, без органических следов, толщиной 0,30 м,
 4. слой черного сланца толщиной 0,06 м,
 5. плитообразный торф, сильно спрессованный толщиной 0,15 м,
 6. черные сланцы толщиной 0,26 м,
 7. суглинок без органических следов,
 8. черный сланец толщиной 0,10 м,
 9. крупнозернистый песок, местами с диагональной слоистостью, с гальками в диаметре доходящими до 0,30 м,
 10. красные моренные глины с большим количеством валунов.
- Отложения песков и глин обладают общей мощностью 7 м.

В 1930 году Э. Пассендорфер (8) прокопал второй раз межледниковые отложения найденные в 1925 году. В этом случае ему было необходимо исследовать характер песков под сланцами, интерпретация которых была неясная. Оказалось, что эти пески содержат определенное количество галек, безусловно северных, как красные кварциты, граниты и др. Значит, они представляют отложения связанные с оледенением. До моренных глин шурф не дошел.

В 1947 году этими сланцами занялся С. З. Ружицкий (11). Наблюдения произведенные только в одном из ранее выкопанных шурфов дали следующие результаты:

1. средние и крупные водоносные нески с галечником 0,00 — 1,10 м.
2. горючий сланец 1,10 — 4,20 м.
3. мелкий суглинок 4,20 — 4,30 м.
4. среднезернистая супесь 4,30 — 4,50 м.
5. валунная глина.

На основании этих данных все вышеупомянутые авторы согласно определили возраст сланцев как межледниковый. По мнению Е. Лильпопа, Э. Пассендорфера и С. З. Ружицкого глина, покрывающая сланцы, принадлежит к средне-польскому оледенению, а межледниковый период представляет межледниковие мазовецкое I (12).

Наконец отмечу, что профиль Барковице Мокре II происходит из шурфа расположенного вблизи шурфа исследованного С. З. Ружицким. Относительно же расположения разреза Барковице Мокре I к сожалению детальные данные не сохранились, так как записки А. Маiera были уничтожены во время войны; остались только следующие заметки относительно характера межледниковых осадков:

- A 0,00 — 0,08 м ил с пятнами ржавчины
- B 0,08 — 0,46 „ светло-серая известковая „gytia”
- C 0,46 — 0,54 „ темно-серая „gytia”
- D 0,54 — 0,52 „ серая „gytia”
- E 0,62 — 0,98 „ черная „dy”
- F 0,98 — 2,44 „ буро-черная „dy”
- G 2,44 — 2,78 „ темно-серый ил.

Физические свойства сланца

Сланец из Барковиц Мокрых имеет в свежем состоянии темно-серый или почти черный цвет, с слабым коричневым оттенком, жирный и легко разделяется на тонкие пластинки. Высушенный сланец светлеет, становится твердым как рог и горизонтально трескается на тонкие пла-

стинки. Этот сланец можно назвать бумажно-сланцеватой „dy“ образовавшейся как осадок на дне вероятно довольно большого озера.

Метод исследования

Вследствие своеобразных свойств сланца я не могла для изъятия из него макроскопических растительных остатков воспользоваться нормально принятым методом. Это значит, что я не могла разваривать его в соде, а затем промывать текущей водой на сите так как после нескольких дней продолжающегося варения не изменял он своей консистенции но должна была свежий, еще влажный материал, разделить пожем на тонкие пластинки. Ниже подаю результаты анализа макроскопических остатков девятнадцати горизонтов выделенных из материала общим объемом 1,90 м³.

Пробы к пыльцевому анализу приготовил А. Майер разваривая их в 10% растворе КОН. Тем же способом и я также приготовила к анализу несколько последних проб из этого профиля. Сумма пыльцев древесных растений, насчитанная нами в каждом изучаемом горизонте равнялась 200, за исключением пыльцы орешника. Количество пыльцы в 1 см² поля зрения в этом профиле не подано, но всетаки безусловно было значительное. Мощность профиля сланцев в Барковицах Мокрых I равняется 2,78 м. Пробы были взяты Б. Я р о н е м и А. М а й е р о м из верхней части разреза в промежутках двух см, а от пробы № 51 вниз в промежутках четырех см. Материал сланцев присланных Государственным Геологическим Институтом (Барковице Мокре II) состоял из 10 проб: расстояние между ними равнялось 10 см. Я приготовила их к микроскопическому исследованию применяя современный, общепринятый метод Э р д т м а н а (1).

Результаты макроскопического анализа

Несмотря на то, что было старательно пересмотрено около 2 м³ материала — макроскопических остатков растений найдено немного.

Г о р и з о н т № 3 (сравни профиль Барковице Мокре II) содержал два плода *Potamogeton acutifolius* размерами:

- 1) 2,56 мм длины, 2,31 мм ширины
- 2) 2,37 мм длины, 2,28 мм ширины

Г о р и з о н т № 7. Один плод вероятно *Potamogeton densus* 2,70 мм длины, 1,80 мм ширины.

Г о р и з о н т № 11. Чешуй рыб из семейства окуневых¹, может быть окунь или судак.

1) Приношу благодарность др Ю щ и к у за определение рыбих чешуй.

Г о р и з о н т № 13. Шишка *Pinus silvestris, forma plana*; она имела 26 мм длины в развернутом вите и чешуи рыб йз семениства карповых (свинка или црта).

Г о р и з о н т № 15. Шишка *Pinus silvestris, forma gibba* (29 мм длины, 22 мм ширины).

Г о р и з о н т № 16. Чешуи рыб, вероятно карпа.

Рыбы Барковицкого озера, это речные рыбы или из замкнутых бассейнов с притоком речной воды.

Ниже подаю размеры собранных А. М а й е р о м шишек *Pinus silvestris*, из Барковиц Мокрых, найденных мною в коллекциях Ботанического Института Ягеллонского Университета. Этих шишек было 9.

1) длина 19 мм, ширина 10 мм

2) „ 35 „ „ 16 „

3) „ 23 „ „ 15 „

4) „ 22 „ „ 19 „

5) „ 23 „ „ 12 „

6) „ 19 „ „ 10 „

7) „ 25 „ „ 15 „

8) „ 20 „ „ 12 „

9) поврежденная.

Ширина шишки измерялась на половине длины и на плоскости сдавливания.

Относительно определения видов шишек обыкновенной сосны надо прибавить заметку о присутствии или отсутствии у них отростка т. наз. апофизиса. На основании этих примет отличаются формы: *plana* с плоским щитком, *gibba* с выпуклым щитком пирамидальной формы, однако без выразительного отростка и *reflexa* с щитком обладающим выразительным удлиненным отростком. В нашем слание самой обычной формой шишки является *gibba* а формы *plana* и *reflexa* встречаются реже. Из 11 шишек из Барковиц Мокрых 8 принадлежит к форме *gibba*, 2 к *plana* и 1 к *reflexa*.

Биометрические измерения березовой пыльцы

Биометрическое изучение березовой пыльцы имеет значение для распознавания видов берез, а определенные на этом основании виды берез позволяют точнее проследить климатические изменения межледниковых периодов, как и раннего послеледникового периода. Эти исследования еще тем важнее, что — как это показала Я. Е н т ы с-Ш а ф е р о-

ва (4) — помеси видов *Betula verrucosa* и *B. pubescens* встречаются очень редко и что чистые виды находятся в сообществах в превосходящем количестве. Согласно с этим Г. Джонсон (5), которая изучала образование помесей разных видов берез, констатировала, что плоды, образовавшиеся при опылении пестиков *Betula verrucosa* пылью *B. pubescens* и наоборот, во многих случаях являются в 100% бесплодными. Опираясь на труде Я. Ентыс-Шафровой (3) я измерила березовую пыльцу в профиле из Барковиц Мокрых I. Я каждую пробу разваривала в 10% растворе КОН. При измерениях пользовалась микроскопом Цейсса вытягивая трубку микроскопа до 150 мм; употребляла окуляр 4 с делением и объектив F. Расстояние деления в окуляре равнялось 1,59 μ. Я измеряла пыльцу таким образом, что брала расстояние от края одной поры до середины противоположной стенки. Если экзина пыльцы была сильно сплюснута, тогда я, как действительный размер принимала среднюю между самыми большими и самыми маленькими расстояниями. В верхних и нижних горизонтах профиля, где береза выступает в большом количестве, я измеряла пыльцу во всех образцах по порядку; в средней части профиля, где березовой пыльцы значительно меньше, я измеряла ее в каждой пятой пробе. В большинстве случаев я измеряла по 200 пыльцевых зерен из каждого горизонта, а там, где процентное участие березы значительно уменьшается, я измеряла в среднем 125 пыльцевых зерен а исключительно (в одной пробе) 100 пыльцевых зерен.

Приложенная таблица содержит в первой графе номера горизонтов, в которых была измерена пыльца; во второй содержится сумма измеренной пыльцы. Третья рубрика разграфлена согласно делениям на окуляре, причем для ориентировки поданы соответствующие величины, с точностью до одной сотой. В двух следующих графах содержится вычисленная средних размеров пыльцы в шкале делений и в микронах. В фиг. 36 над кривыми размеров пыльцы из отдельных горизонтов помещаются приблизительные кривые изменчивости для пыльцы *Betula verrucosa* и *B. pubescens*, а также третья общая для смеси этих двух видов при отношении 1:1. Они относятся к ископаемой пыльце и обладают немного меньшими средними величинами чем современная пыльца. Я. Ентыс-Шафрова нашла размеры ископаемой пыльцы немного меньшими и приписывает это окаменению. Средняя величина для *Betula verrucosa* равняется 21,60 μ для *B. pubescens* 24,30 μ общая для обоих видов 22,90 μ *B. humilis* имеет те же величины, что и *B. verrucosa*.

На таблице бросается в глаза протяжение кривых. Пыльца помещается тут между делениями 10 и 20 и только исключительно в образце № 19 одно пыльцевое зерно выступает в делении 9, а в образце

№ 71 в делении 22. Возможно, что эта последняя является попадающей и теперь в природе пыльцой с несокращенным числом хромозомов или пыльцой полиплоида.

Ряд фреквентаций аналогичный с протяженностью, какую занимала пыльца у Я. Е н т ы с - Ш а ф е р о в о й из раствора едкого калия или серой кислоты. На этой основе можно принять, что в пределах пыльцы, представленной на таблице, содержатся три, а может быть четыре вида берез.

Приведенная в польском тексте сводка содержит виды выделенные в отдельных горизонтах, причем на первом месте появляются виды господствующие в данном горизонте.

Результаты, полученные при измерении березовой пыльцы показывают, что в холодных фазах, в которых береза была господствующим деревом, ее пыльца обладала высшей средней величиной чем в средней части профиля. Большие размеры пыльцы вообще соответствуют типу *B. pubescens*. Размеры пыльцы в средней части разреза соответствуют виду *B. verrucosa*.

Во влажной же фазе господствования ели превосходит вероятно *B. pubescens*. Указывает ли временное присутствие *Betula nana* на периодичное ухудшение климата, — трудно разрешить. Следует помнить, что определение видов берез на основании биометрических измерений надо принимать критически потому что — как утверждает В е н е р (13) — качество осадка и степень его разложения значительно влияет на величину (разбухание) пыльцы. Результаты его наблюдений находят подтверждение в трудах Ф и р б а с а, А а р и о и других.

Подводя итоги можно принять, что историческое наследие видов берез в межледниковом периоде указывает на то, что как в подошве, так и в кровле господствовал климат с более низкой температурой, чем в среднем оптимуме. Однако ни в кровле, ни в подошве межледникового профиля в Барковицах Мокрых не сохранилось отложений соответствующих тундре.

Последовательность лесных фаз в Барковицах
М о к р ы х

В профиле из Барковиц Мокрых (табл. 10 и таблица XVI) можно выделить три следующих главных фаз и две переходных подфаз в историческом развитии флоры, переходя от подошвы к кровле:

I. Березово-сосновая фаза (пробы № 1 — 11) — наиболее значительной является береза (*Betula*) доходя до 90%. Главным образом выступает она в видах из типа *B. pubescens*. Сосна (*Pinus*)

имеет меньшее значение. Появляются только следы пыльцы ели (*Picea*), бука (*Fagus*), граба (*Carpinus*) и дуба (*Quercus*).

Общий характер климата указывает на лесной климат, приближающийся к субарктическому.

II. Переходная, елово-сосново-ольховая подфаза (№ 12 — 42). Она содержит максимальное количество ели (*Picea*). Рядом с елью ольха (*Alnus*) и сосна (*Pinus*) находят благоприятные условия развития. Пихта (*Abies*) только в конце этого периода выступает в небольшом количестве. Бук (*Fagus*) появляется спорадически. Количество пыльцы граба (*Carpinus*) небольшое, как и дубового смешанного леса (*Quercetum mixtum*), в котором самым важным компонентом постоянно является дуб. Орешник (*Corylus*) выступает немного чаще только в первой половине этой фазы. Сильное развитие еловых лесов покровительствовало *Betula verrucosa* с меньшими размерами пыльцы за счет *B. pubescens* с большой пылью. В горизонте № 19 измерения березовой пыльцы дают кривую с двумя кульминациями. Присутствие в это время пыльцы *Betula nana* надо приписать с большой осторожностью. В климате этой фазы замечается отепление и незначительное возрастание континентальности.

III. Пихтово-грабовая фаза с участием теплолюбивых деревьев (проба № 43—71). — Она отличается господством пихты (*Abies*) и граба (*Carpinus*). Кривая этих деревьев отчетлива, сомкнута и непрерывна. Несмотря на то, что сосна (*Pinus*) и ольха (*Alnus*) выступают здесь в значительном количестве, самыми важными показателями климатических изменений в этой фазе являются однако пихта и граб. Количество пихты (*Abies*) быстро возрастает, удерживается на одном уровне (максимум 36%), а затем также быстро уменьшается. Граб (*Carpinus*) выступает в меньшем количестве: максимум 18%. Кульминация его кривой находится между двумя кульминационными пунктами пихты. Дуб (*Quercus*) в этом периоде тоже дает непрерывную кривую и хотя имеется его немного, он достигает на протяжении всего межледникового периода самой большей численности (максимум 7,5%). Остальные деревья дубового смешанного леса (*Quercetum mixtum*) выступают спорадически и имеют малое значение. Ель (*Picea*) в начале и в конце этой фазы появляется в большем количестве чем в ее среднем отрезке. Береза (*Betula*), после безусловного превосходства над другими деревьями в предыдущих фазах, играет теперь как составная часть лесов второстепенную роль. Многочисленнее растет *B. pubescens*, реже *Betula verrucosa*. Орешник (*Corylus*) появляется в небольшом количестве, которое только незначительно увеличивается (максимум 14,5%).

Климатически эта фаза является оптимальной, мягкой с отсутствием больших амплитуд свойственных континентальным условиям.

IV. Переходная сосново-березовая подфаза (№ 72 — 86). На господствующее место выдвигается обыкновенная сосна (*Pinus silvestris*, максимум 92%), проявляя малые колебания. Береза, вероятно все та-же *Betula pubescens* с увеличивающейся примесью *B. verrucosa*, отходит на второй план. Вначале стоит низко (максимум 10%), позднее ее кривая поднимается и достигает даже 58,5%.

Появляется пыльца новых лесных обитателей: ели (*Picea*), ольхи (*Alnus*) и вербы (*Salix*), которая имеет здесь максимум своего выступления; спорадически появляются одиночные пыльцевые зерна пихты (*Abies*), граба (*Carpinus*), вяза (*Ulmus*), липы (*Tilia*) и орешника (*Corylus*). Пыльца лиственницы (*Larix*), плохо сохраняющаяся в ископаемом состоянии, кажется указывать на присутствие *in situ* дерева этого вида.

Климат этой фазы можно назвать лесным холодным и континентальным.

Профиль в Барковицах Мокрых II (табель 11) содержит 19 горизонтов пихтово-грабовой фазы с участием теплолюбивых деревьев. Этот период в этом профиле развит лучше. В сравнении с профилем I в нем можно заметить только мелкие отличия вероятно местного происхождения. Пихта (*Abies*), выступающая в довольно большом количестве в некоторых горизонтах, в других выступает в очень малом количестве, а в одном горизонте даже совсем отсутствует.

В фазе исчезновения пихты замечается массовое появление ольхи (*Alnus*); ель (*Picea*) ведет себя подобным образом как в профиле I достигая более высокого количества в нижних горизонтах профиля.

Кривые сосны (*Pinus*), березы (*Betula*) и дубового смешаного леса (*Quercetum mixtum*) в общей форме не отклоняются от кривых этих деревьев профиля I.

Принимая во внимание совокупность перемен лесной последовательности замечающихся в межледниковом профиле, можно заключать что межледниковый период, в котором образовались водяные осадки Барковиц Мокрых, отличался холодным климатом способствующим развитию лесов преимущественно состоящих из хвойных деревьев.

V. Березово-основая фаза (пробы № 87 — 90). Пыльцевая диаграмма содержит заключительную стадию этой фазы. Главным компонентом тогдашнего леса была *Betula*. Пыльца березы принадлежит к типу *B. pubescens*. Кроме березы (максимум 94,5%) выступала обыкновенная сосна (*Pinus silvestris*). Следы ольховой (*Alnus*) пыльцы не доказывают присутствия этого дерева в ближайших окрестностях Барковиц Мокрых.

Климат тогда был парково-лесной, холодный и довольно сухой.

Сравнение межледниковой флоры Барковиц Мокрых с межледниковым периодом бассейна средней Пилицы и верхней Варты

На небольшом расстоянии от Барковиц Мокрых находятся Дзбанки Косьцюшковске и Щерцов (около пятнадцати километров к северо-востоку — фиг. 35).

Можно бы ожидать, что анализ пылицы из осадков выше перечисленных местностей дает сходные результаты. Однако это предположение оправдывается только частично. Диаграммы пылицы из Дзбанков Косьцюшковских и Щерцова выразительно отличаются от диаграмм из Барковиц Мокрых. В Дзбанках Косьцюшковских и в Щерцове можно проследить ряд растительных фаз начинающихся фазой сосново-березовых лесов сквозь сосново-дубовые, дубовые, липово-грабовые, грабово-еловые, пихтово-еловые до сосновых. Среди этих последних отличаются три комплексы, а именно: а) лес сосновый с елью, в) с лиственными деревьями, с) с елью. Теплолюбивый лес, дубово-смешанный (*Quercetum mixtum*) достигает там очень большого значения (до 80%), также как и орешник (*Corylus*), который достигает 88,8%. Соучастие граба (*Carpinus*) и пихты (*Abies*), особенно в Дзбанках Косьцюшковских, тоже несоразмерно больше. Даже не входя в детальное сравнение диаграмм пыльцевых осадков из Дзбанков Косьцюшковских и Щерцова, можно сказать, что они совершенно разные.

Пыльцевые диаграммы подобного типа, как вышеописанная из Барковиц Мокрых известны из межледниковых профилей Ольшевиц из под Томашова Мазовецкого и Жидовщицны возле Гродна, расположенной за границей Польши.

Толкование профиля из Ольшевиц и Жидовщицны в сравнении с межледниковым профилем из Барковиц Мокрых содержит нижеследующая сводка.

Я должна заметить, что здесь не касаюсь вопроса „холодного климатического колебания“ выделенного Я р о н е м (2) и Т р е л е й (13). Вопрос этот разберет, между прочим, Я. Д ы а к о в с к а я сообщая результаты ботанического анализа из межледникового профиля Новин Жуковских расположенных к юго-востоку от Люблина. В сводке выделено три основные фазы.

Фаза	Ольшевице	Жидовщина	Барковице Мокре
I	Березовые и сосновые леса со следами ольхи (<i>Alnus</i>), ели (<i>Picea</i>) и дуба (<i>Quercus</i>)		
(II)	Сосново-ольховые леса с большей примесью ели (<i>Picea</i>)		
III	Характерная двукульминационная кривая пихты (<i>Abies</i>), разделенная кульминацией граба (<i>Carpinus</i>). Максимум дубого — смешанного леса (<i>Quercetum mixtum</i>)		
IV	Сосновые, березовые и ольховые леса с небольшой примесью ели (<i>Picea</i>).		
V	Сосновые леса Березовые и сосновые леса Исчезновение теплолюбивых элементов.		

Выводы

А. Пыльцевый профиль № I из Барковиц Мокрых не охватывает полной свиты исторической последовательности межледниковых лесов, по почти исключительно его оптимальную фазу, тогда как фазы более холодного климата отмечены только в нескольких горизонтах.

Изменяющийся климат позволяет выделить три основные фазы:

- I. фаза холодного климата (субарктического) с господствующей березой из типа „*Betula pubescens*“ — и с сосной (*Pinus*);
- II. лесная фаза с влажным климатом, довольно холодным с господствующим сосново-ольховым лесом, в котором важную роль как примеси, играют растения в следующем порядке: ель (*Picea*), пихта (*Abies*) и граб (*Carpinus*), кроме того элементы теплолюбивого смешанного леса (*Quercetum mixtum*) и еще раз ель (*Picea*);
- III. лесной период с климатом приближающимся к субарктическому с постепенным исчезанием всех родов деревьев за исключением березы (*Betula*), а также частично сосны (*Pinus*).

В. Пыльцевый профиль № II из Барковиц Мокрых охватывает только часть профиля I, только одну оптимальную фазу.

С. Сравнение межледниковых пыльцевых профилей из Барковиц Мокрых с аналогичными профилями бассейнов Пилицы, верхней Варты и окрестностей Гродна обнаруживает поразительное сходство профиля

Барковиц Мокрых и Жидовщины и выдающуюся разницу в отношении профиля из Дзбанков Косьцюшковских и из Щерцова.

Д. Характеристика растительности межледниковых фаз и классификация их возраста произведенная Вольдштедтом (15) дает основание причислить межледниковые отложения Дзбанков Косьцюшковских и Щерцова к последнему более теплomu в оптимуме, межледниковому периоду мазовецкому II, отложения Барковиц Мокрых, Ольшевиц и Жидовщины к предпоследнему, более холодному межледниковому периоду мазовецкому I.

Maria SOBOLEWSKA

INTERGLACIAL AT BARKOWICE MOKRE NEAR SULEJÓW

(with 1 pl. and 2 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

Two profiles of interglacial beds from Barkowice Mokre near Sulejów upon Pilica river, which were investigated by methods of the pollen analysis, as well as macroscopical plant remains found among them, have proved 3 principal and 2 secondary forest periods. These are, counting from the bottom:

- I — Birch-pine period. The climate is cold.
- II — Spruce-pin-alder subperiod. Milder climate than during the previous period.
- III — Fir-hornbeam period. Optimal climate for the examined profile: cool, but mild and damp.
- IV — Pine-birch subperiod. Somewhat colder climate.
- V — Birch-pine period. Cold, rather dry climate.

A comparison of profiles from four neighbouring stations: Barkowice Mokre, Olszewice, Dzbanki Kościuszkowskie and Szczerców and from the more distant station — Żydowszczyzna on the Niemen river has proved that we have to deal here with 2 interglacials — an older, cooler at Barkowice Mokre, Olszewice and Żydowszczyzna, corresponding to the period between the Cracovien glaciation, and the maximal phase of Varsovien I glaciation and — the younger remarkable warmer in its optimum one at Dzbanki Kościuszkowskie, corresponding to the last interglacial Masovien I.

INTRODUCTION

B. J a r o ń and a student of the Jagellonian University in Cracow A. Mayer in August 1939 collected some material required for the pollen analysis from Barkowice Mokre near Sulejów on the Pilica river. At the beginning of the war the same material was examined by A. Mayer at the Botanical Institute of the Jagellonian University under the guidance of Prof. W. S z a f e r. When his work was nearly over

he was arrested by the Germans, taken to the concentration camp of Oświęcim and died there. The same fate was met by dr B. Jarosń who was shot in 1942. The collected materials for the pollen analysis and results of the performed analysis, were however luckily saved.

I started the work of completing A. Mayer's investigations in 1946. I have done an analysis of the remaining samples of his profile, have measured within the whole profile pollens of birches in order to eventually differentiate their species, and in 1949 I have investigated samples of bituminous shales from Barkowice Mokre, supplied to the Botanical Institute by the Geological Survey of Poland, from the viewpoint of the content of macro- and microscopical remains.

I am greatly obliged to Prof. W. Szafer for entrusting me with the material left by A. Mayer and for his valuable advices during my work. I also want to express my gratitude to Mrs. dr J. Jentys-Szafer for her suggestions and help during the biometrical measurements of birch pollens.

Geological structure of Barkowice Mokre

The village Barkowice Mokre is situated 6 km northward from Sulejów. It lies in an area covered by boulder clay and eolian sands. The steep bank of the Pilica river forms in Barkowice Mokre a number of ravines where interglacial deposits crop out.

In 1925 (7) J. Lilpop and E. Passendorfer dug out a pit in the most southern ravine and outcropped a profile where they noticed from top to bottom:

1. Fine-grained sand; of a rusty colour at the top part.
2. A complex of shales, 2,33 m thick.
3. A bed of sandy loam, with no organic traces, 0,30 m thick.
4. A thin bed of black shales 0,06 m thick.
5. Platy, much compressed peat, 0,15 m thick.
6. Black shales 0,26 m thick.
7. Sandy loam with no organic traces.
8. Black shales 0,10 m thick.
9. Coarse-grained sand, cross-bedded in some places, with pebbles reaching 0,30 m in diameter.
10. Red, boulder clay with numerous boulders.

The total thickness of sands and loam amounts to 7 m.

In 1930 E. Passendorfer (8) cut through the interglacial deposits found in 1925 for a second time. He was interested then in the character of sands under the shales, as he was not sure as to their interpre-

tation. It turned out that these sands include a certain number of pebbles — with no doubt northern ones — like quartzites, granites etc. They represent in consequence a deposit bound with glaciation. The pit did not reach however the boulder clay.

The above shales were examined in 1947 by S. Z. Różycki (11). Observations carried out in only one of the previously bored testing pits gave the following results:

1. Middle-grained and coarse, aquiferous sand with gravel 0,00—1,10 m.
2. Bituminous shales 1,10—4,20 m.
3. Arenaceous silt mud 4,20—4,30 m.
4. Middle-grained, argillaceous sand 4,30—4,50 m.
5. Boulder clay.

All the above mentioned authors have defined the age of the shales, on the basis of these data, as interglacial. J. Lilpop, E. Passendorfer and S. Z. Różycki are of the opinion that the clay which covers the shales belongs to the Middle-Polish glaciation, and that the interglacial represents the Masovien I (12).

I must mention at last that the Barkowice Mokre II profile originates from a pit occurring in the neighbourhood of the testing pit investigated by S. Z. Różycki, but unfortunately there are no more precise information concerning the situation of the profile Barkowice Mokre II; the notes made by A. Mayer were lost during the war and we are only in possession of the following remarks concerning the character of the interglacial sediments:

A	0,00—0,08	m	— silt with rusty spots,
B	0,08—0,46	„	— calcareous light grey „gyttia“
C	0,46—0,54	„	— dark grey „gyttia“
D	0,54—0,62	„	— grey „gyttia“
E	0,62—0,98	„	— black „dy“
F	0,98—2,44	„	— brownish-black „dy“
G	2,44—2,78	„	— dark-grey silt.

Physical properties of shales

The discussed shale from Barkowice Mokre is dark grey, or nearly black, with a slight brown hue, when wresh, it is greasy and easily divided into laminae. When dried it becomes lighter, hard as horn and craks horizontally into laminae.

These shales may be called very thin laminated „dy“ occurring as a sediment of a probably large lake.

Investigation method

I could not apply the normally accepted method for the extraction of macroscopic plant remains from the shales, owing to their specific properties. That means that I could not boil them in soda and then wash under current water on a sieve, as after being boiled during even several days, their consistency remained the same and I was obliged to divide the fresh and wet material with a knife into laminae. I give below obtained results of an analysis of macroscopic remains from 19 horizons extracted from materials totaling 1,90 m³.

A. Mayer used to prepare samples for the pollen analysis by way of boiling them in a 10% solution of KOH. I have prepared as well for an analysis several last samples of that profile in the same manner. The sum of wood plants pollens counted by us in each investigated horizon amounted to 200 with the exclusion of hazel pollens. The amount of pollens per 1 cm² of the field of vision in this profile is not stated, but there is no doubt that it was considerable. The thickness of the shale profile in Barkowice Mokre I amounts to 2,78 m. B. Jaroń and A. Mayer have taken samples from the upper part of the profile every 2 cm, and beginning with the sample No. 51 — every 4 cm downward. The material of shales delivered by the Geological Service of Poland (Barkowice Mokre II), consisted of 10 samples; the distance between them equaled 10 cm. I have prepared the shales for a microscopic investigation using the Erdtman's method (1) commonly applied to-day.

RESULTS OF THE MACROSCOPIC ANALYSIS

Only few macroscopic plant remains were found, in spite of a very careful looking over of ca 2 m³ of material.

Horizon No. 3 (compare profile Barkowice Mokre II) included 2 small fruits of *Potamogeton acutifolius* of a size:

1) 2,56 mm long, 2,31 mm wide

2) 2,37 " " 2,28 " "

Horizon No. 7 — one fruit, probably *Potamogeton densus*: 2,70 mm long, 1,80 mm wide.

Horizon No. 11. Fish scales belonging to the *Perca* fam.¹, may be *Lucioperca sandra* or *Perca fluviatilis*.

¹I am indebted for the definition of fish scales to dr W. Juszczyk.

Horizon No. 13 included a cone of *Pinus silvestris forma plana*. It was open, 2,6 mm long. Fish scales. *Abramis vimbra* or *Cyprinus carpio* sp.) were also there.

Horizon No. 15 — a cone of *Pinus silvestris gibba* (29 mm long and 22 mm wide).

Horizon No. 16. Fish scales — probably *Cyprinus carpio* sp. Fishes from the Barkowice lake are fluviatile or they otherwise originate from closed reservoirs with a river water transfluent.

Below are given dimensions of *Pinus silvestris* cones from Barkowice Mokre, which I have found among the collection of the Botanical Institute of the Jagiellonian University found by A. Mayer. They numbered 9.

1)	Length	19 mm,	width	10 mm
2)	"	35	"	16 "
3)	"	23	"	15 "
4)	"	22	"	19 "
5)	"	23	"	12 "
6)	"	19	"	10 "
7)	"	25	"	15 "
8)	"	20	"	12 "
9)	damaged.			

The cone width was measured in the length middle and on the squeezing surface.

We must add to the above definitions of the Scotch pine cones that they differ by the presence or lack of an apophyse. In accordance with these characteristics three forms of cones may be distinguished: *plana* with a flat disk, *gibba* with a convex, pyramid-like disk, but with no distinct apophyse, *reflexa* — with a disk possessing a distinct, elongated apophyse. The most common in our shale is the *gibba* form of the cone and those of *plana* and *reflexa* are rarer. From 11 cones from Barkowice Mokre 8 belong to the *gibba* form, 2 to *plana* and 1 to *reflexa*.

BIOMETRICAL MEASUREMENTS OF THE BIRCH POLLENS

Biometrical investigations of birch pollens are important for the distinguishing of birch species, and when they are defined we may accordingly trace changes of the climate during the interglacial, as well as early post-glacial periods. These investigations are the more important, as hybrid plants between the species *Betula verrucosa* and *B. pubescens*, as has been proved by Mrs. J. Jentys-Szafer (3), are very rare

and true breeding species occur among associations of a considerable preponderance. According to the above H. Johnson (4) who investigated the uprising of crosses in case of different kinds of birches has proved that fruit occurring thanks to the pollination of pistils of the *Betula verrucosa* with the pollen of *B. pubescens* pistils and reversely, in many cases are sterile in 100%.

I have measured birch pollens on the basis of the work of Mrs. J. Jentys-Szafer (2) within the whole profile in Barkowice Mokre.

I have boiled the sample in a 10% solution of KOH, and used for measurements the Zeiss microscop; the tube of the microscop was drawn up to 150 mm and I made use of the eyepiece 4 with a graduation and objective F. The distance between dashes in the eyepiece amounted to 1,59 μ . I measured the pollens in the following way: I took the distance from the edge of one leek to the middle of the opposite walls. If the exine of the pollen was much flattened, I considered as proper size the average between the great test and the smallest distances. In upper and lower horizons of the profile, where birches occur in a great amount, I have measured the pollens in samples coming in turn in the middle part of the profile where the number of pollens is much smaller; I measured them in every fifth sample; 200 was the number of pollens which I measured in most cases from each horizon and in places where the percentage share of birches is considerably smaller the average number of measured pollens was 125, and exceptionally (in one sample) — 100 pollens.

The included table represents in the first column the numbers of horizons where pollens were measured; we find in the second column the total sum of measured pollens; the third one is divided into parts according to the graduation of the eyepiece applied during measurements and respective values in microns an accuracy up two decimals are given for a better understanding. The two following columns include the computed mean size of pollens in the scale of graduation and in microns. Over the curves of the pollen sizes (fig. 36) for particular horizons I have placed approximate curves of mutability for the pollens: *Betula verrucosa* and *B. pubescens*, and a third one, common for a mixture of both these species, remaining in a proportion 1:1. The above curves refer to the fossil pollens and their mean values are somewhat smaller than those of contemporary pollens. Mrs. J. Jentys-Szafer has proved smaller dimensions of fossil pollens and she explains this as due to fossilization. The mean value for *Betula verrucosa*

amounts to $21,60\mu$, for *B. pubescens* — $24,30\mu$ and the common one for both species is $22,90\mu$. The values of *Betula humilis* are the same as for *B. verrucosa*.

When looking at the table we are struck by the extension of the curves. The pollens occur here between the graduations 10 and 20; in the sample No. 19 one pollen is found exceptionally in the graduation 9, and in the sample No. 71 in the graduation 22. This is possible that the last one is a pollen, occurring even to-day and possessing an non-reduced number of chromosomes, or otherwise this is a poliploid pollen.

A number of frequentations is analogous to the extention occupied by the pollens in the work of Mrs. J. Jentyś-Szafer in the solution of caustic potash or sulphuric acid. We may accept in accordance with the above, that among pollens occur 3 and may be even 4 species of birches.

The following statement represents species distinguished in particular horizons; species prevailing in the given horizon have been stated at the first place:

No of sample (from the bot- tom upward)	Mean size in microns <i>B. verrucosa</i> = 21,60 <i>B. pubescens</i> = 22,90	Distinguished species (type of <i>B. pubescens</i> pollens include as well <i>B. tortuosa</i> ones)
2	23,18	<i>B. verrucosa</i> + <i>B. pubescens</i>
3	23,99	" "
4	24,16	" "
5	23,85	" "
6	22,95	" "
7	22,65	" "
8	23,53	" "
9	22,69	" "
14	23,41	" "
17	23,26	" "
19	21,62	" "
24	22,84	" "
29	23,21	" "
34	21,86	" "
39	22,21	" "
44	21,62	" "
51	22,06	" "
56	23,21	<i>B. pubescens</i> + <i>B. verrucosa</i>
61	23,40	" "
66	23,05	" "
71	22,89	" "
76	22,64	" "
81	22,83	" "
82	23,42	" "

No of sample (from the bot- tom upward)	Mean size in microns <i>B. verrucosa</i> = 21,60 <i>B. pubescens</i> = 22,90	Distinguished species (type of <i>B. pubescens</i> pollens include as well <i>B. tortuosa</i> ones)
83	23,62	<i>B. pubescens</i> + <i>B. verrucosa</i>
84	23,50	" "
85	24,19	" "
86	23,81	" "
87	24,58	" "
88	24,39	" "
89	24,16	" "
90	23,85	" "

The above results obtained from measurements of birch pollens prove that during cold period when the birch was prevailing, the mean values of their pollens were greater than in the middle part of the profile. Larger sizes of pollens generally correspond to the type *B. pubescens* and owing to this we presume it possible that *B. tortuosa* (*B. carpatica*) was represented at the bottom of the profile. The dimensions of pollens from the middle part of the profile correspond to those of the species *B. verrucosa*. *B. pubescens* was probably prevailing at the time of the wet period when the fir-tree was reigning.

One may not easily decide whether the transitory presence of the *Betula nana* pollens indicates the climate becoming worse. One must remember that the distinction of species of birches on the basis of biometrical measurements must be treated with criticism, as after W e n n e r (13) the quality of the sediment and the degree of its decomposition distinctly affects the size (swelling) of pollens. The results of his observations are confirmed by the works of F i r b a s, A a r i o and others.

We may agree in consequence that the historical succession of birch species within the interglacial proves that at the bottom, as well as at the top, there was a climatic period with a temperature being lower than within the middle optimum, but neither at the top, nor at the bottom of the interglacial horizon in Barkowice Mokre were there preserved beds corresponding to the tundra.

SUCCESSION OF FOREST PERIODS IN BARKOWICE MOKRE

Three principal periods and two transitory sub-periods of the flora development, when moving from the bottom to the top, may be distinguished in the Barkowice Mokre profile.

I. Birch-pine period (Samples Nos. 1—11). The birch (*Betula*) is the most important component of forests and it mostly occurs in species of the type *B. pubescens*. The values of the pine (*Pinus*) are important. The pollens of the spruce (*Picea*), beech (*Fagus*), hornbeam (*Carpinus*), oak (*Quercus*) occur only in traces. The climate is generally characterized as a forest one, close to the subartic.

II. Spruce-pine-alder transitory sub-period (Samples Nos. 12—42). This period includes maximal values of the spruce (*Picea*). Besides the spruce (*Picea*) the alder (*Alnus*) and the pine (*Pinus*) find here also advantageous conditions. The fir-tree (*Abies*) occurs in small quantities only at the end of that period. The beech (*Fagus*) occurs sporadically. The amount of hornbeam (*Carpinus*) pollen is small, as also of the mixed oak-forest (*Quercetum mixtum*) among which the oak (*Quercus*) is still the most important. The hazel-tree (*Corylus*) occurs in somewhat greater amounts only during the first half of that period.

The strong development of the spruce forests protruded *Betula verrucosa* with smaller pollens at the cost of *B. pubescens* with larger pollens. In the horizon No. 19 the pollen measurements give a twotop curve. One must be rather cautious in admitting the presence of the *Betula nana* pollens at this period.

A distinct warming and a certain slight increase of a continental character is marked in the climate of that period.

III. Fir-hornbeam period with the participation of thermophile trees (Samples Nos. 43—71). This period is characterized by the prevalence of the fir-tree (*Abies*) and hornbeam (*Carpinus*). The curve of these trees is distinct, compact and continuous. Although the pine (*Pinus*) and alder (*Alnus*) occur here in considerable quantities, the first mentioned species represent the most important exponents of climatic changes within that period. The values of the fir-tree (*Abies*) grow quickly, and remain more or less at the same level reaching a maximum at 36% when their value falls down as quickly. The hornbeam (*Carpinus*) occurs in smaller quantities reaching a maximum at 18%. The top of its curve occurs between two culminations of the spruce curve.

The oak-tree (*Quercus*) also forms in that period a continuous curve and though its number is not great, these are its greatest values within the whole interglacial (max. 7,5%). The remaining components of the oak-mixed forest (*Quercetum mixtum*) occur sporadically and are of no great importance.

The spruce (*Picea*) occurs at the beginning and at the end of this period in somewhat larger amounts than within its middle sector. The birch (*Betula*), after a considerable prevalence over other trees within the previous periods, is now of an only secondary importance as a forest component. The amount of *Betula verrucosa* was smaller, that of *B. pubescens* greater.

Hazel trees (*Corylus*) occurred in a small number which then only slightly increases (max. 14,5%).

From the climatic viewpoint this period may be considered as optimal; it was mild, with no aggravations proper to the continental climate.

IV. Pine-birch transitory sub-period (Nos. 72—86). The Scotch-pine (*Pinus silvestris*) (max. 92%) prevails in the forests, with only small deviations. The birch, probably still *Betula pubescens*, with a greater and greater admixture of *B. verrucosa*, becomes of an only secondary importance. Its first values were small and it does not reach 10% and then its curve rises and even reaches 58,5% max.

New forest components occur now and we distinguish among them pollens of the: spruce (*Picea*), alder (*Alnus*) and willow (*Salix*); the last species occurs here in its maximum. Sporadically occur here also pollens of firs (*Abies*), hornbeam trees (*Carpinus*), elms (*Ulmus*), lime-tree (*Tilia*) and hazel-trees (*Corylus*). The pollen of larch (*Larix*) which is preserved only with difficulty as fossil, seems to prove the presence of this tree *in situ*.

The climate of this period may be characterized as forest kind cold and continental.

V. Birch-pine-period (Samples Nos. 87—90). The pollen diagram comprises the final stadium of this period. The main component of the first forest which has developed here after the tundra was the birch (*Betula*).

Birch pollens belong to the type *Betula pubescens* and that might be *B. tortuosa* (= *B. carpatica*) which forms even to-day the polar border of forests on the Scandinavian peninsula. Besides the birch (max. 94,5%) there also occurred Scotch-pine (*Pinus silvestris*) (max. 44,5%). Traces of alder (*Alnus*) pollen cannot be considered as proving the presence of that kind of trees in the neighbourhood.

The climate during this period was of a park-forest kind; it was cold and rather dry.

The profile Barkowice Mokre (pl. 11) includes 19 horizons of the fir-hornbeam period with the participation of thermophile trees. This

period is better developed in that profile. When compared with the profile I we may notice only small differences, of a probably local character. The fir (*Abies*) which is of a rather great value, occurs in several horizons in a very small number and it even completely disappears in one of them. At the time when fir disappears, an abundant occurrence of alder (*Alnus*) may be noticed. The behaviour of the spruce (*Picea*) is also somewhat different here if compared with the profile I as it attains greater values in lower horizons of the profile. The curves of pine (*Pinus*), birch (*Betula*) and of the oak-mixed (*Quercetum mixtum*) forests are generally very similar to those of the same trees in the profile I.

Considering the whole of changes in the succession of forests, observable in the interglacial profile, we may admit, that the interglacial period during which the agnatic sediments in Barkowice Mokre were formed, was characterized with a cool climate profitable for development of forests with a distinct predominance of conifers.

COMPARISON OF THE INTERGLACIAL FLORA FROM BARKOWICE MOKRE WITH OTHER INTERGLACIALS OF THE MIDDLE PILICA AND UPPER WARTA BASIN

Dzbanki Kościuszkowskie, Szczerców, Olszewice and Barkowice Mokre lie at small distances one from another. Dzbanki Kościuszkowskie and Szczerców are about 50 km distant westward from Barkowice, and Olszewice about 15 km in the NE direction (fig. 35).

It might be expected that the pollen analysis of sediments from the above mentioned localities would give similar results. This supposition, however is only partly true. The pollen diagrams from Dzbanki Kościuszkowskie and Szczerców are considerably different from those from Barkowice Mokre.

It is possible to trace at Dzbanki Kościuszkowskie and at Szczerców a number of floristic phases which began at the period of birch-pine forests, passed through those of pine-oak, lime-hornbeam, hornbeam-spruce (fir-spruce and up to pine forests: a) with spruce, b) with leaf trees, c) with spruce). The thermophile mixed oak forest (*Quercetum mixtum*) reaches very great values (up to 80%), the same as hazel-trees (*Corylus*) — up to 88,8%. The part taken by the hornbeam (*Carpinus*) and fir-tree (*Abies*) is also exceedingly greater, especially in Dzbanki Kościuszkowskie. It may be said, without even trying to carry out a detailed comparison of pollen diagrams of sediments from Dzbanki Kościuszkowskie and Szczerców, that they are quite different.

The pollen diagrams of a similar type as the above described from Barkowice Mokre are known of interglacial profiles from Olszewice near Tomaszów Mazowiecki and from Żydowszczyzna near Grodno, the last beyond the frontiers of Poland.

The following statement represents the interpretation of the Olszewice and Żydowszczyzna profile in comparison with the interglacial profile from Barkowice Mokre.

I must point out that I pass over the problem of the „cool climatic oscillation“ distinguished by Jaroń (2) and Trela (8). This problem will be discussed by J. Dyakowska in her interpretation of the botanical analysis of the interglacial profile from Nowiny Żukowskie south-eastward from Lublin.

In this statement I distinguish three principal periods.

Period	Olszewice	Żydowszczyzna	Barkowice Mokre
I	Birch and pine forests with traces of alder (<i>Alnus</i>), spruce (<i>Picea</i>) and oak (<i>Quercus</i>)		
(II)	Pine and alder forests with a great admixture of spruce (<i>Picea</i>)		
III	Characteristic two top curve of fir (<i>Abies</i>) divided by a top of hornbeam (<i>Carpinus</i>). Maximum of mixed oak forest (<i>Quercetum mixtum</i>)		
(IV)	Pine-birch-alder forests with a small admixture of spruce (<i>Picea</i>)		
V	Pine forests Decline of thermophile dements		Pine-birch forests

INFERENCES

- A. The pollen profile No I from Barkowice Mokre does not comprise the whole series of the historical succession of the interglacial forest, but almost exclusively its optimal period, while the phases of the cooler climate are marked in a dozen of zones only.

The changing climate allows us to distinguish three principal periods.

- I. Period of the cold climate (subarctic) with the prevalence of the *Betula pubescens* type of birch probably *B. tortuosa* and pine (*Pinus*).
- II. Forest period of the wet, fairly cool climate with the prevailing pine-alder forest. In this forest we have as an important admixture successively: spruce (*Picea*), fir-tree (*Abies*), and hornbeam

Carpinus), moreover some elements of the warmth-loving mixed oak forest (*Quercetum mixtum*) and once more spruce (*Picea*).

III. Forest period of the climate approaching to the subarctic one, with a gradual decline of all tree genera with exception of birch (*Betula*) and partly also pine (*Pinus*).

B. Pollen profile No II from Barkowice Mokre comprises only the middle part of the profile I, i. e. its second optimal period.

C. Comparison of the interglacial pollen profiles from Barkowice Mokre with analogous profiles of the middle Pilica basin, the Upper Warta and Grodno neighbourhood shows a striking resemblance of the profile from Barkowice Mokre with profiles from Olszewice and Żydowszczyzna and distinct differences with profiles from Dzbanki Kościuszkowskie and Szczerców.

D. Floristical characteristic of interglacials and classification of their age done by Wodstedt (14) gives us the basis for reckoning the interglacial deposits from Dzbanki Kościuszkowskie and Szczerców to the last, considerable warmer in its optimum, interglacial Masovien II and the deposits from Barkowice Mokre, Olszewice and Żydowszczyzna to the penultimate, cooler interglacial Masovien I.

Botanical Institute
of the Jagellonian University
Cracow

Edward RÜHLÉ

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY DOLINY LUBACZÓWKI POD HAMERNIĄ

(z 1 fig. w tekście)

Streszczenie

Autor przedstawia wyniki wierceń wykonanych w 1949 r. na brzegu doliny Lubaczówki pod Hamernią.

Utwory trzyczłonowe złożone są z ilów krakowieckich. Powyżej leżą osady plejstocenijskie składające się głównie z różnoziarnistych piasków. Typowej moreny brak. W obrębie tych osadów występuje warstwa ilów, gytii i torfów, których flora zdaje się być synchroniczna z opisanymi przez Wł. Szafera utworami profilu w Roztokach pod Jasłem.

Budowa geologiczna brzegów Lubaczówki pod wsią Hamernią i Polankami w powiecie lubaczowskim była opisana po raz pierwszy przez M. Łomnickiego (2). Autor ten zwrócił uwagę na występujący w stromych stokach doliny Lubaczówki pod 2 m warstwą piasków pokład torfu mający odmienną strukturę aniżeli torfy holocenijskie.

W rok później tj. w 1901 r. J. Łomnicki (1) opublikował krótką uzupełniającą notatkę na ten temat.

Ciekawy ten pokład torfu kopalnego zainteresował M. Raciborskiego, który w 1912 r. odwiedził to miejsce. Zebrane materiały — jakkolwiek opracowane — nie zostały jednak opublikowane.

W latach 1929 i 1930 Wł. Szafer (4) przeprowadził specjalne badania, które obejmowały szczegółowe zebranie, a następnie opracowanie materiałów florystycznych oraz prowizoryczny opis naturalnych odsłonień nad Lubaczówką. Odsłonięcia te dały pierwszy, ogólny zarys przekroju geologicznego. Szczegóły natomiast geologiczne według Wł. Szafera powinny być opracowane przez geologa. Z rozprawy Wł. Szafera dowiadujemy się tylko, że torf jest przykryty utworami związanymi ze zlodowaczeniem Cracovien, a nie bezpośrednio przez morenę tego zlodowaczenia, co nasuwało szereg trudności w ustaleniu stratygrafii. Pewne

wątpliwości co do wieku omawianego interglacjału podał w swej krótkiej notatce St. Pa w ł o w s k i (3).

Wątpliwościom tym dał wyraz również Wł. S z a f e r pisząc w swej książce pt. „Epoka Lodowa“ (5, str. 42), że: „najstarszy nasz glacjał zwany jarosławskim, jest nam prawie nieznan. Również niewiele wiemy o pierwszym interglacjale tzw. sandomierskim. Znamy wprawdzie leżące j a k g d y b y¹ pod moreną drugiego zlodowacenia kopalne resztki lasów modrzewiowo-sosnowych, jednakże wiek starego pokładu torfu, w którym one leżą w okolicy Jarosławia, nie jest jeszcze napewno ustalony“.

Ponieważ profil w Hamerni ma ważne znaczenie dla stratygrafii czwartorzędu Polski, a naturalne odsłonięcia dotychczas opisane nie dały dostatecznego materiału do ustalenia dokładnego przekroju, Państwowy Instytut Geologiczny przeprowadził w lutym 1949 r. wiercenie badawcze.

W niniejszym artykule przedstawione są wyniki wierceń oraz na ich podstawie omówiona została budowa geologiczna doliny Lubaczówki.

Do badań wybrano miejsce leżące na północ od zachodniego krańca wsi Hamerni, gdzie utwory interglacjalne występują w mającym 5 m wysokości południowym stoku Lubaczówki na przestrzeni kilkudziesięciu metrów. Drugi natomiast brzeg w tym miejscu jest erozyjnie obniżony o około 2,25 m. Na 670-metrowym odcinku rozmieszczono 9 wierceń, które przebiły cały pokład czwartorzędu i weszły w iły krakowieckie.

Wiercenie nr 1²

Położenie:

współrzędne prostokątne 668 860 i 287 490; wzniesienie 195 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0—0,40 m	gleba piaszczysta,	} Osady rzeczne powstałe z rozmycia utworów morenowych
0,40—4,60 „	piasek różnoziarnisty z pyłem, zawierający pojedyncze drobne żwirki i okruchy granitu oraz kwarcu; szary, lekko brylujący się,	
4,60—7,30 „	piasek średnioziarnisty z pyłem, szary z pojedynczymi okruchami granitu, brylujący się,	
7,30—8,50 „	piasek pylisty z pyłem, jasnoszary, lekko wapnisty, brylujący się,	
8,50—9,50 „	mułek z domieszką cząstek koloidalnych, szary, zwięzły, wapnisty,	
		} Deluwia ilów krakowieckich

¹ Podkreślenie autora tej pracy.

² Rozmieszczenie wierceń i ich wysokości ustalono instrumentalnie. Wiercenia wykonało przedsiębiorstwo „Hydrotrest“ w lutym i marcu 1949 r.

9,50—20,00 m	ił pylasty z warstewkami pylastymi, jasno- i ciemnoszary (zawartość cząstek organicznych), lekko wapnisty.	} Iły krakowieckie
--------------	--	--------------------

Wiercenie nr 2

Położenie:

współrzędne prostokątne 668 860 i 286 590; wzniesienie 195,9 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0— 0,50 m	gleba piaszczysta,	} Osady zbiornika wodnego o słabym ruchu wody
0,50—1,20 „	mulek i piasek pylasty, zwięzły, jasnopopielaty, brylujący się,	
1,20— 3,35 „	piasek różnoziarnisty z drobnym żwirem skał krystalicznych i osadowych (żwir granitu o średnicy 1,5 cm), syпки, jasno-żółty,	} Osady rzeczne powstałe z rozmycia utworów morenowych
3,35— 7,20 „	piasek średnioziarnisty z pyłem, jasnoszary z drobnymi żwirkami kwarcu i okrucami granitu, lekko brylujący się,	
7,20— 8,35 „	mulek i piasek pylasty, szary, wapnisty, mocno brylujący się,	} Deluwia iłów krakowieckich
8,35—15,00 „	ił pylasty z warstwami iłu zwięzłego, szary, lekko wapnisty.	

Wiercenie nr 3

Położenie:

współrzędne prostokątne 668 860 i 286 710; wzniesienie 195,4 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0— 0,40 m	gleba pylasta,	} Osady zbiornika o stałym ruchu wody
0,40— 0,70 „	piasek pylasty z piaskiem drobnym, silnie zorsztynizowany (brylujący się),	
0,70— 1,50 „	piasek średnioziarnisty z pyłem, brunatno-żółty, syпки,	} Osady rzeczne powstałe z rozmycia utworów morenowych
1,50— 6,35 „	piasek średnioziarnisty z pyłem, jasnoszary, brylujący się z pojedynczymi drobnymi żwirami kwarcu i granitu (1 cm średnicy),	
6,35—12,35 „	ił pylasty z warstewkami iłu zwięzłego, szary, wapnisty,	} Iły krakowieckie
12,35—15,10 „	ił zwięzły z warstewkami pylastymi, szary.	

Położenie:

Wiercenie nr 4

współrzędne prostokątne 668 860 i 286 780; wzniesienie 196 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0—0,50 m	gleba szczerkowa,	} Utwory wydymowe
0,50—1,00 „	piasek średnioziarnisty z pyłem, ochrowaty, sypki,	
1,00—1,50 „	piasek średnioziarnisty z pyłem, lekko brylujący się, szary,	} Osady zbiornika wodnego o słabym ruchu wody
1,50—2,00 „	piasek drobno- i średnioziarnisty, jasnoszary, brylujący się,	
2,00—2,30 „	piasek średnioziarnisty, zawierający rzadkie ziarna grube i pojedyncze drobne żwirki, sypki, jasnoszary,	
2,30—3,00 „	piasek średnioziarnisty z pyłem, jasnoszary,	
3,00—3,20 „	gлина pylasta (z jednym grubym ziarnem kwarcu — 3 mm średnicy), szara, bezwapienna,	} Osady terygeniczne zbiornika wód stojących
3,20—6,65 „	piasek różnoziarnisty, ciemnoszary z drobną domieszką detrytusu roślinnego i z pojedynczymi okruchami granitu i kwarcytu (0,5 cm średnicy),	} Osady rzeczne powstałe z rozmycia utworów morenowych
6,65—15,10 „	ił szary, zwięzły z warstwami pylastymi, silnie wapniste.	

Położenie:

Wiercenie nr 5

współrzędne prostokątne 668 860 i 286 810; wzniesienie 195,6 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0—0,60 m	piasek drobny, wydymowy,	} Utwory wydymowe
0,60—1,80 „	piasek drobny z pyłem, jasnożółty, sypki (zupełny brak ziarn grubych i skaleni),	
1,80—2,70 „	piasek drobny z warstewkami pylastego piasku, jasnoszary,	} Osady zbiornika wodnego o słabym ruchu wody
2,70—3,50 „	torf,	} Osady organiczne zbiornika wód stojących
3,50—3,90 „	gytia torfiasta,	
3,90—4,60 „	ił zwięzły, oliwkowy, bezwapienny,	} Osady terygeniczne zbiornika wód stojących
4,60—5,60 „	piasek gruboziarnisty z licznymi skaleniemi, z drobnymi żwirami kwarcu, kwarcytów i granitu, sypki, jasnoszary,	} Osady rzeczne powstałe z rozmycia utworów morenowych
5,60—6,30 „	piasek różnoziarnisty (gruboziarnisty i żwirokowany kwarc, ułamki granitu, litydytu, kwarcytów itp.), szary, z otoczkami granitu i kwarcytów; niektóre głązy są włączone w leżące niżej ily,	
6,30—15,05 „	ił szary, zwięzły, wapniste.	

Wiercenie nr 6

Położenie:

współrzędne prostokątne 668 860 i 286 930; wzniesienie 192,9 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0— 1,80 m	piasek pylasty, szary z domieszką próchnicy,	} Osady spokojnie płynących wód
1,80— 2,90 „	piasek średnioziarnisty z wkładkami pylastymi, szaro-żółty,	
2,90— 3,60 „	piasek średnio- i gruboziarnisty z pyłem, z drobnymi żwirkami kwarcu i ułamkami granitu, szaro-brunatny, sypki,	} Osady rzeczne powstałe z rozmycia utworów morenowych
3,60— 20,40 „	ił pylasty z warstwami iłu związłego i mulku, szary, warstwowany, wapnisty.	

Wiercenie nr 7

Położenie:

współrzędne prostokątne 663 860 i 287 000; wzniesienie 194,2 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0— 0,50 m	gleba pylasta,	} Osady zbiornika wodnego o słabym ruchu wody
0,50— 1,50 „	piasek średnioziarnisty z pyłem, pojedyncze grube ziarna kwarcu, żółto-szary, lekko brylujący się,	
1,50— 2,00 „	piasek różnoziarnisty z pojedynczymi grubymi ziarnami i drobnymi żwirkami kwarcu i piaskowców, jasnoszary,	} Osady rzeczne powstałe z rozmycia utworów morenowych
2,00— 4,80 „	piasek różnoziarnisty z pyłem, silnie brylujący się, z pojedynczymi okruchami skał krystalicznych i osadowych, w stropie brunatny, w spągu szary,	
4,80—15,20 „	ił szary, wzięły i pylasty, warstwowany i wapnisty.	} Iły krakowieckie

Wiercenie nr 8

Położenie:

współrzędne prostokątne 668 860 i 287 080; wzniesienie 194,5 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0— 0,40 m	piasek pylasty z próchnicą.	} Osady zbiornika wodnego o słabym ruchu wody
0,40— 0,90 „	piasek pylasty z pyłem, brunatno-szary, sypki,	
0,90— 1,40 „	piasek drobny z pyłem i ułamkami granitu, szaro-żółty, sypki,	} Osady rzeczne powstałe z rozmycia utworów morenowych
1,40— 3,60 „	piasek średnioziarnisty z pyłem (liczne skalenie), z pojedynczymi grubymi ziarnami,	
3,60—15,10 „	ił pylasty z warstwami iłu związłego i pyłu, warstwowany, szary, wapnisty.	} Iły krakowieckie

Wiercenie nr 9

Położenie:

współrzędne prostokątne 668 860 i 287 180; wzniesienie 194,9 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw	Uwagi
0— 0,40 m	gleba gliniasta,	
0,40— 0,80 „	piasek pylasty z próchnicą,	
0,80— 2,10 „	piasek średnioziarnisty z pyłem, szarordzawy, syпки,	} Osady zbiornika wodnego o słabym ruchu wody
2,10—20,15 „	ił pylasty z warstwami pylastymi, warstwowany, szary, wapnisty.	

SYNTETYCZNY PROFIL GEOLOGICZNY

Utworki trzeciorzędowe są reprezentowane przez iły krakowieckie (a). We wszystkich otworach są one dość jednolite i składają się z warstw iłu zwięzłego lub pylastego z drobnymi warstewkami pylastymi. W niektórych miejscach zawierają one nieznaczną domieszkę szczątków organicznych, które nadają im barwę ciemnoszarą, w przeciwieństwie do typowego iłu posiadającego barwę szarą lub jasnoszarą. Cały pokład jest słabo wapnisty. Badania obecne objęły jedynie stropową część iłów sięgającą zaledwie do głębokości 18,05 m. Strop iłów w zestawionym profilu tworzy dość równą i płaską powierzchnię, która łagodnie wznosi się z południa (spod Hamerni) do wysokości około 186 m na północy w Polance.

Nadkład iłów maleje z południa ku północy i w Polance ma on zaledwie około 2 m miąższości.

Strop iłów wyraźnie odgranicza się od wyżej leżących utworów czwartorzędowych, jedynie w otworach 1 i 2 leżą pokłady mułkowato-pylaste (b_1 i b_2), szare, mocno brylujące się, wapniste, które stanowią prawdopodobnie deluwia iłów krakowieckich. Występują one w najniższej położonej części południowej przekroju.

Utworki czwartorzędowe. W całym przekroju brak jest typowych utworów lodowcowych. Jedynie w profilu 5 w stropie iłów krakowieckich tkwią drobne otoczaki skał krystalicznych, wtłoczone i przemieszane z iłem, tworzące cienką morenę lokalną, świadczącą o istniejących uprzednio w tym miejscu utworach morenowych.

Najbardziej ciągły pokład czwartorzędowy stanowią różnoziarniste, przeważnie średnio- i gruboziarniste piaski z licznymi skaleniami, zawierające żwir i otoczaki kwarcu, kwarcytów, litytu i granitu (c). W niektórych miejscach posiadają one ślady detrytusu roślinnego oraz do-

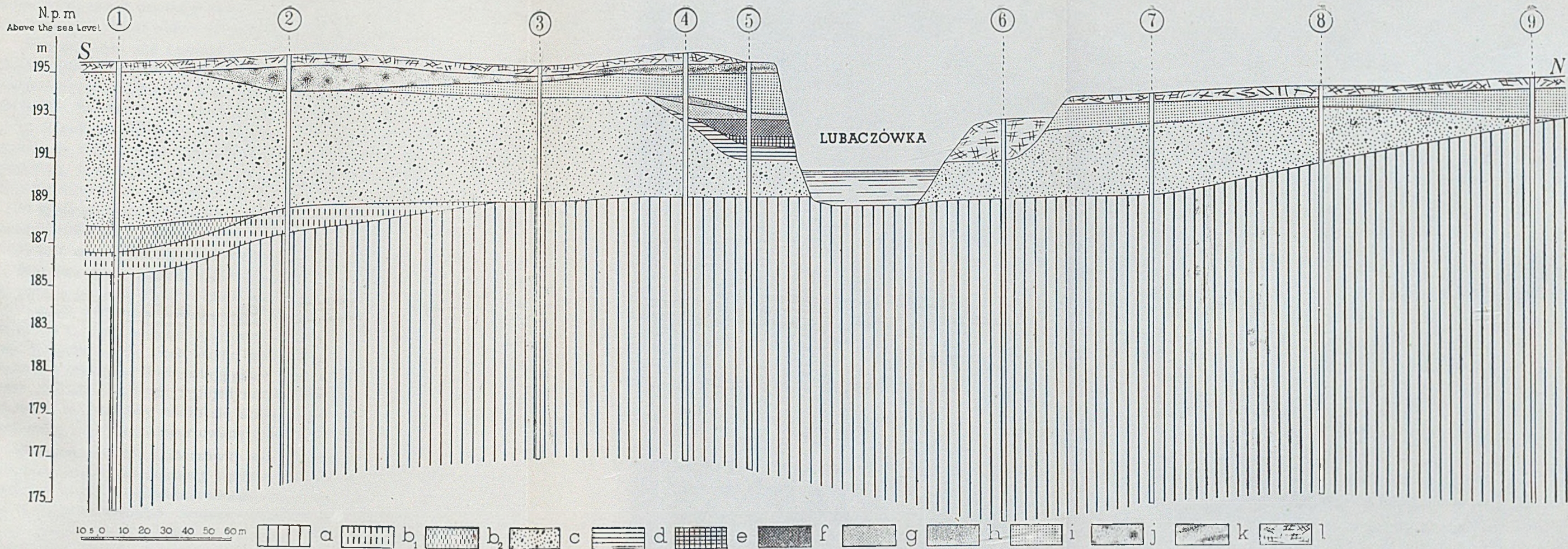


Fig. 37

Przekrój doliny Lubaczówki pod Hamernią

Trzeciorzęd: a — ily krakowieckie; b₁, b₂ — ily pylaste i lekko piaszczyste.
 Czwartorzęd: c — piaski ze żwirami i otoczkami kwarcu, kwarcytów, lidytu i granitu; d — ily zwięzłe; e — gytia; f — torf; g — piaski pylaste;
 h — piaski średnioziarniste z pojedynczymi ziarnami żwiru; i — piaski drobno- i średnioziarniste; j — piaski pylaste i drobnoziarniste; k — piaski wydmowe; l — piaski pylaste z próchnicą.

mieszkę pyłu kwarcowego. Piaski te mają przeważnie ziarna słabo obtoczone. Charakter uziarnienia i sedymentacji, zawartość żwirów i drobnych otoczków wskazuje, że jest to osad powstały prawdopodobnie z rozmycia istniejących utworów morenowych. Osady te pokryły równomierną warstwą cały obszar objęty przekrojem.

W zagłębieniu nad Lubaczówką na zniszczonej powierzchni utworów piaszczystych, powyżej warstw opisanych, leży seria osadów klastycznych i organicznych osadzonych w wodach stojącego i częściowo zarastającego zbiornika. Składa się ona z następujących poziomów:

d) ił zwięzły, oliwkowy, bezwapienny, którego warstwa ku południowi szybko się wyklinowuje i przechodzi w glinę pylastą, szarą, również bezwapienną, zawierającą sporadyczne grube ziarna, pochodzące z wypłukiwania leżących w sąsiedztwie piasków ze żwirem (z warstwy c),

e) gytia czarna, bezwapienna, ku górze zawierająca coraz to liczniejsze szczątki roślinne,

f) torf w spągu ziemisty, ku stropowi o obfitej roślinności mszystej.

Warstwa torfu zamyka serię organogeniczną sedymentacji jeziornej. W stropie jej leżą utwory, które zasypały zbiornik. Najniższą warstwą jest piasek drobny z warstewkami piasku pylastego, jasnoszarego (g). Warstwa ta kończy okres spokojnej sedymentacji, wypełniającej zbiornik. Rozpoczyna się ruch wody, który wykorzystuje materiał osadów starszych. Osadzone więc zostają piaski średnioziarniste, jasnoszare z rzadkimi ziarnami grubymi i pojedynczymi ziarnami drobnego żwiru (h). Materiał tej warstwy wiąże się ściśle z piaskami warstwy c, z której pochodzi i jest przetransportowany przez ruch wód bieżących.

W stropie profilu Lubaczówki leżą dwa poziomy piaszczyste — piasek drobno- i średnioziarnisty z pyłem, lekko brylujący się (i) oraz piaski pylaste z domieszką piasku drobnego, miejscami silnie zorsztynizowane (j). Są one prawdopodobnie osadami spokojnie płynących wód, akumulujących średnie i drobne piaski z pylastymi wkładkami. Tworzą one strop właściwego tarasu akumulacyjnego. Na jego powierzchni osadziły się piaski posiadające cechy piasków wydmowych (k), skupione w formie niewielkich wzniesień.

Najmłodszymi osadami opisywanego profilu są piaski pylaste (l), szare z domieszką próchnicy, które tworzą najmłodszy taras akumulacyjny, bezpośrednio związany z dzisiejszą doliną Lubaczówki.

Na podstawie opisywanego profilu można wyjaśnić dwa zagadnienia, które mają zasadnicze znaczenie dla stratygrafii utworów:

1) Głazy narzutowe, znaczone na mapie M. Ł o m n i c k i e g o (2) we wsi Polanka, nasuwały przypuszczenie, że są one związane z utworami

akumulacji lodowcowej, prawdopodobnie przykrywającej torfy występujące na brzegu Lubaczówki (i).

Jak wynika z przekroju we wsi Polanka, na głębokości 2 m, a możliwe, że miejscami i płycej, leżą łył krakowieckie.

Na kulminacjach łył te były systematycznie niszczone, jednakże na ich powierzchni i w najbliższym sąsiedztwie zachowały się resztki grubego materiału morenowego w postaci głazów krystalicznych i kwarcytowych. Znajdowane dawniej głazy w piaskach tarasowych we wsi Polanka pochodzą z powierzchni bardzo płytko leżących tu łyłów krakowieckich i leżących na nich szczątków morenowych. Obecnie blisko domów nie można znaleźć głazów a nawet i żwirów.

2) Żwirry plejstoczeńskie granitu, które zaobserwował w różnych miejscach na powierzchni torfu Wł. S z a f e r, wiążą się ściśle z ożywionym ruchem wody i naruszeniem utworów piaszczysto-żwirowych, tworzących dno i zbocze zbiornika wodnego. Dopływ więc stosunkowo niewielkiej ilości materiału żwirzastego wiąże się nie ze zjawiskami fluwioglacjalnymi, ale z ożywieniem wód rzecznych płynących i tworzących akumulacyjny taras piaszczysty. Do podobnych wniosków w związku z występowaniem żwirów w stropie torfu dochodzi St. P a w ł o w s k i (3), który przeszedł tę warstwę na dużej przestrzeni w kierunku Sanu i stwierdził, że składa się ona na ogół z jednolitego materiału i zachowuje ułożenie horyzontalne. Jeśliby te piaski były fluwioglacjalne, to posiadałyby przede wszystkim dużą różnorodność materiału oraz naprzemianległość sedymentacyjną.

OGÓLNE UWAGI O PROFILU DOLINY LUBACZÓWKI

Porównując przekrój doliny Lubaczówki z profilem czwartorzędu najbliższej okolicy widać, że utwory wypełniające dolinę stanowią stosunkowo cieką warstwę. W opisanym profilu utwory czwartorzędowe nie przekraczają 10 m miąższości.

Jednym z najważniejszych faktów jest brak w badanym przekroju moren; jedynie w profilu 5 w spągu czwartorzędu występuje warstwa, którą można uważać za utwór morenowy. Z faktu tego wynika, że utwory morenowe istniały, ale zostały zniszczone w obrębie doliny.

Badania przeprowadzone w okolicy wykazały typową i grubą morenę z dużymi niejednokrotnie głazami. W opisanym profilu nie zachowały się utwory żadnego z istniejących na tym obszarze zlodowaceń, a więc brak jest utworów zlodowacenia Cracovien.

Najstarszą warstwą czwartorzędu są piaski żwirowe występujące w całym przekroju powyżej łyłów krakowieckich. Są to osady powstałe w rezultacie długotrwałej akumulacji rzecznej, która rozmyła występujące

tu utwory lodowcowe. Nie wykluczony jest jednak i współdział wód fluwio-glacialnych. W każdym razie po zlodowaczeniu Cracovien nastąpiło niszczenie i wyrównanie dna dolin, a zaznaczająca się następnie akumulacja (powstała warstwa c) być może wiąże się ze wzmożoną sedymentacją następnego glacialu.

Po okresie akumulacji nastąpiło wcinanie się rzeki i tworzenie około 156 m szerokiej doliny. Z końcem erozji zaczyna się stopniowe wypełnianie zbiornika normalną serią sedymentacyjną składającą się z ilów, gytii i torfów. Okres ten jest długotrwały i zgodnie z badaniami paleobotanicznymi Wł. Szafera reprezentuje okres interglacialny. Z końcem interglacialu kończy się narastanie torfu, jest on stopniowo zasypywany warstwami piasku, wśród których występują żwiry. Akumulacja stopniowo wzrasta i osady jej obejmują coraz to większą przestrzeń — powstaje rozległy taras akumulacyjny nad Lubaczówką (wydmowy).

Następuje drugi okres erozyjny, w czasie którego rzeka wcina się do poziomu dzisiejszej Lubaczówki.

Na północnym brzegu przekroju zostają zniszczone utwory torfu interglacialnego i dolina wcina się w najstarsze utwory piaszczysto-żwirowe. Wypełnienie części doliny piaskami pylastymi z próchnicą (warstwa 1) dało taras najniższy, około 2 m, odpowiadający tarasowi rędzinnemu Sanu i jego dopływów. Taras ten jest najmłodszy; niżej wcięta jest współczesna dolina Lubaczówki.

Z zestawienia powyższych faktów wynika, że flora odsłonięcia w Hamerni nie stanowi dowodu istnienia w Polsce zlodowacenia starszego od zlodowacenia Cracovien, nazwanego przez Wł. Szafera — Jaroslavien. Twierdzenie to nie jest wszakże równoznaczne ze zdaniem, że takiego zlodowacenia w Polsce brak. Wydaje się rzeczą dość pewną, że o ile istnienie takiego zlodowacenia zostanie stwierdzone, to okaże się zapewne, że jego zasięg trzeba będzie wyznaczyć bardziej na północ. W tym przypadku należało by w przyszłości zmienić jego nazwę, gdyż utrzymywanie dla niego nazwy zlodowacenia Jaroslavien nie byłoby trafne.

Ustalenie wieku serii interglacialnej w Hamerni nie jest łatwe. Z ogólnego zestawienia wydaje się, że jest ona synchroniczna z opisanymi przez Wł. Szafera utworami profilu w Roztokach pod Jasłem.

KOLEJNOŚĆ ZJAWISK GEOLOGICZNYCH W CZWARTORZĘDZIE

- 1) Erozja — niszczenie utworów morenowych zlodowacenia Cracovien.
- 2) Akumulacja utworów piaszczystych z drobnymi otoczkami (warstwa c).
- 3) Erozja pradoliny Lubaczówki.

- 4) Zastój erozji — sedimentacja ilów, gytii i torfów (warstwy d, e, f — interglacjał opisany przez Wł. S z a f e r a).
- 5) Ożywienie ruchu wody — akumulacja warstw g i h. Stopniowo akumulacja wzrasta i równocześnie niewielkiemu rozmyciu ulegają fragmenty obszaru zbudowane z piasków ze żwirami. Osadzone zostają warstwy i, j, k, jako główny taras akumulacyjny Lubaczówki.
- 6) Erozja — powtórne, częściowe odnowienie pradoliny Lubaczówki.
- 7) Zastój erozji — akumulacja warstwy l, jako tarasu rędzinnego.
- 8) Erozja — współczesna dolina Lubaczówki.

L I T E R A T U R A

1. Łomnicki J. — Szczątki roślinne w torfie z okolicy Nowej Grobli. *Kosmos*, t. 26, Lwów 1901.
2. Łomnicki M. — Atlas Geologiczny Galicji, z. 12. Mościska, Lubaczów, Płazów, Jarosław, Leżajsk. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* Kraków 1900.
3. Pawłowski St. — Uwagi o utworach dyluwialnych nad środkowym i dolnym Sanem (Ueber die Diluvialbildungen im mittleren und niederen Santale). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 32, Poznań 1938.
4. Szafer Wł. — The Oldest Interglacial in Poland. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern. B. I.*, Cracovie 1931.
5. Szafer Wł. — Epoka lodowa. *Państw. Zakł. Wyd. Szkol. Bibl. Popul.-Nauk.* Warszawa 1946.
6. Szafer Wł. — Późny glacjał w Roztokach pod Jasłem (Late-glacial in Roztoki near Jasło — West Carpathian Mountains). *Starunia*, nr 26, Kraków 1948.

Эдвард РЮЛЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ДОЛИНЫ ЛЮБАЧУВКИ ВБЛИЗИ ГАМЕРНИ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ПОЛЫПА)

(с 1 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

В статье изложены результаты бурения, проведенного в 1949 г. в д л и н е реки Любачувки около деревни Гамерня. Третичные отложения представлены здесь краковецкими илами. Выше лежат осадки плейстцена, состоящие, главным образом, из разнозернистых песков. Типична морена отсутствует. В осадках плейстоцена встречаются слои илов, сапропелита и торфов, растительность которых кажется синхронной с описанными В. Ш а ф е р о м породами профиля в Ростоках под Ясло.

Р Е З Ю М Е

Геологическое строение берегов долины Любачувки под деревне Гамерня и Полянками в любачовском уезде впервые было описано М. Л о м н и ц к и м (2). Он обратил внимание на появляющийся на крутых склонах долины Любачувки под двухметровым слоем песка пласт торфа, имеющий иную структуру, чем голоценовые торфа.

Год спустя, в 1901 г. Я. Л о м н и ц к и й (1) опубликовал краткую дополнительную заметку на эту же тему.

Этот пласт ископаемого торфа заинтересовал М. Р а ц и б о р с к о г о, который посетил это место в 1912 г. Собранные им материалы, хотя и обработанные, не были опубликованы.

В 1929 и в 1930 г. г. В. Ш а ф е р провел специальные исследования, которые заключались в тщательном сборе и обработке флоры и в предварительном описании естественных обнажений долины Любачувки. Это описание обнажений явилось первым, общим наброском геоло-

гического разреза. Однако все подробности чисто геологического характера, по мнению В. Шафера, должны были бы быть выяснены геологом. Из статьи В. Шафера мы узнаем только, что торф прикрыт образованиями, связанными с оледенением краковском а не непосредственно мореной этого оледенения, в связи с чем возникал целый ряд трудностей в определении стратиграфии.

Ст. Павловский (3) в краткой заметке подверг сомнению возраст интересующих нас межледниковых отложений.

Сомнения эти высказал также и В. Шафер в своей книге под заглавием „Ледниковая эпоха“ (1946, 42 стр.): „Древнейший наш гляциал называемый ярославским, — нам почти неизвестен. Мы мало знаем также и о первом интергляциале, называемым сандомерским. Нам, правда, известны залегающие как-бы под мореной второго оледенения, ископаемые остатки лиственнично-сосновых лесов; однако возраст пласта древнего торфа, в котором они находятся в окрестностях Ярославля, еще точно не определен“. Поскольку разрез в районе Гамерни имеет важное значение для выяснения стратиграфии четвертичных отложений Польши, а естественные обнажения, описанные до настоящего времени, не дали достаточного материала для его установления — Государственный Геологический Институт провел там в феврале 1949 г. исследовательное бурение.

В этой статье изложены результаты бурения, на основании которых было выяснено геологическое строение долины р. Любачувки.

Для исследований было выбрано место лежащее на север от западной окраины деревни Гамерня, где интергляциальные образования выступают на протяжении нескольких десятков метров, в южном берегу долины р. Любачувки, высота которого достигает здесь 5 метров. Другой берег долины в этом месте эродирован приблизительно на 2,25 м. На 670 метровом участке было размещено 9 скважин, которые пробили четвертичные образования и вошли в краковецкие илы.

Сводный геологический профиль

Третичные отложения представлены краковецкими глинами (а). Во всех скважинах они довольно однообразны и состоят из пластов вязких или пылевидных илов с мелкими пылистыми прослойками. В некоторых местах илы содержат незначительную примесь органических остатков, которые придают им темносерый цвет, в отличие от типичных илов, имеющих серый или светлосерый цвет. Вся толща илов слегка известковая. Описываемые исследования охватили только верхние горизонты толщи, всего лишь до 18,05 м глубины. Кровля илов в составленном разрезе представляет собой довольно ровную и плоскую поверхность, кото-

рая слегка поднимается с юга (из под Гамерни) на север и достигает на севере в Полянке около 186 м. высоты.

Мощность прикрывающих илы четвертичных отложений уменьшается с юга на север и в Полянке составляет лишь около 2 м.

Кровля пласта илов отчетливо отграничена от лежащих выше четвертичных отложений и только в скважинах 1 и 2 встречены серые известковые илесто-пылистые образования, весьма комковатые, которые, вероятно, представляют собой делювии краковецких илов. По-чвляются они в наиболее низко расположенной восточной части разреза.

(i) Ч е т в е р т и ч н ы е о б р а з о в а н и я

В исследованном разрезе типичные ледниковые отложения отсутствуют. Только в пятой скважине в кровле пласта краковецких илов встречены мелкие гальки кристаллических пород, вдавленные в илы и перемешанные с ними, составляющие, таким образом, незначительную локальную морену, свидетельствующую о былом существовании моренных образований в этом районе.

Наиболее сплошные четвертичные образования представлены разнозернистыми, преимущественно крупно- и среднезернистыми песками с многочисленными полевыми шпатами, содержащими гравий и гальки кварца, кварцитов и гранита (b). Местами встречаются в них следы растительного детрита и примесь кварцевой пыли. Зерна этих песков, по большей части, слабо окатаны. Характер зернистости и слоистости песков, а также наличие в них гравия и мелких галек указывают на то, что эти пески возникли, повидимому, за счет размыва и переотложения ранее существовавших здесь моренных образований. Пески эти покрывают равномерным слоем весь район, охваченный исследованиями.

В углублении над р. Любачувкой, на размытой поверхности песчаных отложений, выше описанных слоев, залегает серия кластических и органических осадков, отложенных в водах стоячего, частично зарастающего бассейна. Она состоит из следующих горизонтов

d) Слой вязкого, оливково-зеленого, безизвесткового ила, который к югу быстро выклинивается и переходит в серую, пыlistую глину, также безизвестковую, содержащую отдельные крупные зерна вынесенные из находящихся по соседству песков с гравиями (слой c).

e) Черный безизвестковый сапропелит, кверху содержащий все более многочисленные растительные остатки.

f) Торф — в почве землистый, выше с обильной растительностью разных мхов.

Слой торфа включает органогенную серию озерных отложений. В кровле этого слоя находятся отложения, которые засыпали бассейн

Самый нижний их слой — мелкий песок с прослойками пылистого светло-серого песка (d). Слой этот завершает фазу спокойного, озерного осадкообразования. После его отложения началось движение воды, принесшей размытый материал более древних осадков. Были отложены светлосерые среднезернистые пески с редкими крупными зернами и отдельными зернами мелкого гравия (h). Материал, послуживший для образования этого слоя тесно связан с песками слоя (с), из которого он и происходит; перетранспортирован он движением текущих вод.

В кровле разреза р. Любачувки залегают два песчаных горизонта: мелко- и среднезернистый песок с пылью легко сбивающийся в комки (i) и пылистые пески с примесью мелкого песка, местами ортштейнизированные (j). Эти пылистые пески являются, вероятно, отложениями спокойно текущих вод, аккумулирующих средние и мелкие пески с пылистыми прослойками. Они образуют кровлю аккумуляционной террасы. На ее поверхности отложились пески, напоминающие дюнные (k), образовавшие небольшие возвышенности. Самыми молодыми образованиями описываемого разреза являются серые пылистые пески с примесью перегноя, которые составляют позднюю аккумуляционную террасу, непосредственно связанную с современной долиной р. Любачувки.

На основе описываемого разреза можно выяснить два вопроса, имеющих решающее значение для стратиграфии рассматриваемых образований:

1) Валуны, отличенные на карте М. Л о м н и ц к о г о в деревне Полянка, вызвали предположение о связи их с ледниковыми отложениями, поглицому, прикрывающими торфы, обнажающиеся на берегу р. Любачувки (i).

Как видно из разреза краковецкие илы в деревне Полянка залегают на двухметровой глубине, а, возможно, местами еще мельче. В наиболее высоких пунктах илы систематически разрушались, однако на их поверхности и в ближайшем соседстве сохранились еще остатки крупного моренного материала в виде валунов разного состава. Следовательно, валуны, находящиеся прежде в песках террасы в деревне Полянка происходят с поверхности очень близко залегающих здесь краковецких илов и из лежащих кое-где на них реликтов моренных отложений. В настоящее время вблизи деревни уже нельзя найти не только валунов, но даже и гравия.

2) Плейстоценовые гравии, состоящие из обломков гранита, обнаруженные в разных местах на поверхности торфа В. П а ф е р о м, тесно связаны с оживлением движения вод и размывом песчано-гравиевых образований, составляющих дно и берега водного бассейна. Следовательно, принос сравнительно небольшого количества гравиевого материала связан не с флювиогляциальными явлениями, а с оживлением

деятельности речных вод, отложивших аккумуляционную песчаную террасу. К такому же выводу в связи с появлением гравия в кровле торфа приходит и Ст. Павловский, который проследил слой песков на большом протяжении по направлению к реке Сан и констатировал, что этот слой состоит, в основном, из однородного материала и сохраняет горизонтальное залегание. Если бы эти пески были флювиогляциального происхождения они, прежде всего, состояли бы из более разнородного материала и обладали бы косой слоистостью.

Общие соображения о разрезе долины р. Любачувки

Сравнивая разрез долины р. Любачувки с разрезом четвертичных отложений ближайших окрестностей, видим, что эти образования составляют здесь сравнительно тонкий слой. В описанном разрезе мощность четвертичных отложений не превышает 10 м. Важным фактом является отсутствие морены в исследованном разрезе; только в пятой скважине в почве четвертичных отложений выступает слой, который можно считать моренным образованием. Следовательно, моренные отложения здесь существовали, но в пределах долины были уничтожены.

Исследования, проведенные в окрестностях, позволили установить наличие типичной и мощной морены с крупными валунами. В описанном разрезе не сохранилось отложений ни одного из имевших место на этой территории оледенений; следовательно, отсутствуют и осадки оледенения краковского.

Наиболее древними четвертичными отложениями являются пески с гравиями, выступающие во всем разрезе, выше краковецких илов. Это осадки, возникшие в результате продолжительной речной аккумуляции, которая размывала, существовавшие тут ледниковые образования. Не исключено однако и соучастие флювиогляциальных вод в этом процессе. Во всяком случае, после оледенения краковского наступило разрушение и выравнивание дна долин, а отмечающаяся затем аккумуляция (возникший пласт „b'') связывается, может-быть с усиленной седиментацией следующего оледенения.

После периода аккумуляции наступил врез реки и образование долины шириною около 150 метров. По окончании эрозии начинается постепенное выполнение бассейна нормальной седиментационной серией, состоящей из илов, сапропелитов и торфов. Период этот был длительным и, согласно палеоботаническим исследованиям В. Шафера, отвечает межледниковой эпохе. С концом ее заканчивается нарастание торфа и его постепенно засыпают слои песка, среди которых появляется гравий. Аккумуляция постепенно усиливается и ее осадки охватывают

все большие пространства — возникает обпирная аккумуляционная терраса над Любачувкой (дюнная).

Затем наступает второй эрозионный цикл, во время которого река врезается до уровня современной р. Любачувки.

В северной части разреза межледниковые торфяные образования оказываются уничтоженными и долина врезывается в древние, песчано-гравиевые отложения. Заполнение части долины пылистыми песками с перегноем (слой l) создает самую низкую террасу около 2 м высотой, соответствующую пойменной террасе Сана и его притоков. Терраса эта является самой молодой; ниже врезана долина р. Любачувки.

Из сопоставления вышеприведенных фактов следует, что флора обнажения в Гамерне не является доказательством существования в Польше оледенения более древнего, чем оледенение краковское, названного В. Шафером ярославским. Однако утверждение это отнюдь не означает, что такого оледенения в Польше не было. Если существование этого оледенения удастся доказать, то, весьма вероятно, что границу его распределения придется провести севернее. В таком случае следовало бы в будущем изменить и польское название этого оледенения, ибо сохранение для него названия „оледенение ярославское” не имело бы смысла.

Определение возраста межледниковой серии в Гамерне не является легкой задачей. Из общего сопоставления кажется, что серия синхронная с описанными В. Шафером отложениями разреза в Розтоках под Ясло.

Последовательность геологических явлений в четвертичном периоде

1. Эрозия — разрушение моренных отложений оледенения краковского.
2. Аккумуляция песчаных отложений с мелкими гальками (слой с).
3. Эрозия древней долины (прадолины) р. Любачувки.
4. Застой эрозии — отложение илов, сапропелитов, торфов (слои d, e, f, — межледниковье описанное В. Шафером).
5. Оживление движения вод — аккумуляция g и h. Аккумуляция постепенно возрастает, а, одновременно, некоторые участки сложенные песками с гравием, подвергаются небольшому размыву. Отличаются слои i, j, k, образующие главную террасу р. Любачувки.
6. Эрозия — вторичное, частичное обновление древней долины (прадолины) р. Любачувки.
7. Застой эрозии — аккумуляция слоя l, образовавшего последнюю террасу, состоящую из илистой почвы.
8. Эрозия — современная долина р. Любачувки.

Edward RÜHLE

GEOLOGICAL SECTION OF THE LUBACZÓWKA VALLEY NEAR HAMERNIA

(South-eastern Poland)

(with 1 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

The author presents the results of the drillings carried out in 1949 on the edge of the Lubaczówka valley near the village Hamernia. The Tertiary deposits are represented here by the Krakowiec clays. Over them lie the Pleistocene sediments which are mostly composed of sands of a various dimension of grains. The typical moraine is lacking. Within these sediments there occurs a bed of clays, gyttia and peats the flora of which seems to be synchronous with the deposits of the profile at Roztoki near Jasło, described by Wł. Szafer.

The geological structure of the Lubaczówka banks, near the villages Hamernia and Polanki in the Lubaczów county, was described for the first time by M. Łomnicki (2). That author paid special attention to the bed of peat occurring in the steep slopes of the Lubaczówka valley, under a bed of sand 2 m thick; the structure of that bed of peat was different from the Holocene peats

J. Łomnicki (1) published one year later, in 1901, a short supplementary paper concerning the above subject.

M. Raciborski became greatly interested in this bed of peat and he visited the place in 1912. Unfortunately the collected materials were not published, though they were worked out.

SUCCESSION OF THE GEOLOGICAL PHENOMENA

Special investigations were carried out in 1929 and 1930 by Wł. Szafer (4); they concerned a detailed collecting and working out of floristic materials and a provisional description of outcrops over the Lubaczówka river. These outcrops gave the first and general outline of a geological details ought to be worked out by a geologist. The only information we find in his work is that peat is covered by deposits connected with the Cracovien glaciation, but not directly by a moraine of that glaciation; a great many difficulties as to the defining of stratigraphical data were due to the above. St. Pawłowski (3) suggested certain doubts in regard to the age of the discussed interglacial.

These doubts were also mentioned by Wł. Szafer who writes in his book entitled: „Epoka Lodowa“ (Ice Age), 1946, p. 42: „our oldest glacial, called Jaroslavian, is nearly unknown. We also not know much about the first, the so called Sandomierian, interglacial. We know, it is true, fossile fragments of *Larix* and *Pinus* forests lying as if¹ under the moraine of the second glaciation, but the age of the bed of old peat among which they lie in the region of Jarosław, is not yet finally settled“.

Considering the fact the profile in Hamernia is of a great importance for the stratigraphy of the Poland's Quaternary and the outcrops described so far did not give a sufficiently rich material for defining a profile being accurate enough, the Geological Institute of Poland decided to carry out test drilling in February 1949.

The present article gives the results of the drillings and an examination of the geological structure of the Lubaczówka valley, based on these investigations.

The place chosen for the investigation lies northward from the western periphery of the Hamernia village, where the interglacial deposits occur at the height of 5 m on the southern slope of the Lubaczówka, on the area of several tenths of metres. On the other hand the second bank is in that place lowered by erosion at ca 2,25 m. Line-bore-holes were disposed upon a sector of 670 m; they penetrated the whole Quaternary deposit and entered the Krakowiec clays.

Synthetical geological profile

The Tertiary deposits are represented by the Krakowiec clays(a). They are rather uniform in all bore-holes and are composed of beds of a compact or pelitic clay with fine pelitic thin beds. In certain places they

¹ Underlined by the author of the present paper.

contain a slight admixture of organic fragments to which their dark grey colour is due, contrary to the typical clay of a grey or light grey hue. The whole bed is feebly calcareous. The present investigations included only the top part of the clays reaching only 18,05 *m* of depth. The top of the clays represents in the profile a rather even and flat surface which is gently uplifted from the south (from under Hamernia) up to the altitude of about 186 *m*, on the north at Polanka.

The overburden of clays decreases from the south to the north and it is only ca 2 *m* thick at Polanka.

The clays are distinctly separated from the overlying Quaternary deposits, and only in the bore-holes 1 and 2 are to be noticed silt and pelitic deposits (b_1 and b_2); they are grey, easily clumping, calcareous and they probably represent deluvial deposits of the Krakowiec clays. They occur in the lowest part of the southern section.

The Quaternary deposits

Typical glacial deposits are not to be found within the whole section, and only in the 5-th profile at the top of the Krakowiec clays stick small pebbles of crystalline rocks; they are squeezed and mixed with clay and form a thin local moraine which proves about morainic deposits existing there formerly.

The most continuous Quaternary deposit is represented by sands of a various size of grains — mostly medium- and coarse-grained, with numerous felspars and including gravels of quartz, quartzite, vegetable detritus and an admixture of quartz dust. The grains of these sands are mostly poorly rounded. The character of the granulation and sedimentation, the contents of the gravels and small pebbles prove that it is a sediment which probably occurred owing to a washing out of the existing morainic deposits. The whole area included in the investigation was covered by the above sediments.

A series of clastic and organic sediments deposited in the waters of a standing and partly overgrown reservoir lies in the depression over the Lubaczówka upon the destructed surface of arenaceous deposits, over the above described beds. It is composed of the following horizons:

d) compact, olive-coloured, limeless clay; its bed is rapidly wedged out southward and passes into pelitic, grey clay which is also limeless and includes sporadical coarse grains due to the washing out of the neighbouring sands with gravels (from the bed c).

(e) Black, limeless gyttia which includes upward more and more numerous plant fragments.

(f) Earthy peat at the bottom with a rich mossy vegetation upward.

The bed of peat closes the series of the organogenic lacustrine sedimentation. Within its top lie deposits which have filled up the reservoir. The lowest bed consists of fine sand with thin beds of pelitic, light grey sand (g). That bed closes the period of the quiet sedimentation filling up the reservoir. Then begins the movement of water which makes use of the material of older sediments. In consequence are sedimented medium grained, light grey sands with scarce coarse and single small pebbles. The material of that bed is strictly connected with the sands of the bed (c), from which it originates and is transported by the movement of the running waters.

At the top of the Lubaczówka profile there lie two arenaceous horizons: fine and medium-grained sand with dust, slightly clumping (i) and pelitic sands with an admixture of fine sand, with hardpan in certain places (j). They probably represent sediments of slowly flowing waters which accumulated medium and fine-grained sands with pelitic intercalations. They represent the top of the proper accumulation terrace. On its surface were sedimented sands possessing all the features of dune sands (k) assembled in the form of small elevations.

Pelitic, grey sands with an admixture of humus make out the youngest sediments of the described profile; they form the youngest accumulation terrace which is directly connected with the Lubaczówka valley of to-day.

It is possible to explain on the basis of the described profile two problems which are of a fundamental importance for the deposit's stratigraphy:

1) The erratic boulders, marked on the M. Łomnicki (2) map in the village Polanka, suggested the idea that they are connected with the deposits of the glacial accumulation, probably covering peats occurring on the Lubaczówka (i) banks.

As results from the section in the Polanka village, the Krakowiec clays lie at a depth of 2 m, and possibly in some places not so deep.

Although these clays were systematically destroyed in their culminations, fragments of a coarse morainic material in the shape of crystalline boulders and quartzites have been preserved in the nearest neighbourhood, and on their surface. The boulders which were formerly found among the terrace sands in the Polanka village derive from the surface of the Krakowiec clays which lie here at a very shallow distance, and from the overlying morainic fragments. No boulders and even gravels may be found at present near the houses.

2) The granite Pleistocene gravels, noticed in various places of the peat surface by Wł. Szafer, are strictly connected with the enlivened movement of water and the disturbance of the arenaceous-gravelly deposits which form the bottom and the slope of the water reservoir. In consequence the influx of the relatively small amount of gravelly material is connected not with the glacial phenomena, but with the enlivening of the flowing river waters which form the sandy accumulation terrace. St. Pawłowski (3) who has traced these beds over a considerable area towards the San river and has proved that they are generally composed of a uniform material and that they retain the horizontal distribution, is of the same opinion as to the occurrence of gravels at the peat's top. In case these sands were glacial, they might possess first of all a considerable variability of material and a sedimentary alternation.

General remarks concerning the profile of the Lubaczówka valley

When comparing the section of the Lubaczówka valley with the Pleistocene of the neighbourhood, one may notice that these deposits are relatively thin. The Quaternary deposits are there not more than 10 m thick.

One of the most important fact is the lack of moraine in the investigated section; a bed which may be considered as a morainic formation occurs only in the 5-th profile of the Quaternary bottom. The morainic formation existed there in consequence, but they were destroyed within the valley.

Investigations carried out in the neighbourhood proved a typical and coarse moraine with often large boulders. Deposits of no one of the glaciations existing upon that area were preserved in the described profile; deposits of the Cracovien glaciation are consequently not available.

The oldest Quaternary bed is represented by gravelly sands occurring within the whole section over the Krakowiec clays. These are sediments resulting from a long lasting river accumulation, which has washed out the occurring glacial deposits. The cooperation of glacial waters is also possible. After the Cracovien glaciation, however, there occurred a destruction and smoothing of the valley's bottom, and the accumulation which was next marked (occurrence of bed c) may be connected with the increased sedimentation of the following glacial.

After the accumulation period was over, there occurred the incising of the river and the formation of a valley, about 150 m wide. At the end of the erosion began a gradual filling up of the reservoir by a normal sedi-

mentation series composed of clays, gyttia and peats. That period lasted a very long time and, according to the palaeobotanical research of Wł. Szafer, it represents the interglacial period. The increase of peat ends with the close of the interglacial; it becomes gradually covered with beds of sand among which occur gravels. The accumulation gradually increases and its sediments comprise an ever greater area — there occurs a widespread accumulation terrace over the Lubaczówka (dune type).

There follows the second erosion period during which the river gets incised up to the level of Lubaczówka, as we see it to-day.

The deposits of the interglacial peat become destroyed on the northern edge of the section and the valley got incised into the oldest arenaceous-gravelly deposits. The filling up of a part of the valley by pelitic sands with humus (bed l) resulted in the lowest terrace, ca 2 m, corresponding to the „rendzina“ terrace of the river San and its affluents. That terrace is the youngest; lower on is seen the contemporary valley of the Lubaczówka.

The above mentioned facts let us conclude that the flora of the outcrops in Hamernia does not represent a proof of the existence in Poland of a glaciation being older than the Cracovien one, called by Wł. Szafer: Jaroslavien. This is not synonymous, however, with the lack of such a glaciation in Poland. It seems quite possible, that in case such a glaciation might be proved, its extent will appear to be more northern, and if so, its Polish name should be changed in the future, as the retaining of the name of the Jaroslavien glaciation would not be well grounded.

The definition of the interglacial series age in Hamernia is not an easy matter. The general comparison suggests that it is synchronical with the deposits of the profile in Roztoki near Jasło, described by Wł. Szafer.

SUCCESSION OF THE GEOLOGICAL PHENOMENA

- 1) Erosion — destruction of the morainic deposits of the Cracovien glaciation.
- 2) Accumulation of arenaceous deposits with fine pebbles (bed c).
- 3) Erosion of the Lubaczówka old-valley.
- 4) Stagnancy of erosion — sedimentation of clays, gyttia, peats (beds d, e, f — interglacial described by Wł. Szafer).
- 5) Enlivening of the water movement — accumulation of beds g and h. Gradual increase of the accumulation; at the same time fragments

of the given area built up of sands and gravels are being partly washed out. The beds i, j and k, become sedimented as the chief accumulation terrace of the Lubaczówka.

- 6) Erosion — a secondary, partly rejuvenation of the Lubaczówka old valley.
- 7) Stagnancy of erosion — accumulation of the bed l, as a „rendzina“ terrace.
- 8) Erosion — contemporary Lubaczówka valley.

Władysław KARASZEWSKI

STRATYGRAFIA UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH I WYSTĘPOWANIE LESSÓW PODMORENOWYCH W REJONIE WARKI NAD DOLNĄ PILICĄ

(z 2 fot. i 1 fig. w tekście)

S t r e s z c z e n i e

W profilu utworów plejstocenijskich okolic Warki autor wyróżnia trzy poziomy gliny zwałowej odpowiadające prawdopodobnie trzem odrębnym zlodowaceniom. Pod górną gliną zwałową, względnie łałkami wstęgowymi podścielającymi ją, autor stwierdził w szeregu odsłoneń występowanie lessu zawierającego miejscami faunę mięczaków: *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum* i *Vallonia tenuilabris*. W dolnej części serii piaszczystej, leżącej między górną i środkową gliną zwałową stwierdzono występowanie detrytusu roślinnego (prawdopodobnie na wtórnym złożu) z pyłkami roślin należących m. in. do gatunków klimatu umiarkowanego (*Ulmus*, *Corylus* itp.) interglacjalnego wieku.

W S T Ę P

W szkicu niniejszym zamierzam przedstawić wyniki moich badań nad utworami czwartorzędowymi w okolicach Warki, leżącej około 40 km na południe od Warszawy, w pobliżu ujścia Pilicy. Badania te wykonywałem z pomocą mej żony, głównie w 1946 i 1947 r. w związku z opracowywaniem materiałów do projektu odbudowy wsi na „przyczółku Warki“. W następnych latach uzupełniłem obserwacje w czasie krótkich, przeważnie jednodniowych wycieczek. Wiosną 1950 r. zostały mi udostępnione przez Wydział Geologii Technicznej Państwowego Instytutu Geologicznego próby z 10 wierceń 30-metrowej głębokości, których opis zamieszczam na końcu. Zachętę do wykonania niniejszej pracy zawdzięczam przede wszystkim dr E. Rühlemu, kierownikowi Grupy Niżu Polskiego w Państwowym Instytucie Geologicznym.

W opisie ograniczam się wyłącznie do utworów wyżynnych, związanych z osadami ostatniego zlodowacenia, które tu pozostawiło morenę oraz — do starszych osadów lodowcowych. Pomijam utwory związane z młodszymi fazami czwartorzędu, słabiej rozwinięte na tym obszarze.

PROFIL SYNTETYCZNY

Profil syntetyczny czwartorzędu okolic Warki, zestawiony głównie na podstawie odsłonień i uzupełniony materiałami z wierceń i otworów studziennych, przedstawia się następująco.

Glina zwałowa górna. Gлина zwałowa ostatniego zlodowacenia tego obszaru leży na powierzchni i wykazuje ślady silnego zniszczenia, które doprowadziło na znacznych przestrzeniach do zdercia jej i zredukowania do niegrubej zazwyczaj warstwy rezydualnego bruku. W miejscach, gdzie się zachowała, miąższość jej jest na ogół nieznaczna, wyjątkowo dochodzi do 5 m (między innymi w krawędzi doliny Pilicy na zachód od Warki), częściej spada poniżej tej cyfry, jak widać z załączonych opisów profilów. Ta nieznaczna miąższość górnej gliny nie pozostaje w żadnym stosunku do jej grubości pierwotnej, która musiała być większa, jak wnioskować można z wierceń wykonanych w większej odległości od doliny Wisły, na przykład na wyżynie mszczonowskiej, gdzie w profilach wierceń spotkać się można z miąższościami górnej gliny zwałowej, osiagającymi kilkanaście, a nawet 20-kilka metrów. Zniszczenie górnej gliny w tym rejonie należy przypisać wodom roztopowym, których działalność zostawiła zarówno na tym obszarze, jak i na sąsiednich ślady w postaci występujących na różnych wysokościach spłaszczeń na stokach i wierzchołkach wzniesień, często pokrytych piaskami (w okolicy Warki, między innymi na wysokości około 120 i 131 m n. p. m.).

Występowanie tych spłaszczeń nie ma nic wspólnego z tarasami rzecznyymi, jak sądził St. Lencewicz (7), który zaliczył obszar opisywany do tzw. IV tarasu Wisły. Koncepcji tej przeczy brak osadów rzecznych na powierzchni i obecność form akumulacji lodowcowej w postaci pagórków żwirowych i żwirowo-piaszczystych. Pagórki te w okolicach Warki noszą przeważnie ślady silnego rozmycia, lecz dalej ku zachodowi, w okolicach wsi Wichradz i Niemojewice, lepiej są zachowane w postaci wyraźnych form czołowo-morenowych i ozowych, zaznaczonych na opracowanym przez E. Rühlego arkuszu Radom mapy 1 : 300 000. Do zachowania się tych utworów na obszarze tak silnie rozmywanym przyczyniła się zapewne większa odporność żwirów niż piasków i glin.

Iły wstęgowe pod górną gliną zwałową. Pod gliną zwałową górną, względnie — co się częściej zdarza — pod jej residuum, a w miejscu występowania pagórków żwirowych w ich cokole, występują pospolicie iły wstęgowe, związane z nasuwaniem się lodowca. Ich maksymalna stwierdzona miąższość na naszym terenie wynosi 5,5 m w otworze na południe od wsi Prusy (otwór nr 6). Odnaczają się one znaczną grubością warw letnich, wynoszącą często ponad 10 cm, a niekiedy dochodzącą do 30 cm. Tego typu warwy opisuje J. Samsonowicz w okolicach Góry Kalwarii pod nazwą mułkowych (8). Warwy letnie często mają wyraźny charakter pyłowy lub drobnopiaszczysty; niekiedy wśród nich widać powierzchnie z wyraźnymi śladami ripplemarków, świadczących o płytkości zbiornika, w którym się osadzały.

Interesującym zjawiskiem jest występowanie wśród iłów stref silnie zaburzonych, ograniczonych do niegrubej warstwy nie przekraczającej 50 cm, na której spoczywają spokojnie wyższe warwy. Zjawisko to obserwować można między innymi w nowej gliniance cegielni na południe od stacji kolejowej w Warce, gdzie widoczne są dwie strefy tego rodzaju zaburzeń. Prawdopodobnie pozostaje ono w związku ze zjawiskami soliflukcji, jaka mogła mieć miejsce przy czasowym wynurzeniu się dna zbiornika wodnego, choć nie jest wykluczona, jak sądzę, możliwość powstania tego typu zaburzeń pod naciskiem lodu w okresie zamarzania zbiornika do dna w czasie ostrej zimy.

Wtrącenia piaszczyste wśród iłów są dość pospolite; najczęściej są to piaski bardzo drobnoziarniste, margliste, z domieszką miki, dobrze sortowane, typu jeziornego. Rzadziej spotyka się wtrącenia piasków gruboziarnistych i żwiru, zaobserwowane przeze mnie między innymi w iłach wstęgowych pod wsią Przyłot na północny zachód od Warki.

Tam, gdzie iły wstęgowe w normalnym wykształceniu występują blisko powierzchni, wytworzyły się gleby węglanowe, pospolicie ciemnoszare, w skrajnych przypadkach czarne, gliniaste, przypominające rędziny, do których upodabnia je również obecność węglanów w poziomie próchnicznym. Tak wykształcone gleby napotykałem między innymi na północny wschód od wsi Piaseczno.

Iły wstęgowe ku dołowi przechodzą często w piaski drobnoziarniste, dobrze przesortowane, o przeważającej wielkości ziarna około 0,1 mm. Na zachód od Warki, w okolicach Lasek i Wichradza, piaski tego typu występują pod górną gliną zwałową zamiast iłów wstęgowych, osiągając na ogół znaczne miąższości.

Lessy podmorenowe. W spągu iłów wstęgowych, a niekiedy bezpośrednio pod górną gliną zwałową lub jej residuum, występuje dość pospolicie w tym rejonie, choć nie ciągnąc warstwą, utwór pyłowy o zmien-

nym wykształceniu, niekiedy o charakterze lessów subaeralnych, lecz znacznie częściej posiadający wyraźną domieszkę piasku i ślady warstwowania. Jest to utwór mający wszelkie cechy tzw. lessów warstwowanych, pospolicie występujących wśród lessów strefy wyżyn południowo-polskich. W rejonie Warki znam kilkanaście punktów występowania tego utworu w naturalnych odsłonięciach, przeważnie w bliskim

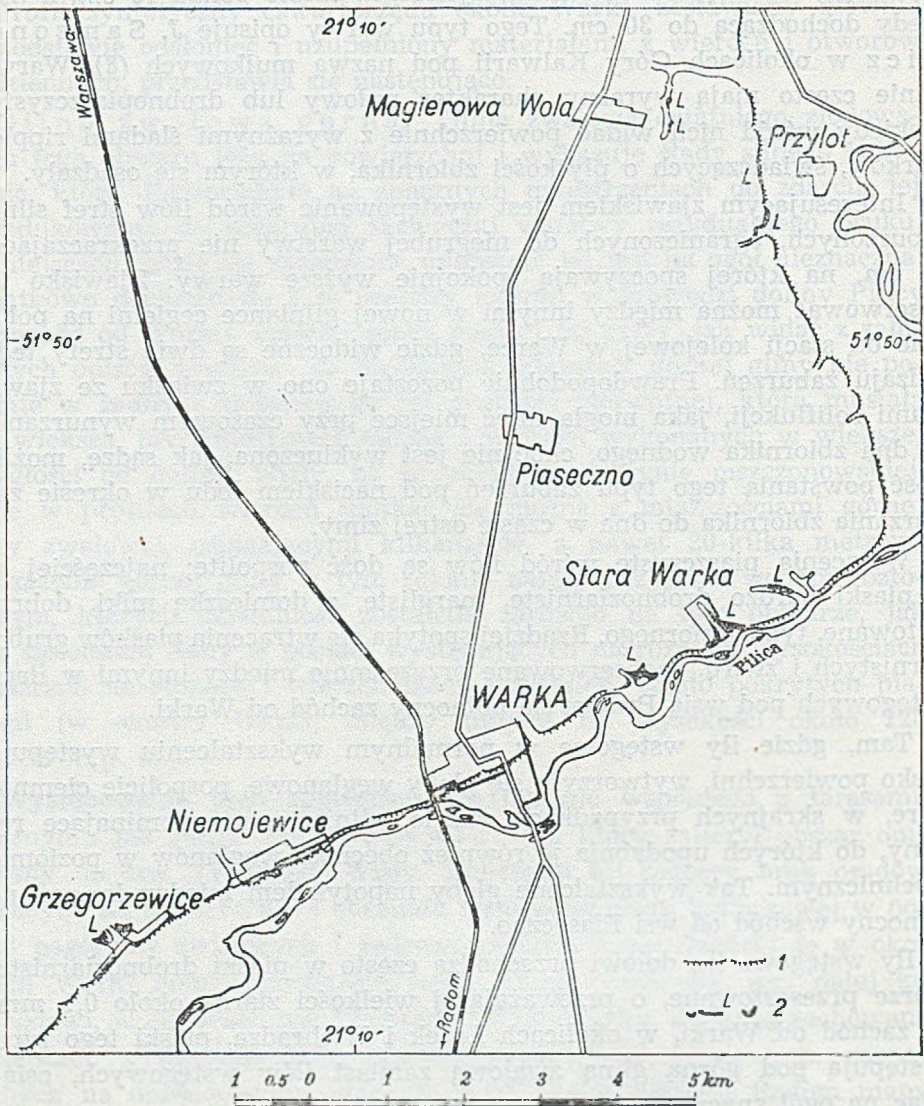


Fig. 38

Lessy podmorenowe w rejonie Warki

1 — krawędź doliny Pilicy i Wisły; 2 — odsłonięcia lessów podmorenowych.

sąsiedztwie doliny Pilicy, po obu stronach Warki i w krawędzi doliny Wisły w okolicach Przyłotu (fig. 38).

Na zachód od Warki pod wsią Grzegorzewice odsłonięcia lessowe obserwować można w nacinającej krawędź głębokiej drodze, prowadzącej do wsi Opoźdzew (fot. 42). Less występuje tu między dwiema glinami zwałowymi, górną i środkową, w postaci warstwy mającej w części południowej ponad 2 m grubości, ku północy zaś stopniowo się wyklinowującej, co pozostaje w związku z podnoszeniem się w tym kierunku gliny zwałowej, leżącej pod lessem.

Glina w stropie lessu ma miąższość nieznaczną, nie przekraczającą 0,5 m; ku południowi cienieje jeszcze bardziej przechodząc w warstwę słabo wykształconego bruku. W części spągowej zawiera niekiedy porwaki lessu (fot. 42).

Less leżący pod opisaną gliną odznacza się charakterystyczną płową barwą, pionową łupliwością, obecnością węglanów i szeregiem innych cech typowych dla lessu. Składem mechanicznym utwór ten nie odbiega zbyt od lessów z nad Kamiennej, jak wynika z załączonej tabeli 12. Odsłonięcie to jest ubogie w faunę mięczaków (znalazłem tu tylko jeden okaz *Succinea oblonga*).

Glina zwałowa, leżąca pod lessem, charakteryzuje się występowaniem w części stropowej czerwonej warstewki pospolicie spotykanej w środkowej glinie zwałowej, o czym będzie mowa przy jej opisie w dalszej części tekstu.

Drugie interesujące odsłonięcie lessów podmorenowych widać na wschód od wsi Stara Warka, w północnym zboczu długiego wąwozu, naprzeciw zagrody Prusińskiego. W profilu około 2 m wysokim widoczny jest tu utwór pyłowy o wyglądzie lessu w jego odmianie piaszczystej, zawierający dość liczną faunę mięczaków *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum* i *Vallonia tenuilabris*. W świeżej wyrwie erozyjnej w zboczu wąwozu widać leżącą w stropie lessu niegrubą warstwę gliny zwałowej, oddzieloną od niego około 0,5 m liczącą warstwą piasków warstwowych. Pod lessem pojawiają się piaski niedostatecznie odsłonięte.

Prócz wyżej przytoczonych, na obszarze badanym istnieje szereg odsłonieć utworów pyłowych typu lessów w okolicach wsi Winiary, Stara Warka i Przyłot, głównie w wąwozach nacinających krawędź doliny Pilicy i Wisły.

Miejscami, jak na przykład w Starej Warce, tworzą się formy erozyjne, przypominające na małą skalę typowy krajobraz lessowy wyżyn południowo-polskich. Fauna mięczaków, reprezentowana głównie przez formę *Succinea oblonga*, występuje niekiedy w dużych ilościach ale nie we wszystkich profilach. Płowa barwa, tak charakterystyczna dla lessów

wyżyn południowych, zawartość węglanów, pionowa łupliwość i inne cechy są właściwe również dla lessów okolic Warki.

Przeważna część lessów z okolic na wschód od Warki i Przylotu posiada domieszkę drobnego piasku, co zbliża je do tzw. warstwowanych lessów, pospolicie występujących na niższych obszarach, zwłaszcza w sąsiedztwie dolin większych rzek. Lessy tego typu znane mi są między innymi znad Bugu i środkowej Kamiennej. Rzecz charakterystyczna, że przede wszystkim ta piaszczysta odmiana lessu zawiera w większej ilości faunę mięczaków, które według utartego mniemania charakteryzują less.

Skłaniam się do poglądu, że ów less piaszczysty z fauną, zazwyczaj wykazujący ślady warstwowania, osadził się w wodzie¹. Nie wyciągam z tego bynajmniej wniosku o wtórnym pochodzeniu tej odmiany lessu. Zarówno wiek, jak i źródło lessu warstwowanego tego typu mogą być te same, co „typowego“ eolicznego lessu. Odmienne było tylko środowisko, w którym pył lessowy się osadzał. Mianowicie less warstwowany osadzał się nie na suchym łądzie, lecz na obszarze trwale lub czasowo zalewanym². W tych warunkach łatwiej mogły się tworzyć znaczniejsze nagromadzenia skorupki mięczaków, mające większe możliwości uchronienia się przed zniszczeniem, niż na suchym łądzie, gdzie trudno wyobrazić sobie możliwość zachowania się cienkich skorupki w stosunkowo wolno gromadzącym się pyłe, podlegającym pewnym, choćby nawet nieintensywnym, procesom glebowym.

Występowanie lessu podmorenowego w tej części Nizy nie ogranicza się do okolic Warki. Jeszcze w latach przedwojennych obserwowałem utwór pyłowy, przypominający less pod Nowym Miastem (pod wsią Góra), w krawędzi Pilicy. Fauna występuje w nim niezbyt licznie: znalazłem tu 1 okaz *Pupilla muscorum*, również E. R ü h l e (według ustnej informacji) znalazł w tym utworze 1 okaz tego samego gatunku. Sytuacja stratygraficzna tego utworu jest prawdopodobnie analogiczna jak pod Warką.

W literaturze geologicznej nie natknąłem się na wiadomości o utworach lessowych w tym rejonie ani w pobliskich, z wyjątkiem krótkiej wzmianki w objaśnieniu do mapy geologicznej Warszawy, opracowanej przez S. Z. R ó ż y c k i e g o i Z. S u j k o w s k i e g o, gdzie autorzy piszą

¹ Na związek fauny lessowej z piaszczystą odmianą lessu wskazuje również ostatnio A. Malicki (9). Jego interesująca praca zawiera szereg cennych obserwacji i wnosi dużo nowego materiału do poznania naszych lessów, lecz z główną tezą autora — o pochodzeniu lessów głównie ze zwietrzenia skał lokalnych — trudno się zgodzić.

² Warunki powstawania lessu warstwowanego wnikliwie opisał St. Krukowski (6).

o występowaniu utworu przypominającego less w profilach plejstocenu Warszawy, bez podania bliższych danych o jego sytuacji stratygraficznej.

Seria piaszczysto-ilasta między górną i środkową moreną. W niektórych profilach w okolicach Warki zamiast lessu typowego, w analogicznej sytuacji, bezpośrednio pod warstwą ilów wstę-

TABELA 12

Zestawienie składu mechanicznego próbek lessu znad dolnej Pilicy i środkowej Kamiennej, wykonane przez K. Betley-Konecką metodą areometryczną M. Prószyńskiego; analiza lessu z okolic Szczepieszyna według A. Malickiego (9).

Zawartość % różnej wielkości ziarn	1—0,5 mm	0,5—0,25 mm	0,25—0,1 mm	0,1—0,05 mm	0,05—0,02 mm	0,02—0,006 mm	0,006—0,002 mm	<0,002 mm
1. Grzegorzewice na W od Warki	—	0,8	6,2	13	55	18	4	3
		20			73		7	
2. Winiary na E od Warki	—	1	3	11	47	23	8	7
		15			70		15	
3. Wąchock	—	—	3	11	50	21	5	10
		14			71		15	
4. Kunów S	—	—	—	7	52	21	7	13
		7			73		20	
5. Góra pod Nowym Miastem	—	1	7	16	52	13	3	8
		24			65		11	
6. Szczepieszyn (na głęb. 250 cm)	—	4,5	—	14	53,5	14	5,5	8,5
		18,5			67,5		14	
Szczepieszyn (na głęb. 783 0 cm)	—	6	—	10	61	12,5	7,5	3
		16			73,5		10,5	

gowych występują piaski drobnoziarniste z warstewkami pyłowymi o grubości kilku do kilkunastu mm. Piaski te o miąższości około 2 m przechodzą ku dołowi w piaski następnego ogniwa, drobnoziarniste, zawierające niekiedy wtrącenia drobnych żwirów, przeławiczone ilami występującymi w cienkich warstwach kilka do kilkunastu cm miąższości. Górne poziomy tych ilów posiadają zazwyczaj ślady uławiczenia wstęgowego, dolne są bardziej jednolite, jasnopopielate, ze słabymi śladami warstwowania, silnie burzące się w HCl. Miąższość całej tej serii piasz-

czysto-ilastej wynosi przeciętnie 4—6 m. Od dołu zamyka ją zwykle warstwa iłów o grubości 25—100 cm, spoczywająca bezpośrednio na niższej glinie zwałowej.

Dolna część piasków, leżących wśród wyżej wspomnianych warstw ilastych, wykazuje często ślady uwarstwienia przekątnego, przy tym niekiedy cała ta seria wraz z nadległymi iłami nosi ślady zaburzenia pod naciskiem lodowca.

Interesującym zjawiskiem jest sporadyczne występowanie w dolnej części tych piasków detrytusu roślinnego z pyłkami, który spotykałem szczególnie obficie pod wsią Niemojewice na zachód od Warki (fot. 43). W próbce przesłanej do Instytutu Botanicznego Uniw. Jag. w Krakowie do analizy pyłkowej M. Sobolewska wyróżniła, przy frekwencji 3%, następujące główne składniki flory:

<i>Pinus</i>	59%
<i>Picea</i>	2%
<i>Alnus</i>	34%
<i>Ulmus</i>	4%
<i>Betula</i>	1%

a ponadto:

<i>Corylus</i>	11%
<i>Ericaceae</i>	8%
<i>Menyanthes</i>	17%
<i>Nymphaea</i>	1%

Skład pyłków, zwłaszcza obecność wiązu i leszczyny, świadczy o interglacjalnym wieku tej flory. Rzecz charakterystyczna, że w warstwach ilastych towarzyszących piaskom pyłków nie znaleziono.

Ze względu na charakter utworów, w których znalezione zostały te szczątki, najbardziej prawdopodobne wydaje mi się przypuszczenie, że są one na wtórnym złożu i pochodzą ze zniszczenia warstw interglacjalnych, najprawdopodobniej torfów, może przez wody spiętrzające się w okresie nasuwania się zlodowacenia.

Środkowa glina zwałowa. Pod wspomnianą serią piaszczysto-ilastą leży warstwa niższej gliny zwałowej, zazwyczaj grubszej niż górna, o najczęściej spotykanej miąższości 6 do 10 m, niekiedy zredukowana do cieńszej warstwy, miejscami zdarta zupełnie. W stropie gliny występuje zwykle wyraźna warstwa bruku, niekiedy z dużymi głązami.

W masie tej gliny, pospolicie szarej, występują przewarstwienia o odmiennej barwie, bądź to ciemnej — prawie czarnej, bądź to czerwonawo-brunatnej, pozostające w związku ze znacznieszą domieszką obcego materiału, jaki wchłonął lodowiec w czasie nasuwania się. W ciemnej warstwie znajdowałem okruchy lignitu, co świadczy o tym, że barwa jej

pozostaje w związku z wchłonięciem przez lodowiec materiału z formacji węgla brunatnego. W czerwonej warstwie spotyka się niekiedy duże okruchy wapienia porowatego z przerostami zielonawych mułków, bez fauny.

Wypada tu nadmienić, że nie może być mowy — przynajmniej na tym terenie — o stosowaniu kryterium zabarwienia glin zwałowych do odróżniania ich wieku, do tej pory często używanego przez niektórych autorów. Ogólna barwa gliny zwałowej w całej masie pozostaje w związku ze stanem jej utlenienia. Brunatnawe zabarwienie posiada każda glina zwałowa, leżąca blisko powierzchni, niezależnie od jej wieku. Niższe poziomy gliny tego samego wieku — nieutlenione — posiadają zwykle barwę szarą. Poza tym na nieznacznych głębokościach w warunkach nadmiernej wilgotności i związanego z nią odtleniania występować będą odcienie zielonawe, związane z procesem glejowym. Odróżniać trzeba od tych wtórnych zabarwień gliny zwałowej zabarwienie pierwotne, pozostające w związku z materiałem wchłoniętym przez lodowiec, o czym wspominałem wyżej, szczególnie pospolite na obszarach występowania w płytkim podłożu skał starszych, intensywnie zabarwionych. Zabarwienia o tym charakterze mogą występować w postaci pasów o różnych odcieniach w obrębie gliny tego samego wieku.

Wracając do odsłoneń gliny zwałowej środkowego poziomu, najlepiej rozwiniętej w rejonie Warki, wypadnie podkreślić, że odsłonięcia jej, szczególnie na wschód od starej Warki, zezwalają na obserwowanie płaszczyzn oddzielających poszczególne pakiety w masie lodowca, zazwyczaj wyraźnie rozgraniczone w profilu, często z warstewkami piasków w płaszczyznach granicznych. W większości profilów, zwłaszcza obserwowanych w odsłonięciach, glina jest jednolita w całej swej masie, nie licząc wspomnianych wyżej stref rozmaicie zabarwionych. Niekiedy, na przykład na zachód od Warki, można w niej zaobserwować porwaki iłów wstęgowych. Do tej samej kategorii porwaków prawdopodobnie należą podrzędne wtrącenia iłów w glinie zwałowej, występujące w profilach nr 5 i 6. Iły w spągu tego poziomu morenowego spotyka się rzadko; nieciągłą kilkunastocentymetrową warstwę ich znalazłem w okolicy wsi Przyłot.

Seria żwirowo-piaszczysta pod środkową moreną. W ogromnej większości profilów w tym rejonie pod środkową gliną zwałową leży gruby kompleks piasków o różnej wielkości ziarna, zazwyczaj dobrze przemytych, często z wtrąceniami żwiru, z reguły występującego w stropowej i spągowej części serii. Ze względu na znaczną miąższość tego kompleksu tylko strop jego jest widoczny w odsłonięciach, miejscami wznoszących się do 10 m n. p. Pilicy (rejon Starej Warki). Pospo-

lite jest zjawisko cementacji stropu tych piasków przez węglany i tlenki żelaza wędrujące z góry.

Większość studzien i otworów nie przebija spągu piasków podmorenowych. W otworze na stacji kolejowej w Warce miąższość ich wynosi 22,4 m; w otworze we wsi Piaseczno — ponad 24 m; w otworze pod wsią Dębnowola — ponad 19 m.

Główny obszar występowania tej serii ciągnie się wąską strefą od okolic Warki ku północy przez Piaseczno, Dębnowolę ku okolicom położonym na zachód od Góry Kalwarii.

W szeregu otworów 30-metrowych na południowy zachód od tego miasta piaski, leżące w spągu dolnej gliny, nie zostały przebite, mimo że przeciętnie wiercono w nich do głębokości 15—17 m. Głaziki występujące wśród tych piasków bywają, zwłaszcza w niższych poziomach, często wyselekcjonowane, nierzadko spotyka się wśród nich otoczaki piaskowców, przypominających retyko-liasowe, krzemienie i kwarcy typu preglacjalnego oraz rogowce. Od dołu serię zamykają zwykle warstwy grubszego żwiru, niekiedy obfitującego w głązy w takiej ilości, że uniemożliwiały przebicie żwiru dłutem wiertniczym (otwór w Dębnowoli). Powierzchnia serii obniża się stopniowo ku północy od 101—107 m n. p. m. w okolicy Warki do 93—94 m n. p. m. w okolicy Góry Kalwarii. Zestawienie tych faktów nasuwa wniosek, że mamy tu do czynienia z utworem dużej rzeki płynącej ku północy. Przeciętny spadek powierzchni tych piasków na odcinku Warka — Góra Kalwaria jest nieco wyższy niż dzisiejszej Wisły w tej okolicy.

Seria ta o stosunkowo stałej miąższości, jak na stosunki czwartorzędowe, stanowi pewnego rodzaju lokalny poziom przewodni, ułatwiający kwalifikację wiekową utworów leżących w jej stropie i spągu.

Osady najstarszej serii lodowcowej. Obecność żwirów i głązów w spągu tej serii (otwór w Dębnowoli) świadczy o istnieniu jeszcze niższego, trzeciego poziomu morenowego; jest on jednak słabo poznany ze względu na małą ilość głębszych wierceń. Jedyne głębsze, wspomniany już otwór na stacji Warka pod opisaną przewodnią serią piaszczystą sięgającą do 34,6 m od powierzchni przebił:

- 1) iły plastyczne sino-zielonawe, z miką, bezwapienne o miąższości 3,4 m,
- 2) piasek gruboziarnisty, z okrucami skał krystalicznych wielkości grochu, o miąższości 2,55 m,
- 3) il plastyczny sino-zielonawy z wtrąceniami brunatno-fioletowymi (utwór jeziorny), z miką,
niżej leżą pstre iły plioceńskie.

Najniższy poziom gliny zwałowej, w otworze tym całkowicie zniszczony, zachował się w otworach leżących poza strefą wspomnianej wyżej doliny staro-czwartorzędowej, między innymi w otworze nr 3, leżącym najdalej ku zachodowi z naszej grupy wierceń pod wsią Wichradz (3 km na zachód od Warki). W otworze tym występują trzy poziomy gliny zwałowej, silnie zredukowane lecz rozdzielone seriami piaszczystymi, dostatecznie zindywidualizowanymi, co zezwala na zaliczenie ich do odrębnych złodowaceń. Poniżej, na nieznaczonej głębokości, bo już na 17,3 m występują piaski i gliny oraz iły z materiałem typu preglacjalnego.

Trzy poziomy gliny zwałowej z grubymi seriami przegradzającymi występują w niektórych otworach na sąsiadujących terenach, między innymi w opisanym przez A. Łuniewskiego¹ otworze w Moczydłowie na północ od Warki, gdzie poziom najniższej gliny zwałowej wyjątkowo gruby, mający 14,25 m, oddzielony jest od środkowej gliny zwałowej o miąższości 1,5 m warstwą piasków różnoziarnistych grubości 14,1 m. Górna seria międzymorenowa, składająca się głównie z ilów wstęgowych ku górze przechodzących w piaski, liczy 26,2 m.

W wykształceniu tych serii widać pewne analogie do profilu syntetycznego przedstawionego przeze mnie, pomijając różnice w miąższości warstw. W profilach warszawskich najniższa glina zwałowa jest przeważnie również zniszczona. Głina ta dostarczała materiału dla grubej serii piasków, leżących ponad nią w okolicach Warki. Ich charakter — dość daleko posunięta selekcja materiału oraz sporadyczne występowanie graniaków w niższych częściach — jest pośrednim dowodem interglacjalnego wieku, jeśli nie całości, to przynajmniej dolnych partii. Dowodów bezpośrednich w postaci flory interglacjalnej, jak to ma miejsce w piaskach między górną i środkową gliną zwałową, dla omawianej serii piaszczystej nie posiadamy.

WNIOSKI

Występowanie trzech odrębnych poziomów gliny zwałowej nie jest zjawiskiem odosobnionym w tej strefie Nizy, co stwierdzić można porównując dane z dokładniej opisanych otworów, zamieszczone w cytowanym zestawieniu wierceń na arkuszu Radom mapy 1 : 300 000, pominawszy przypadki, w których można się liczyć z dwudzielnością poszczególnych poziomów morenowych. Również K. Póżyrska stwierdziła nad dolną Kamienną ślady trzech niewątpliwych poziomów morenowych.

¹ Cytowane w pracy E. Rühlego (14).

Obecność przynajmniej trzech poziomów gliny zwałowej na naszym obszarze można uważać za udowodnioną. Podkreślam ten fakt, bo w starszej literaturze geologicznej reprezentowanej między innymi przez „Przewodnik geologiczny okolic Warszawy“ przyjmowało się w rejonie warszawskim obecność tylko dwóch poziomów morenowych, co było poparte sugestią nauki niemieckiej, wyróżniającej przez czas dłuższy na Niżu tylko dwa zlodowacenia starsze od bałtyckiego. Pogląd ten został podważony już w 1934 r. przez Lw. Sawickiego (16), który w profilu bielańskim dopatruje się śladów 5 moren, reprezentujących według tego autora 5 oddzielnych zlodowaceń. Do przyjmowania większej ilości zlodowaceń skłaniają się również B. Halicki, E. Passendorfer i Wł. Pożaryski. Należy stwierdzić, że w rejonie Warki zdarzają się przypadki występowania czterech a nawet pięciu poziomów glin zwałowych, lecz zjawiska te skłonny jestem raczej wiązać z oscylacjami w obrębie wyróżnionych trzech zlodowaceń, ponieważ brak dostatecznie wyraźnych śladów istnienia serii interglacjalnych, rozdzielających te poziomy morenowe. M. in. często się zdarza rozdzielanie gliny zwałowej górnej na dwa pakiety, zazwyczaj przegrodzone łałami wstęgowymi, zaznaczające się np. w profilach 1, 5 i 6 oraz w odśnieżeniu w cegielni w pobliżu stacji kolejowej Warka.

Co się tyczy wieku trzech zlodowaceń, które tu zostawiły ślady, to brak dostatecznych kryteriów do rozstrzygnięcia tej kwestii. Najbardziej prawdopodobne wydaje się, że górna glina zwałowa wiąże się ze zlodowaceniem środkowo-polskim. Trudno w tej chwili z powodu braku materiałów dowodowych rozstrzygnąć, którą ze starszych glin należy wiązać ze zlodowaceniem maksymalnym. Prawdopodobnie wypadnie odnieść do niego środkową morenę, najlepiej rozwiniętą na naszym obszarze. Dodać trzeba, że ślady dwóch zlodowaceń starszych od środkowo-polskiego zostały stwierdzone przez J. Czarnockiego w Górach Świętokrzyskich oraz przez Lw. Sawickiego (15) i A. Jahna na Wyżynie Lubelskiej.

PROFILE WIERCEŃ

O t w ó r n r 1

Położenie: na zachód od Warki;

współrzędne topograficzne 476 133 i 543 015; wzniesienie 121 m n. p. m.

Głębokość

Opis warstw

- | | |
|------------|---|
| 0— 0,5 m | poziom próchniczny, piaszczysto-pylasty, |
| 0,5— 0,8 „ | piasek gliniasty ze śladami zbielicowania, z okruchami głązu krystalicznego, rozbitego przez dłuto, z domieszką żwiru krystalicznego (residuum gliny zwałowej), |

0,8— 1,3 m	ił jasnobrazowy, tłusty, plastyczny, ze śladami jaśniejszych, mułkowych przewarstwień; warstwy ilaste, jasnoczekoladowej barwy (odwapniony ił wstęgowy),
1,3— 1,8 „	glina zwałowa brunatna, piaszczysta, z materiałem gwałowym pochodzenia północnego, nie burzy się z <i>HCl</i> ,
1,8— 2,3 „	glina brunatna, nieodwapniona, burzy się z <i>HCl</i> ,
2,3— 2,7 „	glina jasnobrunatna, chuda, nietypowa glina zwałowa ze znaczną domieszką piasków z niższej warstwy,
2,7— 3,2 „	piasek bardzo drobnoziarnisty, jasny z żółtawym odcieniem, typu jeziornego,
3,2— 3,7 „	piasek bardzo drobnoziarnisty, czysty, jasny, dobrze przesortowany, burzy się z <i>HCl</i> ,
3,7— 4,2 „	piasek drobnoziarnisty, żółtawy, z infiltracjami tlenków żelaza,
4,2—11,4 „	piasek drobnoziarnisty, jasny, nie reaguje z <i>HCl</i> , ze śladami detrytusu roślinnego na głębokości 10,2—10,7 m,
11,4—14,2 „	glina zwałowa, ciemnoszara, w dolnej części okruchy lignitu i cętki czerwone, silnie reaguje z <i>HCl</i> ,
14,2—18,0 „	piasek różnoziarnisty o dość dobrze obtoczonych ziarnach, z domieszką skaleni o maksymalnej wielkości ziarna 3 mm średnicy,
18,0—18,5 „	piaski różnoziarniste, ze żwirami do 1,5 cm średnicy, z przewagą materiału północnego, z mniej liczną domieszką preglacjalnego (rogowiec),
18,5—19,0 „	piaski różnoziarniste, z domieszką grubszego ziarna, żółtawe,
19,0—23,5 „	piaski różnoziarniste, jasne, prawie białe, z nieznaczną domieszką drobnego żwiru, dość jednolite,
23,5—24,0 „	piaski białe, nieco drobniejsze z przewagą grubszego i średniego ziarna,
24,0—26,0 „	piaski różnoziarniste, jasnoszare, z nieznaczną domieszką drobnego żwiru,
26,0—26,5 „	piaski średnioziarniste z okruchami (może toczyćkami) iłów szarych, zawierającymi detrytus roślinny i z ziarnami żwiru krystalicznego do 6 mm średnicy,
26,5—30,5 „	piaski średnioziarniste, jasnoszare, bez domieszki żwiru, z ziarnami dobrze obtoczonymi, ze zwiększającą się ku dółowi domieszką grubszego ziarna i nielicznych ziarn do 5 mm średnicy, głównie kwarcu, rzadziej szarych krzemieni; materiał silnie preselekcjonowany, może z domieszką preglacjalną.

Otwór nr 2

Położenie: na północ od wsi Niemojewice;
współrzędne topograficzne 475 643 i 541 668; wzniesienie 124,6 m n. p. m.

Głębokość

Opis warstw

0— 0,2 m	poziom próchniczny piaszczysto-pylasty,
0,2— 2,2 „	utwór pyłowy, żółtawy, nie reaguje z <i>HCl</i> ,
2,2— 4,2 „	utwór pyłowy, jasny, ze śladami drobnego warstwowania, silnie burzy się z <i>HCl</i> , (pyłowa odmiana iłów wstęgowych),

4,2— 5,0 m	przejście utworu pyłowego we wstęgowy; ślady warstw zimowych, jasnoczekoladowych, reaguje z <i>HCl</i> , (pyłowa odmiana ilów wstęgowych),
5,0— 6,0 „	utwór podobny do nadległego, bardziej mułkowy, pylasty, jasnopłowy, marglisty, reaguje z <i>HCl</i> ,
6,0— 7,0 „	utwór podobny do nadległego, nieliczne ślady warw,
7,0— 7,5 „	glina zwałowa jasnobrunatna,
7,5— 8,5 „	glina zwałowa jasnobrunatna z różowymi wtrąceniami,
8,5—10,5 „	brunatno-szara; stopniowa zmiana barwy w szarą,
10,5—17,0 „	glina zwałowa ciemnoszara,
17,0—20,0 „	piaski różnoziarniste, z domieszką drobnego żwiru krystalicznego,
20,0—20,5 „	piasek białawy, o drobniejszym ziarnie, z domieszką drobnego żwiru,
20,5—30,2 „	piaski brunatnawe, różnoziarniste, z domieszką drobnego żwiru, z materiałem krystalicznym (graniak kwarcu o rozmiarach 20,5—21,0 cm).

O t w ó r n r 3

Położenie: 0,75 km na wschód od wsi Wichradz;
współrzędne topograficzne 476 953 i 541 030; wzniesienie 122,24 m n. p. m.

Głębokość

Opis warstw

0— 0,3 m	poziom próchniczny, szary, piaszczysto-pylasty,
0,3— 1,0 „	poziom eluwialny, gliniasto-piaszczysty, z glazikami, wietrzelina gliny zwałowej, nie reaguje z <i>HCl</i> ,
1,0— 1,9 „	glina zwałowa brunatna, z materiałem krystalicznym północnym, z jasnymi smużkami węglanów, silnie reaguje z <i>HCl</i> ,
1,9— 4,0 „	piaski drobnoziarniste żółtawe, dobrze przesortowane, jeziornego typu,
4,0— 5,5 „	mułek żółtawy, drobnoziarnisty, ze śladami warstwowania,
5,5— 6,0 „	mułki podobne do nadległych, stopniowo przechodzące w piaski mułkowe, barwy żółtawej, bardzo drobnoziarniste; ślady wtrąceń ilu ciemnoszarego,
6,0— 7,0 „	piasek drobnoziarnisty, jasny, syпки,
7,0— 9,0 „	glina zwałowa, szara,
9,0—11,5 „	piaski drobnoziarniste, brudnożółte, z drobnymi okruchami ilów szarych, jasnoszarych i czekoladowych,
11,5—13,0 „	piaski drobnoziarniste, szare, okruchy ilów szarych mniej liczne,
13,0—14,5 „	glina zwałowa, szara, ślady lignitu,
14,5—15,3 „	piasek średnioziarnisty, kwarcowy, ze żwirem, głównie krystalicznym do 4 mm średnicy, jasnożółty,
15,3—16,3 „	piasek średnio- i gruboziarnisty, jasnożółty, kwarcowy, z otoczkami północnymi do 5 mm średnicy,
16,3—17,3 „	piaski żółtawe, gruboziarniste, ze żwirem do 1 cm średnicy, z przewagą materiału krystalicznego północnego, z domieszką materiału lokalnego,
17,3—20,8 „	piaski jasnoszare, różnoziarniste, nieco ilaste, po wyschnięciu nieco scementowane; skład odmienny od leżących ponad nimi, z przewagą ziarn kwarcu, dość dobrze obtoczonego, do 2 cm średnicy, typu preglacjalnego,

20,8—21,3	m	piaski szarawe, różnoziarniste, podobne do nadległych, z toczęncami iłów ciemnoszarych, w iłach ślady czarnej substancji próchnicznej,
21,3—23,5	„	utwory podobne do nadległych — piaski różnoziarniste, z toczęncami iłów i z drobnym żwirkiem, zawierającym materiał preglacjalny m. in. otoczaki menilitów,
23,5—24,0	„	gliny piaszczyste, szare, bezwapienne,
24,0—24,5	„	ił szary, piaszczysty, z wtrąceniami piasków średnio- gruboziarnistych, głównie kwarcowych, nie reaguje z <i>HCl</i> ,
24,5—25,0	„	utwór podobny do poprzedniego, ilasto-piaszczysty, z licznymi blaszkami białej miki,
25,0—25,5	„	utwór podobny do poprzedniego, dość częste duże blaszki białej miki,
25,5—30,1	„	piaski ilaste, średnioziarniste, z okrucami iłów mułkowych, szarych; ku dołowi grubsze ziarno i domieszka drobnych żwirików; jeszcze niżej liczniejsze wtrącenia iłów szarych, piaszczystych, bezwapienych — preglacjal?

Otwór nr 4

Położenie: na zachód od stacji kolejowej w Warce, przy trakcie do wsi Laski;

współrzędne topograficzne 477 505 i 542 382; wzniesienie 119, 94 m n. p. m.

Głębokość

Opis warstw

0—0,3	m	poziom próchniczny, szary, pylasty, piaszczysty,
0,3—0,8	„	glina piaszczysta, rdzawo-brunatna, z iluwiami,
0,8—1,9	„	glina piaszczysta, rdzawo-brunatna,
1,9—2,4	„	piasek drobnoziarnisty, żółty, sypki, dobrze przesortowany,
2,4—2,9	„	piasek podobny do nadległego, jasnożółty,
2,9—6,5	„	piasek podobny do nadległego, płowy miękki, mułkowy,
6,5—8,5	„	glina zwałowa piaszczysta, jasnobrunatna,
8,5—13,2	„	glina zwałowa ciemnoszara,
13,2—15,2	„	piasek gruboziarnisty, żółty, z domieszką drobnego żwirku,
15,2—16,7	„	piasek biały, różnoziarnisty, z domieszką żwirku,
16,7—20,7	„	piaski gruboziarniste, żółtawe, z domieszką drobnego żwirku północnego,
20,7—30,3	„	piaski różnoziarniste, jasnoszare z domieszką żwirku północnego.

Otwór nr 5

Położenie: 18 km na północny zachód od dworca kolejowego w Warce; współrzędne topograficzne 479 153 i 541 673; wzniesienie 126,26 m n. p. m.

Głębokość

Opis warstw

0—0,4	m	gleba jasnoczekoladowej barwy, drobnopiaszczysto-pylasta,
0,4—1,0	„	piasek różnoziarnisty, pylasty, jasnobrunatny, z domieszką drobnego żwirku,
1,0—7,0	„	glina zwałowa jasnobrunatna, reaguje z <i>HCl</i> ,
7,0—7,5	„	glina jak nadległa, zawierająca okrucy iłów tłustych, czekoladowych, marglistych (prawdopodobnie porwaki iłów wstęgowych),

7,5—8,0	m	glina zwałowa jasnobrunatna ze śladami warstwowania (warstwowana morena) z okruchami ilów wstęgowych,
8,0—9,0	„	piasek bardzo drobnoziarnisty, jasnożółty, marglisty, warstwowany,
9,0—16,0	„	piaski bardzo drobnoziarniste, nieco ilaste, jasnożółte, na głębokości 14,5—15,0 m ślady detrytusu roślinnego,
16,0—16,5	„	mulek ilasty, jasnoszary, z rdzawo-żółtymi cętkami, reaguje z <i>HCl</i> ,
16,5—17,5	„	mulek podobny do nadległego, z warstewkami ilastymi — szarymi, na przemian z drobnopiaszczystymi — jasnymi,
17,5—18,5	„	piaski żółtawe, drobnoziarniste, z nieznaczną domieszką średniego ziarna,
18,5—21,0	„	piaski podobne do nadległych, z pojedynczymi ziarnami żwirku kwarcowego do 3 mm średnicy i z bryłkami, prawdopodobnie tocząciami ilów mulkowych, szarych,
21,0—21,5	„	piasek ciemnożółty podobny do nadległego, ze znacznieszą domieszką średniego ziarna, nadal bryłki ilów mulkowych,
21,5—23,0	„	piasek żółtawy, drobnoziarnisty z domieszką średnioziarnistego,
23,0—25,0	„	piaski średnioziarniste, jasne, z domieszką grubszego ziarna, wzrastającą ku dołowi,
25,0—26,0	„	piaski różnoziarniste, ze znacznieszą domieszką grubszego ziarna i żwirku do 5 mm średnicy z przewagą materiału północnego,
26,0—29,0	„	piaski jasnożółte o odcieniu płowym, drobnoziarniste,
29,0—30,3	„	piaski żółte, drobnoziarniste, z domieszką średnioziarnistego i w mniejszej ilości grubszego materiału.

O t w ó r n r 6

Położenie: około 260 m na południe od skrzyżowania dróg w południowej części wsi Prusy;

współrzędne topograficzne 479 872 i 543 734; wzniesienie 114,63 m n. p. m.

Głębokość

Opis warstw

0—0,3	m	poziom próchniczny, brunatnawy, piaszczysty,
0,3—0,8	„	piasek różnoziarnisty, nieco ilasty, brunatnawy,
0,8—1,4	„	piasek różnoziarnisty, z domieszką pojedynczych ziarn drobnego żwirku,
1,4—2,5	„	piasek rdzawo-brunatny, nieco ilasty, średnioziarnisty, z domieszką grubego i drobnego ziarna,
2,5—8,0	„	ił wstęgowy szary, z przewagą warstw mulkowych, u góry na skutek utlenienia żółtawo-płowy,
8,0—10,5	„	glina zwałowa szara,
10,5—11,0	„	ił szary, z wkładkami ciemniejszymi, tłustymi i jaśniejszymi o grubszym ziarnie, aż do piasku drobnoziarnistego jasnoszarego,
11,0—12,0	„	ił wstęgowy bardziej typowy,
12,0—16,7	„	glina zwałowa szara,
16,7—18,2	„	piaski szare, różnoziarniste, ze znaczną domieszką grubego ziarna i drobnego żwiru,
18,2—20,2	„	piaski jasnoszare, dość dobrze przemyte, z drobnym żwirkiem północnym,
20,2—21,7	„	piasek podobny do nadległych z przewagą drobniejszego ziarna.

21,7—30,2 m piaski podobne do nadległych, ze znacznieszą domieszką żwiru 1 cm średnicy, z przewagą materiału północnego; w spodzie gładzi ze szlifem eolicznym.

Otwór nr 7

Położenie: przy szosie z Warki do Góry Kalwarii, 2 km na północ od rozwidlenia szosy do stacji kolejowej w Warce;
współrzędne topograficzne 478 688 i 544 214; wzniesienie 117 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw
0—0,3 m	poziom próchniczny, szary, pylasto-piaszczysty,
0,3—1,3 „	piaski rdzawo-brunatne, z domieszką drobnego żwirku do 0,5 mm średnicy,
1,3—1,8 „	piasek jasnobrunatny, nieco ilasty, różnoziarnisty, ze śladami bielocowania i warstewkami pylasto-piaszczystymi,
1,8—2,0 „	piaski różnoziarniste do 3 cm średnicy z materiałem północnym,
2,0—2,5 „	piaski drobno- i średnioziarniste, ilaste, niekiedy pylaste, rdzawe i jasne, z plamkami bielocowania,
2,5—8,0 „	głina zwałowa brunatno-szara, z wtrąceniami różowawej,
8,0—9,5 „	głina zwałowa szara,
9,5—10,6 „	głina zwałowa brunatna, z rdzawymi smugami,
10,6—15,0 „	głina zwałowa szara,
15,0—16,0 „	głina zwałowa jasnoszara, z odcieniem brunatnym,
16,0—16,5 „	piasek gliniasty, szary, z domieszką żwirku,
16,5—18,5 „	piasek gruboziarnisty z domieszką żwirku z materiałem północnym,
18,5—19,0 „	piaski gruboziarniste, ze znacznieszą domieszką żwirku, z przewagą materiału północnego i z nieznaczną domieszką preglacjalnego,
19,0—20,5 „	piaski gruboziarniste, z nieznaczną domieszką żwirku,
20,5—24,5 „	piaski żwirowe; liczne ziarna żwiru głównie północnego, zawierające wapienie paleozoiczne z domieszką preglacjału (menility), do 3 mm średnicy,
24,5—27,5 „	piaski podobne do nadległych, z domieszką żwiru, gruboziarniste, dobrze przemyte, selekcyjonowane, z przewagą materiału północnego,
27,5—30,2 „	piaski średnioziarniste, z domieszką grubych, z materiałem północnym.

Otwór nr 8

Położenie: na południowy wschód od wsi Piaseczno;
współrzędne topograficzne 479 755 i 545 862; wzniesienie 119, 38 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw
0—0,2 m	piasek próchniczny, szary, piaszczysty, pylasty,
0,2—0,7 „	piasek gliniasty, rdzawo-brunatny z iluwiami,
0,7—14,4 „	głina zwałowa jasnobrunatna, piaszczysta,
14,4—16,5 „	głina zwałowa szara,
16,5—19,0 „	piasek jasnoszary, różnoziarnisty, z nieznaczną domieszką drobnodziarnistego żwiru,
19,0—27,0 „	piasek gruby, z domieszką drobnodziarnistego żwiru, z materiałem północnym,
27,0—30,1 „	piasek jasnoszary, średnioziarnisty.

Otwór nr 9

Położenie: na północ od dworu Winiary, przy trakcie dworskim prowadzącym w kierunku Piaseczna, 115 m od głównego traktu Warka-Pilica;

współrzędne topograficzne 477 265 i 545 229; wzniesienie 121,65 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw
0—0,2 m	poziom próchniczny, piaszczysto-pylasty,
0,2—0,7 „	piasek różnoziarnisty, z domieszką żwirku krystalicznego do 0,5 cm średnicy,
0,7—1,2 „	piaski różnoziarniste, z rdzawymi infiltracjami, z domieszką żwirku krystalicznego do 2 cm średnicy,
1,2—1,8 „	piaski średnioziarniste, z nieznaczną domieszką grubszego ziarna,
1,8—3,3 „	piaski gruboziarniste, ze żwirem krystalicznym do 2 cm średnicy,
3,3—3,9 „	piasek bardzo drobnoziarnisty, jasny, o odcieniu płowym, z domieszką miki,
3,9—5,0 „	piasek jasnoszary, bardzo drobnoziarnisty, z domieszką miki,
5,0—5,5 „	piasek drobnoziarnisty, brązowo-żółty,
5,5—6,0 „	piasek jasnożółty, z wkładkami mułkowo-piaszczystymi,
6,0—6,5 „	mułek drobnopiaszczysty, szary, ze zgniło-zielonawym odcieniem,
6,5—8,5 „	ił jasnopopielaty, mułkowy, z warwami ciemnoszarymi ilastymi oraz jasnopopielatymi mułkowymi, grubszyymi,
8,5—9,2 „	ił wstęgowy, bardziej ilasty, ciemniejszej barwy,
9,2—11,2 „	żwir gruby, słabo sortowany, z otoczakami do 3 cm średnicy, liczne wapienie paleozoiczne,
11,2—11,7 „	żwir podobny do nadległego, ale lepiej przemyty, ze znaczną domieszką wapieni,
11,7—13,0 „	piaski żółte, gruboziarniste, z drobnym żwirem,
13,0—13,5 „	głina zwałowa szara, z ochrowo-czerwonymi cętkami i smużkami,
13,5—16,0 „	głina zwałowa brunatno-szara,
16,0—17,3 „	głina zwałowa ciemnoszara,
17,3—19,3 „	piaski średnioziarniste, żółtawe, z domieszką grubszego ziarna i drobnego żwiru krystalicznego do 2 cm średnicy,
19,3—19,7 „	piaski drobnoziarniste, z domieszką średniego ziarna,
19,7—20,7 „	piaski białawe, bardzo drobnoziarniste, dobrze przesortowane,
20,7—22,7 „	piaski żółtawe, różnoziarniste, z przewagą średniego ziarna, ku dołowi coraz grubsze, z coraz liczniejszą domieszką grubego ziarna i żwiru, z materiałem północnym,
22,7—25,2 „	piaski płowe, drobno- i średnioziarniste, z nieznaczną domieszką grubszego ziarna,
25,2—30,2 „	piaski jasnoszare, przeważnie drobnoziarniste, ku dołowi z nieco znaczniejszą domieszką średniego ziarna, prawie wyłącznie kwarcowe.

Otwór nr 10

Położenie: na zachód od wsi Stara Warka, przy trakcie;

współrzędne topograficzne 478 107 i 546 581; wzniesienie 125,93 m n. p. m.

Głębokość	Opis warstw
-----------	-------------

0—0,4 m poziom próchniczny, szary, piaszczysty, nieco pylasty,

0,4—0,9 „ piaski bielcowane, różnoziarniste,

0,9— 1,5 m	piaski brunatne, różnoziarniste, z iluwiami,
1,5— 2,5 „	piaski żółte, drobnoziarniste, z nieznaczną domieszką średnioziarnistych,
2,5— 3,1 „	piaski brunatne, średnioziarniste,
3,1— 7,7 „	ił wstęgowy, z jasnopłowymi i popielatymi, pyłowymi warstewkami letnimi, a ciemnoczekoladowymi zimowymi,
7,7— 9,4 „	piasek drobnoziarnisty pyłasty, jasnożółty, z blaszkami miki,
9,4— 9,9 „	ił wstęgowy szary,
9,9—10,3 „	utwór pyłowy barwy płowej, przypominający less,
10,3—10,8 „	ił szary typu wstęgowego,
10,8—11,2 „	ił popielaty,
11,2—11,6 „	mułek pyłowy jasnopopielaty, silnie marglisty,
11,6—21,3 „	glina zwałowa szara,
21,3—21,7 „	łupki gruboziarniste, ilaste, szare,
21,7—22,2 „	piaski różnoziarniste, jasne, z domieszką drobnego żwiru,
22,2—22,7 „	piaski drobnoziarniste, jasne,
22,7—24,7 „	piaski różnoziarniste, jasne,
24,7—25,4 „	piaski drobnoziarniste, białawe,
25,4—27,9 „	piaski szarawe, średnio- i gruboziarniste z materiałem północnym,
27,9—30,3 „	piaski średnioziarniste, jasne ku dołowi z liczną domieszką grubego ziarna i drobnego żwirku północnego.

L I T E R A T U R A

1. Berg L. S. — Fauna lessa. *Problemy paleogeografii czwartorzędowego periodu*. Moskwa 1946.
2. Czarnocki J. — O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk*, 17, Warszawa 1927.
3. Czarnocki J. — Dyluwium Gór Świętokrzyskich (Diluvium der Święty Krzyż Gebirge). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 7, Kraków 1931.
4. Galon R. — Sprawozdanie z badań nad stratygrafią dyluwium wzdłuż doliny Wisły, pomiędzy Warszawą a Dęblinem. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 3, Poznań, 1937.
5. Halicki B. — Stratygrafia polskiego plejstocenu. *Starunia* nr 21, Kraków 1946.
6. Krukowski St. — Paleolit Polski. *Pol. Akad. Umiej. Encyklopedia Polska*, t. 4, cz. 1, dz. 5. Prehistoria Ziemi Polskich, Kraków 1939.
7. Lencewicz St. — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla (Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule Moyenne). *Państw. Inst. Geol. Prace*, t. 2, Warszawa 1927.
8. Lewiński J., Łuniewski A., Małkowski St., Samsonowicz J. — Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Oddz. Warsz. Warszawa* 1927.
9. Malicki A. — Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce (The origin and distribution of loess in Central and Eastern Poland). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sect. B. vol. 4, Lublin* 1949.

10. Mieczyski T. — Spostrzeżenia nad utworami warstwowanymi w pokładach lessów (Beobachtungen über geschichtete Bildungen in polnischen Lössgebieten). *Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. Pamiętniki*, t. 6, cz. 17, Puławy 1925.
11. Obruczew W. A. — Less kak osobyj wid poczwy, jewo proischożdenie, typy i zadaczy izuczenia. *Materiały po czetwierticznemu periodu S. S. S. R.* wyp. 2, Moskwa 1950.
12. Pożaryska K. — Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej (Stratigraphy of Pleistocene of the lower Kamienna valley). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 52, Warszawa 1948.
13. Różycki F., Kobendza R., Paszkowski T. — Bielany pod Warszawą. Przewodnik dla wycieczek geograficzno-przyrodniczych. *Książnica-Atlas*, Lwów—Warszawa.
14. Rühle E. — Materiały Archiwum Wierceń, t. 1, arkusz Radom 1 : 300 000 (Data of the Bore Archives, vol. 1, sheet Radom 1 : 300 000). *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1949.
15. Sawicki Lw. — Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L_4) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa (La moraine de fond de la glaciation plus ancienne que le Cracovien (L_4) à Huszczka Wielka, district de Zamość). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 9, Kraków 1933.
16. Sawicki Lw. — Budowa geologiczna oraz morfologia okolic Warszawy (Géologie et morphologie des environs de Varsovie). *Ziemia* 24, Warszawa 1934.
17. Sawicki Lw. — Geomorfologia pradoliny Wisły okolic Warszawy. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 39, Warszawa 1934.
18. Scheidig A. — Der Loess und seine geotechnischen Eigenschaften. Dresden — Leipzig 1934.
19. Sujkowski Z., Różycki S. Z. — Geologia Warszawy (Geology of Warsaw). Warszawa 1937.
20. Szafer Wł. — Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej (Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 5, Kraków 1928.
21. Szafer Wł. — Epoka lodowa. *Państw. Zakł. Wyd. Szkol. Bibl. Popul.-Nauk.* Warszawa 1946.
22. Twenhofel W. W. — Principles of sedimentation. New York — London 1939.
23. Wunderlich E. — Die Oberflächengestaltung Polens. *Handbuch von Polen* 1917.
24. Zeuner F. E. — Dating the past. An introduction to geochronology. London 1946.

Владислав КАРАШЕВСКИЙ

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОДМОРЕННЫХ ЛЕССЫ В РАЙОНЕ ВАРКИ

(с 2 фот. и 1 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

В разрезе отложений плейстоцена в окрестностях Варки (южнее Варшавы) автор выделяет три горизонта валунной глины, которые по его мнению соответствуют трем отдельным оледенениям. Под верхней валунной глиной и под подстилающими ее ленточными илами автор обнаружил в нескольких обнажениях выходы лесса, содержащего фауну моллюсков *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum* и *Vallonia tenuilabris*.

В нижней части песчаной серии залегающей между верхним и средним горизонтами валунных глин автором обнаружен растительный детрит (вероятно переотложенный), с пылью флоры умеренного климата (*Ulmus*, *Corylus* и др.) соответствовавшей повидимому межледниковой эпохе.

Р Е З Ю М Е

Автор описывает результаты исследований четвертичных отложений в окрестностях Варки над нижней Пилицей, проведенных в 1946 — 1950 г. г.

Разрез четвертичных отложений этого района составленный на основании обнажений в долине реки Пилицы и по данным буровых скважин представляется в следующем виде (сверху вниз):

1. Валунная глина мощностью до 5 м, сильно размытая, часто превращенная в слой остаточных валунов.

2. Ленточные глины (обычно представленные так называемой алевроитовой фацией) с прослойками озерных песков и иногда мелкого гравия; мощность 4 — 5 м.

3. Под верхней валунной глиной или ленточными глинами в ряде разрезов находится илистое образование имеющее местами характер субаэрального лесса, бычно со следами слоистости и примесью песка. Порода эта часто содержит фауну континентальных моллюсков. Особенно многочисленны экземпляры *Succinea oblonga*; реже встречаются *Pupilla muscorum* и *Vallonia tenuilabris*. На исследованной территории автор нашел несколько обнажений этих лессов. Они не составляют сплошного пласта, но появляются спорадически группируясь главным образом в трех районах: в окрестностях Гржегожевиц на запад от Варки, в районе Вияр и Старой Варки восточнее Варки и в районе Прижилета (6 км севернее Варки).

4. Ниже залегают пески содержащие обычно прослойки серых слоистых илов напоминающих местами ленточные глины. В нижней части этих песков встречаются прослойки растительного детрита. В обнажении вблизи деревни Немоевице (западнее Варки) в детрите обнаружена¹ пыльца следующих растений: *Pinus* 59%, *Picea* 2%, *Alnus* 34%, *Ulmus* 4%, *Betula* 1%; *Corylus* 11%, *Ericaceae* 8%, *Menyanthes* 17% *Nymphaea* 1%. Эта пыльца, по мнению автора, находится во вторичном залегании, что подтверждается тем, что илистые прослойки встречающиеся среди песков выше и ниже слоя с пыльцой, совсем не содержат пыльцы и зачастую, особенно в кровле, имеют ленточную слоистость. В нижней части серии выступает довольно постоянный слой серых, мергелистых илов, мощностью 0,25 — 1 м, лишенных растительной пыльцы.

5. Ниже залегают мощные отложения валунной глины, обычно со слоем валунов в почве. Мощность этого горизонта валунной глины местами превышает 10 м.

6. Под этой валунной глиной, которую автор называет средней, залегают мощная свита песков с прослойками гравия чаще встречающимися вблизи кровли и почвы свиты. Эту свиту достигающую местами 20 м мощности подстилает слой валунов, которого автору не удалось пробурить. В обнажениях можно наблюдать лишь верхние горизонты этой свиты, нижняя часть ее известна только по данным бурения. Слой валунов в почве этой свиты представляет собой, повидимому, реликт, еще одной мяциальной серии, пока мало изученной из-за недостаточного количества более глубоких бурений.

¹ Согласно исследованиям М. Соболевской.

7. Самая нижняя валунная глина не везде сохранилась. Ее максимальная мощность, прослеженная скважиной в Кальварии, достигает 13 м.

8. Ниже залегают илы озерного типа, обнаруженные, например скважиной пробуренной на железнодорожной станции Варка и причисленные А. Луневским к четвертичным. Илы эти залегают непосредственно на пестрых илах плиоцена.

Верхнюю валунную глину автор приурочивает к т. наз. среднепольскому оледенению. Возраста двух нижних морен он не пытается уточнить из-за отсутствия определенных данных.

Наличия трех оледенений в окрестностях Варки старая литература не констатировала. Новые факты требуют пересмотра концепции, особенно распространенной в немецкой литературе, что на средне-европейской низменности встречаются только две морены добалтийского возраста.

В освещении последних работ польских исследователей: К. Пожарыской, Б. Галицкого, А. Яна и других концепция эта перестает быть убедительной.

Подморенные лессовые отложения автор связывает с наступлением последнего оледенения, оставившего свои следы на этой территории.

Только часть залегающих здесь лессов имеет субаэральный характер. Часто встречаются в них следы слоистости и включения мелкозернистых песков. Это делает их похожими на т. наз. слоистые лессы, которые иногда встречаются среди лессов залегающих на возвышенностях.

Автор считает их образованиями одного возраста с типичными лессами, но отложенными не на суше, как субаэральная разновидность, и в озерных, или речных водах. Доказательствами лессового происхождения описываемых образований могут служить, помимо механического состава и иных признаков, белесоватый цвет, мергелистость, вертикальная сланцеватость и присутствие характерной фауны, обычно встречающейся в лессах наших широт.

Władysław KARASZEWSKI

STRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY DEPOSITS AND THE SUBMORAINIC LOESSES IN THE VICINITY OF WARKA

(Central Poland)

(with 2 phot. and 1 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

Among the Quaternary deposits in the Warka vicinity author distinguishes three horizons of boulder clay corresponding probably to the there separate glaciations. Under the upper boulder clay or the underlying varved clays author found out many outcrops of loess containing fauna of molluscs: *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum* and *Vallonia tenuilabris*. In the lower part of sandy layer between upper and middle boulder clay there occurs the plant detritus (probably on the secondary bed) with the pollens of the moderate climate plants (*Ulmus*, *Corylus* and the others) of the interglacial age.

The author presents the results of his research concerning the Quaternary deposits in the Warka neighbourhood over the lower Pilica river, carried out in 1946—1950.

The synthetical profile of the Quaternary within that area, taken down on the basis of outcrops in the Pilica valley and of bore-holes, reads from the top as follows:

1. Boulder clay of a thickness not over 5 m, usually greatly washed out, often reduced to a bed of residual pavement.
2. Varved clays, commonly developed in the so called silt facies with intercalations of lacustrine sands. The most often met thickness equals 4—5 m.
3. Under the upper boulder clay, or the underlying varved clays, there occurs in a number of profiles a pelitic deposits of sometimes a character of a typical subaerial loess, which usually proves stratified traces and an admixture of sand. It often contains a fauna of land molluscs; the specimens of *Succinea oblonga* and less exact *Pupilla muscorum* and *Vallonia tenuilabris* are particularly frequent. The

author found on the investigated area about 20 outcrops with both types of loess. They do not represent a continuous horizon, but occur sporadically forming groups in mostly three places: the neighbourhood of Grzegorzewice, westward from Warka and the Przyłot region (6 km northward from Warka).

4. Underneath lie sands usually including alternations with thin beds of grey, stratified clays which are sometimes like the varved ones. Intercalations of plant detritus are sometimes met in the lower parts of these sands. In the outcrop near the Niemojewice village, westward from Warka, the presence of pollens of the following plants was proved in the detritus (according to the analysis of M. Sobolewska done in the Botanical Institute of the Jagellonian University in Cracow):

Pinus 59%, *Picea* 2%, *Alnus* 34%, *Ulmus* 4%, *Betula* 1%, *Corylus* 11%, *Ericaceae* 8%, *Menyanthes* 17%, *Nymphaea* 1%.

The author is of the opinion that these pollens are reworked; that viewpoint is supported by the fact that the argillaceous beds lying among sands over and under the beds including the pollens are completely deprived of the pollens and they often, particularly as concerns the hanging beds, prove a varved bedding. A rather constant bed of grey, marly clays, 0,25—1 m thick, deprived of pollens, as mentioned above, occur in the lower part of the series.

5. Underneath lies a thick layer of boulder clay, with, usually a pavement beds at the bottom. The thickness of this boulder clay horizon is sometimes greater than 10 m.
6. Under the boulder clay, called by the author the middle one, there usually occurs a thick bed of sands alternating with common gravels, particularly at the top and bottom of the series.

The above series, reaching sometimes over 20 m of thickness, is usually terminated at the bottom with a pavement bed consisting of boulders making drilling through it quite impossible. Its higher horizons are the only which may be observed, the bottom part is known only owing to drillings. The pavement at the bottom of that series represents the residuum of one more glacial series which could not be so well acquainted with, owing to a small number of deeper drillings.

7. The lowest boulder clay is not preserved everywhere. Its maximal thickness, proved in the Moczydłów hole near Góra Kalwaria, amounts to 13 m.

8. Still lower lie clays of the lacustrine type, known among others from the hole at the Warka railway station, assigned by A. Łuniewski to the Quaternary occurring directly over the variegated Pliocene clays.

As concerns the synchronization of glaciations the author considers that the upper boulder clay corresponds to the so called Middle Polish glaciation. We find no categorical opinion of the author about the age of the two lower moraines, owing to the lack of corresponding criteria.

The presence of the three glaciations in the Warsaw neighbourhood was not taken into account in the older literature. The approving of that fact compels to a revision of the opinion, which was particularly common in the German scientific literature, in regard of the presence in the Low Plain of only two moraines being older than the Baltic glaciation; that opinion is made less and less convincing owing to the last works of the Polish geologists (K. Pożaryska, B. Halicki, A. Jahn, etc.).

The submorainic loess deposit is connected by the author with the advancement of the last glaciation which left traces on that terrain.

Only a part of loess occurring here possesses a character of a subaerial deposit. Traces of bedding and intercalations of fine-grained sand, which are commonly met in these loess, make them closer to the so called stratified loess which also occur among the loess of uplands.

The author considers them as being of the same age as the typical loess, but deposited not on the continent, as we see it in the subaerial variety of loess, but in the lacustrine or fluvial water. The chief criterion in regard of the loess origin of the discussed deposit, besides its mechanical composition and complex of other features, is their yellowish hue, marliness, the vertical cleavage and the occurrence of a characteristic fauna association, commonly found in the loess of our geographic latitude.

Edward RÜHLE

PRZYZYNEK DO ZNAJOMOŚCI BUDOWY GEOLOGICZNEJ OKOLICY TERESPOLA

(z 2 fig. w tekście)

S t r e s z c z e n i e

Na podstawie dokonanych w ostatnich latach wierceń w okolicy Terespolu autor podaje wiadomość o budowie geologicznej tego obszaru.

Najstarszym, osiągniętym przez wiercenia utworem jest biała kreda pisząca, senońska (kampan dolny, lub niższa część górnego). Trzeciorzęd osiąga około 30, a miejscami przekracza nawet 40 m miąższości. Jego dolną część stanowi czarny ił w położeniu stratygraficznym podobnym, jak górnio-eczeńska glina kijowska. Wyżej leżą piaski kwarcowe z glaukonitem, wieku oligoceńskiego. Miocen złożony jest z piasków z dwiema warstwami węgla lub z piasków z wkładkami mułkowolastymi. Pliocen tworzą przewarstwiające się mułki i drobnopylaste piaski. Utwory plejstoczeńskie osiągające grubość ponad 20 m składają się z piasków o różnej grubości ziarna i osadów pylasto-mułkowych. Typowej moreny brak, można jednak wyróżnić tu dwa poziomy osadów lodowcowych, przedzielone międzylodowcowymi piaskami z ułamkami drewna. Poziomy te należy prawdopodobnie odnieść do zlodowacenia Cracovien i Varsovien I.

Budowa geologiczna okolicy Brześcia nad Bugiem jest dobrze poznana dzięki krótkiej, ale podającej wiele faktów i nową interpretację, pracy M. Prószyńskiego (1). Natomiast obszary położone na zachód od Bugu, tj. w okolicy Terespolu, dotychczas nie posiadają charakterystyki geologicznej. Jedynie o ciekawym otworze w Małaszewiczach podaje kilka uwag J. Samsonowicz (3). Według tej notatki miąższość utworów czwartorzędowych wynosi około 55 m; leżą one bezpośrednio na oligocenie. Ponieważ w ciągu ostatnich lat przybyły nowe dane, więc podaję je w niniejszej notatce.

Utwory kredowe. Kreda została stwierdzona w dwóch miejscach w pobliżu wsi Małaszewicze na poziomie 90,65 m n. p. m. i 86.2 m n. p. m. Jest to biała kreda pisząca, na podstawie danych mikropaleontologicznych zaliczona przez Wł. Pożaryskiego do senonu, poziomu kampanu dolnego lub niższej części górnego.

Utwory trzeciorzędowe znane są znacznie lepiej, gdyż w dwóch miejscach w okolicy Małaszewicz przebito całą serię, a w okolicy Nepli osiągnięto najmłodsze ich warstwy.

Kompletny profil trzeciorzędu składa się z następujących warstw:

Profil A			
Głębokość	Opis warstw	Wzniesienie 143 m n. p. m. Uwagi	
23,2—24,0 m	mułek szary, pylasty, wapnisty,	} Pliocen	
24,0—25,8 „	piasek kwarcowy, różnoziarnisty z pyłem,		
25,8—26,5 „	mułek szary, lekko wapnisty,		
26,5—28,1 „	piasek szary, z warstewkami ilastymi, ciemnoszary,		
28,1—30,4 „	mułek szary, z warstewkami ilastymi, ciemnoszary, wapnisty,		
30,4—32,4 „	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, z domieszką ziarn średnich, jasnoszary,		
32,4—35,4 „	piasek kwarcowy, drobny, szary,		
35,4—38,1 „	piasek kwarcowy, drobny, z pyłem i detrytusem roślinnym,		
38,1—38,2 „	ił czarny, bezwapienny,		
38,2—40,6 „	ił pylasty, jasnoszary, wapnisty, z drobnymi zwęglonymi ułamkami drewna w spągu,		} Miocen
40,6—43,5 „	piasek kwarcowy drobno- i średnioziarnisty z pyłem, szary,		
43,5—44,35 „	ił z wyraźnymi warstwami pylastego piasku, wapnisty,		
44,35—46,6 „	piasek kwarcowy drobno- i średnioziarnisty, szary		
46,6—47,1 „	ił zwięzły, czarny,		
47,1—52,2 „	piasek kwarcowy, czarny, ku spągowi z domieszką glaukonitu, czarno-zielony z pojedynczymi ziarnami kwarcu w spągu,	} Oligocen	
52,2—52,35 „	ił czarny z warstwami piasku kwarcowego, przemieszanego z warstewkami zwietrzeliney kredowej, z pojedynczymi białymi ziarnami kwarcu i fosforytami.		

Profil B		
Głębokość	Opis warstw	Wzniesienie 143 m n. p. m. Uwagi
16,8—19,0 m	piasek kwarcowy drobny z pyłem, jasnoszary, lekko brylujący się,	} Pliocen
19,0—19,6 „	mułek z domieszką piasku pylastego, jasnoszary, wapnisty,	
19,6—22,6 „	piasek pylasty z warstewką drobnego piasku, w części środkowej szary, wapnisty,	
22,6—32,1 „	mułek z warstewkami piasku pylastego, jasnoszary, wapnisty; poszczególne warstewki składają się z ilu pylastego,	

31,1—34,5	m	piasek kwarcowy drobno- i średnioziarnisty, jasnoszary, z pojedynczymi grubymi ziarnami, syпки,
34,5—35,2	„	węgiel brunatny,
35,2—41,7	„	piasek kwarcowy jasnoszary, szklisty, grubość ziarna różna — od pyłu do ziarn średnich, dość dużo detrytusu roślinnego,
41,7—42,0	„	mułek lekko ilasty, szary, bezwapienny,
42,0—43,0	„	piasek kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty z pyłem, jasnoszary,
43,0—45,1	„	piasek kwarcowy średnioziarnisty z pyłem, brudnoszary,
45,1—45,2	„	ułamki drewna,
45,2—47,3	„	piasek kwarcowy, pylasty z obfitym pyłem, brudnoszary,
47,3—49,6	„	piasek kwarcowy, różnoziarnisty z pojedynczymi grubymi ziarnami, brudnoszary,
49,6—51,2	„	piasek kwarcowy, średnioziarnisty, brudnoszary,
51,2—53,5	„	piasek kwarcowy, różnoziarnisty z obfitą domieszką pyłu węglowego, czarny,
53,5—56,1	„	piasek kwarcowy, różnoziarnisty z domieszką pyłu węglowego, ciemnoszary,
56,1—56,4	„	węgiel z uławkami drewna z piaskiem,
56,4—57,6	„	piasek kwarcowy z pyłem węgla, czarny,
57,6—57,8	„	ił czarny, zwięzły, bezwapienny.

Miocen

Residuum
rozmycia
kredy

Z przeglądu tych dwóch profilów wynika, że miąższość utworów trzeciorzędowych wynosi 29,15 i 41,0 *m*. W najniższej części leży 15—20 *cm* licząca warstewka iłu czarnego, bezwapiennego, który w otworze B przewarstwia się ze zwietrzeliną kredową, zawierającą pojedyncze białe ziarna kwarcu i fosforyty. Jest to spąg trzeciorzędu, o utworach takich samych, jakie występują w kilku wierceniach w Brześciu oraz na zachodnim Polesiu. Według M. Prószyńskiego (1) i autora (2) są to osady, których położenie stratygraficzne nasuwa porównanie z górno-eoceńską gliną kijowską. W okolicy Terespoła występuje ona w poziomie 86,4 *m* i 908 *m* n. p. m. Powyżej tej warstwy w otworze B leży 5,1 *m* gruby pokład piasku kwarcowego z obfitą domieszką glaukonitu; w piasku tym pojawiają się charakterystyczne ziarna kwarcu. Stratygraficznie utwory te należą do oligocenu.

Typową fację posiadają utwory miocenu, którego miąższość wynosi 16,7 i 25,5 *m*. Charakter litologiczno-sedymentacyjny jest jednak w obydwóch otworach różny. W otworze A występują przede wszystkim piaski z niewielką ilością osadów mułkowatych i zawierają dwie warstwy węgla: górną grubości 0,7 *m* i dolną — 0,3 *m*. W profilu tym zachodzą częste zmiany grubości ziarna piasków. Profil B różni się od poprzedniego

większą ilością wkładek mułkowo-ilastych, natomiast brak jest przewarstwień węgla, a występuje jedynie domieszka detrytusu roślinnego.

Strop trzeciorzędu składa się z mułków i drobnych pylastych piasków wzajemnie się przewarstwiających. Mułki są częściowo lekko ilaste oraz lekko wapniste. Miąższość ich wynosi w otworze A — 15,3 m, a w otworze B — 7,2 m.

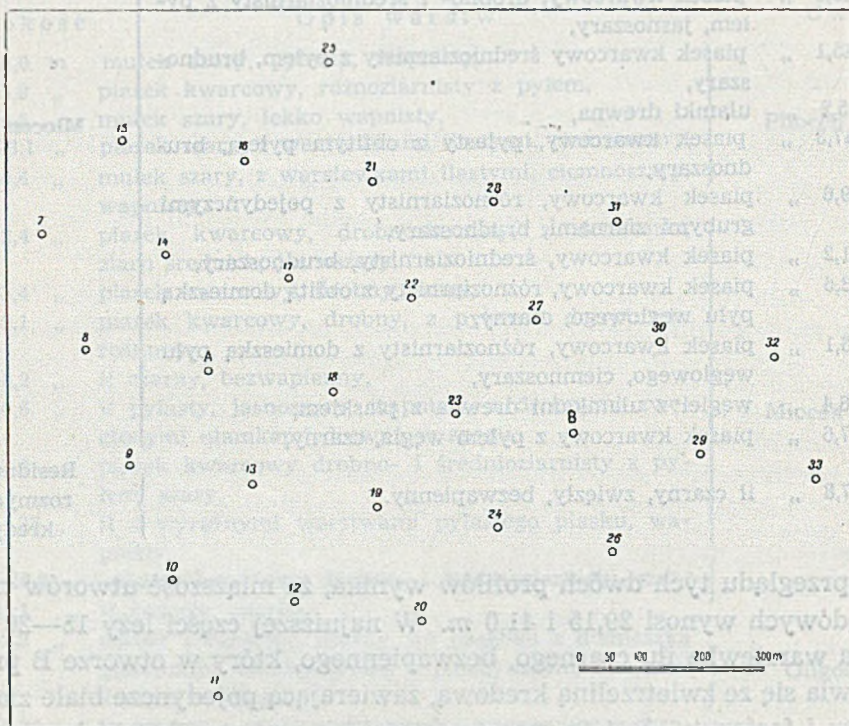


Fig. 39

Rozmieszczenie wierceń w okolicy Terespola

Utwory wyżej wymienione znane są z licznych miejsc leżących w okolicy Terespola. Znalaziono je także w wierceniach w Nepli. Co do składu litologicznego są one identyczne z tymi, które występują w wierceniach w Brześciu nad Bugiem i określone zostały na podstawie fauny przez M. Prószyńskiego jako należące do pliocenu.

Czwartorzęd został dobrze zbadany licznymi wierczeniami. Posiada on stosunkowo niewielką miąższość, nigdzie nie przekraczając 24,0 m.

Utwory czwartorzędu składają się z następujących warstw:

E) piaski poniżej starszych utworów lodowcowych,

F) piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczakami (starsze utwory lodowcowe),

- G) piaski zawierające szczątki drewna,
 H) mułki wstęgowe i piaski pylaste (utwory zastoiskowe),
 I₁ i I₂) piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczakami (młodsze utwory lodowcowe),
 J) piaski różnoziarniste z pyłem,
 K) gleba.

W stropie mułków plioceńskich leżą różnej grubości szaro-żółte piaski (E), często z niewielką domieszką grubych ziarn i drobnego żwiru. Po-

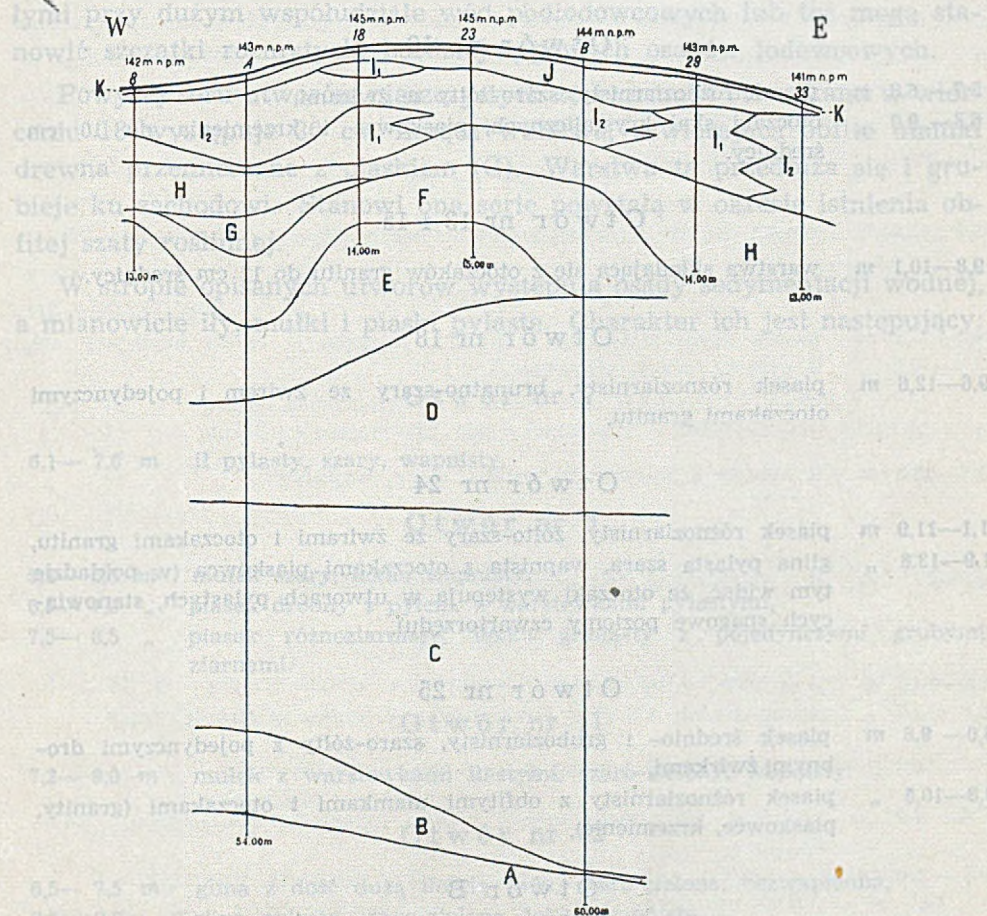


Fig. 40

Profil geologiczny okolicy Terespoła.

Kreda: A; Trzeciorzęd: B — oligocen, C — miocen, D — pliocen;
 Czwartorzęd: E—K. Szczegółowsze objaśnienia w tekście.

kład ten występuje prawie na całym obszarze wierceń i stanowi spąg utworów czwartorzędowych. Miąższość jego wynosi około 3—4 m.

Powyżej występuje warstwa piasków różnoziarnistych ze żwirami i otoczkami skał krystalicznych i osadowych. Piaski te nie przedstawiają typowej moreny, chociaż niewątpliwie są związane z akumulacją lodowcową. Charakter tych pokładów przedstawia się następująco:

O t w ó r n r 7

- 7,6— 8,4 m otoczaki piaskowca, krzemienia i granitu do 10 cm średnicy,
8,4—10,0 „ piasek gruby z pyłem i drobnym żwirem, brylujący się.

O t w ó r n r 10

- 5,7— 6,8 m piasek różnoziarnisty, szaro-żółty ze żwirami,
6,8— 9,0 „ otoczaki skał krystalicznych, piaskowca i krzemienia do 10 cm średnicy.

O t w ó r n r 13 i 15

- 9,8—10,1 m warstwa składająca się z otoczków granitu do 12 cm średnicy.

O t w ó r n r 18

- 9,6—12,6 m piasek różnoziarnisty, brunatno-szary ze żwirem i pojedynczymi otoczkami granitu.

O t w ó r n r 24

- 11,1—11,9 m piasek różnoziarnisty, żółto-szary ze żwirami i otoczkami granitu,
11,9—13,8 „ glina pylasta szara, wapiasta z otoczkami piaskowca (w pokładzie tym widać, że otoczki występują w utworach pylastych, stanowiących spągowe poziomy czwartorzędu).

O t w ó r n r 25

- 8,0— 9,8 m piasek średnio- i gruboziarnisty, szaro-żółty z pojedynczymi drobnymi żwirkami,
9,8—10,5 „ piasek różnoziarnisty z obfitymi ułamkami i otoczkami (granity, piaskowce, krzemienie).

O t w ó r B

- 8,8—10,5 m piasek z bardzo obfitym żwirem i otoczkami granitu, diorytu i krzemieni,
10,5—14,5 „ piasek różnoziarnisty żółty z pojedynczymi drobnymi żwirami i drobnymi otoczkami. żółty, brylujący się,
14,5—16,8 „ piasek drobno- i średnioziarnisty, szaro-żółty.

Otwór nr 32

- 7,3— 7,5 m piasek średnio- i gruboziarnisty ze żwirem i otoczkami piaskowca i granitu,
 7,5— 8,6 „ glina z grudkami wapiennymi szaro-zielona,
 8,6—11,0 „ piasek średnio- i gruboziarnisty z drobnymi żwirami, słabo obtoczony, szaro-żółty.

Jak widać z powyższych danych, na głębokości 5,7—14,5 m leży pokład piasku o różnej miąższości, zawierający żwiry i otoczaki. Miejscami otoczaki i żwiry tworzą jednolitą warstwę w postaci drobnego bruku z niewielką domieszką piasku. Utwory te są osadami lodowcowymi powstałymi przy dużym współdziałaniu wód podlodowcowych lub też mogą stanowić szczątki rozmytych, bardziej typowych osadów lodowcowych.

Powyżej serii utworów piaszczystych ze żwirami i otoczkami w wierceniu 18 występuje 30 cm licząca warstwa, zawierająca obfite ułamki drewna przemieszane z piaskiem (G). Warstwa ta przedłuża się i grubieje ku zachodowi. Stanowi ona serię powstałą w okresie istnienia obfitej szaty roślinnej.

W stropie opisanych utworów występują osady sedymentacji wodnej, a mianowicie łyły, mułki i piaski pylaste. Charakter ich jest następujący:

Otwór nr 7

- 6,1— 7,6 m łył pylasty, szary, wapnisty.

Otwór nr 8

- 5,2— 6,5 m mułek szary, lekko wapnisty,
 6,5— 7,5 „ piasek drobny z pyłem, z warstewkami pylastymi,
 7,5— 8,5 „ piasek różnoziarnisty, lekko gliniasty z pojedynczymi grubymi ziarnami.

Otwór nr 11

- 7,2— 9,0 m mułek z warstewkami ilastymi, szaro-zielony, wapnisty.

Otwór nr 12

- 6,5— 7,5 m glina z dość dużą ilością pyłu, szaro-zielona, bezwapienna,
 7,5— 9,6 „ glina pylasta, szaro-zielona, lekko wapnista,
 9,6—12,6 „ piasek różnoziarnisty, z pyłem, szary.

Otwór nr 15

- 9,2— 9,6 m mułek z warstewkami ilastymi, szary, wapnisty.

O t w ó r nr 16

8,3— 9,7 m ił zwięzły i pylasty, popielaty i ciemnoszary, wstęgowy, wapnisty.

O t w ó r nr 17

11,5—12,1 m ił pylasty, ciemnoszary, wstęgowy, wapnisty,
12,1—15,0 „ piasek drobny z pyłem, szaro-żółty.

O t w ó r nr 21

9,00— 9,45 m ił pylasty, szary, lekko wapnisty,
9,45—10,45 „ piasek różnoziarnisty z pyłem, szary,
10,45—12,00 „ piasek różnoziarnisty lekko gliniasty, brylujący się, szary.

O t w ó r nr 22

8,15— 8,7 m mułek jasnoszary, kruchy, wapnisty,
8,70— 9,1 „ ił wstęgowy, szary, wapnisty.

O t w ó r nr 24

2,4— 5,2 m piasek drobny z pyłem, lekko brylujący się.

O t w ó r nr 25

4,5— 7,7 m piasek średnioziarnisty z pyłem, jasnoszary, lekko brylujący się,
7,7— 8,0 „ ił pylasty, szary, wapnisty.

O t w ó r nr 26

12,5—13,3 m ił pylasty z warstwami mułku, szary, wapnisty.

O t w ó r nr 27

9,0—10,8 m ił z warstwami mułkowatymi, szary, wapnisty.

O t w ó r nr 28

9,2—10,0 m ił pylasty, szary, lekko wapnisty,
10,0—10,9 „ piasek drobny i średni z warstewkami mułku w stropie, szary.

O t w ó r nr 29

7,6— 9,9 m mułek z przewarstwieniami piasku pylastego, szaro-zielony, lekko
wapnisty,
9,9 — poniżej ił pylasty z przewarstwieniami mułku, popielaty, wapnisty.
14,0 m

O t w ó r nr 33

8,0— 8,6 m mułek dość zwięzły, popielaty, lekko wapnisty,
8,6— 9,1 „ piasek lekko gliniasty z pojedynczymi okruchami i otoczkami gra-
nitu i kwarcytu,

- 9,1—12,2 m mułek z domieszką piasku, szary lekko wapnisty,
 10,2—10,3 „ piasek średnio- i gruboziarnisty z drobnym żwirem krystalicznym,
 10,3 — poniżej mułek popielaty, dość zwięzły, wapnisty.
 13,0 m

Jak widać z opisanych profilów, w osadach wodnych zachodzą znaczne różnice facjalne, występujące nieraz na nieznacznych odległościach. Seria składa się z iltu pylastego i mułków barwy szarej, przeważnie lekko wapnistych, a więc dość typowych osadów zastoiskowych. W stropie ich pojawiają się warstewki piasku. Bardzo dobrze ilustruje zmienność osadów zastoiskowych otwór nr 33, gdzie widzimy pokład 5 m grubości składający się z trzech poziomów mułków przedzielonych warstewkami piaszczystymi z drobnym żwirem, a nawet z drobnymi otoczkami granitu i kwarcytów. Przykład ten wskazuje na zmienność sedymentacyjną osadów, związanych z peryglacjalnym charakterem utworów zastoiskowych, które powstały przed nasunięciem lodowca. Iły zastoiskowe nie pokrywają znacznych obszarów; obok nich występują osady gliniaste i piaski pylaste.

W stropie iltów wstęgowych leżą piaski o różnej grubości ziarn ze żwirem i otoczkami (I_1 i I_2). Charakterystyczne profile przedstawiają się następująco:

O t w ó r n r 8

- 3,3— 4,3 m piasek różnoziarnisty z okrucami piaszkowca i gnejsu,
 4,3— 5,2 „ piasek różnoziarnisty, słabo obtoczony z pojedynczymi grubymi ziarnami, szary.

O t w ó r n r 11

- 6,6— 7,2 m piasek różnoziarnisty z obfitym drobnym żwirem, szaro-żółty.

O t w ó r n r 15

- 8,0— 9,2 m piasek średnio- i gruboziarnisty z grudkami kredy i żwirami granitu.

O t w ó r n r 16

- 8,0— 8,3 m piasek różnoziarnisty, szary, lekko brylujący się, ze żwirkiem krystalicznym i kredowym.

O t w ó r n r 17

- 8,4—10,6 m piasek różnoziarnisty z drobnym żwirem, szaro-żółty.

O t w ó r n r 21

- 8,6— 9,0 m otoczki granitu, kredy piszącej z wapienia jurajskiego do 10 m średnicy.

O t w ó r nr 23

8,4—12,0 m piasek różnoziarnisty szary i szaro-żółty z pojedynczym żwirem.

O t w ó r nr 25

0,3— 1,5 m piasek różnoziarnisty ze żwirami i drobnymi otoczkami,
 1,5— 2,5 „ piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi okrucami granitu,
 2,5— 3,5 „ piasek różnoziarnisty z drobnym żwirem, jasnoszary, syпки.

O t w ó r nr 26

10,6—11,4 m piasek różnoziarnisty, szaro-żółty z drobnymi otoczkami i żwirem,
 11,4—12,4 „ piasek różnoziarnisty, z grubymi ziarnami i drobnymi otoczkami
 piaskowca.

O t w ó r nr 27

8,1— 9,0 m piasek średnioziarnisty, żółto-szary z pojedynczymi żwirkami.

O t w ó r nr 29

2,3— 6,1 m piasek różnoziarnisty, słabo obtoczony z okrucami i otoczkami do
 6 cm średnicy,
 6,1— 6,8 „ głązy narzutowe o średnicy ponad 10 cm,
 6,8— 7,6 „ piasek różnoziarnisty ze żwirem i otoczkami.

O t w ó r nr 33

6,6— 7,6 m piasek różnoziarnisty, żwirkowaty z drobnymi otoczkami krze-
 mieni i skał krystalicznych,
 7,6— 8,0 „ piasek różnoziarnisty ze żwirem i otoczkami kwarcytów i granitu.

Jak widać z przytoczonych danych, są to utwory stanowiące szczątki przemytej moreny dennej, względnie jej facje piaszczyste. Najbardziej typowy pokład znajduje się na głębokości 6,0—8,0 m w postaci obfitych głązów i żwirów skał krystalicznych z licznymi otoczkami kwarcytu, wapieni i krzemieni. Wielkość otoczków przekracza 10 cm. W utworach tych widać dużą nieregularność, gdyż w jednym poziomie obok piasków ze żwirami i otoczkami występują warstwy bez grubego materiału. Całkowita miąższość tej warstwy osiąga 7 m. Utwory te leżą na serii zastoiskowej.

W stropie czwartorzędu osadziły się piaski różnej grubości, przeważnie drobnoziarniste z pyłem, jasnoszare i żółte, lekko brylujące się (J). Miąższość ich nie przekracza 4 m.

UWAGI OGÓLNE

W opisanych profilach czwartorzędu występują przede wszystkim piaski o różnej grubości ziarn oraz seria pylasto-mułkowata. Brak natomiast typowych utworów lodowcowych w postaci moreny.

Widzimy tu dwa poziomy piaszczyste zawierające żwir i głązy. Są one przedzielone warstwą piaszczystą z obfitymi ułamkami drewna, a w stropie zawierają mułki i piaski pylaste stanowiące utwory zastoiskowe.

Przechodząc do interpretacji osadów czwartorzędowych, należy stwierdzić istnienie dwóch poziomów stanowiących osady lodowcowe lub ich ślady. Przedzielają je piaski z ułamkami drewna, stanowiące prawdopodobnie osady międzylodowcowe. Utwory zastoiskowe poprzedzają zapewne okres następnego zlodowacenia.

Utwory postglacjalne związane są z istnieniem rozległego płytkiego zbiornika wodnego, którego osady pokryły cienkim płaszczem piaszczysty strop czwartorzędu.

Stratygrafię opisanych utworów czwartorzędowych trudno jest ustalić ze względu na brak dostatecznych podstaw. Według wszelkiego prawdopodobieństwa mamy tu do czynienia z osadami zlodowacenia Cracovien w spągu oraz Varsovien Ia w stropie.

L I T E R A T U R A

1. Prószyński M. — Szkic geologii miasta Brześcia nad Bugiem. *Postępy Prac przy Melioracji Polesia. Sprawozd. za lata 1931—1932*. Brześć n/B. 1933.
2. Rühle E. — Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia (Cretaceous and Tertiary of Western Polesie). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 34, Warszawa, 1948.
3. Samsonowicz J. — Kilka uwag o budowie i faunie dewonu Pełczy oraz o zagadnieniach, tyjących się składu i rozmieszczenia paleozoicum na Wołyniu, między wałem Scytyjskim i rowem Lubelskim. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 30, Warszawa 1931.

Эдвард РЮЛЕ

К ВОПРОСУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ ТЕРЕСПОЛЯ

(с 2 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

В статье автор излагает основные особенности геологического строения окрестностей Тереспоя, выявленные при помощи бурения, которое проводилось там в течение последних лет.

Наиболее древним образованием, вскрытым бурением, является белый, пишущий мел сенона (нижний кампан, или нижняя часть верхнего кампана). Мощность третичных отложений достигает 30 метров, а местами даже превышает 40 метров. Нижняя серия третичных отложений представлена черными глинами, занимающим стратиграфическое положение аналогичное положению верхне-эоценовых глин. Выше залегают олигоценовые кварцевые пески с глауконитом. Миоцен представлен песками, включающими два слоя угля, или песками с алевритонистыми прослойками.

Плиоцен сложен алевритами, переслоивающимся с тонкозернистыми пылевидными песками.

Плейстоценовые образования достигают свыше 20 м мощности и представлены разнозернистыми песками и пылевидно-алевритовыми осадками. Типичная морена здесь отсутствует, но несмотря на это, местами можно отличить два горизонта ледниковых отложений, разделенные межледниковыми песками с остатками древесной растительности. Горизонты эти, повидимому, следует связывать с оледенениями краковским и варшавским.

Р Е З Ю М Е

Геологическое строение окрестностей Бреста хорошо известно, благодаря краткой, но богатой стратиграфическим материалом работе М.

П р у ш и н с к о г о (1) по новому интерпретирующего описываемый материал. Однако, территория, расположенная к западу от Буга, то есть окрестности Тересполя, до сих пор еще не была подробно описана геологами.

Только Я. С а м с о н о в и ч (3) приводит несколько интересных замечаний по поводу буровой скважины в Малашевичах. Согласно его замечке мощность четвертичных отложений в этом районе составляет около 55 метров и залегают они непосредственно на олигоцене. Поскольку в течение последних лет появились новые данные, автор приводит их в настоящей заметке.

М е л о в ы е о т л о ж е н и я были обнаружены в двух местах вблизи деревни Малашевиче на высоте 90,65 м и 86,2 м над уровнем моря.

Представлены они белым пишущим мелом, который В. П о ж а р ы с к и й на основании микропалеонтологического изучения относит к сенону (нижний кампан, или нижняя часть верхнего кампала).

Т р е т и ч н ы е о т л о ж е н и я этого района изучены более подробно, ибо в двух местах в окрестностях Малашевич пробурена целая серия, а в окрестностях Ненли были обнаружены ее наиболее верхние горизонты.

Мощность третичных отложений в одной скважине — 29,15 м и в другой — 41,0. В основании свиты, толщиной 15 — 20 см, которая в скважине „В“ переслонивается с выветренным мелом содержащим отдельные зерна белого кварца и фосфоритов.

Все это составляет почву свиты третичных отложений, ни чем не отличающуюся от аналогичных образований, встреченных скважинами в Бресте и в западном Полесье.

Согласно данным М. П р у ш и н с к о г о (1) и автора статьи (2) стратиграфическое положение этих осадков позволяет приравнять их к верхне-эоценовым киевским глинам. В окрестностях Тересполя они залегают на высоте 84,4 м и 90,8 м над уровнем моря. Выше этого слоя в скважине „В“ залегает пласт кварцевого песка с обильной примесью глауконита, мощностью 5,1 м. В песке встречаются характерные кварцевые гравии. Стратиграфически эти образования относятся к олигоцену.

Миоцен, мощность отложений которого составляет 16,7 и 25,5 м, представлен своей типичной фацей. Однако, литологический состав осадков в обеих скважинах не совсем одинаков. В скважине А обнаружены пески, с небольшим количеством глинистых осадков, заключающие 2 пласта угля: верхний, толщиной 0,7 м и нижний, толщиной 0,3 м. Зернистость песка в этом разрезе весьма переменчива. Разрез вскрытый скважиной В отличается от предыдущего большим количеством глинист-

тых прослоек и отсутствием угля, вместо которого встречается лишь примесь растительного детрита.

Кровля третичных отложений состоит из переслоняющихся алевроитов и тонкозернистых пылевидных песков. Алевроиты местами слегка илистые и известковые. Мощность их в скважине А — 15,3 м, в скважине В — 7,2 м.

Эти отложения были встречены в окрестностях Тереспоя во многих местах. Обнаружены они были также и при бурении в Непли.

Литологический состав этих отложений аналогичен составу пород, встреченных при бурении в Бресте и отнесенных М. П р у ш и н с к и м, на основании фаунистических данных, к плиоцену.

Ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я были подробно исследованы при помощи целого ряда буровых скважин.

Мощность их сравнительно невелика и нигде не превышает 24,0 м.

В кровле плиоценовых алевроитов залегают серо-желтые пески, различной зернистости часто содержащие небольшую примесь грубозернистого песчаного материала и мелкого гравия. Отложения эти были встречены почти на всей территории, охваченной бурением. Они образуют почву четвертичных осадков. Мощность их 3 — 4 м.

Выше залегают слои разнозернистых песков, содержащих гравий и гальки кристаллических и осадочных пород. Пески эти не представляют собой типичной морены, но, безусловно, связаны с ледниковой аккумуляцией.

Гравий и гальки в них местами образуют прослойки, переходящие в слои мелких валунов, содержащие лишь небольшую примесь песка.

Образования эти являются, повидимому, осадками ледникового происхождения, возникшими при участии подледниковых вод, или же остатками размытых более типичных ледниковых отложений.

Выше песчаной серии с гравием и гальками в скважине № 18 был встречен 30 см слой содержащий обильные обломки древесины, перемешанные с песком (G). Слой этот прослеживается в западном направлении и мощность его к западу возрастает. Он представляет собой осадки отложенные в эпоху существования обильной растительности.

В кровле описанных отложений залегают осадки отложенные в спокойных водоемах — алевроиты, ленточные глины и пылевидные пески. Для этих осадков характерны резкие фациальные изменения, проявляющиеся на небольших расстояниях. Серия этих осадков состоит из пылевидных ленточных глин и серых алевроитов, обычно слегка известковых, то есть является довольно типичным озерным образованием. В кровле этой серии появляются прослойки песка.

Изменчивость этих осадков хорошо иллюстрирует скважина № 33, в которой пятиметровый пласт, состоящий из трех горизонтов алевритов, переслаивается песчаными прослойками, содержащими мелкий гравий и даже небольшие гальки и валуны гранитов и кварцитов.

Пример этот показывает насколько резко могут меняться условия осадкообразования в подпруженных озерных бассейнах, существовавших перед наступлением ледника. Озерные ленточные глины и алевриты не покрывают значительных пространств, рядом с ними залегают иные глинистые осадки и пылевидные пески.

В кровле ленточных глин залегают разнозернистые пески с гравием и гальками I и II. Эти отложения представляют собой остатки перемытой донной морены, или ее песчаные фации. Наиболее типичная залежь находится на глубине 6 — 8 м и состоит из обильных валунов и гравиев кристаллических пород с многочисленными кварцевыми, известняковыми и кремневыми гальками. Величина валунов превышает 10 см в поперечнике. В образованиях этих материал плохо отсортирован: на одном и том же уровне, рядом с песками содержащими гравий, гальки и валуны находятся слои не содержащие грубозернистого материала. Полная мощность этих образований достигает 7 метров. Образования эти залегают на озерной серии.

В кровле четвертичных отложений находятся разнозернистые пески, преимущественно тонкозернистые, пылевидные и желтые, слегка комковатые. Мощность их не превышает 4 м.

Общие замечания

Описанные разрезы четвертичных отложений сложены прежде всего песками различной зернистости и глинисто-алевритовой серией. Типичные ледниковые образования, в форме морены, отсутствуют.

Вместо них имеются два песчаных горизонта, содержащие гравий и валуны. Они отделены один от другого песчаным слоем с обломками древесины, в кровле которого залегают алевриты и пылевидные пески, представляющие собой озерные отложения.

Переходя к вопросу генетической интерпретации описанных четвертичных отложений, следует прежде всего подчеркнуть наличие двух горизонтов, являющихся ледниковыми осадками, или следами послеледниковых. Горизонты эти отделены друг от друга песками с обломками древесины, являющимися, по видимому, образованиями межледниковыми.

Отложение озерных осадков предшествовало, по видимому, периоду следующего оледенения.

Послеледниковые образования связаны с существованием обширного мелководного бассейна, осадки которого прикрыли тонким песчаным покровом кровлю четвертичных отложений.

Отсутствие убедительных доводов делает весьма трудным установление стратиграфии описанных четвертичных отложений. Повидимому, мы имеем здесь дело с осадками оледенения краковского в основании и варшавского Ia в кровле.

Edward RÜHLI

CONTRIBUTION TO THE GEOLOGY OF THE TERESPOL REGION

(with 2 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

The author presents information concerning the geological structure of the Terespol region on the basis of the bore-holes executed during the last few years.

White, Senonian chalk (Lower Campanian or lower of the Upper Campanian) is the oldest deposit reached by the bore-holes. The Tertiary attains about 30 to over 40 *m* of thickness. Its lower part is represented by black clay the stratigraphical situation of which is similar to the Upper Eocene Kiev clay. Over it lie quartz sands with glauconite of the Oligocene age. The Miocene is composed of sands with two seams of coal, or of sands with silt-like and argillaceous intercalations. The Pliocene forms silts alternating with fine-pelitic sands. The Pleistocene deposits which reach a thickness of over 20 *m* are composed of sands of a different size of grains and of pelitic silt-like sediments. The typical moraine is lacking, but one can differentiate here two zones of glacial sediments separated by interglacial sands with fragments of wood. These zones must be probably referred to the Cracovien and Varsovien I glaciation.

The geological structure of the region of Brześć on the Bug river is well known owing to the work of M. Prószyński (1); it is concise but contains many facts and a new interpretations. On the other hand the areas, situated westward from the Bug, i. e. in the region of Terespol do not possess so far any geological description. Samsonowicz (3) is the only geologist who gives several interesting remarks concernig the bore-hole in Małaszewicze. According to him the thickness of the Quaternary deposits amounts to about 55 *m* and they lie directly over the Oligocene. Since new data have been added during several last years, I want to present them in this paper.

Cretaceous deposits. The Cretaceous was proved in two places in the neighbourhood of the village Małaszewicze: on the level of 90,65 *m* and of 86,2 *m* over the sea level. This is chalk which has been reckoned

by Wł. Pożaryski, on the basis of micro-palaeontological data, as belonging to the Senonian stage: Lower Campanian or lower part of upper Campanian.

Tertiary deposits are much better known; a whole series was cut through in two places in the neighbourhood of Małaszewicze and the youngest beds were reached in the neighbourhood of Nepla.

The thickness of the Tertiary deposits amounts to 29,15 and 41,0 *m*. In the lowest part there lies a bed of black, limeless clay, 15—20 *cm* thick, which alternates in the hole B with the Cretaceous waste-rock including white grains of quartz and phosphorites. This the Tertiary bottom with deposits being similar to those which occur in several bore-holes in Brześć and in western Polesie. According to the author (2) and to M. Prószyński (1) these are sediments, the stratigraphical situation of which suggests a comparison with the Upper-Eocene Kiev clay. It occurs in the region of Terespol on 86,4 and 90,8 *m* over the sea level. Over it, in the hole B, there lies a layer of quartz sand with a rich admixture of glauconite including characteristic quartz gravels; the thickness of that bed is 5,1 *m*. From the stratigraphical viewpoint these beds belong to the Oligocene.

The Miocene deposits possess a typical facies, 16,7 and 25,5 *m* thick. The lithological-sedimentological character is however different in both these holes. In the hole A occur first of all sands with a small amount of siltlike sediments; they include two seams of coal: the upper one 0,7 *m* thick, and the lower — 0,3 *m* thick. Frequent changes as to the thickness of the grains take place in that profile. The profile B differs from the preceding one by a greater amount of silt-like and argillaceous intercalations, but coal alternations are lacking and an admixture of plant detritus is the only one found there.

The Tertiary top is composed of alternating silts and fine pelitic sands. The silts are partly slightly argillaceous and calcareous. Their thickness in the hole A amounts to 15,3 and in the hole B to 7,2 *m*.

The above mentioned deposits are known from numerous places in the neighbourhood of Terespol. They were also found in the bore-holes at Nepla. As regards their lithological structure they are identical with those which occur in the bore-holes in Brześć on the Bug river and they were determined on the basis of the fauna by M. Prószyński as belonging to the Pliocene stage.

The Quaternary was well investigated owing to numerous drillings. It possesses a relatively small thickness which is never greater than 24,0 *m*.

The Quaternary deposits are composed of the following beds:

- E. Sands under older glacial deposits.
- F. Sands of various grains with pebbles (older glacial deposits).
- G. Sands including fragments of wood.
- H. Varves and pelitic sands (ice-dammed lake deposits).
- I₁ and I₂. Sands of various grains with gravels and pebbles (younger glacial deposits).
- J. Sands of various grains and dust.
- K. Soil.

At the top of the Pliocene silts are met grey-yellow sands (E) of a different thickness with often a slight admixture of coarse grains and fine gravels. That layer occurs over nearly the whole area of the bore-holes and it represents the basal part of the Quaternary deposits. Its thickness amounts to ca 3—4 *m*.

Over it occurs a bed of sands of a various thickness of grains with gravels and pebbles of crystalline and sedimentary rocks. These sands are bound with the glacial accumulation, but they do not represent a typical moraine, though they are doubtless connected with the glacial accumulation.

The above deposits are glacial sediments occurring owing to a considerable cooperation of sub-glacial waters, or otherwise they may represent fragments of washed out, more typical glacial sediments.

Over the series of arenaceous deposits with gravels and pebbles there occurs in the bore-hole 18 a bed, 30 *cm* thick, which includes numerous fragments of wood mixed with sand (G). This bed is extended and it becomes thicker westward. It represents a series deposited in the period of a rich vegetation.

At the top of the above described deposits there occur sediments deposited in lakes or by slowly running waters, viz.: clay-silts and pelitic sands.

Considerable facial differences often occur at small distances in the above mentioned sediments. The series is composed of the pelitic clay and grey silts mostly slightly calcareous, and thus rather typical ice-dammed lake sediments. Beds of sand occur in their top. The instability of the ice-dammed lake sediments is very well illustrated in the hole 33 where we see a layer, 5 *m* thick, composed of three zones of silts separated by arenaceous beds with fine gravel, and even with fine granite and quartzite pebbles. This example proves the variability of sedimentation, bound with the periglacial character of the ice-dammed lake deposits which occurred before the ice overthrust. The ice-dammed silts do not cover considerable areas and besides them are found clay sediments and pelitic sands.

At the top of varved clays there lie sands of a various thickness of grains, with gravels and pebbles (I_1 and I_2). These are deposits which represent fragments of the washed out basal moraine, or its arenaceous facies. The most typical layer lies at a depth of 6,0—8,0 *m* composed of numerous boulders and gravels of crystalline rocks with numerous pebbles of quartzite, limestones and flints. The size of the pebbles is greater than 10 *cm*. One may notice in these deposits a great irregularity, as beds deprived of coarse material occur in one zone of sands with gravels and pebbles. The whole thickness of that bed reaches 7,0 *m*. These deposits lie here upon an ice-dammed lake series.

Sands of a different thickness have accumulated at the Quaternary top; they are mostly fine-grained with dust, light grey, yellow and clumping (J). They are not thicker than 4 *m*.

GENERAL REMARKS

In the above described profiles of the Quaternary there first of all occur sands of a various thickness of grains and a pelitic silt series. On the other hand typical glacial deposits — moraines — are lacking.

We find here in consequence two arenaceous zones including gravel and pebbles. They are separated by an arenaceous bed with numerous fragments of wood and in the top may be noticed silts and pelitic sands representing ice-dammed lake deposits.

Speaking now about the interpretation of the Quaternary sediments one must state the existence of two zones representing glacial sediments or their traces. They are separated by sands with fragments of wood which probably represent interglacial sediments. The ice-dammed lake sediments probably preceded the period of the next glaciation.

The post-glacial deposits are bound with the existence of a vast, shallow water reservoir the sediments of which have covered by a thin arenaceous layer of the top of Quaternary.

The stratigraphy of the above described Quaternary deposits is not easy to be defined owing to the lack of a sufficient basis. Most probably we have to deal here with sediments of the Cracovien glaciation at the bottom and of Varsovien I at the top.

Czesław PACHUCKI

BADANIA GEOLOGICZNE NA ARKUSZACH 1 : 100 000 TRZEBNICA I SYCÓW

(z 1 tabl. i 1 fig. w tekście)

Streszczenie

Autor niniejszego artykułu jest zdania, że Wzgórza Trzebnickie stanowią ciąg wyciśniętych moren czolowych; odrzuca on możliwość udziału przyczyn natury tektonicznej w powstaniu tych wzgórz, opierając się na fakcie, że pokłady węgla wykazują w stropie silne zaburzenia, malejące z głębokością. Na głębokościach ponad 150 m węgiel brunatny ma już ułożenie poziome.

Autor wyróżnia następujące jednostki morfologiczne reprezentujące osady poszczególnych jeziorów lodowcowych odrębnego zlodowacenia, będącego odpowiednikiem zlodowacenia Warty; są to łuki: trzebnicki, twardogórski, sycowski i międzyboński.

Autor sądzi, że łuk twardogórski, ciągnący się na NE od łuku trzebnickiego, jest młodszy i wycofywanie się lodowca na omawianym terenie postępowało z SW na NE.

Lessy występują jedynie w środkowej części łuku trzebnickiego, brak ich natomiast na obszarze łuku twardogórskiego i sycowskiego.

Wydmy skierowane z E na W mają zbocza N lub NE bardziej strome, co wskazuje, że były one usypane przez wiatry południowe lub południowo-zachodnie.

Brak głązów wapiennych i obecność licznych graniaków świadczy o istnieniu długiego okresu wietrzenia i prowadzi do wniosku, że powierzchnia badanego obszaru jest starsza od zlodowacenia Wisły.

Badania terenowe przeprowadzone przez autora od 1 lipca do 30 września 1949 r. objęły obszar arkuszy Trzebnica i Syców mapy w skali 1 : 100 000, tj. od 16°15' do 17°50' długości wschodniej od Greenwich i od 51°15' do 51°30' szerokości północnej. Badania i zdjęcia prowadzono systemem marszrutowym uwzględniając wszystkie znajdujące się w terenie odsłonięcia naturalne i sztuczne oraz wykonując wiercenia (do 2 m głębokości) ręcznym świdrem.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

W morfologii badanego obszaru wyróżniamy w północnej części nizinę pradoliny Baryczy, lekko wznoszącą się ku południowi, a w południowej części wzgórza moren czołowych należących do zlodowacenia Warty. Pradolina Baryczy leży na wysokości 60 do 100 m n. p. m. i ciągnie się od miejscowości Przygodzice (na SW od Ostrowa Wlkp.) do Odry na zachodzie. Piaszczystą równinę pradoliny urozmaicają pagórki wydmowe oraz zagłębienia bagienne i dolinne dopływów Baryczy. Sąsiadujące z pradolina Baryczy od południa tereny wyższe osiągają 280 m n. p. m. Są to wzgórza ciągnące się w kierunku równoleżnikowym i lekkimi łukami wyginające się ku południowi. Wyróżniamy tu trzy odrębne łuki: Wzgórze Trzebnickich, twardogórski i sycowski oraz pasmo Międzybórz — Goszcz. Łukowate pasma wzgórz miejscami przybliżają się ku dolinie Baryczy zwążając ją do kilku kilometrów, jak to widać koło Milicza i Wąsosza. W ten sposób pradolina rozdzielona jest na dwa baseny: żmigrodzki i milicko-odolanowski.

Na wschód od zagłębienia milicko-odolanowskiego wznosi się pasmo wzgórz ostrzeszowskich, które ciągną się z okolicy Mikstatu przez Ostrzeszów po Syców. Pasma to na odcinku Mikstat — Ostrzeszów ma kierunek niemal N — S, bardziej na południe skręca ku zachodowi, otacza z południowej strony Syców, a następnie kieruje się ku północnemu zachodowi. Łuk sycowski tworzy od północy kotlinowate zagłębienie i łączy pasma wzgórz ostrzeszowskich ze wzniesieniami Międzybórz — Goszcz. Najwyższym punktem pasma ostrzeszowskiego jest Kobyła Góra, osiągająca 284 m n. p. m.; w pasmie Międzybórz — Goszcz Góra Korsarska wznosi się do 272 m n. p. m. Ku zachodowi wzgórz obniżają się znacznie, ciągnąc się wąskim pasmem. Bardziej na zachód wznoszą się wzgórza twardogórskie. Na odcinku Twardogóra — Grabowno mają one charakter podłużnych grzbietów o łagodnych zboczach. Od Grabowna Wielkiego pasmo twardogórskie przybiera kierunek północno-zachodni, ciągnąc się przez Bukowice, Łazy i Wierzchowice. Najwyższym punktem tego pasma jest Wzgórze Joanny wznoszące się do 230 m n. p. m. na południowy wschód od wsi Postolin. Wzniesienia bukowicko-wierzchowickie dzielą dolinę Baryczy na kotliny: żmigrodzką na zachodzie i milicko-odolanowską na wschodzie.

Od strony południowej kotlinę żmigrodzką otaczają Wzgórza Trzebnickie, zwane także Kocimi Górami. Wschodnia część tego pasma przebiega w kierunku NE — SW, przy wsi Łuczyna skręca ku zachodowi do Trzebnicy, a dalej — ku północnemu zachodowi, ciągnąc się przez Oborniki Śląskie na Strupinę do Wińska. W porównaniu ze wzgórzami twardogórskimi łuk trzebnicki jest wysunięty bardziej na południe i tworzy

pasmo osiągające 5 do 7 *km* szerokości. Najwyższy punkt Kocich Gór — Góra Proboszczowa, 257 *m n. p. m.* — leży na zachód od Trzebnicy. Odcinek zachodni jest niższy, osiągając 246 *m n. p. m.* w okolicy Obornik Śl., a pod Strupiną nie przekracza 187 *m.* Łuk trzebnicki od twardogórskiego dzieli obniżenie, zaznaczające się wyraźnie pomiędzy Złotowem a Bukowicami i łączące nizinę Baryczy z równiną rozpościerającą się na południe od badanego terenu.

Pasmo Gór Kocich wyodrębnia się wyraźnie z przylegających od południa i północy równin i tworzy urozmaicony pagórkowaty krajobraz. Granicę południową tworzy prostolinijna krawędź kilkudziesięciometrowej wysokości. Szczególnie prostolinijny przebieg jej zaznacza się na liczącym około 20 *km* odcinku od wsi Minice do wsi Skarszyn. Charakter tego odcinka stanowił podstawę do tektonicznej interpretacji pochodzenia tej krawędzi.

Charakterystycznym zjawiskiem na południowym zboczu Wzgórz Trzebnickich są bezodpływowe, podłużne, rozgałęzione, suche zagłębienia dolinne, nie przekraczające długości 1 *km* i kończące się na obszarze sandru. Stoki tych dolinek są strome i pokryte lessem.

Wody spływające ze zboczy wzgórz utworzyły system głębokich dolinek-jarów i rozbiły tę mniej lub więcej jednolitą wyżynę na rozgałęzione i wydłużone pagórki bocznych grzbietów. Rzeczki spływające ze zbocza południowego kierują się ku Odrze, płynące ku północy są dopływami Baryczy. Wskutek dość posuniętej erozji wstecznej dolinki przekroczyły strefę wierchołkową i obecna linia działu wód ma dość nierówny przebieg.

Środkowa część wyżyny nierozczłonkowana przez erozję ma powierzchnię lekko sfalowaną, podobną do falisto-pagórkowatej strefy moreny dennej obszarów północnych. Do wyrównania pierwotnej rzeźby powierzchni przyczyniły się częściowo lessy, które pokrywają znaczną część Wzgórz Trzebnickich.

Od strony południowej wzgórze moren czołowych przechodzą w nizinę w poziomie 140—160 *m n. p. m.* pokrytą piaskami sandru. Dalej na południe rozpościera się równina moreny dennej (Varsovien I).

UTWORY TRZECIORZĘDOWE

Znajomość utworów starszych, stanowiących spąg czwartorzędu w okolicy Trzebnicy i Sycowa, jest niedostateczna z powodu braku głębokich wierceń w tych okolicach. Na podstawie wierceń położonych na północ i północny wschód od Wrocławia — Wielkie Celniki, Miłowice, Mielęcín, Milicz i Syców — wiadomo, że na omawianym obszarze brak

utworów jury i kredy oraz starszego trzeciorzędu. Nad kajprem leży bezpośrednio neogen — miocen i pliocen o znacznej miąższości, która w okolicy Wrocławia wynosi około 100 do 150 *m*, a ku północnemu zachodowi wzrasta, osiągając w Brodziu 180 *m*, w Muchoborze Wielkim 168 *m*, a w Lesznie 225 *m*. Granicy między utworami miocenu i pliocenu na razie nie można dokładnie ustalić. Ogólnie sądzi się, że pliocen ma 50 do 70 *m*, a miocen około 100 *m* miąższości.

Osady trzeciorzędowe pod względem litologicznym wykształcone są przeważnie jako niebieskavo-szare iły z czerwonymi smugami oraz piaski przeważnie drobnoziarniste, rzadziej grubsze oraz żwiry. Piaski mają często zabarwienie ciemnobrunatne, pochodzące z domieszki węgla brunatnego. Warstewki węgla brunatnego występują w piaskach w kilku poziomach. Miąższość tych warstewek wynosi od 10 do 25 *cm*, z rzadka zdarzają się pokłady o większej miąższości, osiągające 0,50 a czasem nawet 1,80 *m*, jak np. w wierceniach w Wielkim Muchoborze, gdzie miąższość jednego pokładu węgla brunatnego wynosi 1,80 *m*, a drugi przewarstwiony piaskiem osiąga 4,50 *m* grubości. Pokłady węgla brunatnego o bardzo zmiennej miąższości wahającej się od kilkunastu *cm* do 1 *m* zostały znalezione na północ od Wzgórz Trzebnickich oraz w okolicy Sycowa. Pod Warzęgowem (10 *km* od Wołowa), na głębokości 208 *m* natrafiono na 4-metrową warstwę węgla brunatnego, a pod Ostrzeszowem, na głębokości 152 *m* znaleziono pokład węgla mający 5 *m* miąższości. Górne pokłady węgla brunatnego znajdujące się w stropowych warstwach trzeciorzędu do głębokości 150 *m* są mocno pofałdowane pod naciskiem lodowca, natomiast głębsze leżą poziomo. Fakt ten dowodzi, że wpływ lodowca na plastyczną i luźną, piaszczystą powierzchnię trzeciorzędu sięgał do głębokości 150 *m*.

Charakter osadów trzeciorzędu wskazuje na ich lądowe pochodzenie. Są to utwory powstałe w wyniku akumulacji w zbiornikach słodkowodnych. Z powodu braku skamieniałości zachodzą trudności w wydzieleniu osadów miocenijskich i pliocenijskich. E. Meister zalicza do miocenu warstwę z pokładami węgla brunatnego, a więc osady z resztkami roślinnymi, do pliocenu zaś iły niebieskawe z czerwonymi smugami, tzw. „iły płomieniste“ względnie poznańskie oraz położone nad — lub między nimi piaski różnej grubości, nie zawierające węgla brunatnego. Iły poznańskie są najczęściej niebiesko-szare z czerwonymi i rdzawymi smugami w głębszych partiach.

Na powierzchni iły poznańskie występują bardzo często na obszarze wzgórz moreny czołowej między Goszczem a Międzyborzem i na południe od Sycowa. W rowach głębokich do 2 *m* można zauważyć, że powierzchnia tych iłów nie wykazuje żadnej regularności. Nie są to war-

stwy podłoża trzeciorzędowego wynurzające się spod osadów czwartorzędowych, lecz raczej cały szereg porwaków rozmaitej wielkości. Śledząc je w rowach widać, jak wśród piaszczystych lub gliniastych utworów czwartorzędowych zjawiają się ły, które po kilkunastometrowym przebiegu znikają, by niedaleko ukazać się ponownie. Grubości tych porwaków nie udało się ustalić, należy jednak sądzić, że jest ona bardzo zmienna. Wiercenie w Bukowicach (8 km na SE od Milicza) dało następujący profil:

3,00—46,00 m ły poznański,
46,00—50,00 „ piasek drobny,
50,00—57,00 „ glina zwałowa.

Jak wynika z tego profilu, na piaskach i glinie zwałowej leży porwak ły poznańskiego, miąższości 43 m.

Podobny profil znany jest z Postolina (7 km na SSW od Milicza):

0—29,00 m ły poznański,
29,00—30,00 „ margiel zwałowy,
30,00—33,00 „ glinka,
33,00—43,00 „ margiel zwałowy.

W profilu tym miąższość porwaka wynosi 29 m.

Piaszczysto-żwirowe utwory trzeciorzędowe rzadko występują na powierzchni terenu. Jedynie koło wsi Ligota, w odległości 3 km na SW od Kobylej Góry i Cieszyna, znane są żwiry i piaski białego kwarcu. Na najwyższym szczycie moreny czołowej w okolicy Międzyborza, na Górze Korsarskiej w żwirze często spotyka się białe otoczaki kwarcowe, przypominające żwirowo-piaszczyste utwory trzeciorzędowe. Na arkuszu Uraz (Auras) 1 : 25 000 H. Bred d i n i E. M e i s t e r stwierdzili na powierzchni podobne żwiry, należące ich zdaniem do górnego neogenu. Utwory te występują również na badanym obszarze arkusza Trzebnica pomiędzy wsiami Pęgów, Gołędzinów, Lubień i Ciechłowice. Żwiry koło wsi Hauffen zawierają obok otoczków granitowych i gnejsowych także masowo otoczaki porfiru, które według E. Meistersa pochodzą z okolic Wałbrzycha. Żwiry kwarcowe, podobnie jak i ły poznańskie zalicza się do pliocenu.

Piasków miocenijskich nie znaleziono dotychczas bezpośrednio na powierzchni; można je czasem spotkać jedynie w odkrywkach cegielni. W Trzebnicy, w odkrywce położonej na południe od miasta, obok łąk występują miejscami drobnoziarniste piaski, zabarwione brunatnym pyłem organicznym. W pobliskich wierceniach stwierdzono je na znacznym obszarze. Są to szare, lub zielono-szare, mniej lub więcej

ilaste piaski, czasem piaszczyste ily, w których spotyka się niekiedy resztki roślin i odłamki skorupki nieoznaczalnych małżów i ślimaków. Warstwy ilastych piasków są przeławiczone warstwami jasnego piasku o ziarnie drobnym, średnim, a rzadziej grubym.

POWIERZCHNIA TRZECIORZĘDU

Podłoże czwartorzędu tworzą osady trzeciorzędowe — miocen i pliocen, które biorą udział w budowie spiętrzonych moren czołowych. Wobec niewielkiej ilości głębszych wierceń na naszym terenie trudno jest odtworzyć powierzchnię trzeciorzędu. Na podstawie szeregu niegłębokich wierceń stwierdzono, że obniża się ona zarówno na południe jak i na północ od wzniesień moren czołowych. Ale też trudno jest ustalić, czy nawiercony, a nieprzebity trzeciorząd reprezentuje w danym punkcie serię *in situ*, czy może jest to tylko powierzchnia porwaka. Dotychczasowe wiercenie i odkrywki pozwalają stwierdzić, że w obrębie Wzgórz Trzebnickich na niewielkiej głębokości pod osadami lodowcowymi zjawiają się ily lub piaski trzeciorzędowe. Można stąd wnosić, że jądro całego pasma tych wzgórz tworzą osady trzeciorzędowe. Przy rozważaniu pierwotnych przyczyn powstania Wzgórz Trzebnickich ta okoliczność była jednym z argumentów, skłaniających do przyjęcia tektonicznej genezy tej wyżyny.

Wzgórze Trzebnickie są pasmem moren czołowych typu spiętrzonego. Przy analizowaniu pochodzenia tych wzniesień zawsze wysuwało się zagadnienie, w jakim stopniu i w jakiej formie do ich powstania przyczyniły się procesy tektoniczne. Cały szereg badaczy, poczynawszy od F. Frecha (11, 12) było zdania, że przyjęcie ruchów tektonicznych jest konieczne do wyjaśnienia genezy tych wzniesień. Niektórzy — przeważnie starsi — autorowie uważali Wzgórze Trzebnickie za formę czysto tektoniczną. Większa zaś część geologów, uznając przeważający udział lodowca w uformowaniu tego wzniesienia, przyjmowała jednak tektoniczne zaburzenie warstw jako pierwotną przyczynę jego powstania. Na ogół przedstawiciele tych poglądów przyjmują, że lód lądowy może działać wypiętrzająco tylko w przypadku, gdy po drodze natrafia na przeszkody, które powstały wskutek fałdowania orogenicznego w trzeciorzędzie lub plejstocenie, albo też w następstwie utworzenia się wyniosłości o charakterze zrębu na miejscach wielkich pęknięć podczas nasuwania się lodu. Uzasadniając to, brali pod uwagę przede wszystkim równoległość tego garbu do ważnych linii tektonicznych oraz konieczność istnienia tektonicznie uwarunkowanego punktu oporu, który spowodowałby spiętrzenie warstw podłoża przez nasuwający się lód.

Dla powstania Wzgórz Trzebnickich F. Frech (11) przyjął genetyczny związek z ostatnimi, młodo-miocenскими ruchami górotwórczymi w obrębie Sudetów. Podkreślił on przy tym przede wszystkim równoległość pasma wzniesień trzebnickich z uskokiem brzeżnym Sudetów. Różnice wysokości między wzniesieniem trzebnickim a przylegającą doń równiną wydawały mu się za duże, aby mogły być spowodowane wyłącznie przez spiętrzającą działalność lodowca.

W. Czajka również usiłuje udowodnić istnienie ruchów tektonicznych w trzeciorzędzie w obrębie Wzgórz Trzebnickich. Opiera się on na danych z dwóch wierceń na terenie tych wzgórz, w których nie stwierdzono pokładów węgla brunatnego. Z faktu tego W. Czajka wyprowadził zbyt pochopny, jak się później okazało, wniosek, że strefa Wzgórz Trzebnickich była już w miocenie wzniesieniem, na którym nie mogły powstawać torfowiska. Pogląd W. Czajki nie jest zresztą oryginalny; pierwszy wypowiedział go w 1928 r. F. Illner (18), który jednak następnie (1929 r.) odstąpił od niego wobec faktów dostarczonych przez nowe wiercenia.

W przeciwieństwie do W. Czajki, F. Berger (3) stwierdza na podstawie późniejszych wierceń prowadzonych w poszukiwaniu węgla brunatnego w obrębie Wzgórz Trzebnickich — garbu śląskiego, że pod utworami plejstocenскими leżą pokłady węgla, niewyruszone z poziomego położenia i znajdujące się na tym samym poziomie co na nizinie w dolinie Odry. W okolicy Głogowa przeprowadzono szereg nowych wierceń, które stwierdziły, że głębsze podłoże jest również niezaburzone. Stwierdzenie stałego, niepofałdowanego pokładu węgla brunatnego jest mocnym argumentem przeciw poglądom o tektonicznym pochodzeniu garbu śląskiego.

Morfologiczna krawędź przebiegająca prawie prostolinijnie na przestrzeni 10 km, dzieląca od południa Wzgórze Trzebnickie od niziny nadodrzańskiej, skłania do przyjęcia tektonicznej przyczyny tego zjawiska. Jednak ani jeden z geologów wysuwających to twierdzenie (K. Olbricht 43, W. Czajka 7, E. Meister 37) nie umiał uzasadnić przypuszczalnego uskoku żadnymi faktami zaobserwowanymi na powierzchni lub w wierceniach. F. Berger wykluczając możliwość istnienia przyczyn natury tektonicznej, stanowczo twierdzi, że tam, gdzie dokładnie znamy głębsze podłoże działalności lodu, nie zachodziło tektoniczne wypiętrzenie garbu. Toteż uformowanie tych wyżyn należy przypisać jedynie siłom egzogenicznym.

Często rozważa się kwestię „przeszkody“, która spowodowała spiętrzenie warstw skalnych na przedpołu posuwającego się lodowca. Za

taki punkt oporu uważa się tektoniczne wzniesienie powstałe już przed działalnością lodowca. Spostrzeżenia poczynione na Spitzbergenie, dotyczące oddziaływania współczesnego lodowca na jego podłoże, wskazują, że przyjmowanie takich przeszkód nie jest potrzebne. Mianowicie, na Spitzbergenie ciśnienie masy lodowca powoduje powstawanie spiętrzeń, które osiągają rozmiary dorównujące wielkości spiętrzeń powstałych na naszych ziemiach w plejstocenie.

Rozwiązanie problemu próbuje dać W. Fries (13). Wskazuje on na to, że wszystkie spiętrzone moreny odpowiadają krańcowym stadiom lodowca, a więc tym miejscom, gdzie czoło lodu zatrzymało się przez dłuższy czas. Miejsca zaś, które lód przebył szybciej, pozostały niezaburzone. Ale i przy dłuższym zatrzymaniu się czoła lodowca trzeba przyjąć ruchy oscylacyjne, które powodowały wyciśnięcie plastycznego podłoża spiętrzonych warstw.

Za tektonicznym pochodzeniem garbu śląskiego przemawia również zgodność kierunku przebiegu tej wyżyny z głównymi liniami tektonicznymi. Trzeba jednak podkreślić, że ta zgodność nie jest całkowita. Ma ona miejsce tylko w zachodniej części garbu; część wschodnia, począwszy od Wzgórz Trzebnickich, odchyła się znacznie i przebiega nawet prostopadle do głównych linii tektonicznych, jak np. wyniosłość ostrzeszowska. Natomiast w całości garb śląski składa się z szeregu wielkich łuków, stanowiących cechę charakterystyczną spiętrzonego pasa moren czołowych.

Wielu geologom wydaje się, że różnice wysokości względnej między najwyższymi położonymi punktami garbu śląskiego, a najniższymi miejscami otaczających go nizin, dochodzące do 200 m, są zbyt wielkie, aby mogły powstać jedynie na skutek działalności lodowca. Jesteśmy zawsze skłonni do ograniczania wyników działalności sił egzogenicznych. Jednak wyniki wierceń w poszukiwaniu węgla w okolicach Zielonej Góry wskazują, że zaburzenia wywołane przez lodowiec sięgają do 200 m głębokości. Wyżyna zielonogórska znajduje się na wysokości około 220 m n. p. m., a spiętrzenia warstw zaznaczają się tutaj nawet poniżej poziomu morza. Górny pokład węgla brunatnego znajduje się zwykle w poziomie morza i na tej głębokości jest on porwany i pofałdowany. Podobne zjawiska znamy z szeregu wierceń wykonanych w okolicy Głogowa, gdzie różnice wzniesień wahają się od 73 m n. p. m. w pradolinie Odry do 230 m n. p. m. na grzbietach wzgórz.

UTWORY CZWARTORZĘDOWE

PLEJSTOCEN

Teren badany leży w zasięgu zlodowacenia, zwanego przez geologów niemieckich zlodowaceniem Warty, które P. Woldstedt uważa tylko za stadium drugiego zlodowacenia Saale (Varsovien I). Nie znamy wyraźnego interglacjału pomiędzy zlodowaceniem Solawy i Warty, z wyjątkiem stwierdzonego (ale ostatecznie nieustalonego) przez O. Helpa (17) w wierceniu wykonanym na morenie czołowej w Chocianowie, które wykazało następujący profil:

piasek fluwioglacjalny	4	m	} Zlodowacenie Warty
piasek drobny — wodonośny	5	„	
ił miękki szary	0,5	„	
żwir jasny z humusowymi warstewkami zawierającymi liście i mech			} Interglacjał
margiel zwałowy			} Zlodowacenie Solawy

Prócz tego znany jest jeszcze interglacjał opisany przez M. Schwartzbacha z doliny Baryczy koło Żmigrodu, gdzie w wierceniu na głębokości od 16 do 20 m stwierdzono piasek z licznymi skorupkami małżów i ślimaków, jak również ze szczątkami roślin, które opracował i opublikował M. Schwartzbach w 1942 r. zaliczając ten utwór do interglacjału pomiędzy zlodowaceniem Solawy i Warty.

Moreny starszego zlodowacenia (Solawy), położone na południe od Wzgórz Trzebnickich, nie tworzą prawie nigdzie ciągłych pasm wzgórz o charakterze moren czołowych. Pozostały po nich jedynie nieznaczne, luźno rozrzucone i silnie zrównane pagórki. Natomiast moreny młodszego zlodowacenia (Warty) zachowały się w formie zupełnie wyraźnych pasm wzgórz. Biorąc pod uwagę różnice morfologiczne wymienionych ciągów moren czołowych, należało by uznać pasmo morenowe Wzgórz Trzebnickich garbu śląskiego za znacznie młodsze, prawdopodobnie stanowiące utwór odrębnego zlodowacenia. Wyrażano pogląd, że Wzgórze Trzebnickie należy zaliczać do pierwszej fazy zlodowacenia Wisły (16). Ale już E. Meister stwierdził na SES od Trzebnicy pod lessem obecność osadów interglacjalnych między zlodowaceniem Wisły i Warty. Byłoby to powodem do oddzielenia zlodowacenia Warty od zlodowacenia Wisły.

Na podstawie profilów obserwowanych w odsłonięciach i wierceniach stwierdzono na tym obszarze utwory trzech odrębnych zlodowaceń. Za wzorową odkrywkę uważam odsłonięcie w południowej części miasta Trzebnicy (fig. 41). U dołu na lekko wypiętrzonych niebieskawych iłach i piaskach trzeciorzędowych leży mocno ilasta, ciemnoszara glina zwało-

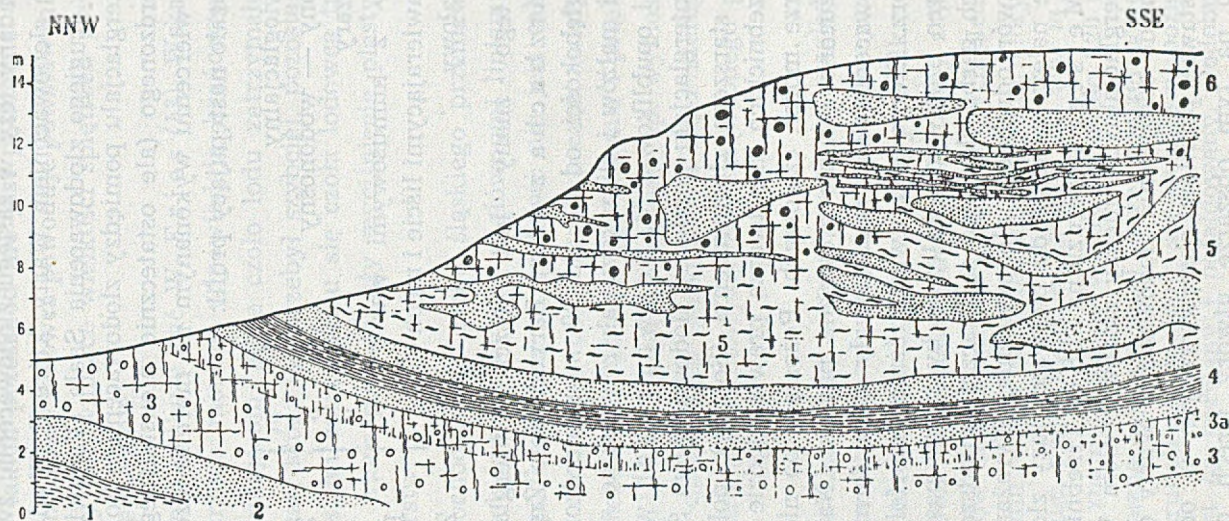


Fig. 41

Wschodnie zbocze odkrywki w Trzebnicy

Trzeciorzęd: 1 — ily poznańskie; 2 — piaski. Czwartorzęd: 3 — starsza glina zwalowa, ilasta, ciemnoszara, u góry zwietrzała (3a); 4 — ily wstęgowe i towarzyszące im w spągu i stopie piaski; 5 — ily marglisty bez głazów z soczewkami drobnoziarnistego piasku; 6 — młodsza glina zwalowa.

wa, która ku górze przechodzi w jaśniejszą o odcieniu brunatnym, uchodzącą za górną, zwietrzałą część tej samej moreny. Całość liczy 3 m miąższości. Tę szarą morenę przykrywa 20-centymetrowa warstewka drobnoziarnistego piasku. Powyżej ciągnie się wyraźna, 90 cm licząca warstwa iłów wstęgowych ze 110 pasemkami czekoladowej barwy. Nad iłami wstęgowymi leży piasek (1 m), a nad nim ił marglisty bez głązów z gniazdami piasku drobnoziarnistego (6 m); cały ten kompleks pokrywa glina zwałowa, częściowo odwapniona, wykazująca miejscami ślady spiętrzenia. Jest rzeczą oczywistą, że nie jest to morena należąca do zlodowacenia Warty, lecz starsza (Solawy). Brak w tej odkrywce utworów morenowych odpowiadających zlodowaceniu Warty, które można widzieć w innych odkrywkach na tym terenie, np. w Brokocinie. Nigdzie indziej obecności dolnej moreny nie stwierdziłem, ponieważ odkrywki nie sięgały tak głęboko i przy tym dolne części odkrywek zawsze były przykryte przez osuwiska z górnych warstw. Ślady zwietrzliny na najniższej morenie, obserwowane w odkrywce trzebnickiej, wskazują na to, że musiała ona podlegać dłuższemu wietrzeniu, a więc przez dłuższy czas znajdowała się na powierzchni. Z tego wnioskujemy, że powinna ona należeć do odrębnego, najstarszego zlodowacenia (Elstery), jako leżąca bezpośrednio nad trzeciorzędem. Nad tą najstarszą moreną leży cały szereg osadów fluwioglacjalnych młodszego zlodowacenia Solawy.

Iły wstęgowe znalezione w kilku miejscach wskazują na istnienie tutaj zastoiska. Bardzo podobne ily, tylko silniej zaburzone, występują w odkrywce koło cegielni w Tarnowie, na południe od Zawoni (10 km na E od Trzebnicy). Poza tymi miejscowościami podczas zdjęć przeglądowych gdzie indziej nie stwierdziłem osadów zastoiskowych, ale w objaśnieniu do mapy, arkusz Wrocław — Północ (38), znajdujemy takie zdanie: „Osady zastoiskowe iłów wstęgowych i pokrywających je drobnoziarnistych piasków zostały stwierdzone w licznych odkrywkach, zarówno w trzebnickich „Kocich Górach“ jak również i na południowym i północnym przedpołu tych wzgórz. Pomimo uderzającej jednorodności tych utworów nie koniecznie wszystkie te ily powstawały w jednym basenie. Przed czołem lodowca mogły utworzyć się liczne małe zastoiska. Jednak jest nieprawdopodobne, aby ily wzgórz trzebnickich osadziły się w innych, wyższych poziomach, niż ily wstęgowe leżące na północ i południe od Kocich Gór. Z tego też powodu przypuszczenie O. Tietzego, że na miejscu dzisiejszych Kocich Gór istniały góry trzeciorzędowe, wydaje się niesłuszne“.

Piaszczyste i ilaste utwory wodno-lodowcowe, których miąższość w odkrywce w Trzebnicy wynosi około 6 m, przykryte są brunatną gliną zwałową, pękającą poligonalnie i tworzącą strome ściany. Tę glinę zwa-

łową zaliczamy do drugiego zlodowacenia (Solawy). Morena ta występuje we wszystkich prawie odkrywkach w stropie profilu, albo bywa przykryta niezgodnie warstwą piaszczystej moreny zlodowacenia Warty. Morena zlodowacenia Solawy na terenach równinnych leży poziomo, a w strefie Wzgórz Trzebnickich i całego garbu śląskiego uległa silnym zaburzeniom. Miąższość tej moreny jest rozmaita, waha się od paru do kilkunastu metrów. Z istniejących opisów wierzeń wiadomo, że w pewnych miejscach przekracza ona nawet 40 m, nie tworząc jednak jednolitej łąwicy, gdyż częstokroć przedzielają ją warstwy piasku.

Utworki zlodowacenia Warty

Osady powierzchniowe badanego obszaru należą do zlodowacenia Warty według terminologii niemieckiej. W osadach tych możemy wyróżnić utworki wodno-lodowcowe (sandry) i utworki lodowcowe, a mianowicie morenę denną — gliny i piaski zwałowe oraz utworki moren czołowych.

Moreny czołowe

Pasma wzgórz, ciągnące się łukiem z północnego zachodu na południowy wschód w części zachodniej oraz z południowego zachodu na północny wschód w części wschodniej, należące do garbu śląskiego, tworzą strefę moren czołowych. Wyróżniamy tu następujące odrębne jednostki geomorfologiczne, będące utworami poszczególnych jezorów lodowcowych: łuk trzebnicki, twardogórski, pasmo międzyborskie oraz łuk sykowski.

Łuk trzebnicki jest najpotężniejszy z wyżej wymienionych. Ciągnie się na przestrzeni około 40 km i w okolicy Trzebnicy osiąga 7 km szerokości. Wzgórzka te, dochodzące do 230 i 257 m n. p. m. noszą nazwę Gór Kocich. Zachodnie ich skrzydło na terenie arkusza Trzebnica zaczyna się od wsi Osolin; jednak biegnie ono dalej na północny zachód do Wołowa i Wąsoszy. Od Osolina w kierunku SE pasmo to ciągnie się przez następujące wsie: Osolin, Mały Morzęcin, Wielki Morzęcin, Oborniki Śl. Na tym odcinku pasmo moreny czołowej liczy zaledwie około 3 km szerokości. Dalej jednak na wschód od Obornik staje się coraz szersze i przebiega w kierunku WNW — ESE aż do południka Zawoni — Węgrowa — Jaksonowic. Odcinek między Obornikami i Zawonią tworzy środkową część łuku. Wschodnie skrzydło skręca bardziej ku NE. Południowa granica tego łuku od Obornik ku południowemu wschodowi biegnie przez wsie: Wilczyn Leśny, Mienice, Piotrowiczki, Wysoki

Kościół, Skarżyn, Zaprężyn i Jaksonowice. Stąd wyraźnie skręca ku północnemu wschodowi przez wsie: Kondratowice, Mękarzowice, pomiędzy Łuczyną a Strzelcami poprzez Sądków aż do Białego Błota i okolicy Złotowa. Północna granica tego pasma jest mniej wyraźna, ale można ją w przybliżeniu przeprowadzić ze wschodu na zachód przez następujące wsie: Złotowo, Nidory, Zawonia, Sędzice, Cerekwica, Nowy Dwór, Małuszyn, Wielki Marcinów, Piekary, Swierzów, Wilkowo i Brzeziny.

Charakterystyczną cechą Wzgórz Trzebnickich, jak i innych wyżej wymienionych, jest spiętrzenie warstw. Są to więc moreny czołowe typu spiętrzonego, a nie nasypowego — akumulacyjnego. Z tego powodu bardzo często dochodzą tu do powierzchni płyty ilów poznańskich. Tu i ówdzie występują też żwirzaste piaski, najczęściej na pagórkach. Większa część powierzchni jest jednak pokryta piaszczystą gliną zwałową, pokrywającą niezbyt grubym płaszczem pofałdowane i spiętrzone starsze utwory, a mianowicie osady starszych zlodowaceń, piaski fluwio-glacialne oraz trzeciorzędowe ły i piaski. Często tego płaszczu osadów zlodowacenia Warty brak zupełnie i wtedy zjawiają się na powierzchni utwory starsze. Taką wielką zmienność można było obserwować w ścianach rowów przeciwczołgowych.

Większa część powierzchni Wzgórz Trzebnickich jest pokryta lessem, szczególnie środkowa część łuku. Powierzchnia tu jest równiejsza niż w innych rejonach, utwory piaszczyste i żwirowe są rzadsze. Odnosi się wrażenie, jakbyśmy mieli do czynienia z obszarem falistej moreny dennej, co wprowadziło w błąd niektórych, mniej doświadczonych autorów.

Wschodnie skrzydło łuku trzebnickiego na północny wschód od Zawoni nie jest pokryte lessem. Powierzchnia jest w tej części bardziej pagórkowata. Pagórki są przeważnie żwirowo-piaszczyste. Taka powierzchnia jest charakterystyczna dla moren czołowych typu mieszanego, gdzie obok zjawisk spiętrzenia występują również dobrze wykształcone utwory usypiskowe, a mianowicie żwiry, piaski i głazy. Większe skupienia żwirów znajdują się na wschód od Zawoni. Największe żwirowisko, eksploatowane na dużą skalę leży po południowo-wschodniej stronie wsi Cielętnik. Podłużne, żwirowo-piaszczyste pagórki dobrze zaznaczające się w terenie ciągną się w kierunku północno-wschodnim od wsi Łuczyna po Zantków.

Sandr łuku trzebnickiego. Po południowej stronie Kocich Gór rozpościera się obszar piasków sandrowych. Czasem piasek sandrowy jest tu pokryty niegrubą (0,5 m) warstwą piaszczysto-gliniastą z dużymi głazami, będącą osadem oscylacji krawędzi lodowca. Przykładem takiej

krótkotrwałej oscylacji lodowca na sandrze łuku trzebnickiego jest okolica Obornik Śląskich. W środkowej części łuku trzebnickiego sandr jest przykryty częściowo warstwą lessu.

Morena denna zlodowacenia Warty. Od północnej strony do pasa moren czołowych przylega niezbyt szeroka (1—3 km) strefa gliny zwałowej o powierzchni lekko falistej albo równej, lekko nachylonej ku północy. Strefę tę uważam za obszar moreny dennej. Ku północy przechodzi ona nieznacznie w równinny obszar piaszczysty z głazami. Nie są to więc piaski dolinne rzeczne, lecz prawdopodobnie piaski akumulacji lodowcowej. Obszar piaszczysty na zapleczu pasa moreny czołowej jest rozczłonkowany przez liczne rzeczki, których osady aluwialnie sięgają do paruset metrów poza dzisiejsze brzegi tych rzeczek.

Łuk twardogórski tworzy następną jednostkę pasa moren czołowych. Leży on na północny wschód od łuku trzebnickiego. Jego zachodnie ramię dochodzi prawie do Milicza, ciągnąc się w kierunku NW — SE przez Wierzchowice, Dziewiętlin, Łazy Wielkie, Bukowice i Bukowinę. Od tej ostatniej miejscowości łuk skręca na wschód i pasem szerokości 2—3 km ciągnie się przez wsie: Grabowno Wielkie, Chełstów i Goła Wielka. Od tego pasma, od wsi Wierzchowice ciągnie się ku zachodowi odgałęzienie w kierunku Postolina.

Pasma twardogórskie w porównaniu z trzebnickim jest znacznie węższe. Jest to również morena czołowa spiętrzona, w której tu i ówdzie dochodzą aż do powierzchni trzeciorzędowe ility poznańskie; mimo to jest ona bardziej piaszczysto-żwirowa niż pasmo trzebnickie. W tym to właśnie pasmie wiercenia wykazały istnienie wielkich porwaków iłów poznańskich wśród osadów czwartorzędowych, np. w Postolinie do 29 m miąższości, w Bukowicach 43 m. Tu i ówdzie napotykanie niegłębokie odkrywki odsłaniają niesortowane piaski z głazami rozmaitej wielkości. Należy zanotować w tym pasmie szereg większych odkrywek, a mianowicie: w Miłochowicach (6 km na S od Milicza) odkrywka piaszczysto-żwirowa z głazami, sięgająca głębokości 8 m; w Wierzchowicach odkrywka iłów poznańskich koło cegielni; odkrywki iłów koło cegielni w Grabownie Wielkim i w tejże miejscowości duże odsłonięcia eksploatowanych piasków sandrowych; wreszcie duża odkrywka piasku i żwiru w Goli Wielkiej (5 km na E od Twardogóry), gdzie piaski i żwiry są warstwowane i zdyslokowane przez ciśnienie lodowca. Ciekawa jest odkrywka w Grabownie Wielkim, niedaleko stacji kolejowej, gdzie zjawisko wypiętrzenia jest dobrze widoczne. Warstwy piasku i starszej moreny, nie pokryte przez młodsze utwory, są ustawione prawie pionowo. Nigdzie w tym pasmie nie ma lessów. Na całej przestrzeni łuku, zwłaszcza na południe od niego, rozpościera się szeroko strefa piasków sandrowych.

Przykładem typowego obszaru sandrowego jest 8 km licząca przestrzeń między Grabownem Wielkim a Dobroszycami. Pokrywające ją piaski są warstwowane i złożone z drobnych i średnich ziarn, z wkładkami 5—10 cm żwiru. Koło Grabowna Wielkiego piaski te są eksploatowane i w odkrywce widzimy następujący profil:

piaski z wkładkami żwiru	3,5 m
ił	0,1—0,2 „
piasek	3,0 „

Niżej w odkrywce kopano w ile, którego miąższość przekracza 2 m. Z danych tych wynika, że miąższość piasku sandrowego w Grabownie Wielkim przy samej krawędzi moreny czołowej wynosi 6,5 m. Powierzchnia obszaru sandrowego obniża się lekko ku południowi i przechodzi w równinę moreny dennej starszego zlodowacenia. Na sandrach tu i ówdzie wznoszą się wydmy, przeważnie wydłużone w kierunku W — E i posiadające zbocze północne bardziej strome, co wskazuje, że zostały one usypane przez wiatry wiejące z południa lub południowego zachodu.

Istnienie sandru na zachód od pasma moreny czołowej, ciągnącego się od Miłochowic aż po Grabowno Wielkie, pozwala przypuszczać, że nie jest ono jednoczesne z pasmem trzebnickim, lecz nieco młodsze. Lodowiec musiał ustąpić ze Wzgórz Trzebnickich i na opuszczonym przezeń obszarze zostały usypane piaski sandrowe. Z tego wynika, że na omawianym obszarze cofanie się lodowca postępowało z południowego zachodu ku północnemu wschodowi. Fakt wycofania się lodowca z południowego zachodu ku północnemu wschodowi stwierdza St. Kulczyk na podstawie rozprzestrzenienia roślin w okresie polodowcowym.

Na odcinku Łazy — Postolin — Miłochowice na piaskach sandrowych rozrzucone są wielkie głazy, co wskazuje na oscylację lodowcową, stwierdzoną również w innych okolicach badanego obszaru. Odkrywki, których dostarczają rowy w lesie na NNW od Postolina, pozwalają dokładnie prześledzić to zjawisko. Pod warstwą gliniasto-piaszczystej gleby (0,5 m) leży warstwa niesortowanego piasku (0,5 m miąższości) z otoczkami i głazami wielkości od 5 do 30 cm. Niżej znajduje się piasek średnioziarnisty, noszący ślady warstwowania, będącego następstwem zmiennej grubości ziarna. Piasków tych nie przebito do głębokości 4,5 m.

Północne i północno-wschodnie zaplecze tego pasma przechodzi bezpośrednio w równinę moreny dennej, a dalej w nizinę pokrytą piaskami z głazami, pochodzącymi z akumulacji lodowcowej, rozciętą przez dolinki rzeczne.

Pasmo Goszcz — Międzybórz. W odległości 5 do 6 km na północ od łuku twardogórskiego ciągnie się w kierunku WNW — ESE pas wzniesień z licznymi żwirowymi pagórkami, który nazywam pasmem Goszcz — Międzybórz. Skrzydło północno-zachodnie w okolicy Goszcza nie odznacza się dużą wysokością, ale zarysowuje się w terenie dość wyraźnie w postaci grzędy wznoszącej się nad niższymi obszarami przyległymi od południa i północy.

Na skrzydle tym występują pagórki żwirowe. Niektóre z nich zawierają dużo białych otoczków kwarcowych. Są one prawdopodobnie zbudowane z osadów trzeciorzędowych, występujących tu w postaci kier. Np. nieco na zachód od Cieszyna znajdują się ily poznańskie, a paręset metrów dalej ku wschodowi, bliżej wsi Cieszyn pojawiają się żwiry i białe piaski z przewagą ziarn kwarcowych. Jest to jakby wyspa trzeciorzędowa pomiędzy osadami lodowcowymi. Czy mamy tu do czynienia z dużą krą, czy też z podłożem trzeciorzędowym, przebijającym się aż do powierzchni, nie można rozstrzygnąć bez głębszego wiercenia.

Między Cieszynem a Międzybórzem, po południowej stronie pasa moreny czołowej, występują obficie, choć w sposób nieciągły, ily poznańskie. Nie jest to stały poziom ilów, lecz płyty, często przerywane piaszczysto-żwirowymi lub gliniastymi osadami glacialnymi. Prawdopodobnie są to liczne porwaki, gdyż, jak z głębokich wierceń wiadomo, stały poziom warstw trzeciorzędowych w okolicy Sycowa znajduje się dopiero na głębokości 100 m.

Obszar między Bukowiną i Kraszowem stanowi typowy przykład moreny czołowej typu mieszanego — nasypowo-akumulacyjnej i spiętrzonej. Występują tu utwory żwirowo-piaszczyste z licznymi głazami, ale wśród osadów typowo glacialnych zjawiają się również ily trzeciorzędowe. Najwyższy szczyt — Góra Korsarska — osiąga 272 m n. p. m. Jest to najwyższy szczyt na całym badanym obszarze. Obszar piasków sandrowych, ciągnących się po południowej stronie wzniesień potwierdza, iż jest to istotnie pasmo moreny czołowej.

Na zapleczu moreny czołowej rozpościera się obniżająca się ku północy strefa moreny dennej, złożonej z gliny i piasków zwałowych. Od powierzchni do głębokości 1 m morena jest spiaszczona. Ku północy, za strefą moreny dennej, ciągną się piaski, które w pobliżu moreny czołowej pochodzą prawdopodobnie z akumulacji lodowcowej. Mają one często charakter piasków lotnych i nie widać na nich głazów. W okolicy Konradowa występują na dość rozległej równinie piaski lotne bez wyraźnych wzgórz wydmowych. Na północnym krańcu opisywanego arkusza, w okolicach wsi Sławoszów, Suliradzice, Czesławice, Sośnie, Kalkowskie,

ciągną się tereny zbudowane z piasków, których górna warstwa zawiera miejscami dużo białych żwirów kwarcowych wielkości 1 cm. Pod górną warstwą leżą piaski bez żwirów, pochodzenia wodno-lodowcowego. Na tych piaszczystych obszarach często spotyka się wydmy.

Ł u k s y c o w s k i. Ostatni łuk wzgórz, najdalej wysunięty na południe i okalający z trzech stron Syców, nie tworzy ciągłego pasma jak poprzednio opisane. Zachodnie skrzydło wyniosłości tworzy szereg wzgórz porozdzielanych obniżeniami, jak sądzę, pochodzenia erozyjnego, ponieważ obniżenia te mają spadek ku głównej kotlinie sycowskiej. Różnica wysokości kotlinowatego zagłębienia i otaczających je wzniesień sięga 50 m. Łuk sycowski łączy się szeregiem wzgórz z pasmem Międzyborza. Pierwszą wyniosłość o charakterze moreny czołowej na zachodnim skrzydle łuku sycowskiego stanowi wzgórze, ciągnące się od wsi Biskupice do Wielowśi Środkowej. W obniżeniu łuku na terenie wsi Wielowieś miejscami występują na powierzchni łył poznańskie. Wyniosłości najczęściej zbudowane są z gliny zwałowej, piaski i żwiry napotyka się rzadziej. Na południe od Wielowśi teren ponownie się wznosi osiągając 205 m n. p. m., by ku południowemu wschodowi znów się obniżyć. Dalej wznosi się podłużna i bardziej zwarta tzw. grzęda szlizowska, ciągnąca się w kierunku SE aż do Miechowa. Na grzędzie tej bardzo często występują łył trzeciorzędowe na przemian z osadami piaszczystymi. Grzęda wprawdzie nieznacznie wznosi się ponad otaczającym terenem, posiada jednak charakter moreny czołowej, za czym przemawia m. in. również obecność piasków sandrowych, ciągnących się na południe od niej. Od grzędy szlizowskiej ku północy teren się obniża. Po jednokilometrowej przerwie, już na wschód od Sycowa, wznosi się pasmo wzgórz tworzących wschodnie skrzydło łuku sycowskiego na odcinku od Kozy Małej do Ligoty na NE. Jest ono bardziej zwarte i wyższe od poprzednio opisanych. Na obszarze szerokości 3 km ciągną się w kierunku SW — NE równoległe, wyraźnie wydłużone grzędy piaszczysto-żwirowe. Na każdej z tych grzęd istnieją odkrywki, odsłaniające żwiry i piaski zwałowe z dużymi głazami, czasem tylko wykazujące sortowanie i warstwowanie. Gdzieśgdzie ukazują się łył trzeciorzędowe. W okolicy wsi Ligota wznoszą się pagórki zbudowane z białych piasków i żwirów kwarcowych wieku trzeciorzędowego. Nie stwierdzono dotychczas, czy są to formy podłoża trzeciorzędowego, czy też porwaki w osadach czwartorzędowych. Znacznie wyższe wzgórze, położone obok wymienionych odsłonieć trzeciorzędu, są pochodzenia lodowcowego. Na północ od moren czołowych ciągnie się kotlina sycowska wypełniona glacialnymi piaskami z głazami. Najniższe jej miejsca zajmują piaski rzeczne.

L e s s

Na Wzgórzach Trzebnickich w obrębie arkusza Trzebnica oprócz osadów glacialnych występują również lessy. Nie pokrywają one powierzchni jednolitym płaszczem, lecz występują w postaci większych lub mniejszych płatów w południowej części wzgórz. Rozczłonkowanie pokrywy lessowej na odosobnione płyty jest prawdopodobnie wynikiem późniejszej działalności erozyjnej. Na południowy zachód od Trzebnicy lessy są silnie zniszczone i miąższość ich jest mniejsza (1 do 3 m). Na wschód i południowy wschód od Trzebnicy pokrywa lessu jest ciągła obok czysto eolicznych lessów również utwory podobne do lessu, ale posiadające inną genezę. Przypuszczam, że tamtejsze warstwowane „lessy” są wtórnie osadzone w wyniku spełzania lub spływania z wyższych miejsc i obejmuje większe obszary osiągając miąższość do 10 m. Typowe jary o stromych, wysokich zboczach spotykamy tu w pobliżu wsi Krakowiany, Zapreżyn i Węgrów. Północna część wzgórz pasma trzebnickiego jak również skrzydła północno-wschodnie i północno-zachodnie nie są pokryte lessem. Lessy wschodniej części terenu (w okolicach Głuchowa), osiągające dużą miąższość, wykazują typowe cechy osadów eolicznych: brak warstwowania, jednolitą grubość ziarna, wapnistość i porowatość. Lessy te występują nie tylko w dolinach, ale i na wzgórzach. Jako dowód eolicznego pochodzenia niemieccy badacze przytaczają obecność bruku ogładzonych graniaków w spągu lessu. W niektórych okolicach w pobliżu Trzebnicy, m. in. w Będkowie jak również w samej Trzebnicy zauważono w pokładach lessu ślady słabego, lecz dość wyraźnego warstwowania. Fakt ten nasuwa wątpliwości co do eolicznego pochodzenia lessu. I tu zaczyna się poszukiwanie innego wytłumaczenia pochodzenia lessu. Moim zdaniem niesłuszne jest wszystkie pylaste utwory, podobne do lessów, zaliczać do typowego lessu i wszystkim im przypisywać wspólną genezę bądź to eoliczną, bądź też glebową lub aluwialną. Albowiem utwory pylaste, podobne do lessu, ale nie będące jeszcze typowym lessem, mogą zawdzięczać swe powstanie i innym procesom. Niewyróżnianie tych okoliczności prowadzi do nieporozumień i wielkiej ilości hipotez o powstawaniu lessów. Można więc w okolicach Trzebnicy stwierdzić obok czysto eolicznych lessów również utwory podobne do lessu, ale posiadające inną genezę. Przypuszczam, że tamtejsze warstwowane „lessy” są wtórnie osadzone w wyniku spełzania lub spływania z wyższych miejsc typowych lessów eolicznych. Nie są to więc typowe lessy, lecz podobne do nich utwory wtórne. Zjawiska spływania osadów zauważyłem na zachód od Trzebnicy przy wsi Malczów, gdzie na lessy naniesione są utwory ilaste z głązikami.

Wiatry osadzające lessy wiały, zdaniem L. v. z. M ü h l e n a (40), ze wschodu, ponieważ less na zachodnich zboczach wzgórz w okolicy Strzegomia posiada grubość 0,5 m, a na wschodnich osiąga ponad 2 m miąższości. Podobne spostrzeżenia były notowane i w innych miejscach koło Trzebnicy, gdzie less ma większą miąższość na zboczach dolin zwróconych ku wschodowi. Ale trzeba tu uwzględnić, jak słusznie zauważył M. S c h w a r z b a c h (55), tę okoliczność, że dzisiaj panujące wiatry zachodnie mogły już znieść lessy ze zboczy zachodnich i dlatego posiadają one tam obecnie o wiele mniejszą miąższość. W. C z a j k a (7) przypuszcza, że lessy zostały nawiane na Wzgórza Trzebnickie z piasków pradoliny Baryczy. Kwestia ta zostaje otwarta wobec braku konkretnych dowodów na potwierdzenie lub odrzucenie tego poglądu.

Na ogół przyjmuje się, że lessy trzebnickie są odpowiednikiem zlodowacenia młodszego, tj. Wisły (Würm). Na południe od Trzebnicy, przy wsi Pierwoszków, na zboczach wielkiego odsłonięcia niemieccy geolodzy zaobserwowali, że lessy przykrywają doliny utworzone na sandrze zlodowacenia Warty, a więc pokrywa lessowa jest młodszą od tych dolin, które musiały utworzyć się w okresie międzylodowcowym, poprzedzającym zlodowacenie Wisły. Koło Trzebnicy E. M e i s t e r (37) stwierdził pod warstwą lessu osady międzylodowcowe. Jest to jeden z dowodów, że osady lessowe są młodsze od osadów międzylodowcowych, a więc odpowiadają zlodowaceniowi Wisły. Tworzenie się lessów wiąże się zwykle z klimatem suchym, który bywa w okresach lodowcowych.

HOLOCEN

Liczne rzeczki, spływające z wyżyny Gór Kocich na północ, mają początkowo znaczny spadek, który maleje, gdy rzeczki te docierają do wielkiej równiny, opadającej ku Baryczy. Skutkiem tego wody ich rozlewają się w dolinie w czasie ulew i roztopów wiosennych, co powoduje gromadzenie się osadów aluwialnych. Przeważnie są to drobnoziarniste piaski, zanieczyszczone humusem, często rdzawe, mniej lub więcej ilaste. W okolicy Żmigrodu występują utwory ilaste, czasem piaszczyste z resztkami roślin. Miąższość tych osadów, jak stwierdziłem w wierceniach, dochodzi do 2 m. Torfowisk o grubszym pokładzie torfu na całym tym terenie nie znalazłem.

W y d m y. Prawie wszystkie występujące na obszarach piaszczystych wydmy są wydłużone w kierunku zachodnio-wschodnim. Wzgórza wydmowe osiągają ponad 10 m i wszystkie posiadają stromsze zbocza północne lub północno-wschodnie. Z tego wnioskujemy, że zostały one nawiane przez wiatry południowe lub południowo-zachodnie. Akumu-

lacja eoliczna miała miejsce w klimacie suchym, a więc w fazie ancylosowej, w okresie borealnym. Najliczniejsze i największe wydmy spotykamy w lessie na południe od Sułowa. Drugie większe skupienie wydm występuje na północ od Międzyborza.

Gleby. Na badanym obszarze przeważają gleby piaszczysto-pylaste. Nawet w strefach gliniastej moreny dennej górna jej warstwa do głębokości 1 m jest spiaszczona; pod warstwą piaszczystej gleby na głębokości 1 m często znajduje się bruk z głazów narzutowych, a pod nim leży normalna morena denna. Głazów wapiennych na powierzchni brak zupełnie, względnie są one bardzo rzadkie. Można znaleźć je tylko w odkrywkach. Wskazuje to na dłuższy okres wietrzenia, w którym wapienie jako mniej odporne zostały zniszczone, a pozostały tylko skały krystaliczne: magmowe i metamorficzne, lub z osadowych krzemionkowe jak piaskowce, kwarcyty i krzemienie. Głazy często są oszlifowane przez wiatr i mają postać graniaków, występujących tu bardzo obficie. Oba te zjawiska wskazują, że powierzchnia opisywanego obszaru jest starsza niż w strefie zlodowacenia Wisły.

LITERATURA

1. Berger F. — Zur Geologie des tieferen Untergrundes von Breslau. *Schles. Gesell. Vaterländ. Kultur. Jahresber.* Bd. 105, Breslau 1932.
2. Berger F. — Beiträge zur saxonischen Entwicklungsgeschichte Schlesiens. *N. Jahrb. Miner. Geol. Paläont.* Beil.-Bd. Abt. B. Stuttgart 1937.
3. Berger F. — Die Anlage der Schlesischen Stauchmoränen. *Zntrbl. Miner. Geol. Paläont.* Abt. B. nr 11, 12, Stuttgart 1937.
4. Berger F. — Zur tertiären Entwicklungsgeschichte Schlesiens. *Naturforsch. Gesell. Ber.* Bd. 36, Freiburg i. Br. 1938.
5. Behr J. — Die Entwicklung des Tertiärs und Diluviums im Grenzgebiet von Nieder- und Oberschlesien. *Preuss. Geol. L.-A. S. Ber.* Bd. 4, Berlin 1929.
6. Bleicher G. — Die Bartschniederung. *Beitr. Schles. Landeskunde*, Breslau 1925.
7. Czajka W. — Der Schlesische Landrücken. Eine Landeskunde Nordschlesiens. Bd. 1. *Schles. Gesell. Erdkunde. Veröff.* Bd. 11, Breslau 1931.
8. Czyżewski J. — Krajobraz Nizy Śląskiego. *Dolny Śląsk*, t. 1, Wrocław 1948.
9. Dittlich G. — Neue geologische Beobachtung aus der Breslauer Gegend. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 35, Berlin 1914.
10. Dittlich G. — Bodenbeschaffenheit und Aufschlüsse in der Umgebung von Breslau. *Schles. Gesell. Vaterländ. Kultur. Jahresber.* Bd. 92, Breslau 1914.
11. Frech F. — Über glaziale Druck- und Faltungerscheinungen im Odergebiet. *Gesell. Erdkunde, Ztschr.* Bd. 36, Berlin 1901.
12. Frech F. — Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. *Zntrbl. Miner. Geol. Paläont.* H. 14, Stuttgart 1915.

13. Fries W. — Tertiär und Diluvium im Grünberger Höhenrücken. *Hallesch. Verband Forsch. Mitteldeutsche Bodenschätze. Jahrb.* Bd. 12. N. F. Halle 1933.
14. Gripp K. — Glazialgeologische und geologische Ergebnisse der Hamburger Spitzbergen-Expedition 1927. *Naturwiss. Verein, Abh.* Bd. 22. Hamburg 1929.
15. Gürich G. — Erläuterungen zu der geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890.
16. Hecht J. — Die diluvialgeologischen Verhältnisse des Endmoränenzuges des Katzensgebirges und des Primkenauer Höhenzuges in Niederschlesien. *Zntrbl. Miner. Geol. Paläont. Abt. B.* Stuttgart 1940.
17. Helpap O. — Zur Morphologie der Niederlausitz. *Berliner Geogr. Arbeiten*, Bd. 8, Berlin 1935.
18. Illner F., sen. — Die schlesischen Braunkohlenvorkommen zwischen Lausitzer Neisse und Oder mit Ausnahme des Sorauer Bergbaugesbietes. *Görlitz. Naturforsch. Gesell. Abh.* Bd. 30, H. 2, Braunkohlenheft, Bd. 1, Görlitz 1928.
19. Illner F., sen. — Neue Aufschlüsse in den Feldern der Braunkohlengruben „Konsolidierte Emma“ bei Nettschütz und „Konsolidierte Mattildegrube“ bei Neustädte im Kreise Freystadt, Niederschlesien. *Görlitz. Naturforsch. Gesell. Abh.* Bd. 30, H. 2, Görlitz 1929.
20. Illner F., jun. — Die Braunkohlenvorkommen bei Tschöpel O. L. *Görlitz. Naturforsch. Gesell. Abh.* Bd. 30, H. 3, Görlitz 1928.
21. Illner F., jun. — Die Braunkohlenvorkommen in der Lausitz in Niederschlesien. *Görlitz. Naturforsch. Gesell. Abh.* Bd. 32, H. 2, Görlitz 1933.
22. Jaekel O. — Über diluviale Bildungen im nördlichen Schlesien. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 39, Berlin 1887.
23. Jentzsch A. — Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 31, Berlin 1910.
24. Jentzsch A. — Über ostdeutsches Pliozän. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Mon. Ber.* Bd. 65, Berlin 1913.
25. Jentzsch A. — Das Tertiär des nord-östlichen Deutschlands. *Festschr. XII Allg. Bergm.* Breslau 1913.
26. Jünke — Die Dünen im Talgrund bei Wohlau. *Heimatblätter des Kreises Wohlau 1.* Wohlau 1922.
27. Keilhack K. — Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 30, Berlin 1909.
28. Keilhack K. — Die äusserste Endmoräne der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. *Geol. Rund.* Bd. 7, Stuttgart 1916.
29. Keilhack K. — Die grossen Dünengebiete Norddeutschlands. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Mon. Ber.* Bd. 69, Berlin 1917.
30. Keilhack K. — Endmoränen in Niederschlesien. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 39, Berlin 1918.
31. Keilhack K. — Die Nordgrenze des Löss in ihren Beziehungen zum nordischen Diluvium. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Briefl. Mitteil.* Bd. 70, Berlin 1918.
32. Körn J. — Die Ostgrenze der norwegischen Diluvialgeschiebe in Norddeutschland. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin, 1919.
33. Lepsius R. — Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. III, 1. Schlesien und die Sudeten. Leipzig — Berlin 1913.
34. Lewiński J. — Die Grenzschichten zwischen Tertiär und Quartär in Mittelpolen. *Ztschr. Geschiebeforsch.* Bd. 5, Berlin 1929.

35. Linstow O. — Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. *Preuss. Geol. L.-A. N. F. Abh.* Bd. 87, Berlin 1922.
36. Maas G. — Sogenannter Posener Flammenton in Schlesien. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 55, Berlin 1903.
37. Meister E. — Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000, Blatt Wiese und Auras. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.
38. Meister E. — Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000, Blatt Breslau Nord und Deutsch-Lissa. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1942.
39. Milthers V. — Eine Geschiebegrenze in Ostdeutschland und Polen und ihre Beziehungen zu den Vereisungen. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 56, Berlin 1935.
40. Mühlen L. v. z. — Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrande. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. Berlin 1928.
41. Olbricht K. — Neue Forschungen im schlesischen Diluvium. *Schles. Gesell. Vaterländ. Kultur.* Bd. 91, Breslau 1913.
42. Olbricht K. — Neue Beobachtungen im Diluvium Schlesiens. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 42, Berlin 1922.
43. Olbricht K. — Die Eiszeit und die Landschaftsformen des schlesischen Flachlandes. *Schles. Monath. Jahrg.* 1924, H. 3, Breslau 1925.
44. Olbricht K. — Die Entstehung der Heimatslandschaft. Heimatskatal. Östl. Grenzkreise Namslau, Gross-Wartenberg, Militisch und für die Kreise Oels und Trebnitz. Oels 1927.
45. Olbricht K. — Die Eiszeit in Schlesien mit besonderer Berücksichtigung vorgeschichtlicher Fragen. *Altschlesien*, Bd. 2, H. 1, Breslau 1927.
46. Poborski Cz. — Zaleganie złóż i kopalnictwo węgla brunatnego w zachodniej Polsce. *Węgiel brunatny w zachodniej Polsce.* Katowice 1949.
47. Roemer F. — Über eine Tiefbohrung bei Hernprotsch NW Breslau. *Schles. Gesell. Vaterländ. Kultur, Jahrb.* Bd. 2, Breslau 1891.
48. Roethe O. — Über die Stauchungen im Braunkohlentertiär der östlichen Mark Brandenburg. *Verband Erforsch. Mitteldeutsche Bodenschätze, Jahrb.* Bd. 11, Halle 1932.
49. Rosenberg-Lipinsky G. — Die Verbreitung der Braunkohlen im nördlichen Teil der Provinz Schlesien. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 12, Berlin 1891.
50. Scharenberg W. — Über die allgemeinen geognostischen Verhältnisse des Trebnitzer Gebirges. *Schles. Gesell. Vaterländ. Kultur. Jahresber.* 1852: Breslau 1852.
51. Schulz G. — Die Lagerungsverhältnisse des Braunkohlen führenden Tertiärs und Diluviums in der östlichen Mark. *Braunkohle*, Bd. 28, Halle 1929.
52. Schube Th. — Waldbuch von Schlesien. *Angaben über grössere Findlinge.* Breslau 1906.
53. Schube Th. — Naturdenkmäler und Naturschutzaufgaben in Schlesien. *Angaben über grössere Findlinge.* Breslau 1927.
54. Schwarzbach M. — Tierfährten aus eiszeitlichen Bändertone. *Ztschr. Geschiebeforsch.* Bd. 14, Leipzig 1938.
55. Schwarzbach M. — Das Diluvium Schlesiens *N. Jahrb. Miner. Geol. Paläont.* Beil.-Bd 86, Stuttgart 1942.
56. Schwarzbach M. — Ein Interglazial aus Nordschlesien. *Zntrbl. Miner. Geol. Paläont.* Abt. B, Stuttgart 1942.

57. Soergel W. — Das diluviale System, Bd. 1. *Fortschr. Geol. Paläont.* Bd. 12. Berlin, 1939.
58. Tietze O. — Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 31, Berlin 1910.
59. Tietze O. — Über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. Berlin 1910.
60. Tietze O. — Geologisch-agronomische Karte des Lahrfeldes bei Trebnitz. Berlin 1912.
61. Tietze O. — Die äusserste Endmoräne der jüngsten Vereisung Nord-Deutschlands. *Geol. Rund.* Bd. 7, Stuttgart 1916, 1917.
62. Tietze O. — Die Endmoränen zwischen Oder und Neisse und das Os von Kolke. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Berlin 1917.
63. Wahnschaffe F. — Über einige glaziale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 34, Berlin 1882.
64. Wahnschaffe F. — Über glaziale Schichtstörungen im Diluvium und Tertiär bei Freienwalde a. O. und Fürstenwalde a. S. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 58, Berlin 1906.
65. Wahnschaffe F. — Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des norddeutschen Randlössen. *Ztsch. Gletscherkunde.* Bd. 5, H. 5, Berlin 1911.
66. Wahnschaffe F., Schucht F. — Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 4. Aufl. Stuttgart 1921.
67. Woldstedt P. — Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Abh. Bd. 77, Berlin 1925.
68. Woldstedt P. — Über Endmoränen und Oser der Saale (-Riss) Vereisung in Schlesien. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 84, Berlin 1932.
69. Woldstedt P. — Einige Probleme des osteuropäischen Quartärs. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 54, Berlin 1933.
70. Woldstedt P. — Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1 : 500 000, Berlin 1935.
71. Wolf W. — Einige glazialmorphologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 79, Berlin 1927.
72. Wunschik A. — Das Randgebiet des Posener Tones in Mittelschlesien. *Steinbruch und Sandgrube.* Halle 1925.
73. Zimmermann E. — Über eine Tiefbohrung bei Gross-Zölning. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Berlin 1901.
74. Zwierzycki J. — Geologia złóż węgla brunatnego. *Węgiel brunatny w zachodniej Polsce.* Katowice 1949.

Чеслав ПАХУЦКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЛИСТАХ 1 : 100 000
ТРЖЕБНИЦА И СЫЦУВ

(с 1 табл. и 1 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

Автор настоящей статьи считает, что тржебницкая возвышенность является цепью фронтальных морен в типе полиятий, отрицая всякое существование причин тектонического характера на основании того, что залежи бурого угля, находящиеся в кровлевых слоях третичного периода, до глубины 150 м сильно складчаты под давлением ледника, а более глубокие залегают горизонтально.

Выделяет он здесь следующие геоморфологические единицы, являющиеся отложениями отдельных ледниковых языков обособленного оледенения параллельного оледенению Варты: тржебницкую, твардогурскую и сыцовскую дуги, и также мендзыборскую цепь.

Он предполагает, что находящаяся на СВ от тржебницкой дуги твардогурская дуга немного моложе и что в разбираемой области отступление ледника происходило с юго-запада к северо-востоку.

Автор утверждает, что лесс выступает только в средней части тржебницкой дуги, а в области твардогурской дуги и сыцовой — отсутствует.

Параллельные дюны обладают более крутыми северными или северо-восточными склонами и это доказывает, что их нагнали южные или юго-западные ветры.

Отсутствие известковых валунов и наличие угловатого щебня указывает на длительный период выветривания и на то, что поверхность описанной области старше чем поверхность зоны оледенения Вислы.

Р Е З Ю М Е

Геологические исследования, произведенные автором от 1 июня до 30 сентября 1949 года охватывают окрестности от 16° 15' до 17° 50'

восточной долготы по Гриничу и от $51^{\circ} 15'$ до $51^{\circ} 30'$ северной широты в масштабе 1 : 100 000.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

В морфологии обрабатываемых окрестностей мы отличаем в северной части низменность долины реки Барич, слегка возвышающуюся к югу, а в южной части холмы фронтальных морен, принадлежащих к оледенению Варты. Находящиеся по соседству со старинной долиной Баричи с южной стороны высшие места достигают 270 м. н. у. м. Это бугорки, тянущиеся в направлении параллелей, небольшими дугами выгибаясь к югу. Мы отличаем здесь три отдельные дуги: остржешовские, гвардогурские, сыцовские возвышенности и цепь Мендзыбурж — Гощ. Дугообразная цепь возвышенностей местами приближается к долине Баричи, суживая ее до нескольких километров, как это видно около Миллица и Вонсоша. Таким образом старинная долина делится на два бассейны: Жмигродский и Милличско-Одолянский.

На восток от Милличско-Одолянского углубления поднимается цепь остржешовских возвышенностей, которые тянутся из окрестностей Микстата через Остржешув до Сыцова. Эта цепь на отрезке Микстат — Остржешув имеет направление почти С — Ю, а дальше на юг отклоняется к западу.

С южной стороны возвышенности фронтальных морен переходят в низменность на уровне 140 — 160 м н. у. м. покрытую зандровыми песками. А еще дальше к югу простирается равнина донной морены, принадлежавшей к оледенению Заале.

СТАРШИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Изучение старших отложений, составляющих подошву четвертичных образований окрестностей Тржебницы и Сыцова неудовлетворительно из-за отсутствия глубоких бурений в этих окрестностях.

На основании бурений, расположенных к северу и северо-востоку от Вроцлава (Вельке Цельники, Меленцин, Миллич и Сыцув) известно, что в изучаемом округе нет юрских, меловых и старших третичных отложений. Над кейпером непосредственно залегает неоген (миоцен и плиоцен) значительной мощности, которая в окрестностях Вроцлава равняется 100—150 м, а к северо-западу возрастает, достигая в Бродзю 180 м, в Мухоборже Вельким 168 м, а в Лепне 225 м.

Литологически третичные осадки образованы преимущественно как голубовато-серые глины с красными полосками и мелкозернистые

пески. Пески часто окрашены темно-бурым цветом, происходящим от примеси бурого угля.

Прослойки бурого угля выступают в песках в нескольких горизонтах. Верхние залежи бурого угля, залегающие в кровле третичных слоев сильно складчаты до глубины 150 м под давлением ледника, а более глубокие залегают горизонтально. Этот факт доказывает, что влияние ледника на пластичную и рыхлую третичную поверхность достигало 150 м глубины.

На поверхности познанские глины (причисленные к плиоцену) очень часто выступают в области возвышенностей фронтальной морены между Гоцем и Мендзыборжем и на юг от Сыцова. Это не основные третичные слои, обнаруживающиеся из под четвертичных осадков, но скорее целый ряд перенесенных глыб разной величины. Это подтверждается разрезами некоторых глубоких бурений в этой местности. Бурение в Буксвичах дало следующий разрез:

3,0 — 46,0 м познанская глина.

46,0 — 50,0 м мелкий песок.

50,0 — 57,0 м моренная глина.

Как выходит из разреза, в кровле на песках и моренной глине залегает посторонняя (принесенная глыба познанской глины мощностью 43 м. Подобный кусок известен из бурения в Постолине (7 км. на ЮЮЗ от Милича) где его мощность равняется 29 м.

Песчанисто-галечные третичные отложения редко выступают на поверхность. Только около деревни Лигота и Цешина известны галечники и пески из белого кварца. На цепи Мендзыбурж — Гоц часто встречаются белые галечники и кварцевые пески. На листу Ураз (Auras 1 : 25 000 Бредни и Э. Мейстер обнаружили на поверхности подобные галечники принадлежащие, по их мнению, к верхнему неогену.

Миоценовых песков до сих пор непосредственно на поверхности не найдено, их только иногда можно встретить в облажениях кирпичных заводов. В ближайших скважинах найдено их на значительном пространстве.

Подчетвертичное основание составляют третичные отложения — миоцен и плиоцен, которые принимают участие в строении фронтальных морен напора. На основании ряда неглубоких бурений установлено, что третичная поверхность понижается как к югу, так и к северу от возвышенности фронтальных морен. Но трудно установить, представляют ли в этом пункте третичные отложения свиту *in situ* или это только посторонний, принесенный обрывок, так как бурильные скважины не пробивали третичных отложений.

При обсуждении первичных причин происхождения тржебницких возвышенностей, факт, что на небольшой глубине под ледниковыми осадками появляются третичные отложения являлся одним из аргументов позволяющих принять тектонический генезис этих возвышенностей.

Целый ряд исследователей, начиная от Ф. Фрехе, придерживались мнения, что необходимо принять тектонические движения для выяснения генезиса этих возвышенностей.

В противоположность многим геологам Ф. Бергер на основании последующих бурений, произведенных в поисках бурого угля в пределах тржебницких возвышенностей утверждает, что под плейстоценовыми отложениями глубокими свыше 150 м находятся залежи бурого угля в ненарушенном горизонтальном положении. Присутствие нескладчатых залежей бурого угля является сильным аргументом против взглядов на тектоническое происхождение тржебницких возвышенностей. Автор настоящей статьи согласен с взглядами Ф. Бергера на то, что тржебницкие возвышенности являются цепью фронтальных морен типа напора, а не тектонических. И поэтому поднятие этих возвышенностей следует приписать только экзогеническим силам.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Плейстоцен

Изучаемая область находится в зоне оледенения, называемого немецкими геологами оледенением Варты. П. Вольдштет считал это оледенение только стадией оледенения Заале, но обнаруженные позже интергляциалы между отложениями оледенения Заале и Варты О. Гельлапом в бурении в Хоцанове и М. Шварцбахом в долине Баричи около Жмигорода склоняют к тому, чтобы отложения Варты причислить к отдельному оледенению. Также выражается взгляд, что тржебницкие возвышенности следует причислить к первой фазе оледенения Вислы. Но уже Э. Мейстер обнаруживая под лессом на юг от Тржебницы присутствие интергляциальных осадков между оледенениями Вислы и Варты.

На основании наблюдаемых разрезов в обнажениях и скважинах подтверждаю присутствие обнаруженных прежде в этой местности трех отдельных оледенений: Эльстеры (Icenian), Заале (Saxonian) и Варты (Polonian).

Ленточные глины между отложениями оледенений Эльстеры и Заале, обнаруженные в нескольких местах, указывают на существование большого запруднения. Этот факт частично подтверждает, что на

допустимых тектонических поднятиях не могло существовать залужение.

Фронтальные морены оледенения Варты

Принадлежащие к тржебницкой цепи возвышенности, расположенные дугообразно с северо-запада к юго-востоку в западной части и с юго-запада к северо-востоку в восточной части создают зону фронтальных морен. Я отличаю здесь следующие отдельные геоморфологические единицы, являющиеся отложениями отдельных ледниковых языков: тржебницкая, твардогурская и сыцовская, а также мендзыборжская цепь.

Самой могучей из них является тржебницкая дуга. Она тянется на расстоянии до 40 км и в окрестностях Тржебницы достигает 7 км ширины. Возвышенности, достигающие до 230 и 257 м н. у. м. носят название Гор Коцих. Характерной чертой тржебницких и других, выше названных возвышенностей является поднятие слоев. Значит это фронтальные морены типа напора, а не аккумуляционные. Поэтому здесь очень часто выступают на поверхность познанские глины. Большая часть поверхности тржебницких возвышенностей покрыта лессом, а особенно средняя часть дуги. Поверхность здесь более ровная чем в других районах; отложения песков и галечника реже.

Восточное крыло тржебницкой дуги к северо-востоку от Завони не покрыто лессом. Поверхность этой части более холмистая. Бугорки преимущественно галечно-песчанистые.

С южной стороны Коцих Гор простирается область зандровых песков. Иногда зандровый песок покрыт тонким (0,5 м) песчано-глинистым слоем с большими валунами — результат осцилляций края ледника.

С северной стороны к фронтальным моренам прилегает неширокая (1 — 3 км) зона валунного суглинка с слегка волнистой поверхностью или ровной, слегка наклоненной к северу — это зона донной морены того же самого оледенения. К северу эта зона донной морены незаметно переходит в равнинную песчанистую область с валунами. Это не нижние речные пески, но вероятно пески ледниковой аккумуляции.

Твардогурская дуга образует следующую единицу цепи фронтальных морен. Она расположена к северо-востоку от тржебницкой дуги. Её западное крыло доходит почти до Милича простираясь в направлении СЗ — ЮВ через Вершковице, Лясы Вельке и Буковице. Дальше, эта дуга сворачивает к востоку и полосой шириною 2 — 3 км тянется через деревни Грабов, Вельке, Хэлстув и Гора Велька. Твардогурская цепь в сравнении с тржебницкой значительно уже. Это поднятая фронтальная морена из которой в некоторых местах выходят на поверхность познанские гли-

ны, несмотря на это, что она более песчанисто-галечная чем гржебницкая цепь. Именно в этой цепи бурения обнаружили наличие больших посторонних глыб третичных образований. Нигде в этой цепи лесс не встречается. С южной стороны дуги на всем протяжении простирается широкая зона задровых песков. Мощность задровых песков в Грабовне Вельком на самом краю фронтальной морены равняется 6,5 м. В некоторых местах на задрах находятся дюны преимущественно вытянутые в направлении З — В и обладающие более крутыми северными склонами доказывающими, что они навяны южными и юго-западными ветрами.

Наличие задров к западу от цепи фронтальных морен простирающихся от Милоховиц до Грабова позволяет предполагать, что эта цепь несовременна гржебницкой, но немного моложе. Из этого следует, что в изучаемой области отступление ледника происходило с юго-запада к северо-востоку.

Цепь Гош — Мендзыбурж

На расстоянии 5 — 6 км к северу от твардогурской дуги тянется цепь от деревни Гош в направлении ЗСЗ—ВЮВ до Мендзыборжа с многочисленными бугорками галечника, которую я называю Мендзыборжской цепью. Северо-западное крыло в окрестностях Гоша не отличается большой высотой, но четко зарисовывается на фоне плоской окрестности в виде гряды возвышающейся над более низкими районами, прилегающими с юга и севера. На этой цепи выступают бугорки галечника. Некоторые из них содержат большое количество круглых белых кварцевых галек. Они вероятно происходят от третичных осадков, выступающих в виде наносных отрывков. Между Тешпином и Мендзыборжем с южной стороны цепи фронтальных морен обильно, хотя с перерывами, выступают познанские глины. Это не сплошной горизонт глин, но обрывки часто прерванные с песчано-галечными или глинистыми гляциальными осадками. Вероятно это многочисленные обрывки потому, что как известно из глубоких скважин, сплошной горизонт третичных напластований в окрестностях Сыцова находится на глубине 100 м.

Область задровых песков, простирающихся с южной возвышенности, подтверждает, что это действительно цепь фронтальной морены.

Сыцовская дуга

Последние дугообразные возвышенности выдвинутые к югу и окружающие с трех сторон Сыцув не составляют непрерывной цепи, как описанные выше. Западное крыло возвышенностей состоит из ряда отдельных холмов, разделенных впадинами, эрозионного происхождения. Разница

высот междукотловинных впадин и окружающих их возвышенностей с долинами достигает 50 м. Сыцовская дуга соединяется рядом бугорков с мендзыборжской цепью. К югу от Сыцова возвышается продольная и более сомкнута плизовская гряда, простирающаяся в направлении ЮВ вплоть до Мехова. На этой гряде очень часто выступают третичные глины чередуясь с песчанистыми осадками. Эта гряда незначительно возвышается над окружающей областью, однако обладает характером фронтальной морены, что доказывает м. пр. наличие зандровых песков, простирающихся к югу от нее. К востоку от Сыцова возвышается цепь возвышенностей, образующих крыло сыцовой дуги. Это крыло более сомкнуто чем выше описанные. В направлении ЮЗ—СВ тянутся параллельные, ясно удлиненные песчанисто-галечные гряды. На каждой гряде находятся обнажения галечника и валунных песков с крупными валунами. Иногда появляются третичные глины.

Лесс

На тржебницких возвышенностях в пределах листа Тржебница кроме гляциальных осадков находятся также лессы. Они не покрывают всей поверхности сплошным покровом, но выступают в виде отдельных пятен разной величины в южной части возвышенности. Расчленение лессового покрова на обособленные части вероятно является результатом деятельности более поздней эрозии. К юго-западу от Тржебницы лессы сильно разрушены, их мощность значительно меньшая (1 — 3 м). К востоку и юго-востоку от Тржебницы лессовой покров сплошной и занимает значительные пространства, достигая десятиметровой мощности. Лессы восточной части области в окрестностях Глухова, достигающие значительной мощности проявляют типичные признаки эоловых осадков: отсутствие слоистости, одинаковый размер зерна, содержание углекислого кальция и пористость. Эти лессы выступают не только в долинах, но и на возвышенностях. В некоторых окрестностях вблизи тржебницы замечены в лессовых пластах слабые но довольно четкие следы слоистости. Этот факт вызывает сомнение о эоловом происхождении лесса. Итак, в окрестностях Тржебницы можно обнаружить с чисто эоловыми лессами, также и другие отложения, очень похожие на лесс, но другого происхождения.

Предполагаю, что те слоистые „лессы“ вторично осажжены в результате оползней с высших мест типичных эоловых лессов, — значит это вторичные отложения.

Принимается, что тржебницкие лессы соответствуют младшему оледенению т. е. Вислы. Около Тржебницы Э. Мейстер обнаружил

под лессовым слоем межледниковые осадки. Это одно из доказательств, что лессовые осадки моложе межледниковых, и, значит, отвечают оледенению Вислы.

Г о л о ц е н

Многочисленные речки, спадающие к северу с Коцих Гор, первоначально протекают круто вниз, а потом, когда достигают великой равнины опускающейся к Баричи текут спокойнее. Поэтому их воды заливают долину во время ливней и весеннего половодья, образуя осадки аллювия. Это преимущественно мелкозернистые пески с примесью гумуса, зачастую ржавые, более или менее глинистые. Мощность этих осадков достигает 2 м.

Д ю н ы. Почти все дюны, выступающие в песчанистой области, вытянуты в направлении запад — восток. Дюны достигают свыше 10 м и у всех их северные и северо-восточные склоны круче. На этом основании заключаем, что их навели южные и юго-западные ветры. Самые многочисленные и самые большие дюны встречаются в лесу к югу от Сулова. Второе больше скопление дюн выступает к северу от Мендзыборжа.

П о ч в ы. В изучаемой области преимущественно выступают песчанисто-пылистые почвы. Даже в зонах глинистой донной морены ее верхний слой песчанист до глубины 1 м. Под слоем песчанисто-пылистой почвы на глубине 1 м зачастую находится моренный булыжник а под ним нормальная донная морена. Известняковых валунов на поверхности совсем нет или попадаются очень редко. Они находятся только в обнажениях. Это указывает на длительный период выветривания, во время которого известняки, как более податные выветриванию, подверглись разрушению, а остались только кристаллические породы. Камни зачастую отшлифованы ветром и обладают угловатой формой. Оба явления указывают на то, что поверхность изучаемой области старше зоны оледенения Вислы.

Čzesław PACHUCKI

GEOLOGICAL RESEARCH OF THE TRZEBNICA AND SYCÓW SHEET
OF THE 1 : 100 000 MAP

(with 1 pl. and 1 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

The author of this article is of the opinion that the Trzebnica hills represent a belt of terminal push moraines; he rejects any existence of causes of a tectonical character on the basis, that seams of lignite occurring in the top beds of the Tertiary up to the depth of 150 m, are greatly folded owing to the glacier's pressure, and that deeper beds, on the other hand, lie horizontally.

The author differentiates here following geomorphological units which represent deposits of particular glacier's tongues of a separate glaciation being equivalent to the Warta glaciation: the Trzebnica, Twardogóra, Syców arch and the Międzybórz belt.

He supposes that the Twardogóra arch, occurring NE from the Trzebnica arch, is somewhat younger and that the recession of the glacier upon the discussed area progressed from the SW towards the NE.

The author proves that the loess occurs only in the middle part of the Trzebnica arch and that it is lacking on the areas of the Twardogóra and Syców arch.

The dunes of the E—W direction possess steeper nordic or NE slopes which proves that they were blown by southern or south-western winds.

The lack of calcareous boulders and the presence of numerous wind-carried pebbles proves about a longer period of weathering and we conclude that surface of the described area is older than in the zone of the Wisła glaciation.

The field research carried out by the author from July 1949 have involved the area from 16°15' to 17°50' of the eastern longitude from Greenwich and from 51°15' to 51°30' of the nordic latitude in the 1 : 100 000 scale.

GENERAL CHARACTERISTIC OF THE FIELD

In the northern part of the investigated area we differentiate from the morphological viewpoint the lowland of the Barycz old valley which is slightly uplifted southward, and in the southern part the hills of the terminal moraines belonging to the Warta glaciation. The higher areas neighbouring with the Barycz old valley from the south, reach 270 *m* over the sea level. These are hills of an E — W direction and with slight arches curved southward. We differentiated here three separate arches: of the Trzebnica, Twardogóra and Syców hills, and also the Międzybórz — Goszcz belt. The arch-like belts sometimes approach the Barycz valley and they make it narrower up to several metres, as may be seen near Milicz and Wąsosz. The old valley becomes divided in consequence into two basins: the Żmigród and Milicz — Odolany ones.

Eastward from the Milicz — Odolany depression there occurs a belt of Ostrzeszów hills which are stretched from the Mikstat neighbourhood through Ostrzeszów and up to Syców. On the Mikstat — Ostrzeszów sector the direction of that belt is nearly N — S, and further southward it turns in the W direction.

The hills of the terminal moraines pass from the southern side into a lowland of a level: 140—160 *m* over the sea level, covered by sands of the close by outwash plain. Still further southward there is stretched a plain of ground moraine of the Saxonian (Saale) glaciation.

OLD FORMATIONS

The knowledge of the older deposits which represent the bottom of the Quaternary in the Trzebnica and Syców neighbourhood is not sufficient owing to deep bore-holes in these regions not being available. It is known on the basis of bore-holes situated N and NE from Wrocław (Wielkie Celniki, Miłowice, Mielęcín, Milicz and Syców) that Jurassic and Cretaceous deposits, as well as old Tertiary are not to be found on the discussed area. Directly over the Keuper there lies Neogene (Miocene and Pliocene) of a considerable thickness which amounts near Wrocław ca 100 to 150 *m*; it increases in the NW direction, reaching in Muchobór Wielki 168 *m* and in Leszno 225 *m*.

From the lithological viewpoint the Tertiary deposits are mostly developed as blueish-grey clays with red streaks, and fine-grained sands. These sands are often of a dark-brown hue due to an admixture of lignite. Thin seams of lignite occurring in the top layers of the Tertiary up to the depth of 150 *m* are greatly folded owing to the glacier's pressure; deeper beds, on the other hand, are horizontal. This fact proves that

the influence of the glacier upon the plastic and loose surface of the Tertiary reached the depth up to 150 m.

The Poznań clays (considered as belonging to the Pliocene) very often occur on the surface on the area of terminal moraine hills between Goszcz and Międzybórz, and southward from Syców. These are not beds of the Tertiary substratum emerging from under the Quaternary sediments, but rather a number of detached masses of a various size. That may be proved by the profiles of certain deeper bore-holes on these areas. The bore-hole in Bukowice gave the following profile:

3,0—46,0 m Poznań clay

46,0—50,0 „ fine sand

50,0—57,0 „ boulder clay

A detached mass of the Poznań clay, 43 m thick, as results from the above profile, lies at the top over the sands and boulder clay. A similar detached mass is known from the bore-hole in Postolin (7 km SSW from Milicz), where its thickness amounts to 29 m. The Tertiary arenaceous-gravel deposits seldom occur on that area surface, and only in the neighbourhood of Ligota and Cieszyn are known gravels and sands of white quartz. White gravels and quartz sands are often met on the Międzybórz — Goszcz belt. Bredin and E. Meister proved on the sheet Uraz (Auras) 1:25 000 similar gravels on the surface; they consider them as belonging to the Upper Neogene.

Miocene sands were not yet found directly on the surface; they may be only found sometimes in brickyard outcrops. They were proved upon a considerable area in the neighbouring bore-holes.

The Quaternary substratum is represented by Tertiary deposits Miocene and Pliocene which take part in the structure of the pushed terminal moraines. It was proved on the basis of a number of not very deep drillings that the Tertiary surface is lowered southward as well as northward from the elevations of the terminal moraines. It is rather difficult to decide whether the struck by drillings, but not cut through Tertiary represents in the given spot a series *in situ*, or if that is only the surface of a detached mass.

When considering the primary causes of the occurrence of the Trzebnica hills the fact, that Tertiary deposits occur within these hills at a not great depth under glacial sediments, was one of the arguments inducing to the acceptance of the tectonical origin of that Upland.

A number of scientists, beginning with F. Frech, were of the opinion that the approval of tectonical movements was indispensable in order to explain the origin of these elevations.

Contrary to many geologists W. Berger proves, on the basis of later bore-holes carried out when looking for lignite deposits within the Trzebnica hills, that under the Pleistocene deposits, over 150 m deep, there lie seams of coal not disturbed from a horizontal situation. The fact of proving a constant, not folded seam of lignite represents a strong argument against opinions of a tectonical origin of the Trzebnica hills. The author of the present article agrees with W. Berger that the Trzebnica hills represent a belt of terminal push moraine and he rejects the existence of any cause of a tectonical character. In consequence the uplift of these Uplands must be solely ascribed to eozogenic forces.

QUATERNARY

Pleistocene

The investigated area lies within the reach of the glaciation called by the geologists the German Warta glaciation. P. Woldstedt considered that glaciation as only a stage of the Saale (Saxonien) glaciation, but interglacials between the deposits of the Saale and Warta glaciations, proved later by O. Helpap in the bore-hole in Chocianów and by M. Schwarzbach — from the Barycz valley near Żmigród, let us suppose that the Warta deposits have to be considered as belonging to a separate glaciation. There also existed the opinion that the Trzebnica hills must be considered as belonging to the first phase of the Wisła glaciation, but E. Meister has already proved the presence of the interglacial sediments between the Wisła and Warta glaciations southward from Trzebnica, under the loess.

The author proves the already found on that area deposits of the three separate glaciations: Elster (Icenian), Saale (Saxonian) and Warta (Polonian) on the basis of profiles observed in the outcrops and bore-holes.

The varved clays between the deposits of the Elster and Saale glaciations, proved in several places, suggests the existence there of a larger ice-dammed lake. This is also possible owing to the fact that the ice-dammed lake could not occur upon presumed tectonical uplifts.

Terminal moraines of Warta glaciation

The belts of hills stretched arch-like from the NW to the SE in the western part and from the SW to the NE in the eastern part, belonging to the Trzebnica hills, represent a zone of the terminal moraines.

I differentiate here the following separate geomorphological units which are deposits of particular glacier's tongues: the Trzebnica and Twardogóra arches, the Międzybórz belt and Syców arch.

The Trzebnica arch

The most considerable is the Trzebnica arch. It is stretched over an area of ab. 40 km and it reaches 7 km in width in the Trzebnica neighbourhood. The hills reach here up to 230 and 257 m over the sea level and are called „Góry Kocie“ (Kazten-Gebirge). The most characteristic feature of the Trzebnica hills as well as of other above mentioned ones, is the uplift of the beds. These are consequently terminal moraines of a pushed, and not accumulation type. Owing to the above, outliers of the Poznań clays often reach the surface. The greater part of the Trzebnica hills surface is covered with loess, particularly the middle part of the arch. The surface is here more even than in other regions, arenaceous and gravely sediments are not so often met. The eastern limb of the Trzebnica arch, NE from Zawonia, is covered with loess. The surface of that part is more hilly. The hills are mostly built of gravel and sand.

On the southern part of the Kocie Góry there is stretched an area of outwash plain sands which are often covered here with arenaceous-agrillaceous bed 0,5 m thick, and large boulders which represent a sediment of the oscillation of the glacier edge.

From the northern side there sticks to the belt of the terminal moraines a not very wide (1—3 km) zone of boulder clay of a slightly undulating or even surface, and slightly bent northward; this is a zone of the ground moraine of the same glaciation. It gradually passes northward into a plain sandy area with boulders. These are consequently not valley-river sands, but probably sands of the glacial accumulation.

The Twardogóra arch

The Twardogóra arch forms the next unit of the terminal moraines belt. It lies on the NE from the Trzebnica arch, and its western limb nearly reaches Milicz being stretched in the NE — SE direction through Wierzbowice, Lasy Wielkie and Bukowice. That arch turns further eastward and is extended through the villages Grabowno Wielkie, Chełstów and Goła Wielka by means of a belt 2—3 km wide. The Twardogóra belt is much narrower, if compared with the Trzebnica one. This is also a terminal push moraine where the Poznań clays reach the surface from time to time, but it is more sandy-gravel than the Trzebnica belt. Bore-holes in that belt have proved the existence of the Tertiary detached masses. Loesses are not be found within that belt. A wide zone

of outwash plain sands is stretched over the whole area southward of the arch. The thickness of the outwash plain sands in Grabowno Wielkie amounts to 6,5 *m* at the edge itself of the terminal moraine. From time to time dunes are noticed on the outwash plain sands; they are elongated in the W — E direction and possess a more steep nordic slope which proves that they were accumulated by the winds blowing from the south or SW.

The presence of the outwash plain westward from the terminal moraine belt stretched from Miłochowice up to Grabowno Wielkie, lets us suppose that it is not simultaneous with the Trzebnica belt, but is rather younger. We may conclude from the above that the recession of the glacier on the discussed area proceeded from the SW to the NE.

Goszcz — Międzybórz belt

That belt is stretched at a distance of 5—6 *km* northward from the Twardogóra arch from the village Goszcz in the WNW — ESE direction up to Międzybórz, with numerous gravel hills, called by the author the Międzybórz belt. The NW limb in the neighbourhood of Goszcz is not distinguished by a great altitude, but is rather distinctly outlined in the shape of a flat ridge uplifted over lower areas being close from the south and north. Gravel hills occur on that belt. In some of them is found a great amount of white quartz pebbles. They probably originate from the Tertiary sediments occurring here in the shape of detached masses.

The Poznań clays occur in a considerable amount, though discontinuously, between Cieszyn and Międzybórz on the southern side of the terminal moraine belt. This is not a constant level of the clays, but outliers which are often interrupted by sandy and gravel or loamy glacial sediments. This are probably numerous detached masses, as the constant level of Tertiary beds in the Syców neighbourhood, as was proved by deep bore-holes, is to be found only at the depth of 100 *m*.

The area of outwash plain sands stretched along the southern side of the elevations proves that is really a belt of the terminal moraine.

The Syców belt

The last arch of the hills being the mostly southward protruded and surrounding Syców from three sides, does not represent an interrupted belt, described above. The western limb of the elevation (uplift) represents a number of hills separated by means of depressions of an erosive origin. The difference of the altitude of the depression and the surrounding hills reaches 50 *m*. The Syców arch is connected by a number of hills with the Międzybórz belt. A longitudinal and closer Szlizów ridge,

stretched in the SE direction up to Miechów, is uplifted southward from Syców. The Tertiary clays alternating with arenaceous sediments frequently occur on that ridge, which is only slightly uplifted over the surrounding area, but nevertheless possesses the character of a terminal moraine; this is also proved among others by the presence of outwash plain sands stretched southward from it. A belt of hills representing the limb of the Syców arch arise eastward from Syców; it is more compact from the previously described ones. Parallel, distinctly elongated ridges built of gravel and sand are stretched in the SW — NE direction. On each one of these ridges there are outcrops of gravels and boulder sands with large boulders. Tertiary clays are found from time to time.

Loess

Besides glacial sediments on the Trzebnica hills within the Trzebnica sheet there also occur loess. They do not cover the surface in a uniform way, but occur as smaller or larger outliers in the southern part of the hills. The dissection of the loess cover into separate outliers is probably due to the later erosion activity. On the SW from Trzebnica the loess is greatly destroyed and the thickness decreases (1—3 *m*). The loess cover is continuous on the E and SE from Trzebnica where it comprises larger areas reaching a thickness of up to 10 *m*. In the eastern part of the area (Głuchów neighbourhood) the loess reaches a considerable thickness and typical features of the eolian sediments may be proved: the lack of stratification, the uniform thickness of grains, lime content and porosity. That loess occurs not only in the valley, but upon the hills as well. Traces of a slight, but rather distinct stratification in the loess-like beds were observed in certain regions near Trzebnica, among others in Będków, and also in Trzebnica. The above fact lets us suppose that the eolian origin of the loess is rather doubtful. In the Trzebnica neighbourhood may be proved besides the pure eolian loess also loess-like deposits of a different origin, however. The author supposes that these stratified „loesses“ are secondary sedimented owing to the creeping from higher places of the typical eolian loess; they are consequently secondary deposits.

It is approved that the Trzebnica loess corresponds to the younger, i. e. Wisła glaciation. E. Meister has proved near Trzebnica interglacial sediments under the loess bed. This is one more proof in regard to the loess sediments being younger than the interglacial sediments, and they consequently correspond to the Wisła glaciation.

H o l o c e n e

Numerous small rivers flowing northward from the upland of the Kocie Góry possess at the beginning a considerable gradient which decreases when these rivers reach the great plain sloping towards Barycz. Owing to that the water of those rivers inundate the valley during showers and spring thaws which results in the accumulation of alluvial sediments. These are mostly finegrained sands with humus, often rusty, more or less argillaceous. The thickness of these sediments reaches up to 2 m.

Dunes. Almost all dunes occurring on sandy areas are elongated in the WE direction. The dune hills reach over 10 m and they all possess steeper N or NE slopes. We conclude from the above that they were blown by S or SW winds. The most numerous and greatest dunes are found only in the forest, southward from Sułów. The second larger accumulation of the dunes occurs northward from Międzybórz.

Soils. Sandy-pelitic soils prevail on the discussed area. Even in the zones of the argillaceous ground moraine its upper layer is arenaceous up to the depth of 1 m. Under the sandy-pelitic bed of the soil, at the depth of 1 m there is often observed pavement of erratic boulders, with the underlying normal ground moraine. Calcareous boulders are not at all available at the surface, or otherwise they are very rare and may be found only in the outcrops. This proves about a longer weathering period during which the limes, as less resistant, were destroyed and only crystalline rocks remained. The boulders are often roundeel by the wind and possess the shape of ventifacts which occur here in a great number. Both phenomena prove that the surface of the described area is older, than we observe it in the zone of the Wisła glaciation.

Jerzy RYTLEWSKI

PROFIL GEOLOGICZNO-TECHNICZNY WYKOPU W ŚRÓDMIEŚCIU WARSZAWY W POBLIŻU ALEI SIKORSKIEGO

(z 1 tabl. i 2 fig. w tekście)

Streszczenie

Autor opisuje jeden z licznych na terenie Warszawy wykopów, które dostarczają coraz dokładniejszego materiału do poznania powierzchniowych utworów geologicznych Warszawy. W stropie występują utwory fluwioglacjalne, posiadające w spągu liczne przewarstwienia żwirzaste oraz soczewki ilaste. W środkowej części profilu leży warstwa glin zwałowych o miąższości około 7 m. Pod nimi znajdują się piaski i iły, które oddzielają gliny stropowe od niżej leżącej gliny zwałowej.

Opracowanie i charakterystyka profilu geologicznego, stanowiące treść poniższej notatki, jest jedną z wielu prac tego rodzaju, wykonywanych w ciągu ostatnich lat w różnych dzielnicach Warszawy w związku z jej odbudową. Liczne sztuczne odsłonięcia dostarczają coraz dokładniejszego materiału do poznania płytkich, ale bardzo urozmaiconych utworów geologicznych Warszawy. Profil opisywanego wykopu nie stanowi bynajmniej wyjątkowego przykładu, jednak ze względu na ilustrację metody pracy stosowanej przez Wydział Geologii Technicznej Państwowego Instytutu Geologicznego jak również z uwagi na temat przedstawia opracowanie ze wszech miar interesujące.

Prace geologiczne składały się z trzech części, obejmując:

1. Zdjęcie szczegółowe w skali 1 : 50 odsłoniętych do głębokości około 6,5 m ścian wykopu oraz
2. badanie przy pomocy 7 otworów wiertniczych warstw głębszych (do głębokości 13,5 m),
3. badania laboratoryjne z zakresu mechaniki gruntów.

OPIS WARSTW

W stropie profilu leży różnego rodzaju gruz zmieszany z szaro-żółtą gliną piaszczystą lub pylastą osiagający od 0,5 do 2,5 m miąższości¹. Warstwa ta jest nasypem.

Poniżej we wszystkich częściach wykopu występują piaski sypkie oraz piaski ilaste, warstwowane, o nierównej miąższości, gdyż wypełniają i wyrównują zagłębienia w niżej leżącej glinie zwałowej. Miąższość tych piasków waha się od 0,3 do 3,0 m. Są to piaski przeważnie drobnoziarniste, przewarstwione piaskami różnoziarnistymi ze żwirem. Utwór ten składa się z obtoczonych ziarn kwarcu, wśród których makroskopowo można wyróżnić ziarna minerałów z grupy skaleni oraz bardzo drobne ziarenka oliwinu.

W dolnej części tej warstwy występują również piaski ilaste. Dokładne zlokalizowanie ich kontaktów z innymi facjami jest trudne do przeprowadzenia. Piaski ilaste są przeważnie drobnoziarniste, średnio wilgotne, bardzo słabo plastyczne, barwy szaro-żółtej. Ich warstwowanie jest bardzo różne w zależności od ich genezy. Mianowicie spągowe warstwy zostały osadzone jako utwory fluwioglacjalne po ustąpieniu lodowca. W pierwszej fazie nastąpiło rozmywanie powierzchni gliny zwałowej, a później przy dużej sile transportowej wody miała miejsce akumulacja różnoziarnistych piasków. W piaskach występują pojedyncze otoczaki kilkunastocentymetrowej średnicy. Ciekawy przykład tego rodzaju osadzania się piasków widoczny jest we wschodniej części wykopu. Są tu trzy kotły eworsyjne, w których piaski osadziły się pod wpływem wirów wytworzonych przez szybko płynące wody.

W spągu serii piasków i pod nimi występują ily warwowe w kształcie warstewek, porwaków i soczewek. Najczęściej spotyka się bardzo cienkie warstewki ily brunatnego o miąższości od 0,5 do 3,0 cm; występują również warstewki ily barwy szarej i zielonej. Soczewki i porwaki ily mają bardzo małe wymiary, dochodzące zaledwie do 10 cm średnicy. Są one rozrzucone w rozmaitych częściach wykopu, a najliczniej spotyka się je w piaskach oraz w górnej części glin zwałowych w północnej i północno-wschodniej części wykopu. Ily występujące w warstewkach są wilgotne, gdyż leżą w zagłębieniach wypełnionych przez zawodnione piaski. Ily barwy brunatnej są średnio wilgotne i plastyczne, natomiast ily szare mają raczej charakter pylasty.

Na głębokości od 2,5 do 3,0 m widać nierówną ale wyraźną granicę między piaskami a niżej leżącymi glinami, posiadającymi miąższość od

¹ Klasyfikacja własności mechanicznych, fizycznych i chemicznych oparta jest na normie PN/B 184, o ile opis odnosi się do cech normowanych do celów budowlanych przez wymienioną normę.

4,5 do 6,0 m. W glinie zwałowej można wyróżnić warstwę górną i dolną. Gliny zwałowe posiadają różną domieszkę piasku, wobec czego należy wśród nich wyróżnić bardzo silnie piaszczyste, zwarte, lub twardo plastyczne. Występuje w nich duża ilość żwiru, głazików i głazów pochodzenia skandynawskiego.

Pośród głazów przeważa czerwony granit „rapakiwi“ i gnejsy. Skąły krystaliczne, zwłaszcza gnejsy, są często silnie zwiertzałe. Wielkość głazów dochodzi do 1,2 m średnicy (w zachodniej stronie wykopu). Poza

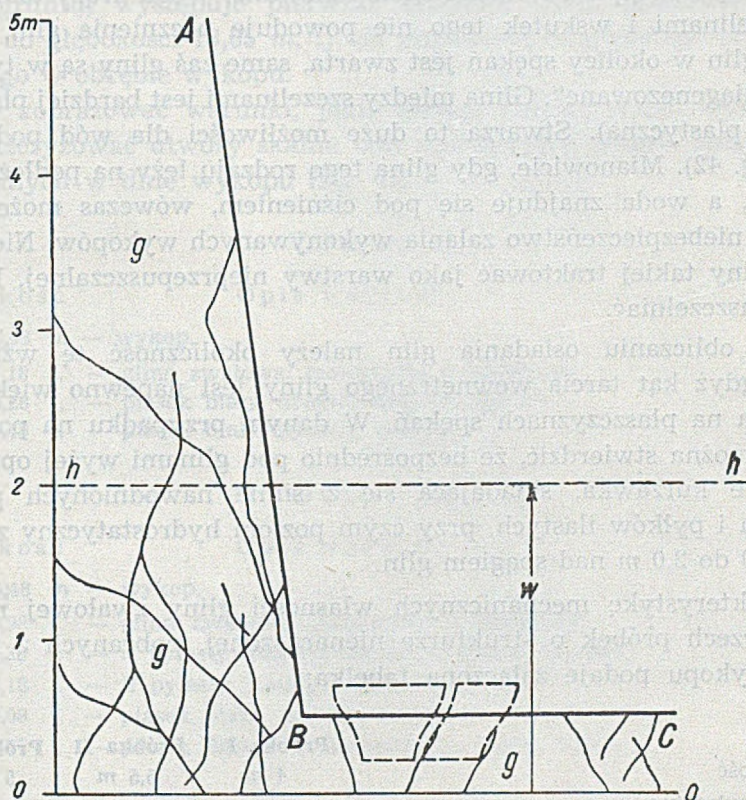


Fig. 42

Powstawanie uszkodzeń wykopów pod poduszki fundamentowe pod działaniem układu hydrostatycznego w glinie spękaną

A—B — ściana wykopu; B—C — dno wykopu; g — glina spękana; h—h — poziom hydrostatyczny; 0—0 — spąg glin; w — tendencja wyporu gruntu.

tym w glinie zwałowej spotyka się niewielkie (średnicy około 4 cm) kongregacje pirytowe, zawierające w różnych ilościach ziarna piasku. Na głębokości około 7 m znaleziono kawałek bursztynu o średnicy 10 cm. W glinie zwałowej spotyka się również drobne ułamki węgla brunatnego.

Pokład glin nie jest jednolity; jego ciągłość przerywają występujące w różnych częściach wykopu soczewki białych, drobnodziarnistych piasków o niewielkiej miąższości (od 5 do 20 cm). Składają się one przeważnie z graniasto ogładzonych ziarn kwarcu; są wilgotne lub bardzo wilgotne, jednak wolnej wody nie zawierają.

Gliny zwałowe są w różnych kierunkach silnie spękane, co zaznaczono na profilach. Ściany spękań są z reguły pokryte limonitowym osadem, co wskazuje na krążenie wody w szczelinach. Procesy mineralizacji są niewątpliwie bardzo skomplikowane. Woda krąży także obecnie szczelinami i wskutek tego nie powoduje pęcznienia glin. Konsystencja glin w okolicy spękań jest zwarta, same zaś gliny są w tych partiach „zdiagenezowane“. Glina między szczelinami jest bardziej plastyczna (twardo plastyczna). Stwarza to duże możliwości dla wód pod ciśnieniem (fig. 42). Mianowicie, gdy glina tego rodzaju leży na podłożu zawodnionym, a woda znajduje się pod ciśnieniem, wówczas może istnieć poważne niebezpieczeństwo zalania wykonywanych wykopów. Nie można zatem gliny takiej traktować jako warstwy nieprzepuszczalnej, lecz należy ją uszczelniać.

Przy obliczaniu osiadania glin należy okoliczność tę wziąć pod uwagę, gdyż kąt tarcia wewnętrznego gliny jest napewno większy niż kąt tarcia na płaszczyznach spękań. W danym przypadku na podstawie wierceń można stwierdzić, że bezpośrednio pod glinami wyżej opisanymi występuje kurzawka, składająca się z silnie nawodnionych piasków pylastych i pyłków ilastych, przy czym poziom hydrostatyczny znajduje się od 1,0 do 2,0 m nad spągłem glin.

Charakterystykę mechanicznych własności gliny zwałowej na podstawie trzech próbek o strukturze nienaruszonej, pobranych z różnych miejsc wykopu podaje załączona tabelka:

	Próbka I	Próbka II	Próbka III
głębokość	4 m	5,5 m	5 m
ciężar właściwy	2,67	2,66	2,66
ciężar objętościowy (próbka wilgotna)	20,1	2,35	2,05
„ „ (próbka sucha)	1,87	2,17	1,91
ciężar próbki skurczonej	1,90	2,21	1,93
zawartość naturalna wody	8,6	8,6	8,46
porowatość	29,962	18,421	28,195
granica płynności	19,3	20,4	21,7
granica plastyczności	13,3	12,02	13,2
wskaźnik plastyczności	6,17	8,4	8,5
współczynnik ścisłości gruntu (E)	395	61	116
wskaźnik wodoprzepuszczalności (K)	0,00002599	0,000002596	0,00001752

Poza opracowaniem trzech powyższych próbek zbadano jeszcze próbkę o strukturze nienaruszonej; jej zlokalizowanie jest niemożliwe z braku planu umiejscowienia drugiej serii otworów. Zakład Technologii Gruntów I. T. B. w Warszawie charakteryzuje tę próbkę w sposób następujący: otwór nr 5, głębokość 6 m; rodzaj gruntu — glina piaszczysta; rodzaj analizy — edometryczna, areometryczna, CaCO_3 powyżej 5%, wilgotność 9,2%, ciężar objętościowy 2,32, płynność 22,8, plastyczność 10,7, skurczalność 9,8, współczynnik ścisłości $E \pm 270 \text{ kg/cm}^2$.

Bezpośrednio pod glinami, na głębokości około 7,0 m pod powierzchnią gruntu, występuje pierwsza warstwa wody gruntowej, stwierdzonej do głębokości 13,65 m, tj. do głębokości najgłębszego otworu wykonanego w obrębie wykopu.

Aby zobrazować warunki, jakie panują poniżej spągu wykopu oraz scharakteryzować utwory skalne tam występujące, podam opisy wierceń wykonanych w dnie wykopu (fig. 43).

Otwór nr 1

Głębokość	Opis warstw
0— 6,48 m	— wykop,
6,48— 7,18 „	— glina zwałowa, piaszczysta z gładzikami,
7,18— 8,28 „	— piasek biały, drobnoziarnisty, mokry,
8,28— 9,48 „	— piasek biały, pylasty, mokry.

Otwór nr 2

Głębokość	Opis warstw
0— 6,48 m	— wykop,
6,48— 6,98 „	— glina zwałowa, piaszczysta z gładzikami,
6,98— 7,38 „	— il pylasty (chudy), zielony, bardzo wilgotny,
7,38— 8,18 „	— il pylasty (chudy), szary, mokry,
8,18— 10,08 „	— piasek biały, pylasty, mokry,
10,08— 10,51 „	— piasek ilasty, drobnoziarnisty, szary, mokry.

Otwór nr 3

Głębokość	Opis warstw
0— 6,48 m	— wykop,
6,48— 6,88 „	— glina zwałowa, piaszczysta z gładzikami,
6,88— 7,88 „	— piasek żółty, drobnoziarnisty, mokry,
7,88— 8,98 „	— piasek żółty, średnioziarnisty, mokry,
8,98— 9,48 „	— żwir szary, z gładzikami, mokry,
9,48— 10,58 „	— il pylasty, szary, bardzo wilgotny, średnioplastyczny,
10,58— 11,58 „	— il pylasty zielony, średnio wilgotny, plastyczny,
11,58— 12,63 „	— glina zwałowa, szara, piaszczysta, średnio wilgotna.

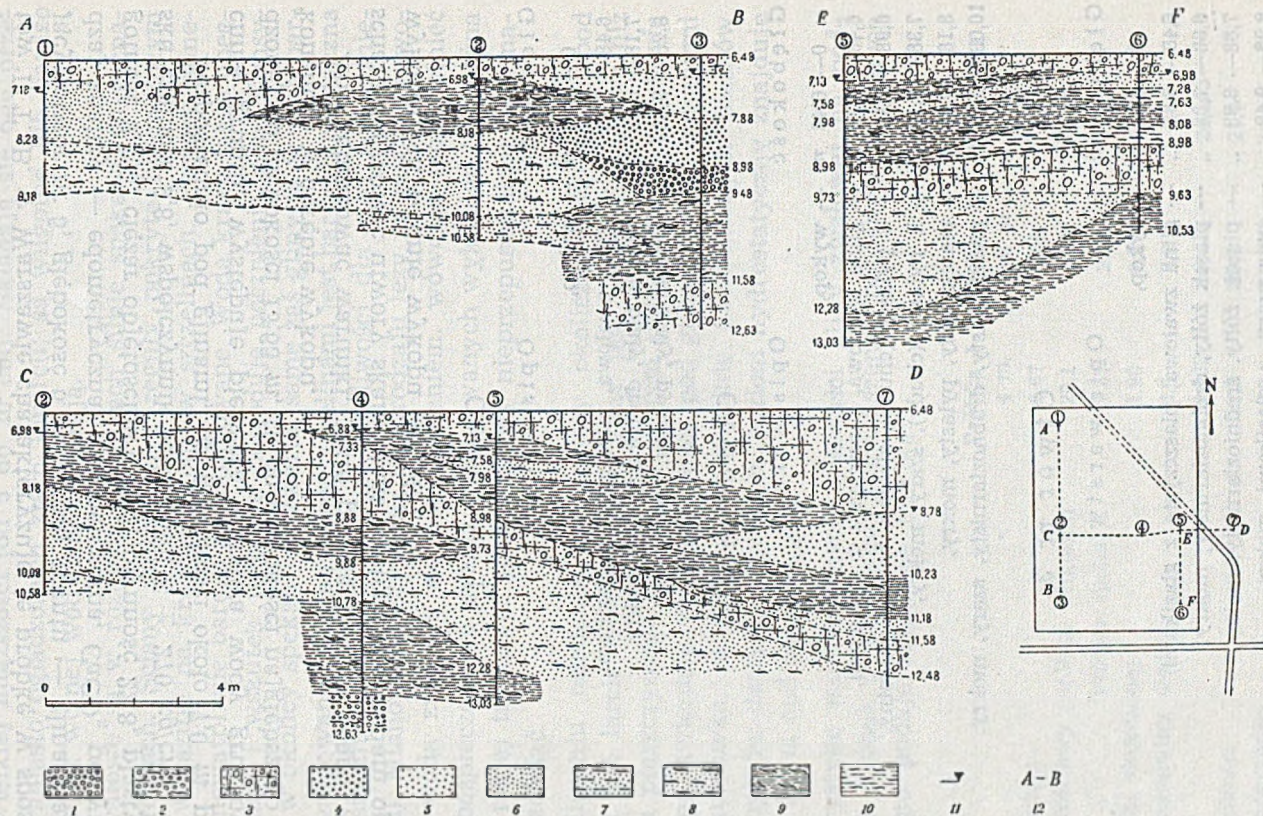


Fig. 43

Przekrój geologiczny terenu poniżej wykopu

1 — żwir; 2 — żwir pylasty; 3 — glina piaszczysta z otoczkami; 4 — piasek gruboziarnisty; 5 — piasek średnioziarnisty; 6 — piasek drobnoziarnisty; 7 — piasek ilasty; 8 — piasek pylasty; 9 — il pylasty; 10 — pył ilasty; 11 — zwierciadło wody gruntowej; 12 — linia profilu.

Otwór nr 4

Głębokość	Opis warstw
0— 6,48 m	— wykop,
6,48— 6,88 „	— glina zwałowa, piaszczysta z gładzikami,
6,88— 7,33 „	— il pylasty, zielony, mokry, nieplastyczny,
7,33— 8,88 „	— glina zwałowa, szara, piaszczysta, średnio wilgotna, z gładzikami,
8,88— 9,58 „	— il pylasty, zielonawy, średnio wilgotny, plastyczny,
9,58—10,78 „	— piasek pylasty, żółto-szary, bardzo wilgotny,
10,78—12,88 „	— il pylasty, szaro-żółty, bardzo wilgotny,
12,88—13,63 „	— żwir pylasty, szary, mokry.

Otwór nr 5

Głębokość	Opis warstw
0— 6,48 m	— wykop,
6,48— 7,13 „	— glina zwałowa, szara, piaszczysta z gładziami,
7,13— 7,58 „	— il pylasty, zielonawy, mokry, słabo plastyczny,
7,58— 7,98 „	— piasek pylasty, zielonawy, mokry,
7,98— 8,98 „	— il pylasty, żółtawy, bardzo wilgotny, słabo plastyczny,
8,98— 9,73 „	— glina zwałowa szara, piaszczysta z gładzikami,
9,73—12,28 „	— piasek pylasty, biały, mokry,
12,28—13,03 „	— il pylasty, szary, bardzo wilgotny, słabo plastyczny.

Otwór nr 6

Głębokość	Opis warstw
0— 6,48 m	— wykop,
6,48— 6,98 „	— glina zwałowa szara z gładzikami,
6,98— 7,25 „	— piasek pylasty, biały, mokry,
7,25— 7,63 „	— pył ilasty ciemnoszary, mokry,
7,63— 8,08 „	— il pylasty, zielonawy, średnio wilgotny,
8,08— 8,98 „	— pył ilasty ciemnoszary, mokry,
8,98— 9,63 „	— glina zwałowa szara, piaszczysta z gładzikami,
9,63—10,53 „	— il pylasty, szary, mokry.

Otwór nr 7

Głębokość	Opis warstw
0— 6,48 m	— wykop,
6,48— 8,18 „	— glina zwałowa, szara, piaszczysta z gładzikami,
8,78—10,23 „	— piasek średnioziarnisty, biały, mokry,
10,23—11,18 „	— il pylasty, zielonawy, mokry,
11,18—11,58 „	— piasek pylasty, siwo-szary, mokry,
11,58—12,48 „	— glina zwałowa szara, piaszczysta z gładzikami.

Jak wynika z powyższych opisów wierceń, glina zwałowa sięga do różnej głębokości, wahającej się od 6,88 do 8,78 m. Spąg gliny zwałowej stanowią piaski białe, przeważnie drobnoziarniste lub ily pylaste two-

rzące serię osadów wód spokojnie płynących. W najniższej części otworów wiertniczych stwierdzono szarą glinę zwałową z glaznikami.

Na podstawie posiadanych materiałów można ustalić następujący ogólny profil geologiczny. W stropie serii, na nierównej powierzchni gliny zwałowej, leżą utwory fluwioglacjalne, posiadające w spągu liczne przewarstwienia żwirzaste oraz soczewki ilaste. W środkowej części profilu występuje warstwa glin zwałowych o miąższości około 7 m. Pod nimi leżą piaski i ły, które oddzielają gliny stropowe od niżej znajdującej się gliny zwałowej.

Ержи РЫТЛЕВСКИЙ

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ В ЦЕНТРЕ ВАРШАВЫ ВБЛИЗИ АЛЛЕИ СИКОРСКОГО

(с 1 табл. и 2 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

Автор описывает одну из многих варшавских раскопок доставляющих все более точные материалы к изучению поверхностных геологических отложений Варшавы. В кровле выступают флювиогляциальные отложения обладающие у подошвы многочисленными прослойками галечника и глинистыми линзами. В средней части разреза залегает слой валунных глин, мощностью до 7 м. Под ними находятся пески и глины, которые отделяют верхние глины от нижележащей валунной глины.

Р Е З Ю М Е

Обработка и характеристика геологического разреза, составляющие суть этой заметки, является одной из многих работ этого рода, производимых на протяжении последних лет в разных кварталах Варшавы в связи с ее восстановлением. Многочисленные искусственные обнажения доставляют все более и более точных материалов к изучению мелких, но очень разнообразных геологических отложений Варшавы.

Геологические работы состояли из двух частей: 1. детальной съёмки в масштабе 1 : 50 обнаженных до 6,5 м стен шурфа и 2. исследования посредством семи буровых скважин более глубоких слоев (до глубины 13,5 м).

Описание слоев

1. Поверхностный слой состоит из насыпи мощностью 0,5—2,5 м.

2. Ниже залегают сыпучие пески и глинистые слойстые, с неровной мощностью, заполняющие углубления в нижезалегающей валунной глине.

3. В подошве песчаной свиты и под ней выступают ленточные глины в форме прослоек и линз. Эти формы обладают очень малыми размерами, едва доходящими до 10 см в поперечнике; они разбросаны в разных частях шурфа, а чаще всего встречаются они в песках и валунистой глине в северной и северо-восточной части шурфа.

4. На глубине 2,5 до 3,0 м виднеется неровная, но четкая граница между песками и нижележащими глинами, обладающими мощностью от 4,5 до 6,0 м. В валунистой глине можно отличить верхний слой и нижний. Валунные глины содержат неодинаковую примесь песка и потому среди них следует отличать очень сильно песчанистые, плотные или твердопластичные. В них выступает большое количество галечника и валунов северного происхождения. Толща глин неоднородная; ее прерывают выступающие в разных частях шурфа линзы белых, мелкозернистых песков небольшой мощности (от 5 до 20 см).

Валунистые глины потресканы в разных направлениях; трещины использованы циркулирующей в глине водой. И поэтому эти глины нельзя считать непроницаемым слоем. Тогда, как такого рода глина залегает на наводненной основе, воды находятся под давлением и может наступить серьезная угроза затопления шурфа. Водоносный горизонт находится на глубине около 7 м под поверхностью почвы.

5. Ниже валунистой глины залегают белые пески, преимущественно мелко-зернистые или пылистые глины, образующие свиту осадков покойно текущих вод, обнаруженных бурениями.

6. В самой нижней части буровых скважин обнаружилась серая валунная глина с булыжником.

Jerzy RYTLEWSKI

GEOLOGICAL-TECHNICAL PROFILE OF WARSAW'S CITY CUTTING IN ENVIRONS OF SIKORSKI AVENUE

(with 1 pl. and 2 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

The author describes one of many cuttings on the area of Warsaw providing more and more accurate material that helps one learn Warsaw's superficial geological deposits. At top there appear glacial deposits having in their base, numerous intercalations of gravel and argillaceous lenses. In the middle part of the profile there is a bed of boulder clays about 7 m thick.

Beneath them one may find sand and argil separating the clays of the top from boulder clay placed beneath.

The exploration of the characteristics of the geological profile being the subject of this note is one of many works of that kind carried out recently in various quarters of Warsaw in connection with its reconstruction. Numerous artificial outcrops supply more and more accurate data acquainting one with shallow but highly various geological formations of Warsaw.

The geological works consisted of two parts comprising: 1) the detailed surveys, in scale 1 : 50, of the walls of the cutting uncovered to the depth of 6.5 m and 2) the study of deeper beds (up to 13.5 m of depth) with the aid of seven bore-holes.

DESCRIPTION OF BEDS

1. The surface bed is formed by an embankment 0.5—2.5 m thick,
2. Below there are deposits of loose and argillaceous sands, stratified, of uneven thickness, filling cavities in deposits of boulder clay beneath.

3. In the base of the series of sands and beneath them there appear varved clays in the form of thin beds and lenses. The dimensions of those forms are very small, the diameters amounting hardly to 10 cm; they are dispersed in different parts of the cutting, and most frequent in sands and boulder clay in the north and north-east part of the cutting.
4. At the depth from 2,5 to 3,0 m an uneven, but distinct, contact between sands and lower lying clays, 4,5—6,0 m thick, can be seen. In boulder clay the upper and lower bed can be discerned. Boulder clays contain a various proportion of sand, therefore one must discern among them the highly arenaceous, compact and hard plastic ones. They contain a considerable quantity of gravel, pebbles and boulders of northern origin. The clay bed is not uniform; its continuity is interrupted by lenses of white, fine-grained sands of small thickness (from 5 to 20 cm) appearing in different parts of the cutting. Boulder clays have cracks going in various directions; water circulates in the clay by way of these cracks. That is why those clays cannot be considered as an impermeable bed, for in case that such clay lies on a substratum saturated with water is under pression, a serious threat of flooding the cutting may arise. The level of the circulation of water is at an approximate depth of 7 m under the ground surface.
5. Beneath the boulder clay there are either white sands, mostly finegrained, or powdery argils making a series of sediments of slowly flowing waters, confirmed in boring (drilling) operations.
6. In the lowest part of the bore-holes gray boulder clay with pebbles has been stated.

Alfred JAHN

MATERIAŁY DO GEOLOGII CZWARTORZĘDU PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI ARKUSZA 1 : 300 000 ZAMOŚĆ

(6 fot. i 7 fig. w tekście)

Streszczenie

Praca zawiera sprawozdanie z badań nad stratygrafią utworów czwartorzędowych południowej części Wyżyny Lubelskiej. Stwierdzono, że bezpośrednio młodsze od utworów sarmackich wyżyny są żwiry nie-zawierające skał północnych. Utwory plejstocenijskie tego terenu wskazują, że Wyżyna Lubelska była dwukrotnie zlodowacona. Dowodem starszego zlodowacenia są resztkowe skały krystaliczne wśród najstarszych utworów plejstocenijskich wyżyny. Drugie zlodowacenie pozostawiło glinę zwałową. Wyżej występują utwory świadczące, że na obszarze Polski były co najmniej dwa dalsze, młodsze zlodowacenia, które do Wyżyny Lubelskiej nie dotarły. Dowodem tego jest znaleziona w dolinie Wieprza potężna seria ilów dryasowych oraz less.

WSTĘP

Z inicjatywy dr E. Rühlego, kierownika Grupy Niżu Polskiego w Państwowym Instytucie Geologicznym, zorganizowałem w lecie 1949 r. grupę polową, której zadaniem było przeglądowe skartowanie geologiczne bądź też skontrolowanie dotychczasowych prac geologicznych północnej części mapy 1 : 300 000, arkusz Zamość, obejmującej 9 niepełnych arkuszy mapy 1 : 100 000. W skład grupy weszli asystenci Uniwersytetu M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie: mgr A. Walczowski, mgr J. Trembacowski, mgr J. Mojski oraz Z. Grochowski.

Ten nieliczny zespół zbadał w ciągu kilku miesięcy obszar, nie posiadający w ogóle dotychczas żadnego zdjęcia geologicznego, z wyjątkiem niewielkich wycinków południowych (okolice Tomaszowa i Sokala), pokrytych mapami Atlasu Geologicznego Galicji. Cały wysiłek był zwrócony głównie w kierunku wypełnienia zadań kartograficznych, przy sposobności jednakże zebrano wiele pożytecznego materiału dla poznania stratygrafii utworów geologicznych tego obszaru, zwłaszcza w zakresie

czwartorzędu. Materiał ten na życzenie Państwowego Instytutu Geologicznego podaję w niniejszym artykule. Dodać należy, że nasze obserwacje nie zawsze były kompletne, czasami są to tylko fragmentaryczne profile lub sporadyczne spostrzeżenia, wymagające jeszcze szczegółowego opracowania. Z całości dość bogatego materiału wybrałem tylko profile najważniejsze, których opis daje możliwość wysnucia pewnych wniosków stratygraficznych. Rozmieszczenie zaobserwowanych odkrywek zestawiałem na załączonej mapce, ich opis zaś podałem, porządkując je według arkuszy mapy 1 : 100 000.

Do pracy wyzyskałem obserwacje własne, które poczyniłem kartując niektóre odcinki terenu. Były mi również pożyteczne materiały, zebrane przy sposobności sprawdzania i wiązania zdjęć moich współpracowników na całym obszarze mapy. W pewnej mierze oparłem się też na ich pisemnych sprawozdaniach, złożonych po zakończeniu pracy wraz z mapą do dyspozycji Państw. Inst. Geologicznego. Dlatego uważam za wskazane podać tutaj podział pracy terenowej, a wszystkim moim współpracownikom — współautorom niniejszych „Materiałów“ — wyrazić słowa podziękowania za ich rzetelne oddanie się sprawie.

Poszczególne arkusze mapy 1 : 100 000 kartowali:

Turobin — A. Jahn, A. Walczowski, J. Mojski

Krasnystaw — A. Jahn, A. Walczowski, J. Trembaczowski

Grabowiec — J. Trembaczowski, A. Jahn

Hrubieszów — J. Mojski

Zamość — A. Jahn, A. Walczowski

Tyszowce — Z. Grochowski

Wareż — J. Mojski

Tomaszów — A. Walczowski

Sokal — A. Jahn, A. Walczowski

Przed przystąpieniem do prac polowych rozporządzałem już w zakresie znajomości stratygrafii utworów czwartorzędowych tego obszaru pewnymi wiadomościami, a to dzięki Muzeum Ziemi w Warszawie, albowiem z ramienia tej instytucji miałem możliwość prowadzić w latach ubiegłych studia terenowe wzdłuż doliny Wieprza¹.

OPIS GEOLOGICZNY TERENU

Arkusz Sokal

Z obszaru tego arkusza w granicach Polski znajduje się teren między Sołokiją a Bugiem. Utwory czwartorzędowe badali tu V. Uhlig (8),

¹ Szczegółowe sprawozdanie z tych badań ukaże się w najbliższym czasie w osobnej pracy, omawiającej czwartorzęd i morfologię doliny Wieprza od źródeł po Lubartów.

M. Łomnicki (3), Wł. Szafer (7), J. Nowak (4) oraz tuż przed wojną autor (1).

Jest to wyżyna (zachodnia część tzw. Grzędy Sokalskiej) wzniesiona od 230 do 275 m n. p. m. a rozcięta krótkimi, lecz głębokimi dolinami dopływów Bugu i Sołokii. Wzdłuż tych głównych rzek ciągną się tarasy. Wyżyna jest zasadniczo zbudowana z kredy, która odsłania się wszędzie na zboczach dolin.

Najstarsze utwory plejstocenijskie znane są z profilu podanego przez Wł. Szafer (7) z Krystynopola (ujście Sołokii do Bugu), gdzie pod gliną warstwowaną znaleziono piaski zawierające żwirki krystaliczne, ił niebieskawy, drobnowarstwowany z florą dryasową oraz piaski i żwiry bez materiału krystalicznego. Na północ od Krystynopola wzdłuż Bugu odsłaniają się gliny warstwowane żółte (less dolinny), przechodzące ku górze w less typowy niewarstwowany (odkrywki w Dobraczynie, Zawiszni, Zabuzu).

Na wyżynie, poza doliną Bugu, występuje dużej miąższości pokrywa lessowa. Gdziekolwiek, jak np. w Boratynie, pod lessem a bezpośrednio na kredzie znajdują się luźne głązy eratyczne.

W Szmitkowie, koło cerkwi odsłania się od góry:

- O d k r y w k a 1
1. less żółty — 4,0 m,
 2. less siwy — 2,0 m.

W dolinach rozcinających wyżynę ukazują się piaski pylaste. Między lessem a piaskami nie ma tu wyraźnej granicy (Przewodów).

Arkusz Tomaszów Lubelski

Na obszarze objętym mapą dadzą się wydzielić trzy odrębne pod względem charakteru utworów plejstocenijskich regiony. Część północną po linię Tomaszów Lubelski — Korczów obejmuje gruba powłoka lessowa. Część środkowa, między Tomaszowem, Uhnovem a wsią Kornie, to obszar rędziny, gdzie na powierzchni kredowej spotyka się sporadycznie i rzadko głązy narzutowe. Trzeci wreszcie region, obejmujący całą południowo-zachodnią część mapy, to wzgórze Roztocza, z ukazującymi się na powierzchni starszymi utworami (kreda, trzeciorzęd), na których, głównie w dolinach, znajdują się piaski plejstocenijskie, rzadziej less.

Na północ od Tomaszowa w cegielni Sabaudia odsłania się profil następujący, od góry:

- O d k r y w k a 2
1. glina brązowo-siwa, posiadająca smugi gliniastego piasku brązowego, wyciągnięte zgodnie z nachyleniem zbocza. Nie burzy się z HCl; miąższość 2,0—3,0 m,

2. gleba kopalna, rędzinna, czarna; miąższość 0,4 m,
3. kreda.

Glinka, mimo pewnych cech upodabniających ją do lessu, lessem w ścisłym tego słowa znaczeniu nie jest. Utwór ten o dużej ilości cząstek koloidalnych raczej może być uważany za produkt wodnego lub zboczowego przerobienia lessu, który na tym obszarze występuje gdzie indziej. (Ten moment zdecydował, że na przeglądowej mapie geologicznej gliny owe zostały objęte sygnaturą lessu).

W cegielni Majdanu Górnego (na wschód od Tomaszowa) stosunki są podobne. Widzimy tutaj:

- O d k r y w k a 3
1. glina brązowa, odwapniona; miąższość 0,3 m,
 2. gleba rędzinna o miąższości 0,3 m,
 3. kreda.

Gliny te również pozostają w łączności z lessem, który rozwija się dalej ku wschodowi i osiąga miąższość ponad 10 m.

Na obszarze rędzinnym w środkowej części arkusza największe zwirowiska skał narzutowych (północnych i miejscowych, trzeciorzędowych) występują koło Nowosiółek Przednich i Jarczowa. Na północ od ostatniej wsi znaleziono duży gład granitu gruboziarnistego o rozmiarach $1,30 \times 1,10$ m.

Charakterystycznym utworem plejstoceniowym są piaski wypełniające doliny i inne zagłębienia terenu. Powstały one z rozmycia trzeciorzędu, jednakże obecność ziarenek skaleni wskazuje, że przerobienie piasków dokonało się już po zlodowaceniu tego obszaru. W miejscach otwartych piaski uległy przewianiu. Na dnach dolin występują wydmy (fot. 44).

W kilku odsłonięciach na zboczach wzgórz Rostocza znaleziono izolowane płyty lessu. W połowie drogi między wsią Pasieki a Zagrodniki notuje A. W a l c z o w s k i profil następujący, od góry:

- O d k r y w k a 4
1. piasek wydmy o miąższości 1,5 m,
 2. glina piaszczysta — 0,5 m,
 3. glina lessowa, żółta — 0,8 m.

W cegielni w Bełczu znaleziono doskonały przekrój piasku i lessu od góry (fot. 45):

- O d k r y w k a 5
1. piasek wydmy, miąższości 1,0—2,0 m,
 2. gruz kredowy, luźny, zawierający rzadkie odłamki skał krystalicznych — 0,5 m,

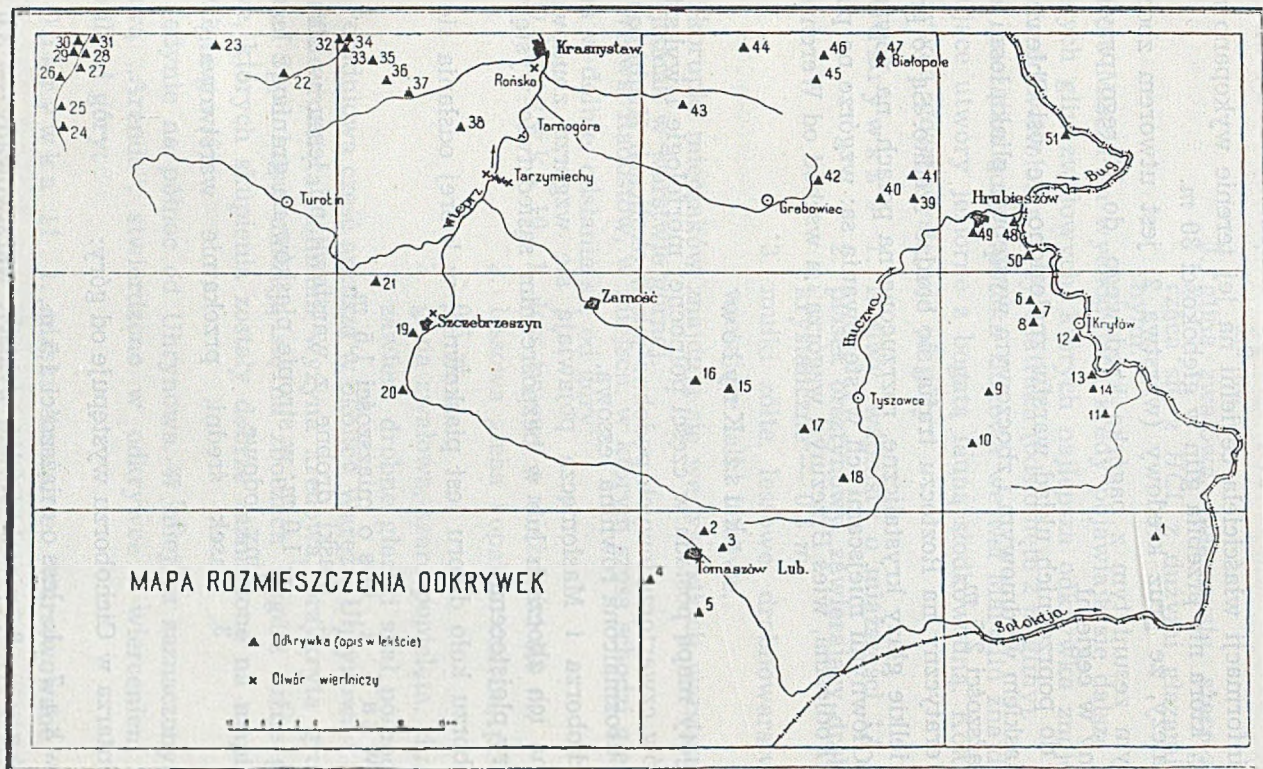


Fig. 44
 Rozmieszczenie odkrywek w północnej części arkuszy 1 : 300 000 Zamość

3. glina lessowa, brązowa — 0,8 m,
4. less żółty, odwapniony — 4,0 m,
5. less siwy, plamisty, odwapniony — 2,0 m.

Według informacji właściciela cegielni na jej terenie wykopano niegdyś studnię, która nie przebiła glin w głębokości 30 m.

Dodać należy, że gruz kredowy (warstwa 2) jest utworem zboczowym, młodym zesuniętym z pagórka kredowego, do którego przylega less, odkopany w cegielni.

Podobny do poprzednich układ warstw znaleziono we wsi Chlewiska, gdzie pod piaskiem wydмовym i zboczowym występuje glina lessu zboczowego, miąższości 2,5 m.

Materiał eratyczny na Roztoczu trafia się bardzo rzadko. Są to przeważnie niewielkie gazy krystaliczne, rozrzucone na polach, na powierzchni kredy. Głównymi miejscami ich występowania są: wzgórze na południe od wsi Podlesina, wieś Brzeziny i wzgórze na wschód od Werchraty.

Arkusze Kryłów

Teren objęty mapą posiada w części północnej morfologię i wykształcenie utworów czwartorzędowych podobne jak w okolicach Hrubieszowa. Jest to mało urozmaicona równina lessowa.

Koło Cichoborza i Masłomęcza pojawiają się wzgórza zbudowane z kredy, a na ich zboczach lub w bezpośrednim sąsiedztwie występują starsze utwory plejstocenu.

W Cichoborzu koło dworu jest piaskownia, w której odsłania się od góry:

- Odkrywka 6
1. less o miąższości 1,5 m,
 2. piaski drobne, z warstewkami lessu w stropie — 1,0 m; w stropie piasków na granicy z lessem klina lodowe,
 3. piasek średni, przekątnie warstwowany — 2,0—3,0 m.

Koło cmentarza w Cichoborzu występuje od góry:

- Odkrywka 7
1. less o miąższości 1,5 m,
 2. piasek średni, pylasty, warstwowany — 3,0 m,
 3. piasek grubo, z warstewkami gładzików wielkości pięści — 1,0 m.

Przy folwarku Grafka na południe od Cichoborza mamy:

- O d k r y w k a 8
1. less o miąższości 1,0—1,5 m,
 2. cienki, nierówny pokład piasków tarasowych — 1,0 m,
 3. glina zwałowa, piaszczysta, szaro-zielona, bu-
rząca się z HCl , z dużymi gładzami krystalicz-
nymi.

Koło Mirza na wychodniach kredy pojawiają się dalsze płyty piaszczystych glin zwałowych, których najlepsza odkrywka znajduje się we wsi Łasków-Kolonia, przy wiatraku (odsłonięte 2 m gliny).

U początku doliny potoku Bukowa we wsi Marynin znajdujemy interesujące utwory jeziorne z bogatą fauną słodkowodną. Koło mostu jest odkrywka, gdzie występuje od góry:

- O d k r y w k a 9
1. il siwy, wapnisty o miąższości 1,0 m,
 2. piasek orsztynowy, zawierający drobne okruchy krystaliczne — 0,3 m,
 3. mułki żółte, lessowe, drobnowarstwowane, zawierające lalki lessowe.

Skorupki mięczaków znajdują się we wszystkich warstwach, najobficiej jednak w warstwie górnej.

We wsi Radostów, w miejscu, w którym szosa schodzi głębokim wcięciem w dolinę, odsłania się od góry:

- O d k r y w k a 10
1. less typowy o miąższości 5,0 m,
 2. lessowa gleba kopalna, czarna, próchniczna — 0,5 m,
 3. glina zwałowa, szaro-popielata, silnie wapnista, zawiera drobne gładziki skał północnych.

Południowa część arkusza w okolicy Wareża, Uhrynowa i Chorobrowa, to silnie rozcięta dolinami wyżyna kredowa, przykryta grubą powłoką lessu. Spod lessu ukazują się na zboczach wzgórz luźne gładzy narzutowe, których skupienia zostały dobrze zaznaczone na mapie M. Łomnickiego (3).

Jedynie na północ od Uhrynowa, w miejscu zaznaczonym na mapie nazwą „Arenda“, stwierdzono w odkrywce i wierceniu następujący profil, od góry:

- O d k r y w k a 11
1. piaski tarasowe, warstwowane, zawierające ziarenka skalenia, o miąższości 2,0 m,
 2. il tłusty, czarny — 0,4 m,
 3. piasek czerwony — 1,0 m.

Dolina Bugu daje w licznych podcięciach szereg dobrych odsłoneń, z których najważniejsze są w Kryłowie, Hołubiu, Starogardzie i Cielążu.

W Kryłowie 9 m wysoka ściana brzegu jest zbudowana z następujących warstw, od góry:

- O d k r y w k a 12
1. less żółty i siwy, warstwowany, grubości 6,0 m,
 2. il popielaty, zawierający resztki roślin i obficie faunę mięczaków słodkowodnych — 1,5—2,0 m,
 3. piasek biały, średni — 0,5 m,
 4. piaszczysty mułek szary, z resztkami roślin i fauną (przeważnie *Pisidium*) — 1,0 m.

W Hołubiu we wzgórzu na wysokości 207—210 m n. p. m. odsłania się, od góry:

- O d k r y w k a 13
1. piasek tarasowy, warstwowany o miąższości 1,5 m,
 2. poziom głazów narzutowych, północnych,
 3. il tłusty, szary, brązowy — 0,5—1,5 m,
 4. żwiry przeważnie skał trzeciorzędowych bez materiału skał północnych (występują: rogowce, krzemienie, wapienie litotamniowe, kwarcyty „batiatyckie“, tortońskie zlepienie muszlowe) — 1,0 m,
 5. kreda.

W tejże wsi koło gorzelni znaleziono powyżej glin brązowych warstwę grubych głazów północnych, nad którymi leży less.

Przy drodze między Hołubiem a kolonią Zaręka stwierdzono, od góry:

- O d k r y w k a 14
1. piasek warstwowany, skaleniowy, o miąższości 2,0 m,
 2. warstwa żwiru o wyraźnej przewodzie materiału tortońskiego (rogowce, krzemienie, kwarcyty) z domieszką skał północnych — 0,2 m,
 3. piasek gruby, brązowy, bez materiału północnego — 0,5 m,
 4. piasek zielony, wiercono w nim 1,0 m.

W Starogardzie, Ulwówku, Cielążu i Konotopach znajduje się less warstwowany, podścielony warstwowanymi piaskami pylastymi.

Arkusz Tyszowce

Utwory czwartorzędowe na tym obszarze występują w trzech pasach. Pas północny, to lessy płytkie, ciągnące się na przedłużeniu lessu okolic Zamościa. W środku terenu przewija się strefa rędzin i piasków. Na południe od linii Komarów — Tyszowce znajduje się rozległy obszar lessów głębokich.

W północnym pasie pośród starszych od lessu utworów odsłaniają się tu i ówdzie (np. w Malicach) piaski.

Interesujące przekroje pojawiają się dopiero w strefie trzeciej, południowej. Zwłaszcza równoleżnikowa krawędź wyżyny w okolicy Komarowa i Tyszowiec dostarcza cennych odkrywek.

Poniżej kościoła w Komarowie występuje od góry:

- O d k r y w k a 15
1. less typowy o miąższości 8,0—10,0 m,
 2. gleba kopalna, rędzinna — 0,5 m,
 3. kreda.

U stóp zbocza we wsi Krzywy Stok widzimy:

- O d k r y w k a 16
1. less grubości 2,0 m,
 2. ił brązowy — 1,5 m,
 3. ił czerwony, tłusty — 1,0 m,
 4. gruz kredowy — 0,8 m,
 5. kreda.

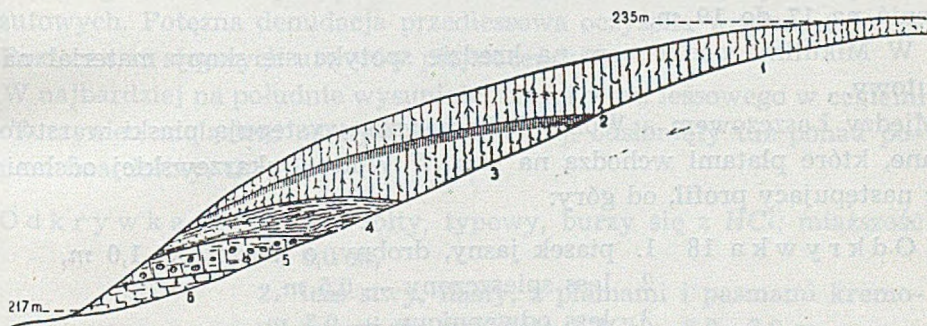


Fig. 45

Odsłonięcie czwartorzędu w Czartowczyku

- 1 — less wyższy; 2 — gleba; 3 — less niższy; 4 — gliny soliflukcyjne; 5 — morena;
6 — kreda.

W Tyszowcach, przy drodze do stacji kolejowej Tuczapy odsłaniają się profile lessu, u dołu typowego, u góry łagodnie, zboczowo warstwowanego, o ogólnej miąższości 9 m. Taką grubość lessu stwierdzamy również w cegielni tyszowieckiej na zboczu doliny Huczwy.

Czartowczyk, wieś na południowy zachód od Tyszowiec, posiada najbardziej kompletny profil tego obszaru. We wcięciu szosy, idącej na Tyszowce odsłania się od góry (fig. 45):

- O d k r y w k a 17
1. less górny, typowy, burzy się z HCl ; miąższość 5,0 m,
 2. gleba kopalna, próchnicza — 0,5—1,0 m,
 3. less dolny, brązowy, na całej grubości odwapniony — 5,0 m,
 4. Warstwa gliny szarej, zawierającej konkretce żelazisto-manganowe; głązów nie zawiera — 0,8 m,
 5. piasek szary, wykazujący strukturę smug zboczowych; zawiera drobne głązy — 0,5 m,
 6. glina piaszczysta z głązami krystalicznymi silnie zwiędzonymi, u dołu szara, u góry czerwona, zboczowa, soliflukcyjnie zaburzona,
 7. glina zwałowa, szaro-popielata, silnie wapnista zawiera liczne niewielkie głąziki narzutowe, wśród których ilościowo odznaczają się wapienie paleozoiczne; miąższość 3,0—3,5 m,
 8. kreda.

W Czartowcu i Moratynie potężna pokrywa lessowa schodzi do poziomu dna doliny. W Moratynie grubość lessu nieprzeławionego można ocenić na 17 do 19 m.

W Mikulinie pod lessem na kredzie spotyka się skąpy materiał narzutowy.

Między Łaszczowem a Wólką Pukarzewską występują piaski warstwiane, które płatami wchodzi na less. W Wólce Pukarzewskiej odsłania się następujący profil, od góry:

- O d k r y w k a 18
1. piasek jasny, drobny, o miąższości 1,0 m,
 2. less spiaszczony — 0,5 m,
 3. less odwapniony — 0,5 m.

Arkusz Zamość

Na obszarze objętym arkuszem spotyka się następujące skały czwartorzędu: luźne głązy narzutowe skał północnych, rumowiska skał miejscowych, less, piaski zboczowe oraz piaski tarasowe.

Less występuje w zwartej masie w północnej części arkusza. Ciągnie się na prawym brzegu doliny Wieprza od Zwierzyńca po Szczebrzeszyn

i dalej na zachód pokrywa wzgórze Roztocza między Wieprzem i Gorajcem. Dolina Wieprza stanowi granicę zasięgu lessu — pasmo wzgórz, leżących na wschód od doliny, lessu już nie posiada.

Okolice Szczepieszyna dostarczają dobrych odkrywek lessu, zwłaszcza na południe od miasteczka we wsi Błonie i Kawęczyn. Przy drodze odsłaniają się tu ścianki lessu, do 10 m grubego. Less schodzi prawie do poziomu dna doliny. W dolnej części jest smugowany, ku górze smugi zanikają, skała pęka pionowo. Na ogół less wszędzie spoczywa tu bezpośrednio na kredzie, a raczej na warstwie rumoszu kredowego. W jednym z parowów rozcinających zbocze doliny Wieprza na odcinku wsi Błonie znaleziono również resztki starszych utworów czwartorzędowych. Występują tu od góry:

- O d k r y w k a 19
1. less bez smug, miąższości 4,0 m,
 2. less smugowany — 6,0 m,
 3. warstewka próchniczna — 0,15 m,
 4. luźne głaziki północne,
 5. glina i gruz kredowy — 1,0 m,
 6. kreda.

W parowach, głęboko wrzynających się we wzgórze Roztocza na zachód od Szczepieszyna (wysokość 330 m n. p. m.), less aż do szczytu wzgórz spoczywa na kredzie. Brak tu zarówno trzeciorzędu *in situ*, jak też jakichkolwiek resztek utworów tego wieku. W parowach nie spotyka się skał narzutowych. Potężna denudacja przedlessowa oczyściła wzgórze tej części Roztocza ze starszych utworów plejstocenijskich.

W najbardziej na południe wysuniętej części płatu lessowego w cegielni wsi Turzyniec znalazłem następujący przekrój, odsłonięty tuż ponad poziomem dna doliny. Od góry:

- O d k r y w k a 20
1. less żółty, typowy, burzy się z HCl ; miąższość 6,0 m,
 2. less siwy, ilasty, z plamami i pasmami kremowymi, nie burzy się z HCl — 2,0—3,0 m,
 3. mułek lessowy, żółto-szary, warstwowany, posiada cienkie wkładki czystego piasku kwarcowego; burzy się z HCl ; posiada liczne koncentracje wapienne — 1,5—2,5 m,
 4. piaski pylaste, warstwowane, z poziomem orszynowym w stropie; burzą się z HCl .

We wsi Sasiadka, leżącej na północnym cyplu wzgórz Roztocza, jest znana tuż poniżej wałów przedhistorycznego grodziska wysoka ściana less-

sowa, na której wyraźnie odsłaniają się dwa poziomy lessu¹. Mamy tu od góry:

- Od k r y w k a 21
1. less górny, żółty, typowy, o miąższości 5,0 m,
 2. czerwono-brązowa glina (odwapniony less) — 2,0—2,5 m,
 3. less dolny, typowy, burzy się z HCl; odsłonięte 3,0 m.

W okolicy Zamościa wzgórze kredowe są przykryte lessem o stosunkowo małej miąższości (w klinkierni w Zamościu 3 m, w cegielni Hyża do 8 m).

W pasie wzgórz, leżących na południe od linii Zamość — Szczecbrzeszyn, odsłania się na powierzchni kreda, bądź też płatami występują tu piaski plejstocénskie. U stóp wzgórz tuż ponad łąkowym dnem Łabuńki i Wieprza ciągną się warstwowane piaski tarasowe. Łączą się one z piaskami zboczowymi wzdłuż rynien, schodzących w dół od szczytu wzgórz. Piaski zawierają bardzo obficie gruz kredowy, natomiast rzadko wśród nich trafiają się głązy północne. Koło wsi Niedzieliska na tzw. Białym Wygonie znaleziono na piasku największy na całym, objętym arkuszem Zamość 1 : 100 000, obszarze głąz narzutowy (granit) o średnicy 1,10 m. Piaski zboczowe i tarasowe są w górnej części przewiane, a gdzieś indziej formują się z nich wydmy.

Piaski tarasowe i zboczowe rozwijają się na wielką skalę wzdłuż doliny Wieprza, w górnej jej części powyżej Zwierzyńca. Są to piaski żółte, średnioziarniste, czyste, czasem zawierają ziarna skaleni. Piaski owe w głównej masie pochodzą z rozmycia piaszczystych utworów trzeciorzędowych, pokrywających niegdyś tę część Roztocza. Wyściełają one starą dolinę biegnącą na południe od Zwierzyńca a rozcinającą poprzecznie wał Roztocza. Również druga, podobna do niej forma między stacją kolejową Krasnobród a wsią Hutki, jest wypełniona piaskiem tego typu.

W dolinie górnego Wieprza występuje płatami less. W Krasnobrodzie w przysiółku Zapiaski odsłaniają się na zboczach dwa pokłady lessu wapnistego, przedzielone warstwą lessu odwapnionego i cienką warstwą próchnicy. W Jacni profil lessowy liczy 10 m wysokości. W cegielni w Bondyrzu znajduje się 6 m lessu, spoczywającego na glinie siwej, podobnej do lessu, zawierającej obficie gruz kredowy. Występują tu również wałeczkowate nacieki żelaza. W Kaczorkach, przy drodze leśnej, na zboczach doliny widać 6 m lessu, a pod nim głązy narzutowe o średnicy 10—15 cm, spoczywające na kredzie.

¹ Odkrywkę tę zbadał Ludwik Sawicki (wyniki badań dotychczas nie ogłoszone drukiem).

Utwory północne w postaci luźnych gładów narzutowych znajdują się w południowej części wzgórz Roztocza, głównie między wsią Szopowe i Górniki. W cegielni w Terespolu stwierdzono 40 cm gliny z gładzikami północnymi.

Arkusz Turobin

Kartując północno-wschodnią część arkusza znalazłem cały szereg interesujących odsłoneń, do których dołączam profile, wskazane mi w terenie przez J. Mojskiego.

We wsi Giełczew-Doły ciągną się wzdłuż doliny piaski tarasowe słabo sortowane i pylaste. Ich miąższość w odkrywkach osiąga 8 m. Cała górna część doliny w obrębie wsi Giełczew jest tymi piaskami wypełniona.

W Krzczonowie II na grzbiecie w wysokości 260 m n. p. m. (35 m ponad dnem doliny) znaleziono utwory następujące, od góry:

- Odkrywka 22
1. less o miąższości 0,4 m,
 2. warstwa luźnych niewielkich gładów północnych,
 3. piasek szary o licznych ziarenkach glaukonitu (są również ziarenka skaleni), równowarstwowany — 2,5 m,
 4. ił zielony, tłusty (nie burzy się z HCl).

Niedaleko od tej odkrywki, na zboczach doliny potoku Giełczew w połowie drogi pomiędzy Krzczonowem II a Radomirką, znaleziono na powierzchni żwirowisko preglacjalne, składające się wyłącznie z płaskich otoczków krzemieni, czarnych rogowców z żyłkami kwarcowymi, bryłek kwarcytowego piaskowca sarmackiego oraz licznych drobnych gładzików kwarcowych, spotykanych *in situ* w piaskach oligoceńskich w północnej części Wyżyny Lubelskiej. Średnica największych gładów dochodzi do 7 cm.

Drugie żwirowisko preglacjalne znalazłem we wsi Stróża Kosarzewska. Płaskie otoczki rogowcowo-krzemienne występują tu na kredzie i odsłaniają się na dnie doliny potoku Kosarzewka.

W tej samej dolinie w obrębie wsi Kosarzewka odsłania się taki profil od góry:

- Odkrywka 23
1. less piaszczysty, zboczowy, o miąższości 1,5 m,
 2. poziom gładzików północnych,
 3. mułki lessowe siwe, w dolnej części przechodzą w chudy ił; z HCl nie burzą się, zawierają

cienkie warstewki silnie glaukonitycznego piasku — 4,0 m,

4. żwir złożony z materiału przeważnie kredowego, rzadko otoczaki czarnych rogowców; materiału północnego brak.

Żwir warstwy 4 uważam za poziom preglacjalny, odpowiadający żwirom Krzczonowa i Stróży Kosarzewskiej.

Cenne przekroje znalezione w dolinie Bystrzycy, w zachodniej części arkusza. We wsi Sulów na tarasie przylegającym do wschodniego zbocza doliny wskazał mi J. M o j s k i odkrywkę, gdzie oznaczyłem następujące utwory, od góry:

- O d k r y w k a 24
1. glina piaszczysta brązowa, typu zboczowego (soliflukcja); w glinie występują liczne, duże głązy krystaliczne; miąższość od 4,0 m tuż przy zboczu do 1,0 m bliżej brzegu tarasu,
 2. mułek lessowy, żółty, czarno nakrapiany, wykazujący w przekroju strukturę smugowaną — 4,0 m,
 3. gruz kredowy, zawierający również słabo obtoczone głąziki; wśród gruzu soczewki piasku i drobnego żwiru kwarcowego, krzemienego, rogowcowego, piaskowcowego; znaleziono tu również charakterystyczne kostkowe rogowce karpackie (menility) oraz blok piaskowca sarmackiego — 1,0 m,
 4. mułek barwy stalowej — 3,0 m,
 5. tłusta glinka wietrzeniowa — 0,05 m,
 6. gruz kredowy — 1,5 m,
 7. kreda.

Wysokość stropu odkrywki ponad dnem doliny wynosi 15 m. Warstwę 3 uważam, z uwagi na brak w niej materiału północnego, za żwir preglacjalny. Blok sarmacki znajdujący się wśród żwiru pochodzi z sąsiedniego wzgórza, gdzie występuje resztkowo zachowana *in situ* czapa kwarcytowych piaskowców sarmackich.

Począwszy od Sulowa w dół doliny rozwija się coraz szerzej taras, którego niewielki fragment opisano wyżej. Na zboczu tego tarasu, w południowej części Zakrzowa, przy źródle (zachodnia część doliny) występuje od góry:

- O d k r y w k a 25
1. piasek tarasowy — 2,0 m,
 2. mułek lessowy, brązowy, równowarstwowany z wtrąceniami drobnoziarnistych, zlimonityzowanych piasków — 3,0 m,
 3. czysty żwir kredowy (bez materiału północnego) — 1,0 m,
 4. kreda.

W piaskowni, w środkowej części wsi (przy szosie), odsłania się od góry:

- O d k r y w k a 26
1. piasek tarasowy, warstwowany z ziarnami skaleni i drobnymi głazikami północnymi — 5,0 m,
 2. piasek z wkładkami ilu — 1,0 m.

We wsi Bystrzyca na zboczach opisywanego tarasu, który rozwija się tu do szerokości 3 km, odsłania się następujący profil, od góry:

- O d k r y w k a 27
1. piasek tarasowy — 2,0 m,
 2. mułek i piasek wstęgowy, zastoiskowy, o bardzo drobnym warstwowaniu u góry, grubszym u dołu — 5,0 m,
 3. poziom orszynowy,
 4. piasek czysty, średni, dobrze sortowany (ziarna skaleni) — 1,0 m,
 5. piasek drobnoziarnisty — 2,0 m.

W tej samej wsi przy moście, przechodzącym ponad prawobocznym dopływem Bystrzycy, znajduje się na zboczu tarasu następująca odkrywka od góry:

- O d k r y w k a 28
1. piasek tarasowy — 1,0 m,
 2. piasek gliniasty, z głazikami północnymi i kredowymi — 0,2 m,
 3. mułek pylasty, żółto-brązowy, nie burzy się z HCl — 1,5 m,
 4. mułek lessowy, słabo warstwowany, z HCl burzy się nieznacznie — 1,5 m,
 5. mułek cienko warstwowany (zastoisko), z HCl burzy się normalnie — 1,0 m.

Po drugiej stronie doliny Bystrzycy (brzeg zachodni) znajduje się na linii poprzednio opisanej odkrywki profil następujący (zbocze tarasu), od góry:

- Odkrywka 29
1. piasek tarasowy — 2,0 m,
 2. mułek piaszczysty, szary, nie burzy się z HCl — 0,3 m,
 3. piasek biały, dobrze sortowany — 1,0 m.

Nieco dalej, po tej samej stronie doliny widać wyraźnie less na tarasie. W odkrywce odsłania się, od góry:

- Odkrywka 30
1. less typowy — 1,5 m,
 2. warstwa żwiru głównie kredowego — 0,3 m,
 3. żwir przechodzi ku dołowi w piasek tarasowy warstwowany, który ciągnie się do stóp tarasu — 11,0 m.

Ostatnia odkrywka, którą oglądałem w towarzystwie J. Mojskiego w dolinie Bystrzycy, jest położona na tarasie, po wschodniej stronie doliny, prawie na północnej granicy arkusza. Odsłania się od góry:

- Odkrywka 31
1. piasek tarasowy — 2,0 m,
 2. mułek piaszczysty i piasek wstęgowy, u góry powierzchnia mycia — 5,0 m.

Arkusz Krasnystaw

W poniższym zestawieniu podam ważniejsze profile czwartorzędu z obszaru arkusza poza doliną Wieprza. Utwory zaś tej doliny charakteryzuję w rozdziale następnym w związku z opisem wierceń, wykonanych wzdłuż doliny między Tarzymiechami a Krasnymstawem.

W północno-zachodniej części obszaru we wsi Pilaszkowice znalazłem rzeczne utwory plejstocenijskie wyjątkowo wysoko położone ponad dnem doliny Giełczwi, w której leży wzmiankowana wieś. Odkrywka tych utworów występuje „na wygonie“ na północny zachód od środka wsi, na wysokości 260 m n. p. m., tzn. 50 m ponad dnem doliny, na granicy arkusza Krasnystaw i Turobin. Warstwy tej odkrywki odpowiadają utworom odkrywki 22 na arkuszu Turobin. Odsłania się tu, od góry:

- Odkrywka 32
1. less — 1,0 m,
 2. żwir kredowy i krystaliczny oraz luźne głązy krystaliczne (do 16 cm średnicy); grubość warstwy 1,0—1,5 m,
 3. piasek gruby, żwirzasty, kanciaste ziarna (utwór fluwioglacjalny) — 1,0 m,
 4. piasek szary, średni, warstwowany, o dużej ilości glaukonitu; zawiera również ziarna skałeni i luźne okruchy kredowe; odsłonięte 5,0 m, (spagu nie widać).

Dodać należy, że utwory te znajdują się już powyżej stromego zbocza doliny na spłaszczeniu wierzchwinowym wyżyny (fig. 46).

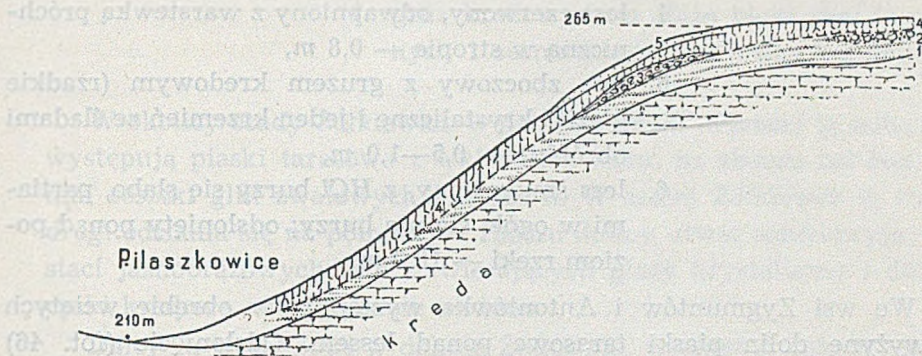


Fig. 46

Przekrój lewego zbocza doliny Giełczwi w Pilaszkowicach

1 — piaski warstwowane; 2 — bruk, żwiry; 3 — glina z gładzami; 4 — less; 5 — piaski zboczowe.

Na zboczu zaś w rozcięciu drogi pojawia się kilka odkrywek, których przekroje dadzą się dobrze nawiązać do odsłonięcia poprzedniego. Mamy tutaj od góry:

- Odkrywka 33
1. piasek zboczowy z gładzami kredy — 1,0 m,
 2. less — 0,8 m,
 3. glina brązowo-rdzawa, piaszczysta, słabo zwięzła, nie burzy się z HCl , zawiera gładziki kredowe i gładziki krystaliczne; typ soliflukcyjnie, zboczowo przerobionej moreny — 3,0 m,
 4. piasek szary, identyczny jak w odkrywce poprzedniej, z warstewkami mułku; odsłonięta warstwa — 1,5 m.

Poniżej wysokiego, z kredy zbudowanego zbocza doliny w Pilaszkowicach występuje w granicach wsi taras, którego równe fragmenty wznoszą się 23 m ponad dno doliny. Koło młyna odsłonięty jest przekrój tarasu (fig. 47), od góry:

- Odkrywka 34
1. piasek średni, rzeczny, warstwowany, szary, z drobnymi gładziami kredowymi — 4,0 m,
 2. less dolinny, warstwowany, burzy się z HCl ; zawiera w dolnej części warstwy drobnoziarnistego, pylistego piasku — 5,0 m,

3. mułek lessowy bardzo drobnowarstwowany (typ zastoiskowy) z wkładką piasku w środku — 1,5 m,
4. less czerwony, odwapniony z warstewką próchniczną w stropie — 0,8 m,
5. less zboczowy z gruzem kredowym (rzadkie gładziki krystaliczne i jeden krzemień ze śladami obróbki) — 0,5—1,0 m,
6. less smugowany, z HCl burzy się słabo, partiami w ogóle się nie burzy; odsłonięty ponad poziom rzeki — 10,0 m.

We wsi Zygmunów i Antoniówka występują w obrębie wciętych w wyżynę dolin piaski tarasowe ponad lessem. Odsłonięcie (fot. 46) w Zygmunowie ukazuje od góry:

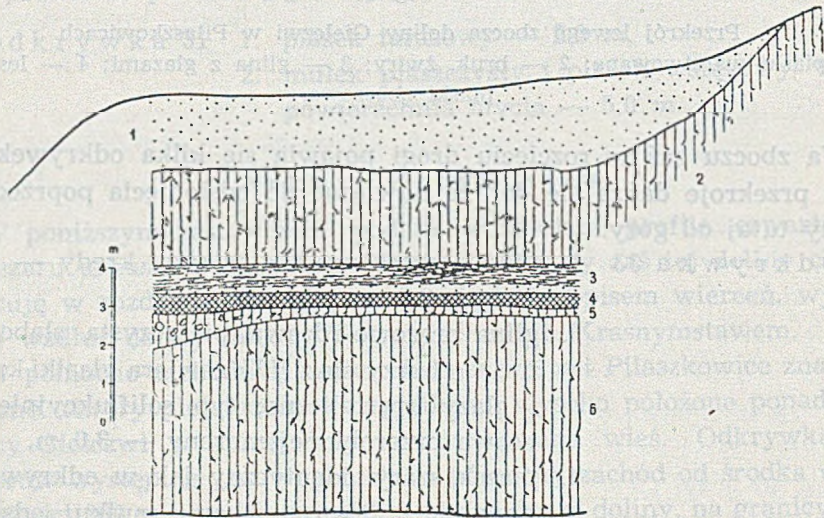


Fig. 47

Przekrój tarasu w Pilaszkowicach

- 1 — piaski; 2 — less; 3 — mułki warstwowane; 4 — gleba kopalna;
5 — less zboczowy z gruzem; 6 — less.

- Odkrywka 35 1. piasek warstwowany z gruzem i otoczakami kredowymi — 3,0 m,
2. less — odsłonięty na grubości 4,0 m.

W Antoniówce, od góry:

- Odkrywka 36 1. gruz kredowy, zawierający luźne otoczaki krystaliczne (warstwa zboczowa, obsunięta) — 1,0—2,0 m,

2. less warstwowany — 2,0 m,
3. piasek szaro-żółty z gruzem kredowym — 3,0 m,
4. gruz kredowy oraz duże bloki skał krystalicznych i sarmackiego piaskowca kwarcytowego.

W okolicy osady Żółkiewka, w dolinie rzeczki noszącej tę samą nazwę, występują piaski tarasowe z wkładkami lessu, na zboczu zaś less, a pod nim resztki glin zwałowych z gładzami. W samej Żółkiewce w rozcięciu drogi odsłania się na północnym zboczu doliny utwór soliflukcyjny w postaci jasnobrązowych glin, zawierających gładzy krystaliczne i duże otoczaki kredowe, nieregularnie ułożone.

Dalej ku wschodowi w dolinie Żółkiewki, w obrębie kolonii Czysta — Dębina cytuje J. Trembacowski następujący profil, od góry:

- Odkrywka 37
1. less zwietrzały — 1,0 m,
 2. piasek równoziarnisty, drobnowarstwowany — 1,0 m,
 3. gładziki kredowe — 0,5 m,
 4. less żółty, odwapniony, w dole warstwowany — 3,0 m,
 5. ciemnoczerwona, tłusta glina — 2,0 m.

Na południe od doliny Żółkiewki ciągną się piaski zboczowe i tarasowe na kredzie oraz less. W okolicy wsi Górecko J. Trembacowski stwierdził profil następujący, od góry:

- Odkrywka 38
1. less siwy, warstwowany — 1,5 m,
 2. czarna gleba kopalna — 0,4 m,
 3. less rdzawy z szarymi plamami.

Arkusz Grabowiec

W południowo-wschodniej części arkusza, jak podaje J. Trembacowski, występuje gruba pokrywa lessowa, wśród której zaznacza się w kilku profilach dwudzielność lessu.

We wsi Nieledeu odsłania się, od góry:

- Odkrywka 39
1. less żółty, słabo burzy się z HCl — 4,5 m,
 2. rdzawa glina — 0,2 m,
 3. less żółty — 4,0 m.

W Trzeszczanach na północnym zboczu doliny widać od góry:

- O d k r y w k a 40
1. less żółty, burzy się z HCl — 2,5 m,
 2. czarna gleba próchniczna — 0,4 m,
 3. less ciemnożółty, u dołu siwy, burzy się z HCl — 2,0 m.

Glebę kopalną oraz less dolny rozcina klin lodowy, wypełniony lessem górnym.

W zwirowni kolonii Zadubce odsłonięto następujące warstwy, od góry:

- O d k r y w k a 41
1. less żółty, typowy, w dolnej części warstwowany — 7,5 m,
 2. piasek słabo sortowany — 2,0 m,
 3. warstewki piasku z wkładkami żwiru (przeważnie kredowego) — 3,5 m.

W Ornatowicach znaleziono profil, od góry:

- O d k r y w k a 42
1. less — 1,0 m,
 2. rdzawa glinka ze żwirem północnym — 1,3 m,
 3. mułek lessowy z kongrecjami wapiennymi — 1,0 m
 4. kreda.

W Bończy, w północno-wschodniej części arkusza, zanotowano następujący profil w świeżo wykopanej studni położonej na zboczu doliny Wojsławki w wysokości 230 m n. p. m., od góry:

- O d k r y w k a 43
1. less żółty, spiaszczony — 4,5 m,
 2. gleba kopalna (z węglami) — 0,5 m,
 3. piasek biały — 0,3 m,
 4. less dolny, czerwono-brązowy — 2,0 m,
 5. piasek rdzawy z głazami (bloki do 0,4 m średnicy) — 0,7 m,
 6. glina czerwona (nie burzy się z HCl) — 2,0 m,
 7. glina zielona (zwiertzelina kredowa) — 0,3 m,
 8. kreda.

W północnej części arkusza w przysiółku Politówka (Leśniowice) znaleziono odsłonięcie następujące, od góry:

- O d k r y w k a 44
1. piasek z głazami północnymi — 0,5 m,
 2. mułki lessowe i ily brązowe, warstwowane, nie burzą się z HCl , odsłonięte 4,5 m (spagu nie widać).

Utwór mułkowo-ilasty pod warstwą zawierającą resztki moreny stwierdzono również we wsi Janówka, leżącej na południe od Leśniowic oraz w Alojzowie na wschód od Leśniowic. Bliższą charakterystykę tego utworu podaję poniżej przy opisie utworów stwierdzonych w okolicy Białopola.

Głazy narzutowe w okolicy Leśniowic uważał niegdyś Ludomir Sawicki (5) za resztki moreny czołowej zlodowacenia środkowo-polskiego.

Na wzgórzach kredowych, ciągnących się wzdłuż północnej granicy arkusza od Leśniowic po Białopole, spotyka się liczne głazy narzutowe. Wśród nich oprócz materiału północnego jest reprezentowany również piaskowiec sarmacki.

W dolinach są piaski warstwowane, gdzieniegdzie zachowały się płyty moreny.

We wsi Turowiec koło mostu, jak podaje J. Trembaczowski, odsłania się, od góry:

- Odkrywka 45
1. piasek pylasty — 1,3 m,
 2. szaro-siwa glina z drobnym żwirem kredowym — 1,0 m,
 3. ił szaro-niebieski.

W Maziarni przekopano w studni następujące utwory:

- Odkrywka 46
1. piasek pylasty — 1,3 m,
 2. glina rdzawa z gładzami północnymi — 3,0 m,
 3. sino-niebieski chudy ił — 0,5 m,
 4. gruz kredowy — 0,2 m,
 5. kreda.

Najciekawszy profil w obrębie arkusza Grabowiec jest odsłonięty w wykopie klinkierni w Białopolu. Odkrywkę tę (odkrywka 47) znał już Ludomir Sawicki (5), mylnie interpretując odsłonięte tu mułki i gliny brązowe jako morenę denną zlodowacenia środkowo-polskiego¹. W czasie kartowania arkusza Grabowiec odwiedziłem odkrywkę wspólnie z J. Trembaczowskim, wracając do niej kilkakrotnie w sezonie letnim 1949 r. Dla pełnego wyświetlenia stratygrafii występujących tu utworów wykonano 6 płytkich wierceń (fig. 48) ręcznym świdrem w 1949 r., dodatkowo zaś na polecenie Państwowego Instytutu Geologicznego przeprowadzono dalszych 7 wierceń do głębokości 13 m w maju 1950 r.

¹ Jak mi wiadomo z informacji podanej w dyskusji po moim referacie w Państwowym Instytucie Geologicznym w czerwcu 1950 r., odkrywkę tę badał przed wojną dr M. Prószyński, który wyniki swoich studiów ogłosił drukiem.

Południkowo zorientowany dół na przestrzeni 250 m odsłania żółte mułki i ily, które eksploatuje się dla wyrobu klinkieru. Utwory owe spoczywają w zakleszczeniu kredowej, ujętej w dwa garby, wychodzące na powierzchnię na północ (szosa Chełm — Hrubieszów) i południe od dołu klinkierni.

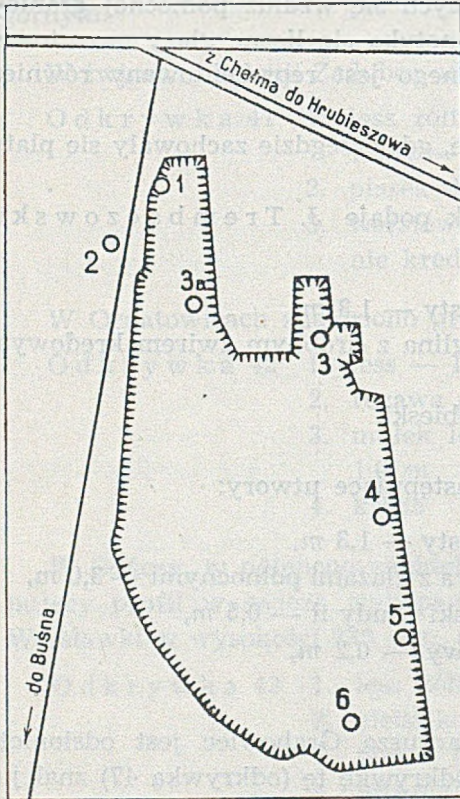


Fig. 48

Rozmieszczenie wierceń w Białopole

Opis utworów podam według profilów, zbadanych na ścianach dołu a uzupełnionych wierczeniami. Najlepsze odsłonięcie daje ściana wschodnia dołu, gdzie dadzą się wyróżnić następujące warstwy (fig. 49) od góry:

1. piaski średnioziarniste, równowarstwowane; typ warstwowania wstęgowy — 1,5 m,
2. bruk głazów i bloków krystalicznych północnych,
3. warstwa piasku i mułku, nierównej miąższości, do 1 m,
4. powyginana warstwa gruzu skał północnych, kompletnie rozkruszonych, formujących gdzieś kruchą brekcję,
5. mułek żółty bezwapienny, o strukturze fluidalno-soliflukcyjnej (smugi rwane i języki zbczowo spłynięte), zawierający wkładki glin ciemnobrązowych.

Fragment tej ściany, który przedstawiono na fig. 49 i fot. 48 pozwala stwierdzić, że mułek warstwy 5 przechodzi ku dołowi a czasami bocznie w utwór bardziej zwięzły, koloidalny, ilasty. Nie ma wyraźnej granicy między bardziej ilastą i bardziej pylastą facją tego utworu. Jest on drobnowarstwowany w południowej części wykopu, ku północy formuje się zbocze (widoczne na fig. 49), po którym spłynęła soliflukcyjnie partia górna. Granice jezorów soliflukcyjnych wyznaczają gliny brązowe, zawierające materiał grubszy, przeważnie ziarna kwarcu czystego lub mlecznego, czasami o zabarwieniu zielonawym, lśniące na powierz-

chni. Ziarna takie spotyka się wśród utworów oligoceńskich okolic Chełma. Materiału północnego nie znaleziono, mimo przepłukania licznych prób.

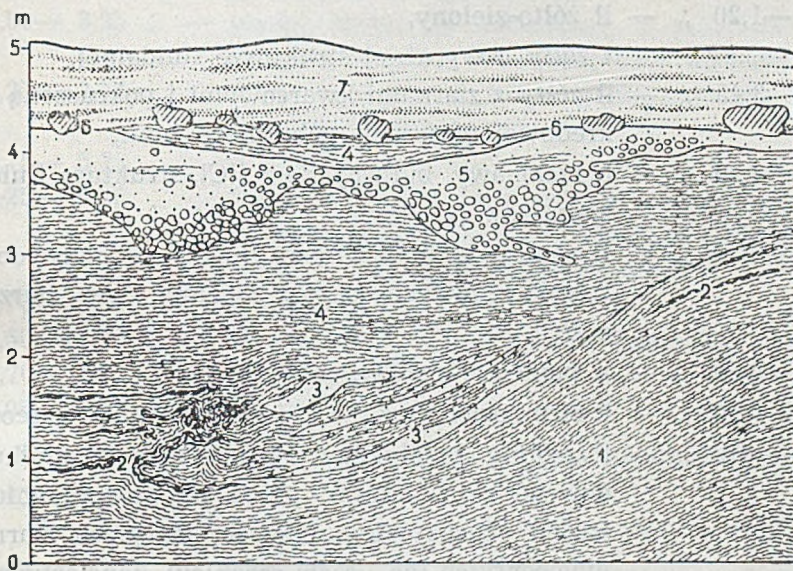


Fig. 49

Białopole, ściana dołu klinkierni

- 1 — mułek żółty, część spągowa; 2 — glina brązowa z materiałem miejscowym; 3 — piasek; 4 — mułek żółty, część stropowa;
5 — gruz skał północnych; 6 — bruk; 7 — piaski wstęgowe.

Ściana północna dołu posiada podobny profil. Grubość piasków wstęgowych górnych dochodzi do 3 m. Wśród piasków trafiają się formy struktur kryoturbacyjnych (zmarzlinowych), jak przedstawia fot. 49. Pod brukiem skał północnych występuje pokład żółtych mułków, przewarstwiony smugami silnie pokruszonego gruzu skał północnych, poniżej zaś mułek i ił żółty bez materiału północnego.

Godne wzmianki są występujące w tej części nieregularne, jakby soliflukcyjnie spłynięte, soczewkowate warstwy gładzików kredowych, wtrącone wśród mułków i iłów, scementowane w twarde zlepienie. Dadzą się wyróżnić dwa typy gładzików: słabiej obtoczone z miękkiej, białej kredy chełmskiej i doskonale obtoczone, kuliste lub elipsoidalne otoczaki z kredy szarej i twardej. Średnica otoczek dochodzi do 2—3 cm. W towarzystwie tych smug zwirowych występują brązowe, znane nam gliny z ziarnami kwarcowymi. Tu też znajduje się fauna mięczaków.

O t w ó r 3, założony w tej części wykopu, poniżej ściany przedstawia następujące warstwy:

- 0—0,70 m — ił żółty, burzy się z *HCl*,
- 0,70—1,20 „ — ił żółto-zielony,
- 1,20—3,20 „ — ił żółty o wyraźnej strukturze fluidalnej,
- 3,20—3,45 „ — ił żółty z ziarnami kwarcowymi i pokruszoną fauną kredową; materiału północnego brak,
- 3,45—4,20 „ — ił zielonawy, burzący się z *HCl*, struktura fluidalno-warstwowa,
- 4,20—4,70 „ — ił ciemnozielony, bardzo tłusty, podobny do iłów trzeciorzędowych okolic Chełma; nie burzy się z *HCl*,
- 4,70—5,20 „ — ił popielato-zielony, chudszy,
- 5,20—5,45 „ — ił ciemnozielony z piaskiem i żwirkami kwarcowymi,
- 5,45—6,70 „ — ił zielony, przetykany pasmami białego mułku kredowego ze żwirkami; próba po przepłukaniu wykazała obecność kwarcowych, lśniących ziarn skał oligoceńskich (do 1,5 cm średnicy), kanciastych ziarn kwarcu, rogowców i piaskowca glaukonitowego,
- 6,70—7,20 „ — gruz kredowy z głazikami kwarcowymi.

O t w ó r 3a, położony na zachód od poprzedniego w środku dołu, wykazał (poniżej 5-cio metrowej ściany, gdzie odsłania się mułek i ił żółty, zawierający w dolnej części soczewki żwiru kredowego) do głębokości 4,45 m ił popielato-zielony, poniżej ił z mułkiem kredowym i gruzelkową kredą (od 5,45 m w głąb).

Na ścianie wykopu znaleziono profil następujący, od góry:

1. mułek ilasty żółty, warstwowany, nie burzący się z *HCl* — 4,0 m,
2. warstwa scementowanego gruzu kredowego, zawierającego skąpy materiał północny (odłamki granitu, porfiru, kwarcytów) — 0,5 m,
3. ił popielato-zielony, burzący się z *HCl*.

O t w ó r 2, który miał zbadać rozciągłość warstwy 2, założono poza dołem klinkierni przy drodze Białopole — Bušno, kilkanaście metrów na zachód od opisanego profilu. Przebił on od powierzchni ku dołowi następujące warstwy:

- 0— 2,50 *m* — mułek ilasty, żółty, czysty,
 2,50— 3,00 „ — ił zawierający obficie dobrze rozkruszony gruz
 skał północnych (przeważnie zwietrzałe rozsypu-
 jące się ułamki granitów),
 3,00— 3,25 „ — piasek szary, źle sortowany, z materiałem pół-
 nocnym, zlepiony w rodzaj kruchego piaskowca,
 3,25— 3,75 „ — ił przemieszany z gruzem północnym, zawierający
 warstwy glin rdzawych,
 3,75— 5,25 „ — ił żółty, czysty,
 5,25— 5,70 „ — ił żółto-brązowy, zawierający resztki skał kry-
 stalicznych oraz gładziki kwarcowe i piasek kwar-
 cowy; struktura fluidalno-warstwowa,
 5,70— 8,50 „ — ił żółty, czysty,
 8,50—10,70 „ — ił popielato-zielony, u dołu burzy się z *HCl*,
 10,70—11,95 „ — mułek kredowy,
 11,95— i głębiej — kreda.

Otwór 1, założony w północnej części dołu przeszedł następujące warstwy, od góry:

- 0— 3,50 *m* — mułek ilasty, żółty z konkrecjami wapiennymi
 (lalki lessowe) drobno, fluidalnie smugowany;
 burzy się z *HCl*,
 3,50— 4,75 „ — ił zielony,
 4,75— 8,70 „ — ił zielony z mułkiem kredowym,
 8,70—11,45 „ — mułek kredowy,
 11,45— „ — kreda.

Pozostałe zaś otwory w południowej części wykopu przebiły tylko ił żółto-zielonawy z wtrąceniami warstewek, zawierających gładziki kwarcowe bez materiału północnego. Miąższość tego iłu w poszczególnych otworach jest następująca:

- otwór 4 — 4,20 *m*
 otwór 5 — 3,50 „
 otwór 6 — 1,0 „

Na podstawie zaobserwowanych odkrywek i wykonanych wierceń w klinkierni w Białopolu możemy ustalić następujący przekrój syntetyczny:

1. Piaski tarasowe, warstwowane (wstęgowe), o miąższości 1,5—3,0 *m*.
2. Bruk gładzów krystalicznych; największy z bloków, będący zara-
 zem największym ze znalezionych dotychczas na Wyżynie Lu-
 belskiej, liczy 3,5 *m* średnicy (fot. 47).
3. Drobnoziarniste piaski, mułki i iły soliflukcyjne, zawierające gruz
 silnie zwietrzałych skał północnych. Gruz ten jest ułożony w po-

staci zboczowo wyklinowujących się smug i soczewek, przełożonych pasmami i warstwami czystego mułku żółtego. Ilość materiału północnego w smugach dolnych jest mniejsza niż w górnych. Materiał ten jest czasami scementowany (krucha brekcja). Miąższość całego pokładu dochodzi do 5,7 m (wiercenie 2).

4. Mułki ilaste, ility żółte i popielato-zielone, wapniste lub bezwapienne, zawierające czasami konkrecje wapienne (lalki), wykazujące strukturę soliflukcyjną, przetykane warstewkami scementowanych w zlepieniec lub luźnych ziarn kredowych oraz glin brązowych z materiałem tylko miejscowym (residua trzeciorzędowe). Grubość serii dochodzi do 9 m.
5. Gruz i mułek rozlasowanej kredy, zawierający okruchy skał trzeciorzędowych.
6. Kreda.

Mułki żółte, występujące w warstwie 3 i w górnej części warstwy 4 są typu „mułków lessowych“ znanych z okolic Chełma (2), a stwierdzonych na arkuszu Turobin w Sulowie oraz na arkuszu Grabowiec koło Leśniowic.

Arkusz Hrubieszów

Leżąca w granicach Polski część zachodnia arkusza posiada dwojaki rodzaj czwartorzędowe utwory powierzchniowe. Część południowa po równoleżnik Horodła (szosa Horodło — Teratyn) jest pokryta dużej miąższości warstwą lessu, w części północnej występuje piasek.

Najlepsze odsłonięcia lessu dają okolice Hrubieszowa.

We wsi Gródek poniżej cmentarza na wysokim i stromym zboczu doliny Bugu występuje od góry:

- O d k r y w k a 48
1. less górny, typowy, wapnisty, miąższości 20,0 m,
 2. kopalna gleba próchniczna, zawiera silnie zwietrzałe kości ssaków — 0,70 m,
 3. poziom lessu odwapnionego — 1,0 m,
 4. less dolny, typowy, porowaty, wapnisty — 8,0 m,
 5. luźne gładziki północne,
 6. kreda.

Podobny profil odsłania się przy drodze wiodącej w kierunku Hrubieszowa oraz nad Huczwą, blisko jej ujścia, w miejscu, w którym rzeka

przecina wał lessowy Gródka. W obu przekrojach między dwoma potężnymi pokładami lessu występuje gleba kopalna grubości ponad 1 m¹.

W cegielni Michałówka na południe od Hrubieszowa odsłania się od góry:

- Odkrywka 49
1. less typowy, burzy się z HCl ,
 2. seria utworów zboczowych, w której występuje wzajemnie przewarstwiający się less smugowany i piasek źle sortowany, o nachylonych, falistych warstewkach, zawierający gładziki kredowe i krystaliczne; całość wyraźnie spłynięta zboczowo, wykazuje dużą zmienność zarówno w rozciągłości pionowej jak też i poziomej; grubość 5,0 m,
 3. gleba kopalna, czarna — 0,2—0,6 m,
 4. less odwapniony, czerwony (odsłonięty w odkrywce na grubości 1 m).

W Lipicach, jak podaje J. M o j s k i, występuje między dwoma lessami 1,5 metrowej grubości pokład glebowy.

W Czumowie na wysokim brzegu, podcięтым przez Bug, znajduje się od góry:

- Odkrywka 50
1. less żółty, porowaty, słabo warstwowany, miąższość 5,0—6,0 m,
 2. piasek rzeczny, czysty, warstwowany na przemian z lessem — 1,0 m,
 3. mułek barwy popielatej z cienkimi warstewkami resztek roślinnych — 1,5 m,
 4. piasek rzeczny, u góry biały, z okruchami kredy, u dołu szary, bez gładzików, odsłonięty ponad poziom rzeki 2,5 m.

Odkrywka powyższa znajduje się na zboczach rozległego tarasu, wzniesionego od 10 do 12 m ponad poziom rzeki.

Z dalszych odsłoneń na brzegu Bugu interesujący profil podaje J. M o j s k i z Horodła. Występuje tu od góry:

- Odkrywka 51
1. less miąższości 5,0 m,
 2. gleba kopalna — 1,5 m,

¹ Blizszy opis tych odkrywek oraz omówienie stratygrafii lessu w okolicach Hrubieszowa w osobnej publikacji poda J. M o j s k i, opracowujący geologię wzmiankowanego arkusza.

3. mułki lessowe, warstwowane — 1,0 m,
4. piaski rzeczne, warstwowane — 0,9 m,
5. poziom orsztynowy — 0,1 m,
6. drobne piaski z wkładkami iłu — 2,0 m,
7. piasek biały, zakończony od dołu grubym pokładem orsztynu — 1,5 m.

W tej samej miejscowości na brzegu Bugu zostały znalezione pod lessem dużej miąższości ciemnoszare i czarne próchniczne mułki¹.

PRZEGLĄD STRATYGRAFICZNY

Najmłodszymi utworami trzeciorzędu, które w granicach zbadanego obszaru występują, są sarmackie piaskowce kwarcytowe (nad górną Bystrycą koło Sulowa i Aleksandrówki) oraz rafowe wapienie ciągnące się wzdłuż południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza.

Bezpośrednio młodsze utwory, to zagadkowe żwirry, które ogólnie obejmują nazwą „żwirów preglacjalnych“ (schyłek pliocenu, początek plejstocenu). Składają się one w dużej mierze ze skał miejscowych, chociaż nie brak wśród nich elementów „egzotycznych“, pochodzących z południa (Karpaty) lub wschodu (Wołyń). Szczegółową charakterystykę tych żwirów, znalezionych w północnej części Wyżyny Lubelskiej wraz z nawiązaniem w obszerniejszej dyskusji do zagadnień ich genezy i wieku, podaję w pracy wykonanej wspólnie z M. Turnau-Morawską (2).

Owe żwirry preglacjalne znajdują się w kilku odkrywkach na opisywanym obszarze okolic Zamościa. Występują na dnie dolin (Sulów, Kosarzew) jak też na zboczach i grzbietach (Krzczonów). Zawierają obtoczony materiał oligoceński i tortoński (rogowce), wapienie litotamniowe, piaskowce batiatyckie, kwarcy oraz nieobtoczony materiał sarmacki (gruz piaskowców kwarcytowych). Godne wzmianki są charakterystyczne płaskie krzemienie, których źródła należy szukać na wschodzie, oraz znalezione tylko w Sulowie, w dolinie Bystrzycy, kostkowe menility karpackie.

Do tego typu utworów należą również kredowe i kwarcowe żwirki, mułki i ily dolnych części profilu w Białopolu. Jest to materiał, w którym elementów północnych nie znaleziono. Iły posiadają pewne podobieństwo do iłów trzeciorzędowych (miocen i pliocen), występujących dalej na północ, w okolicy Chełma.

¹ Istnieje możliwość, że utwory te reprezentują interglacjał. J. Mojski profil ten opracowuje szczegółowo.

Najstarszymi na naszym obszarze utworami czwartorzędowymi są osady zawierające domieszkę krystalicznych skał północnych, a więc związanych pośrednio lub bezpośrednio z najstarszym (pierwszym) zlodowaczeniem wyżyny. Należą tu prawdopodobnie żółte mułki górnej partii profilu w Białopolu, mułki w Sulowie, Leśniowicach, w Kosarzewie itd. podobne do mułków w Bychawie i w okolicy Chełma, które pod względem petrograficznym — jak wykryła M. Turnau-Morawska (2) — zbliżają się do lessu. Modyfikacja tego najstarszego na Wyżynie Lubelskiej lessu dokonała się drogą przemycia i soliflukcji. O obecności lodowca świadczy przede wszystkim wtrącony w mułki gruz silnie zwietrzałych skał krystalicznych, znaleziony w odkrywcę i w wierceniach w Białopolu.

Do utworów starszego plejstocenu należą również piaski rzeczne, kwarcowe, zawierające dużą przymieszkę glaukonitu oraz rzadkie ziarenka skaleniowe, znalezione w Pilaszkowicach i w Krzczonowie w dolinie Giełczwi (arkusz Turobin i Krasnystaw) bezpośrednio na preglacjale. Są to utwory wysokiego zasypania, które sięgnęło gdzieś do 60 m ponad dzisiejsze dno doliny.

Wymienione wyżej utwory są młodsze od gliny zwałowej, zaliczanej powszechnie do zlodowacenia Cracovien, najczęściej (choć nie zawsze) posiadającej kolor szaro-zielonawy, a występującej płatami na całym badanym obszarze (dobre odsłonięcia tej moreny mamy na arkuszu Kryłów i Tyszowce). Jest to zresztą jedyny poziom zachowanej na tym obszarze moreny dennej. Nie udało się nigdzie stwierdzić profilu, który by nawiązywał do opisanych przez Lw. Sawickiego (6) dwu zachowanych pokładów moreny dennej z Huszczki Wielkiej koło Skierbieszowa (arkusz Grabowiec).

Brak dużych bloków krystalicznych, występujący w Białopolu na mułkach i silnie przerobionej zwietrzelinie skał północnych, z pewnym prawdopodobieństwem można by uznać za ekwiwalent owej moreny. Ścisłe i niezawodne określenie pozycji stratygraficznej bruku nie jest na razie możliwe. Należy bowiem wziąć również pod uwagę ewentualność — wysuniętą niegdyś przez Lm. Sawickiego (5) — dalekiego zasięgu w dorzeczu Bugu zlodowacenia środkowo-polskiego. Dodam, że są mi znane pewne ślady pobytu lodu lądowego tego okresu w okolicach Rejowca i Chełma (moreny czołowe). Sprawa wyświetlenia przynależności bruku białopolskiego będzie przedmiotem dalszych badań w tym terenie.

Młodszy plejstocen Wyżyny Lubelskiej składa się z piasków dolinnych (tarasowych) i zboczowych, a przede wszystkim z lessów. Utwory te odpowiadają zlodowaceni bałtyckiemu, najmłodszemu (Varsovien II). Piaski dolinne tworzą taras doliny Wieprza, Bugu i ich dopływów. Występują zawsze w towarzystwie lessu, zarówno pod, jak też i nad nim (np. Zygmunów na arkuszu Krasnystaw).

Liczne profile świadczą o tym, że less na obszarze objętym arkuszem Zamość mapy 1 : 300 000 wykazuje wyraźną dwudzielność. Dwa lessy występują na arkuszu 1 : 100 000 Hrubieszów i Kryłów. Opisane spod Hrubieszowa odkrywki (zwłaszcza w Gródku) dowodzą, że miąższość lessu dolnego dochodzi do 8 m, górnego do 20 m. Dzieli je nie tylko szeroki pas lessu odwapnionego (do 2 m grubości), lecz również silnie próchniczny czarnoziem stepowy. Dwudzielność lessu widzimy poza tym na arkuszu Tyszowce (Czartowczyk), Zamość (Sąsiadka, Krasnobród), Krasnystaw (Pilaszkowice, Górecko) oraz Grabowiec (Bończa, Trzeszczany).

Należy podkreślić, że przedzielający lessy czarnoziem kopalny występuje głównie w południowo-wschodniej części naszego obszaru, a więc tam, gdzie dzisiaj czarnoziem dominuje na powierzchni (czarnoziemy hrubieszowskie). Natomiast międzylessowy hiatus w części zachodniej naszego terenu jest wyrażony raczej w postaci pozbawionych próchnicy pasów lessu odwapnionego.

Młodsze od lessów są — oprócz aluwiów dolinnych — szeroko na Roztoczu rozpowszechnione piaski i grzyzy zboczowe, które wkraczają na less (Beżec).

WIERCENIA W DOLINIE WIEPRZA MIĘDZY KRASNYMSTAWEM A SZCZEBRZESZYNYM

W okresie od grudnia 1949 r. do maja 1950 r. wykonano na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego w punktach przeze mnie wybranych sześć wierceń w celu zbadania utworów czwartorzędowych wypełniających dolinę Wieprza.

Profil główny, obejmujący 4 wiercenia, przeprowadzono w poprzek doliny Wieprza na linii Zamszany — Tarzymiechy — Ujazdów (7 km na SW od Izbicy). Dalsze wiercenia, które miały zbadać utwory dolinne w rozciągłości podłużnej, założono w Tarnogórze (2 km na W od Izbicy) oraz w Rońsku (2 km na SW od Krasnegostawu). Wiercenia owe uzupełniają informacje i niektóre próbki dotyczące otworu wywierconego przez

firmę studniarską Lewickiego z Zamościa na terenie Państwowego Liceum Pedagogicznego w Szczepreszynie.

Dolina Wieprza na południe od Krasnegostawu posiada postać głębokiej rynny, rozcinającej kredową wyżynę. Szerokość doliny waha się od 3 do 4 km, zbocza kredowe, przeważnie lessem pokryte, wznoszą się do 60 m ponad poziom dna (wysokość dna doliny w Krasnymstawie 177 m n. p. m.).

Głównym elementem morfologicznym doliny jest obszerny taras, 15—20-metrowy, dobrze zachowany i wypełniający większą część dna doliny. Wieprz wąskim pasmem wciął się w taras, w licznych miejscach podciął jego zbocza, dając odsłonięcia pełnego profilu tarasu.

Najlepszą odkrywkę, która daje wgląd we wszystkie utwory tarasu, znalazłem w Tarzymiechach na południowym krańcu wsi w czasie badań w 1948 r., prowadzonych z ramienia Muzeum Ziemi w Warszawie. Za zgodą tej instytucji profil w ogólnych zarysach podaję. Występują tu od góry warstwy następujące:

- 1) piasek średnioziarnisty, warstwowany,
- 2) less typowy, pękający pionowo,
- 3) pylaste aluwia rzeczne, warstwowane,
- 4) piasek drobnoziarnisty,
- 5) utwór zastoiskowy, il drobnowarstwowany o warstewkach brązowych i popielatych, ułożonych w rytmie warwowym,
- 6) il szaro-żółty, ku dołowi szaro-zielony z warstewkami brunatnymi, zawierającymi resztki roślin.

Odkrywkę tę na moje zaproszenie oglądała w 1949 r. wycieczka, w której brał udział m. in. prof. dr Wł. Szafer. Z jego inicjatywy zostały zebrane z warstwy dolnej próbki z florą, którą z kolei zbadał w Zakładzie Botaniki Uniw. Jag. w Krakowie dr A. Śródón. W wyniku badań okazało się, że ily zawierają interesujący zespół flory dryasowej, a więc stały się obiektem tym bardziej godnym bliższego poznania.

Dzięki życzliwości dr E. Rühlego udało się już pod koniec 1949 r. zorganizować prace wiertnicze. Sześć otworów przebiło serię dryasową w różnych punktach, dostarczając dalszego materiału do badań paleobotanicznych.

Wymienionym osobom, a więc prof. Wł. Szaferowi, dr A. Śródónowi i dr E. Rühlemu składam w tym miejscu wyrazy wdzięczności za pomoc i troskę około wspólnej sprawy wyświetlenia charakteru znalezionych przeze mnie utworów.

Pełną poświęcenia opiekę nad wierceniami sprawował mgr J. Trembaczowski z Lublina przy współdziałaniu mgr A. Walczowskiego, którego znów główną zasługą jest odnalezienie i zbadanie wiercenia w Szczepieszynie. Obu Kolegom dziękuję za współpracę.

Oto zestawienie całego materiału, zawierające szczegółowy opis profilów wiertniczych oraz profile syntetyczne:

O t w ó r n r 1 Wieś TARZYMIECHY — ZAMSZANY na południe od Izbicy
Arkusz mapy 1 : 100 000 KRASNŹSTAW

Otwór założony na tarasie doliny Wieprza na wysokości
204 m n. p. m., tj. 17 m ponad dnem doliny

Nr	Głębokość w m	Miąższość w m	O p i s w a r s t w	Wiek
1	0—0,3	0,3	gleba,	P i e j s t o c e n
2	0,3—2,3	1,9	glinka brązowa (less odwapniony),	
3	2,3—3,3	1,0	jasnożółty mułek piaszczysty, burzy się z HCl,	
4	3,3—11,3	8,0	jasnożółty mułek lessowy (less dolinny), warstwowany, z HCl burzy się normalnie	
5	11,3—13,2	1,9	mułek lessowy, piaszczysty,	
6	13,2—14,2	1,0	jasnoszary mułek drobnowarstwowany, burzy się z HCl, zawiera wkładki resztek roślinnych,	
7	14,2—17,2	3,0	szaro-zielony mułek, z wkładkami drobnoziarnistych piasków, zawiera resztki roślin,	
8	17,2—20,2	3,0	szaro-zielony ił, drobnowarstwowany wapnisty,	
9	20,2—21,6	1,4	szaro-zielony mułek z detrytusem roślinnym,	
10	21,6—22,9	1,3	drobny piasek, szaro-zielony,	
11	22,9—27,1	4,2	ił warstwowany barwy szaro-zielonej z wkładkami drobnego piasku,	
12	27,1—27,6	0,5	ił piaszczysty z resztkami roślin,	
13	27,6—28,6	1,0	piasek drobny, mulisty, szary, z resztkami roślin,	
14	28,6—34,8	6,2	piasek drobny, jasnoszary, czysty, z ziarenkami kredy.	

Profil syntetyczny

1. 0—3,3 m piaszczyste aluwia górne,
2. 3,3—11,3 „ less dolinny,
3. 11,3—13,2 „ piaszczyste aluwia dolne,
4. 13,2—28,6 „ seria dryasowa (iły, mułki, drobne piaski z resztkami roślin),
5. 28,6—34,8 „ seria piaszczysto-żwirowa.

O t w ó r nr 2 Wieś TARZYMIECHY — ZAMSZANY na południe od Izbicy

Arkusze mapy 1 : 100 000 KRASNYSTAW

Otwór założony na tarasie doliny Wieprza na wysokości

202 m n. p. m., tj. 15 m ponad dnem doliny

Nr	Głębokość w m	Miąższość w m	O p i s w a r s t w	Wiek
1	0— 0,4	0,4	gleba,	P i e j s t o c e n
2	0,4— 3,1	2,7	żółty, drobny piasek pylasty, drobnowarstwowany, nie burzy się z HCl,	
3	3,1— 4,8	1,7	piasek pylasty, zawiera ziarenka kredy i skaleni, burzy się z HCl,	
4	4,8—10,5	6,3	jasnożółty mułek lessowy (less dolinny), warstwowany, burzy się normalnie z HCl,	
5	10,5—10,8	0,3	piasek pylasty, żółty, zawiera okruchy kredowe (do 1 cm średnicy),	
6	10,8—11,8	1,0	mułek lessowy, spiazszony,	
7	11,8—12,5	0,7	utwór zastoiskowy, ił warstwowany (rytm warwowy), siwy z warstewkami brązowymi,	
8	12,5—13,0	0,5	mułek szaro-żółty drobnowarstwowany,	
9	13,0—17,0	4,0	ił szaro-zielony, drobnowarstwowany, warstewki z de- trytusem roślinnym,	
10	17,0—18,0	1,0	ił jak wyżej, zawiera gładziki kredowe do 1,5 cm średnicy,	
11	18,0—22,4	4,4	szaro-zielony mułek z resztkami roślin z wtrąceniami drobnego piasku,	
12	22,4—24,6	2,2	piasek drobny, szaro-żółty,	
13	24,6—27,4	2,8	piasek drobny, zawiera małe gładziki kredowe,	
14	27,4—31,8	4,4	piasek rzeczny, średni (ziarna skaleni), zawierający ziarna kredowe,	
15	31,8—35,0	3,2	żwiry północne i kredowe,	
16	35,0—35,1	0,1	piasek gruby, marglisty,	
17	35,1—37,1	2,0	grube otoczaki kredowe w piasku zawierającym ma- teriał krystaliczny,	
18	37,1—39,5	2,4	piasek gruby z materiałem krystalicznym i dużymi otoczakami kredowymi,	
19	39,5—40,4	0,9	ił szaro-zielony z gruzem kredowym.	
20	40,4		szary margiel wapnisty.	

P r o f i l s y n t e t y c z n y

1. 0— 4,8 m piaszczyste aluwia górne,
2. 4,8—10,5 „ less dolinny,
3. 10,5—11,8 „ piaszczyste aluwia dolne,
4. 11,8—12,5 „ ił zastoiskowy,
5. 12,5—27,4 „ seria dryasowa (iły, mułki)
z resztkami roślin,
6. 27,4—40,4 „ seria piaszczysto-żwirowa,
7. 40,4 kreda.

O t w ó r n r 3 W i e ś T A R Z Y M I E C H Y na południe od Izbicy
Arkusz mapy 1 : 100 000 K R A S N Y S T A W

Otwór założony na dnie doliny Wieprza tuż obok urwistego zbocza tarasu,
na wysokości 187 m n. p. m.

Nr	Głębokość w m	Miąższość w m	O p i s w a r s t w	Wiek
1	0—0,2	0,2	gleba piaszczysta, łąkowa,	Holocen
2	0,2—1,1	0,9	ilasta, brązowa mada łąkowa.	
3	1,1—2,2	1,1	torf czarny,	
4	2,2—3,1	0,9	szary piasek z humusem, nie burzy się z HCl,	
5	3,1—5,1	2,0	piasek szaro-żółty, drobny,	
6	5,1—7,7	2,6	szaro-zielony il, o plamach niebieskich, drobnowarstwowany, nie burzy się z HCl,	
7	7,7—8,7	1,0	ciemnoszary, prawie czarny il humusowy, bezwapienny,	
8	8,7—9,6	0,9	ciemnoszary mułek humusowy.	
9	9,6—10,4	0,8	torf czarny,	
10	10,4—10,9	0,5	piasek humusowy z warstewkami torfu,	
11	10,9—12,7	1,8	piasek szary z glazikami kredowymi i krystalicznymi,	
12	12,7—13,7	1,0	żwir drobny, przewaga materiału kredowego,	
13	13,7—19,8	6,1	żwir gruby, duże otoczaki kredowe i krystaliczne.	
14	19,8—20,8	1,0	piasek rzeczny, średni, szary, liczne ziarenka glaukonitu,	
15	20,8—21,8	1,0	piasek drobny,	P i e j s t o c e n
16	21,8—22,1	0,3	piasek średni.	
17	22,1—23,1	1,0	piasek gruby z dużymi otoczkami kredy, gruz krystaliczny,	
18	23,1—23,8	0,7	glaziki kredowe, płaskie,	
19	23,8—24,1	0,3	piasek drobny, zawiera glaziki kredowe i krystaliczne,	
20	24,1—24,6	0,5	piasek średni z otoczkami kredowymi,	
21	24,6—26,5	1,9	piasek gruby z dużą ilością otoczek kredowych i krystalicznych,	
22	26,5—29,5	3,0	piasek średni, zanieczyszczony, szary, bez żwiru,	
23	29,5—33,9	4,4	piasek drobny,	
24	33,9—37,4	3,5	żwir mieszany kredowo-krystaliczny,	
25	37,4—38,4	1,0	piasek średni, szary, słabo sortowany, grubsze ziarna kredy i kwarcu,	
26	38,4—41,0	2,6	piasek miąłki,	
27	41,0—42,1	1,1	piasek gruby ze żwirem kredowym i krystalicznym,	
28	42,1—42,5	0,4	piasek średni, bez żwiru,	
29	42,5—43,5	1,0	piasek średni z glazikami kredowymi,	
30	43,5—46,5	3,0	żwir mieszany kredowy (przewaga) i krystaliczny,	
31	46,5—47,4	0,9	drobny żwir kredowy, w nim bardzo skąpy i szczątkowy materiał krystaliczny.	
32	47,4—49,1	1,5	gruby żwir kredowy, w nim bardzo skąpy i szczątkowy materiał krystaliczny,	
33	49,1		szary margiel wapnisty.	Kreda

Profil syntetyczny

(wiercenie i odkrywka na zboczu tarasu)

1. 0— 5,0 m piaszczyste aluwia górne.
2. 5,0— 6,5 „ less typowy,
3. 6,5— 8,5 „ mułek lessowy warstwowany,
4. 8,5—10,5 „ piaszczyste aluwia dolne,
5. 10,5—12,5 „ il zastoiskowy,
6. 12,5—21,6 „ seria dryasowa (iły, mułki, drobne piaski z resztkami roślin),
7. 21,6—22,9 „ torf czarny i piasek humusowy,
8. 22,9—58,5 „ seria piaszczysto-żwirowa (żwirny mieszane kredowo-kryształiczne),
9. 58,5—61,1 „ żwir kredowy ze skąnym materiałem krystalicznym,
10. 61,1— „ kreda.

Otwór nr 4 Wieś UJAZDÓW. Arkusz mapy 1:100 000 KRASNYSTAW

Otwór założony na zboczu tarasu doliny Wieprza na wysokości 199 m n. p. m.,
tj. 12 m ponad dnem doliny (3 m poniżej powierzchni tarasu)

Nr	Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Wiek
1	0— 1,0	1,0	ciemnobrązowy mułek lessowy (odwapniony).	P I E L I S T O C E N
2	1,0— 1,9	0,9	jasnobrązowy mułek lessowy, burzy się z HCl,	
3	1,9— 4,4	2,5	jasnożółty mułek lessowy (less dolinny) warstwowany, burzy się normalnie z HCl,	
4	4,4— 5,3	0,9	jasnosiwy mułek lessowy,	
5	5,3— 6,0	0,7	jasnożółty mułek lessowy,	
6	6,0— 8,0	2,0	siwy mułek lessowy,	
7	8,0—10,1	2,1	żółty mułek lessowy,	
8	10,1—11,4	1,3	mułek zwięzły, ilasty, barwy żółtej, z plamami siwymi i żółto-rdzawymi,	
9	11,4—11,9	0,5	il szaro-zielony. z HCl burzy się bardzo słabo.	
10	14,6—14,9	0,3	il szaro-zielony, zwięzły, z HCl burzy się normalnie,	
11	14,6—14,9	0,3	il szaro-zielony, zwięzły, z HCl burzy się normalnie	
12	14,9—15,5	0,6	mułek czarny, torfiasty, z HCl nie burzy się,	
13	15,5—19,8	4,3	szaro-zielony il chudy i mułek drobnowarstwowany,	
14	19,8—21,6	1,8	piasek drobny z warstewkami ilu,	
15	21,6—22,6	1,0	piasek marglisty, zwięzły, z luźnymi gładzikami kredowymi (przewaga) i krystalicznymi,	
16	22,6—25,0	2,4	piasek średni, szary, z gładzikami kredy (przewaga) i skał krystalicznych,	

17	25,0—26,8	1,8	ił chudy, szaro-zielony burzy się z HCl,
18	26,8—28,7	1,9	piasek szaro-zielony,
19	28,7—30,5	1,8	żwir mieszany kredowo-krystaliczny,
20	30,5—32,6	2,1	piasek szary ze żwirem (liczne ziarna krystaliczne),
21	32,6—36,3	2,7	piasek szary bez żwiru,
22	36,3—37,0	0,7	piasek gruby ze żwirem,
23	37,0—42,7	5,7	żwir kredowo-krystaliczny,
24	42,7—44,2	1,5	piasek gruby bez żwiru,
25	44,2—49,1	4,9	piasek średni bez żwiru.

Plejs to c e n

Profil syntetyczny

(od powierzchni tarasu)

1. 0—13,1 m less dolinny,
2. 13,1—24,6 „ seria dryasowa (iły, mułki, drobne piaski) z resztkami roślin,
3. 24,6—52,1 „ seria piaszczysto-żwirowa.

O t w ó r nr 5 Wieś TARNOGÓRA. Arkusz mapy 1 : 100 000 KRASNYSTAW

Otwór założony w parowie rozcinającym taras doliny Wieprza, obok cmentarza w Tarnogórze, na wysokości 194 m, tj. 10 m ponad dnem doliny

Nr	Głębokość w m	Miąższość w m	O p i s w a r s t w	Wiek
1	0— 0,2	0,2	gleba,	
2	0,2— 4,7	4,5	mułek lessowy żółty, warstwowany,	
3	4,7— 7,0	2,3	mułek lessowy siwy,	
4	7,0— 8,6	1,6	szaro-zielony ił z sino-niebieskimi plamami, burzy się z HCl,	
5	8,6— 9,0	0,4	drobny piasek szary,	
6	9,0— 9,5	0,5	szaro-zielony ił, drobnowarstwowany,	
7	9,5—17,4	7,9	szaro-zielony mułek, zwięzły, drobnowarstwowany, zawierający cienkie wkładki resztek roślinnych, w dolnej części nieco spiaszczony,	
8	17,4—20,2	2,8	szaro-zielony ił drobnowarstwowany, burzy się z HCl, z resztkami roślin,	
9	20,2—20,7	0,5	piasek średni, szary, z warstewkami iłu, zawiera żwir kredowy,	
10	20,7—21,2	0,5	żwir kredowy (o średnicy 2—3 cm)	
11	21,2—22,5	1,3	piasek średni ze żwirem kredowym,	
12	22,5—22,9	0,4	szaro-zielony ił, bardzo obfite resztki roślin,	
13	22,9—23,9	1,0	piasek rzeczny, średni, jasnoszary, rzadkie gładziki kredowe,	
14	23,9—25,8	1,9	drobny piasek. rzadkie gładziki kredowe,	
15	25,8—26,0	0,2	szaro-zielony ił z obfitymi resztkami roślin,	
16	26,0—29,5	3,5	piasek rzeczny szary, średni, z gładzikami kredowymi,	

Plejs to c e n

17	29,5—30,5	1,0	gruby piasek z gładzikami kredowymi i krystalicznymi (północnymi),
18	30,5—31,0	0,5	żwir mieszany (kredowo-krystaliczny), przewaga żwiru kredowego,
19	31,0—32,0	1,0	gruby piasek ze żwirem,
20	32,0—36,0	4,0	gruby piasek z warstwami żwiru mieszanego, w którym przeważa materiał krystaliczny,
21	36,0—38,5	2,5	gruby żwir krystaliczny, północny (o średnicy do 8 cm),
22	38,5—42,5	4,0	drobny żwir mieszany, przeważa materiał krystaliczny,
23	42,5—46,6	4,1	gruby piasek i żwir, materiał krystaliczny oraz duże otoczaki kredowe,
24	46,6—49,1	2,5	szary mułek zwięzły, z drobnymi gładzikami kredowymi i bardzo skąpym materiałem krystalicznym.

Plejstocen

P r o f i l s y n t e t y c z n y
(wiercenie z odkrywką na zboczu tarasu)

1. 0—17,0 m less dolinny,
2. 17,0—30,2 „ mułki i ły dryasowe,
3. 30,2—39,5 „ piaski ze żwirem kredowym i wtrąceniami iłó w z resztkami roślin,
4. 39,5—56,6 „ piaski i żwiry o przewodze materiału krystalicznego,
5. 56,6—59,1 „ mułek z gładzikami kredowymi.

O t w ó r n r 6 W i e ś R O N S K O n a p o ł u d n i e o d K r a s n e g o s t a w u
Arkusz mapy 1 : 100 000 K R A S N Y S T A W

Otwór założony na zboczu tarasu doliny Wieprza na wysokości 188 m n. p. m.,
tj. 10 m ponad dnem doliny

Nr	Głębokość w m	Miąższość w m	O p i s w a r s t w	Wiek
1	0— 1,2	1,2	mułek lessowy, odwapniony,	Plejstocen
2	1,2— 2,2	1,0	less piaszczysty, burzy się z HCl,	
3	2,2— 3,3	1,1	less żółty, czysty,	
4	3,3— 6,7	3,4	less piaszczysty,	
5	6,7— 7,3	0,6	mułek piaszczysty, szary, nie burzy się z HCl,	
6	7,3— 9,1	1,8	piasek drobny, mulisty, szary,	
7	9,1—10,1	1,0	piasek średni, żółty, z płaskimi otoczkami kredowymi i wyraźnym materiałem północnym,	
8	10,1—11,1	1,0	piasek średni z grubym żwirem kredowym,	
9	11,1—14,1	3,0	piasek gruby, żwirzasty, żwir mieszany z przewagą kredy,	
10	14,1—17,1	2,0	żwiry przeważnie kredowe,	

11	17,1—18,3	1,2	żwirry mieszane (kredowo-krystaliczne), udział żwirów północnych bardzo znaczny,
12	18,3—18,5	0,2	głaziki kredowe płaskie,
13	18,5—20,0	1,5	żwirry mieszane, wśród piasku,
14	20,0—20,2	0,2	żwirry mieszane z udziałem grubych głazów.
15	20,2—20,4	0,2	warstwa marglista, zlepione głaziki mieszane,
16	20,4—21,9	1,5	żwir mieszany, przewaga materiału północnego, nie-obtoczone odłamki piaskowców sarmackich,
17	21,9—23,9	2,0	piasek ze żwirkiem.
18	23,9—26,0	2,1	piasek drobny i średni, bez żwiru,
19	26,0—26,5	0,5	piasek średni z głazikami kredowymi,
20	26,5—33,1	6,6	żwir mieszany i piasek gruby, ostry,
21	33,1—34,0	0,9	żwir gruby, kredowy i północny,
22	34,0—41,5	6,5	piasek drobny, szary (brudnożółty), burzy się z HCl,
23	41,5—44,2	2,7	piasek średni, szary.
24	44,2—49,2	4,9	piasek średni z rzadkimi głazikami kredowymi, zawiera materiał północny.

Profil syntetyczny

(wiercenie i odkrywka)

1. 0— 5,0 m piaszczyste aluwia górne,
2. 5,0—11,7 „ less dolinny,
3. 11,7—14,7 „ seria dryasowa (mułki i drobne piaski),
4. 14,7—54,1 „ seria piaszczysto-żwirowa.

DODATKOWE OTWORY NA DNIĘ ŁAKOWYM DOLINY WIEPRZA NA LINII PROFILU TARZYMIECHY — UJAZDÓW ZAŁOŻONE W CELU ZBADANIA POŁOŻENIA WARSTWY TORFOWEJ (OTWORU NR 3)

O t w ó r 3a — tuż obok otworu nr 3, na prawym brzegu Wieprza

Nr	Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Wiek
1	0— 1,1	1,1	mała dolinna łąkowa.	Holocen
2	1,1— 1,5	0,4	muł torfowy czarny.	
3	1,5— 2,5	1,0	piasek średni szary,	
4	2,5— 4,6	1,1	piasek średni jasny.	
5	4,6— 8,5	3,9	ił szaro-zielony i niebieskawy, nie burzy się z HCl,	
6	8,5— 9,0	0,7	mułek szary.	Plejstocen
7	9,0— 9,2	0,2	piasek średni szary,	
8	9,2— 9,9	0,7	torf czarny.	
9	9,9—13,6	3,7	piasek ciemny, próchniczny, z fauną (mięczaki).	

O t w ó r 3b — na lewym brzegu Wieprza, w odległości 20 m od rzeki

Nr	Głębokość w m	Miąższość w m	O p i s w a r s t w	Wiek
1	0—1,0	1,0	muł dolinny, brązowy,	Holocen
2	1,0—2,9	1,9	mułek piaszczysty, szaro-brązowy, z niebieskimi plamami, z roślinnością, burzy się z HCl,	
3	2,9—4,3	1,4	piasek szary próchniczny, z gładzikami kredowymi, liczne skorupy <i>Unio</i> i kawałek nieoznaczonej kości,	
4	4,3—7,2	2,9	ił szaro-zielony, nie burzy się z HCl, w dolnej części smugi resztek roślinnych.	Plejstocen
5	7,2—7,9	0,7	ił czarny,	
6	7,9—8,9	1,0	piasek szary, próchniczny.	
7	8,9—9,2	0,3	torf czarny.	
8	9,2—13,7	4,5	piasek szary, mulisty.	

O t w ó r 3c. — w odległości 200 m od poprzedniego (3b)

Nr	Głębokość w m	Miąższość w m	O p i s w a r s t w	Wiek
1	0—3,1	3,1	torf czarny,	Holocen
2	3,1—7,5	4,4	piasek szary, próchniczny,	
3	7,5—9,0	1,5	mułek szary zawierający wkładki łu szaro-zielonego,	Plejstocen
4	9,0—10,0	1,0	piasek drobny, szary.	
5	10,0—13,0	3,0	piasek średni, ku dołowi grubszy.	

O t w ó r 3d — w odległości 300 m od poprzedniego (3c)

Nr	Głębokość w m	Miąższość w m	O p i s w a r s t w	Wiek
1	0—0,5	0,5	mada dolinna,	Holocen
2	0,5—2,4	1,9	torf czarny.	
3	2,4—3,4	1,0	muł bagienny, niebieskawy.	
4	3,4—6,7	3,3	piasek średni, szary, próchniczny.	Plejstocen
5	6,7—10,1	3,4	piasek średni, jasny, z gładzikami kredowymi i wkładkami łu szaro-zielonego.	
6	10,1—13,1	3,0	piasek średni, ku dołowi grubszy, ze zwiernem kredowym i krystalicznym.	

STRATYGRAFIA UTWORÓW DOLINY WIEPRZA

Cztery pierwsze otwory pozwoliły odtworzyć przekrój poprzez dolinę Wieprza na linii odkrywki w Tarzymiechach. Tylko dwa otwory sięgnęły do kredy, jednak przybliżona znajomość położenia powierzchni podłoża głębszego na zboczach doliny ułatwia wykreślenie profilu (fig. 50).

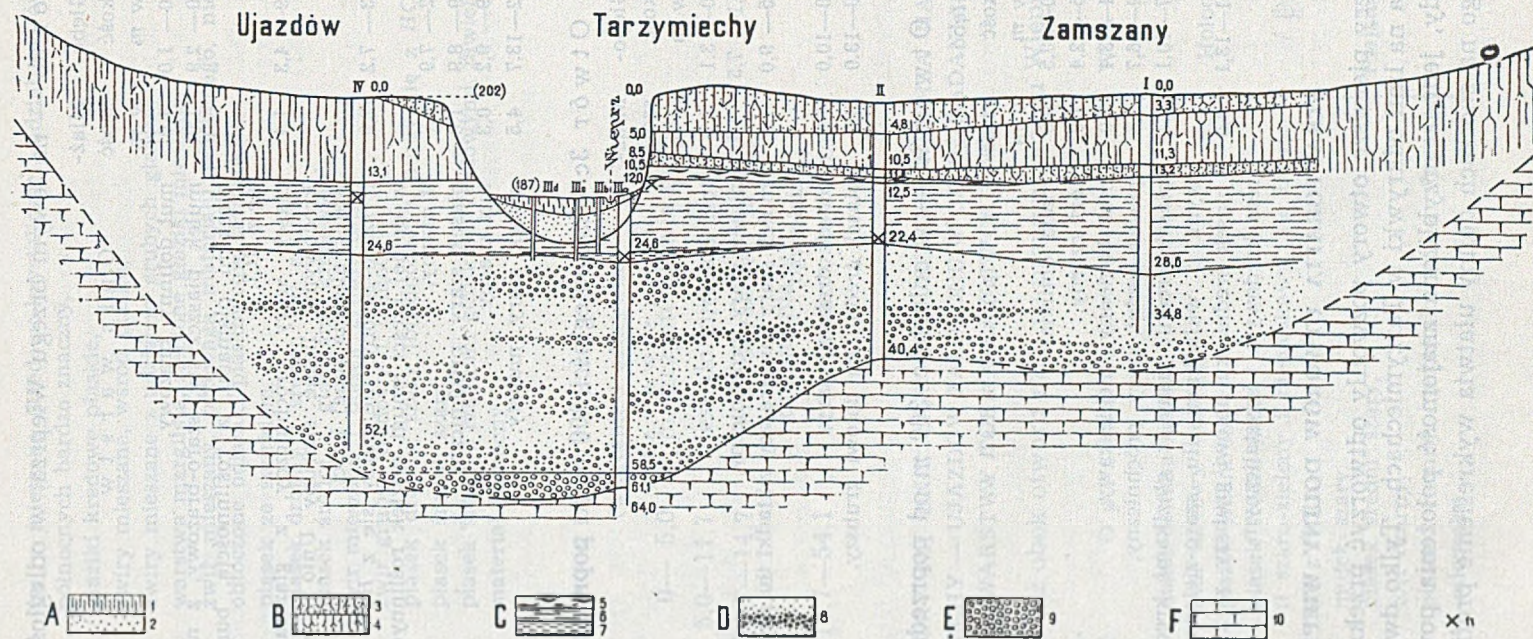


Fig. 50

Przekrój w poprzek Wieprza koło Tarzymiech na południe od Izbicy

A — Holocen: 1 — torf i mady; 2 — piaski. B—E — Plejstocen: 3 — piaski; 4 — less; 5 — ily warwowe; 6 — mułki, ily dryasowe; 7 — torf; 8 — piaski, żwiry mieszane; 9 — żwiry kredowe. F—10 — kreda. 11 — flora.

Z rysunku wynika, że dolina ma kształt szerokiej rynny wypełnionej 60-metrową pokrywą akumulacyjną, w której można wyróżnić 4 następujące serie:

1. Żwir kredowy na ogół gruby, dobrze obtoczony, czysty, wyglądający na pierwsze wejrzenie na utwór preglacjalny. Po przesianiu wszystkich prób, w każdej z nich znaleziono bardzo skąpy, lecz niewątpliwy materiał północny, w postaci drobnych otoczków i odłamków skał krystalicznych i wapiennych (seria E).

2. Ponad tymi żwirami kredowymi pojawia się gruby kompleks żwiru mieszanego kredowo-krystalicznego i piasków, zawierających obficie ziarenka skaleni (seria D). Największa grubość przypada w środku doliny (Tarzyniechy, profil nr 3, miąższość 35 m). Należy podkreślić, że nie był to jednolity i jednofazowy proces sedymentacyjny, lecz kilkakrotne, cykliczne wzmoczenie akumulacji, dające w rezultacie szereg warstw żwirowych, przechodzących ku górze w piaski grube i drobne. Warstwy żwirowe zawierają przeważnie płaskie otoczki kredowe oraz słabo obtoczone ziarna, częściej zaś nieobtoczony gruz krystaliczny. Ilość materiału krystalicznego jest największa w dolnej i środkowej części serii, ku górze ulega wyraźnej redukcji na rzecz żwiru kredowego.

3. Seria dryasowa (C), wyraźnie zindywidualizowana we wszystkich otworach, składa się z mułków, iłów i drobnych piasków koloru cementu, zawierających drobne wtrącenia warstw roślinnych. Grubość serii waha się w przekroju Tarzyniechów (otwory nr 1—4) od 11 do 15 m. Materiał jest bardzo drobnowarstwowany. Duże znaczenie stratygraficzne mają warstwy od góry i dołu towarzyszące serii dryasowej i częściowo z nią związane. U dołu jest pokład torfu czarnego (0,8 m), u góry ił zastoiskowy, warwowy, nawiercony w otworze nr 2, a odsłonięty na zboczu tarasu w Tarzyniechach. Torf oddziela serię dryasową od serii żwirowo-piaszczystej, ił warwowy jest zakończeniem sedymentacji serii.

4. Seria aluwialno-lessowa (B) jest oddzielona powierzchnią erozyjną (rozmycie iłów zastoiskowych) od serii dryasowej. Składa się ona z trzech kompleksów sedymentacyjnych, wyraźnie widocznych w odkrywcę w Tarzyniechach, a przewierconych w otworze nr 1 i 2. U góry pokład piasków rzecznych, w środku less typowy lub dolinny (warstwowany), u dołu pylaste piaski. Utwór pośredniej lub bezpośredniej sedymentacji eolicznej jest tu podścielony i przykryty osadami rzecznyymi. Ścisły związek tych kompleksów ze sobą i ich przejścia wzajemne zostały w terenie stwierdzone. Są to utwory jednolitej fazy sedymentacyjnej eoliczno-aluwialnej.

5. Seria najmłodsza (A) wypełnia tę część doliny, która powstała po rozmyciu serii starszych (powstanie tarasu 15—20-metrowego). Są to

piaski, torfy i mady dolinne — seria przewiercona w otworach nr 3 oraz 3a do 3d — osiągające grubość do 7,5 m. Odgraniczenie piasków tej serii od piasków serii starszych (C i D) jest niepewne, zwłaszcza w otworze 3d.

Utwory przewiercone w Tarnogórze (otwór nr 5) i Rońsku (otwór nr 6) w pełni nawiązują do wyróżnionych serii sedymentacyjnych doliny Wieprza.

W Tarnogórze mamy bardzo wyraźny fragment wzniesionego tutaj 20 m ponad dnem doliny tarasu, na którym rozbudowała się osada. W odkrywkach na zboczu tarasu odsłania się wszędzie less warstwowany, burzący się z HCl. Seria dryasowa w górnej części (miąższości 13 m) jest identyczna w swoich zewnętrznych cechach z odpowiednimi osadami z poprzednich otworów. Dolna jej część jest nieco inna, składa się przeważnie z piasków, zawierających gładziki kredowe oraz warstwowe wtrącenia stalowych iłów z resztkami roślin. Miąższość całej serii wynosi 22,5 m. Następny ku dołowi kompleks osadów to żwiru mieszane i piaski, w zupełności podobne do żwirów w Tarzymiechach. Otwór został przerwany ze względów technicznych w warstwie mułków, które odróżniają się od serii wyżej leżących, gdyż zawierają przeważnie materiał miejscowy, z małym dodatkiem — wydobytych po przeszlamowaniu całej próbki i trudnych do oznaczenia — resztek skał krystalicznych.

Między Tarnogórą a następnym ku północy otworem we wsi Rońsko koło Krasnegostawu w dolinie Wieprza zachowały się duże połacie tarasu 20-metrowego, na których rozbudowały się wsie Romanów, Dworzyska (skąd profil utworów tworzących taras opisał Lw. S a w i c k i — 6) oraz Latyczów, gdzie na znacznej przestrzeni mamy doskonałe odsłonięcia warstw plejstocenijskich.

U dołu (do 3 m ponad poziom rzeki) widzimy tutaj ły i mułki dryasowe (z warstewkami detrytusu roślinnego i z zachowanymi pancerzami chrząszczy), wyżej piaski drobnoziarniste i mułki przechodzące w less dolinny, warstwowany i niewarstwowany (12 m). Ponad tymi utworami ciągną się piaski tarasowe, zawierające gładziki kredowe. Miąższość ich jest zmienna, największa w okolicach wsi Rońsko, gdzie na wysokości 188 m n. p. m. założono otwór na dnie dołu piaskowni eksploatującej owe piaski górne.

Następstwo warstw jest podobne jak w profilach poprzednich, z tą różnicą, że szaro-zielone ły dryasowe, które znajdują się na południe od Rońska w Latyczowie i na północ od tej wsi między Krakowskim Przedmieściem a Krasnymstawem, tu zostały rozmyte, a z całej serii pozostały tylko szare, drobnoziarniste piaski. Zniszczenie iłów można wyjaśnić działalnością Żółkiewki (dopływ Wieprza), której stara dolina łączyła się w okolicach Rońska z Wieprzem. Otwór w Rońsku do głębokości 49 m

(tzn. 39 m poniżej dna doliny) nie przebił całej serii piaszczysto-żwirowej, w której nierzadkie są grube, utrudniające wiercenie bloki.

Do opisanych profilów nawiązuje wykonany w 1948 r. w Szczebryzynie na dziedzińcu Liceum Pedagogicznego otwór, o którym dane zebrał na miejscu A. Walczowski. Niestety wiertacz nie prowadził zapisków w czasie wykonywania prac, stąd wiadomości są nieściśle, ale kilka próbek z tego wiercenia, odnalezionych przez mego informatora w Liceum, umożliwia odtworzenie profilu, który przedstawia się następująco:¹

- 0— 5,0 m less
- 5,0—12,0 „ piasek siwy z mułkiem,
- 12,0—32,0 „ drobny żwir mieszany (kredowo-krystaliczny), przeważnie krystaliczny,
- 32,0—48,0 „ grubszy żwir mieszany zawierający otoczaki o średnicy 5—8 cm. Materiał mieszany, przewaga skał północnych, oprócz tego otoczaki kredy i obtoczone kawałki lignitu,
- 48,0—50,0 „ drobny żwir kredowy ze skąpym materiałem krystalicznym,
- 50,0 kreda.

W porównaniu z profilami z Tarzymiech, Tarnogóry i Rońska uderza tu brak odpowiednika serii dryasowej. Iły dryasowe, jak stwierdziłem w terenie w górę doliny, na południe od Tarzymiech, występują jeszcze (przekopane w studniach) we wsi Staw Noakowski. Widocznie dalej ku południowi wyklinowują się i nie wchodzą w obręb Roztocza, do którego należy już szczebryzyski odcinek doliny Wieprza. Natomiast osadem wypełniającym dolinę, są tu żwiry serii D profilu Tarzymiech.

Materiał wstępnego opracowania botanicznego², który przysłał mi do wyzyskania A. Środ oń, walnie przyczynia się do wyjaśnienia stratygrafii opisywanych utworów.

W iłach odsłoniętych w dolnej części odkrywki w Tarzymiechach, znalazł A. Środ oń bogatą florę arktyczną typu dryasowego z następującymi gatunkami: *Salix herbacea*, *Betula nana*, *Thalictrum alpinum*, *Saxifraga oppositifolia*, *Oxyria digyna*, *Polygonum viviparum*, *Armeria vulgaris*, *Potamogeton obtusifolius* (oznaczył J. Mądalski) i inne.

Z próbek pobranych w otworach wiertniczych oznaczył A. Środ oń florę dryasową z serii mułków i iłów w Zamszanach i Tarnogórze.

¹ Próbki pobrane przez ob. Klimaszynskiego, profesora Liceum, znajdują się w pracowni fizycznej Liceum Pedagogicznego w Szczebryzynie.

² Całość szczegółowego opracowania botanicznego, dla którego wykonano dodatkowe wiercenia 3a—3d, ukaże się w osobnej publikacji.

W Zamszanach: *Betula nana*, *Thalictrum alpinum*, *Armeria vulgaris*.

W Tarnogórze typowa flora dryasowa występuje na głębokości 25,8—26,0 m z: *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Armeria vulgaris*, *Thalictrum alpinum*, *Oxyria digyna*, *Salix* sp., *Potamogeton* sp.

Piękną florę innego typu znaleziono w warstwie 9 (torf) i 10 (piasek próchniczny z warstewkami torfu) profilu Tarzymiechy nr 3. Są to warstwy leżące na granicy serii żwirów mieszanych i serii dryasowej. Cytuję dosłownie opinię A. Środonia:

„Tarzymiechy, głębokość 9,6—10,4 m. Bogata flora wodna z następującymi gatunkami: *Nuphar luteum*, *N. pumilum*, *Najas marina*, *N. flexilis*, *N. minor*, *Scirpus lacustris*, *Zannichellia palustris*, *Hippuris vulgaris*, *Ceratophyllum demersum*, *C. submersum*, *Myriophyllum* sp., *Potamogeton* sp., *Carex* sp.

Badanie mikroskopowe tej próbki metodą analizy pyłkowej dało następujące wyniki: *Pinus* 14%, *Betula* 73%, *Salix* 13%, pyłki roślin niedrzewiastych — 1557 (liczba bezwzględna).

Tarzymiechy, głębokość 10,4—10,9 m. Bogata flora wodna, stanowiąca ciąg dalszy poprzedniej. Stwierdzone w tej próbce gatunki są następujące: *Betula humilis*, *Cirsium arvense*, *Taraxacum* sp., *Nuphar luteum*, *Najas marina*, *N. flexilis*, *Zannichellia palustris*, *Ceratophyllum demersum*, *Scirpus lacustris*, *Myriophyllum* sp., *Carex* sp.

Badanie mikroskopowe tej próbki metodą analizy pyłkowej dało następujące wyniki: *Pinus* 11%, *Betula* 73%, *Salix* 13%, *Carpinus* 0,5%. Pyłki roślin niedrzewiastych — 1348 (liczba bezwzględna).

Z uwagi na występowanie arktycznej flory typu dryasowego powyżej obu tych próbek oraz ze względu na skład procentowy pyłków drzew i duże ilości pyłków roślin niedrzewiastych, obie próbki reprezentują najprawdopodobniej niewielki fragment chłodnej, schyłkowej części interglacjału. Jest rzeczą niezmiernie interesującą występowanie aż trzech gatunków rodzaju *Najas*, a zwłaszcza *Najas marina* i *N. minor* w okresie panowania lasów brzozowych (*Betula humilis*) z wierzbą i sosną. Wymienione gatunki rodzaju *Najas* uważane są dość powszechnie za rośliny o stosunkowo dużych wymaganiach cieplnych“.

WNIOSKI

Reasumując podany wyżej materiał i porządkując stratygrafię opisanych utworów doliny Wieprza, podaję tymczasowe wnioski odnośnie do ich wieku, czyniąc przy tym nawiązania do schematu stratygraficznego plejstocenu całości utworów południowej części Wyżyny Lubelskiej.

Wydaje się rzeczą najzupełniej oczywistą, że seria piaszczysto-żwirowa, zawierająca duże bloki północne i wypełniająca starą, szeroką,

w kredzie wyrzeźbioną dolinę Wieprza (seria D) odpowiada głównemu zlodowaceniowi Wyżyny, po którym zachowała się tu glina zwałowa. Będzie to zatem utwór fluwioglacjalny, po części fluwialny (po ustąpieniu lodowca), lecz w całości nawiązujący do szaro-zielonej moreny (zlodowacenie Cracovien).

Żwiry kredowe serii E są oczywiście starsze od tego zlodowacenia. Jest to reszta utworów rzecznych (rzeka odznaczała się dużym spadkiem), prawdopodobnie interglacjalnych, świadczących o intensywnym niszczeniu erozyjnym podłoża kredowego. Przed tym okresem miało miejsce starsze zlodowacenie, którego utwory zostały doszczętnie rozmyte w czasie długiej przerwy międzylodowcowej. U schyłku tego interglacjału powstały żwiry serii E, wśród której zachowały się szczątki dawnej akumulacyjnej pokrywy glacialnej. Interglacjał ten był nieporównanie dłuższy od wszystkich późniejszych młodszych interglacjałów, których ślady dadzą się wysledzić na Wyżynie Lubelskiej, gdyż w ciągu żadnego z nich nie doszło do równie silnego zniszczenia utworów glacialnych. Ten najstarszy okres glacialny, którego pozostałości są zarejestrowane utworami serii E, mógł być odpowiednikiem zlodowacenia, reprezentowanego przez gruz krystaliczny w mulkach soliflukcyjnych Białopola.

Fragment interglacjału bezpośrednio młodszego od serii piaszczysto-żwirowej znajdujemy w warstwie torfu, oddzielającego ów kompleks sedimentacyjny od serii dryasowej.

Serię dryasową, w której przetrwały resztki roślin tundrowych, najwłaściwiej możemy związać z tym zlodowaceniem, które nie dotarło do południowych połaci Wyżyny Lubelskiej, lecz zatrzymało się w niewielkiej odległości od tego obszaru. Będzie to więc zlodowacenie środkowopolskie (Varsovien I), kończące się w okolicach Puław, Lublina i Rejowca. Dolina Wieprza pod Krasnymstawem znajdowała się w pasie tundrowo-peryglacialnym. Ostatnia faza tego zlodowacenia, świadcząca o maksymalnym zasięgu lodu lądowego i o zatamowaniu doliny Wieprza, pozostawiła ily warwowe, odsłonięte i przewiercone w Tarzymiechach w stropie serii dryasowej.

Utwory serii B konsekwentnie wiązać należy ze zlodowaceniem bałtyckim (Varsovien II), które na Wyżynie Lubelskiej doprowadziło do powstania pokrywy lessowej.

Lessy południowej części Wyżyny Lubelskiej najwyraźniej rejestrują dwa okresy zimne, przegrodzone glebotwórczym okresem ciepłym. W lessach dolinnych, poza profilem w Pilaszkowicach, brak ścisłych dowodów dwudzielnosci tego okresu. Pozostaje więc do wyjaśnienia problem, któremu lessowi (górnemu czy dolnemu) odpowiadają lessowe

utwory dolinne między Tarzymiechami a Krasnymstawem. Na tle zaś całości stratygrafii wymaga zbadania zagadnienie, czy dwudzielność lessowa Wyżyny Lubelskiej jest wynikiem dwu faz tego samego zlodowacenia (Würm I i II), czy też pochodzi z dwu odrębnych zlodowaceń.

L I T E R A T U R A

1. Jahn A. — Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem (Quaternary deposits and morphology of the valley of Bug river near Sokal). *Kosmos*, t. 65, z. 1—4, Kraków 1948.
2. Jahn A., Turnau-Morawska M. — Preglacja i najstarsze utwory plejstocenijskie Wyżyny Lubelskiej (Pre-glacial and oldest Pleistocene deposits of the Lublin Upland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 65, Warszawa 1952.
3. Łomnicki M. — Atlas Geologiczny Galicji, z. 10. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* Kraków 1898.
4. Nowak J. — Bauelemente und Entwicklungsphasen des Bug-Tieflandes. *Geol. Gesell. Mitteil.* Bd. 7, Wien 1914.
5. Sawicki Lm. — Wiadomość o środkowo-polskiej morenie czołowej (Über die mittelpolnische Endmoräne). *Pol. Akad. Umiej. Rozpr.* A, t. 21, Kraków 1922.
6. Sawicki Lw. — Morena deuna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L_3) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa (La moraine de fond de la glaciation plus ancienne que le Cracovien (L_3) à Huszczka Wielka, district de Zamość). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 9, Kraków 1933.
7. Szafer Wł. — Eine Dryas-Flora bei Krystynopol in Galizien. *Acad. Sci. Bull. Intern.* Cracovie 1912.
8. Uhlig V. — Über die geologische Beschaffenheit eines Teiles der Ost- und Mittelgalizischen Tiefebene. *K. K. Geol. R.-A. Jahrb.* Bd. Wien 1884.

Альфред ЯН

МАТЕРИАЛЫ ПО ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ЛИСТА КАРТЫ 1 : 300 000 — Замость

(с 1 табл., 6 фот. и 7 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

Статья представляет собой отчет об исследованиях стратиграфии четвертичных отложений южной части Люблинской Возвышенности. Установлено, что породами, покрывающими сарматские отложения Возвышенности, являются гравии, не содержащие обломков кристаллических северных пород. Характер отложений плейстоцена в этой местности свидетельствует о том, что Люблинская Возвышенность дважды подвергалась оледенению. Доказательством более древнего оледенения являются остатки кристаллических пород в наиболее старых плейстоценовых отложениях Возвышенности. Второе оледенение оставило моренную глину. Выше залегают отложения, свидетельствующие о том, что на территории Польши было еще два более молодых оледенения, которые не достигли Возвышенности. Доказательством этого является найденная в долине Вепржа мощная серия дриасовых глин и лессы.

Р Е З Ю М Е

В 1949 г. группа сотрудников Люблинского Университета под руководством автора, в составе — А. Вальчовский, Я. Трембачовский, Е. Мойский и З. Гроховский по заданию Государственного Геологического Института составила геологическую карту южной части Люблинской Возвышенности (лист Замость) в масштабе 1 : 300 000. Полевые работы дали интересный материал, послуживший для установления стратиграфии четвертичных отложений этой

территории. Для разрешения ряда стратиграфических проблем применялось бурение. Важнейшие разрезы в пределах отдельных листов польской карты 1: 100 000, составляющих лист Замость 1 : 300 000 представляются следующим образом (фиг. 45).

С а к а ль. По данным бурения, описанного Ш а ф е р о м в 1912 г. в долине Буга — развиты следующие отложения (сверху вниз):

1. Слоистые глины.
2. Глины с дриасовой флорой.
3. Догляциальные гравии без обломков северных пород.

За пределами долины Буга вся окрестность покрыта мощным покровом лессов.

Т о м а ш у в Л ю б е л ь с к и й. Здесь залегают лессы и встречаются остатки ледниковых отложений в виде отдельных валунов. В двух местах (обнажения 2 и 3) в кровле измененных лессов была обнаружена ископаемая почва.

К р ы л у в. На возвышенностях, расположенных вдоль долины Буга (обнажение 13) выступают догляциальные отложения, покрытые глинами, выше — горизонт валунов и пески. Догляциальные отложения представлены здесь гравиями, возникшими за счет более древних третичных пород — известняков, кварцитов и роговиков.

Ледниковые отложения обнаружены в виде нескольких пятен серо-зеленых моренных глин (донная морена). Глины эти хорошо видны в обнажении № 8 вблизи деревни Цихобурж и в обнажении № 10 — вблизи деревни Радостув.

Т ы ш о в ц е. В северной части листа выходят на поверхность меловые отложения, а в южной — развит мощный покров лесса. Наиболее полный разрез был обнажен вблизи деревни Чартовчик (обнажение 17). Здесь залегают (сверху вниз):

1. Лессы (5,0).
2. Ископаемая почва — чернозем (1,0 м).
3. Лессы (5,0).
4. Солифлюкционные отложения склона (2 м).
5. Валунная глина.
6. Меловые отложения.

З а м о с т ь: Лесс, развитый в северной и юго-восточной части листа, содержит слой ископаемой почвы, разделяющей его на две части. Вдоль долины развиты речные пески.

Т у р о б и н: На этом листе ниже ледниковых отложений залегают кремнистые гравии и роговики (прегляциал). Большое значение имеет обнажение № 22 в Кцонове. Здесь на поверхности Возвышенности, высоко над руслами долины был обнаружен следующий разрез:

1. Лессы (4,0),

2. Слой, состоящий из отдельных валунов северных пород.
3. Речные пески, содержащие обломки северных кристаллических пород.
4. Меловые отложения.

Интересно также обнажение, найденное в Сулеве, в долине реки Быстрицы (обнажение № 24):

1. Солифлюкционная глина с крупными валунами кристаллических пород (1,0—4,0).
2. Лессовые алевроиты (4,0 м).
3. Гравии, состоящие из обломков кремней, роговиков и карпатских менилитов, не содержащие северных пород (1,0 м).
4. Алевроиты (3,0 м).
5. Меловые отложения.

Красны став. В деревне Пиляшковице над крутым склоном долины в 60 м выше русла в пределах Возвышенности были обнаружены речные пески (обнажение № 32, фиг. 48). Пески прикрыты валунами северных пород и лессом.

Г р а б о в е ц. В населенном пункте Бялополе для клинжерного завода издавна эксплуатируются желтые алевроиты напоминающие лессы. Эксплуатированные карьеры (обнажение № 51) были подробно исследованы. В них пробурено 6 скважин, которые дополнили разрез обнаженных отложений.

Сводный разрез представляется в следующем виде (сверху вниз):

1. Ленточные пески (1,5 — 3,0 м).
2. Слой крупных валунов кристаллических пород.
3. Тонко-зернистые пески, алевроиты и глины солифлюкционной структуры, включающие сильно выветрившие обломки кристаллических северных пород (5,7 м).
4. Глинистые алевроиты и глины с горизонтальной слоистостью, а местами обладающие солифлюкционной структурой, характерной для отложений склона, содержащие более грубый местный материал (гравии, состоящие из обломков третичных и меловых пород. Мощность до 0,9 м.
5. Щебень меловых пород.
6. Меловые отложения.

Г р у б е ш у в. В южной части места залегают мощные отложения лессов, обнажающихся над Бугом. В лессах прослеживается горизонт ископаемой почвы (чернозем),

Стратиграфия

Наиболее молодыми третичными отложениями, обнаруженными на исследованной территории являются сарматские кварцитовидные песчаники, залегающие в бассейне верхней Быстрицы вблизи Сулева и Александровки и рифовые известняки, протягивающиеся вдоль южной границы Люблинской Возвышенности и Розточа.

Следующие за ними более молодые отложения это — загадочные гравии, объединяемые под общим названием „прегляциальных гравиев (конец плиоцена, начало плейстоцена). Они состоят преимущественно из обломков местных пород, хотя в них встречаются и „экзотические” элементы, перетранспортированные с юга (Карпаты) или с востока (Волынь).

Подробная характеристика этих гравиев, встреченных в северной части Люблинской Возвышенности, а также и соображения относительно их генезиса и возраста даны в отдельной статье, подготовленной автором, совместно с М. Турнау Моравской.

Эти прегляциальные гравии были встречены в некоторых обнажениях в окрестностях Замостья. Выступают они вблизи дна долин (Сулев, Косаржев), а также на склонах и хребтах (Кщонув). Они содержат окатанный олигоценовый и тортонский материал (роговики, литотамниевые известняки, батиатические песчаники, кварц) и неокатанный материал сарматский (обломки кварцитовидных песчаников). Заслуживают внимания встречающиеся в них характерные плоские кремни, источник которых следует искать на востоке, а также найденные только в Сулеве, в долине реки Быстрицы, обломки карпатских менилитов.

К этому типу отложений относятся также меловые и кварцевые гравии, алевроиты и глины, залегающие в нижней части разреза в Бялополе. В отложениях этих элементов, принесенных с севера, не найдено. Глины из этого разреза несколько напоминают третичные (миоцен и плиоцен), выступающие дальше к северу в окрестностях Хэлма.

Наиболее древние четвертичные образования представлены отложениями, содержащими примесь северных кристаллических пород, то — есть связанными в какой-то степени с первым оледенением Возвышенности. К ним относятся желтые алевроиты верхней серии Бялопольского разреза, алевроиты Сулева, Лесневиц, Косаржева и т. д., похожие на алевроиты Быхавы и окрестностей Хэлма, которые петрографически, согласно данным М. Турнау Моравской (2), близки к лессам. Эта модификация самого старшего лесса Люблинской Возвышенности возникла путем перемывания и солифлюкции. О существовании близкого ледяного покрова в ту эпоху свидетельствуют прежде всего включенные в алевроиты обломки сильно выветривших кристаллических пород, обнаруженные буровыми скважинами в Бялополе.

К отложениям старшего плейстоцена относятся также кварцевые речные пески, содержащие значительную примесь глауконита и редкие зерна полевых шпатов. В деревнях Пиляшковице и Кщонув в долине Гелчви (листья Туробин и Красныстав) пески эти залегают непосредственно на прегляциале. Пески эти представляют собой образования эпохи „высокого засыпания“, которое достигало в отдельных местах 60 метров над современными руслами долин.

Эти отложения являются более молодыми, чем валунные глины, относимые в Польше к оледенению краковскому (миндельское оледенение). Валунные глины чаще всего (хоть не всегда) серо-зеленого цвета, развиты в виде разобщенных пятен на всей территории прилегающего к Замостью района. Хорошие обнажения этой морены имеются в пределах листов карты — Крылув и Тышовце. Эти валунные глины представляют собой единственный горизонт сохранившейся здесь донной морены. Слой крупных валунов кристаллических пород залегает в Бялополе на алевролитах и на сильно видоизмененных продуктах выветривания обломков северных пород. Этот слой валунов можно считать с определенной долей вероятности эквивалентом вышеописанной донной морены. Определить точное стратиграфическое положение этого слоя пока не представляется возможным, ибо необходимо еще принять во внимание вероятность далекого простирания к югу в бассейне реки Буга льдов среднепольского оледенения (варшавское I—рисс), о чем в свое время говорил Л. С а в и ц к и й (5). Автору также известны определенные следы пребывания рисского ледника в окрестностях Рейовца и Хэлма (конечные морены). Таким образом, стратиграфическое положение валунного слоя в Бялополе должно явиться еще предметом дальнейших полевых исследований.

Молодой плейстоцен Возвышенности представлен долинными (террасовыми) песками, делювием и, прежде всего, лессами. Все эти отложения относятся к эпохе балтийского оледенения, варшавского II (вюрмское оледенение). Долинными песками образуют террасы Вепржа, Буга и их притоков. Они встречаются вместе с лессами, подстилая и покрывая последние (например — окрестности Зигмунтова на листе Красныстав).

Многочисленные разрезы свидетельствуют о том, что лессы описываемой территории можно отчетливо разделить на серии. Эти две серии лессов были встречены на листах Грубешув и Крылув. Из обнажений, изученных в окрестностях Грубешова (особенно Грудек) видно, что мощность нижнего лесса достигает 8 м, а верхнего — 20 м. Они отделены друг от друга не только широким поясом безизвесткового лесса (до 2 м толщины), но также и прослойками измененного перегнившего степного чернозема. Те же две серии лессов были обнаружены на листах Ты-

шовце (Чартовчик), Замость (Сопсядка и Краснобруд), Красныстав (Пилашковиче, Гурецко) и Грабовец (Бонча, Тпещаны). Следует подчеркнуть, что разделяющий две серии лессов ископаемый чернозем развит, главным образом, в юго-восточной части описываемого района, т. е., где в настоящее время на поверхности также преобладают черноземы (грубешовские черноземы). В западной части описываемой территории образованием, отделяющим одну лессовую серию от другой является лишняя перегная зона безизвесткового лесса.

Самые молодые четвертичные образования района это — аллювии и широко развитые на Розточе отложения склонов (пески, щебни), покрывающие лессы.

Бурение в долине Вепржа между Красныставом и Пецешинном

Для выяснения стратиграфии четвертичных отложений в долине Вепржа, пробурено 6 скважин до глубины 50 м.

Первые четыре скважины обеспечили геологический разрез поперек долины Вепржа возле деревни Таржимехи. На этом участке расположена широкая терраса, высота которой над руслом долины достигает 15 — 17 м. Поперечный разрез долины, построенный на основании данных бурения и естественных обнажений представлен на фиг. 50.

Из рисунка видно, что долина имеет форму широкого жолоба, вышолненного осадочным комплексом мощностью около 60 метров, в котором можно выделить четыре серии осадков:

1. Гравии мелового состава, грубозернистые, хорошо окатанные, чистые, микроскопически производящие впечатление прегляйцальных отложений. Однако после просеивания проб, в каждой были обнаружены в небольшом количестве мелкие частицы кристаллических и известковых пород без сомнения принесенных с севера (серия E).

2. Над этими меловыми гравиями внезапно появляется мощная серия гравиев смешанного состава (меловые и кристаллические породы) и песков, содержащих в большом количестве зерна полевых шпатов (серия D). Максимальная мощность этой серии приходится на середину долины (Таржимехи скв. 3—35 м). Следует подчеркнуть, что накопление этой серии осадков не явилось следствием одной последовательной фазы седиментационного процесса; здесь имело место многократное циклическое усиление аккумуляции, в результате чего был отложен ряд слоев гравия, переходящих выше в грубозернистые и затем в тонкозернистые пески. Слои гравия состоят из плоских меловых галек и слабо окатанных или совсем неокатанных частиц кристаллических пород. Максимальное количество кристаллического материала приурочено к нижней и средней

части серии, в верхних горизонтах обломки кристаллических пород уступают место меловым частицам.

3. Серия С, которую автор назвал дриасовой, в связи с находящимися в ней остатками дриасовой флоры. Серия эта отчетливо прослеживаемая во всех скважинах, состоит из алевроитов, глин и тонко-зернистых песков цвета цемента, содержащих мелкие прослойки растительных остатков. Мощность серии в разрезе Таржимехов (скважины 1 — 4) изменяется в пределах от 11 до 15 м. Материал серии отличается тонкой слоистостью. Дальшее значение с точки зрения стратиграфии имеют сопутствующие этой серии слои, залегающие в ее почве и кровле и частично связанные с ней. Снизу серию подстилает залежь черного торфа (0,8 м). Сверху ее прикрывают ленточные озерные глины встреченные в скважине 2 и обнаженные на склоне террасы в Таржимехах. Торф отделяет дриасовую серию от серии гравиев и песков, ленточная глина заключает седиментацию серии.

4. Серия аллювиально-лессовая (В) отделена от дриасовой серии поверхностью эрозии (размыв озерных глин). Она состоит из трех осадочных комплексов, отчетливо видимых в обнажении в Таржимехах и встреченных в скважинах 1 и 2. Сверху — речные пески, в середине — лессы, внизу — пылевидные пески. Таким образом, золотые отложения здесь подстелены и прикрыты речными осадками.

В поле удалось установить тесную связь этих трех комплексов и их взаимные переходы. Без сомнения, эта серия возникла в результате единой золово-аллювиальной фазы седиментации.

5. Самая молодая серия (А) выполняет ту часть долины, которая возникла в результате размыва более древних пород. Ею образованы террасы (15 — 20 м). Серия эта, представленная песками, торфами и аллювиальными глинами, была встречена скважиной 3 и дополнительными скважинами 3а — 3д до глубины 7,5 м. Граница между песками этой серии и песками старших серий (С и D) выражена весьма неотчетливо, особенно в скважине 3д. Остальные скважины пробуренные на террасе Вепржа в Тарногурже около Избицы и в Роньску вблизи Красногостава встретили также долинные отложения расположенные в той же самой последовательности, что и в разрезе Таржимех. Зато скважина пробуренная в Щебржешине (верхнее течение Вепржа, на юге) не встретила дриасовой серии. Там до глубины 50 метров развита серия песчано-гравиевая.

В дриасовых глинах, обнажающихся на склоне террасы в Таржимехах, а также в глинах и торфах, вскрытых бурением, были найдены остатки флоры, которые определил А. Сьродонь в Ботаническом Институте Краковского Университета.

В глинах были обнаружены: *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Salix herbacea*, *Thalictrum alpinum*, *Saxifraga oppositifolia*.

В торфе, залегающим на границе серий С и D Сьродонь обнаружил флору более теплого климата, между прочим *Nuphar luteum*, *N. pumilum*, *Najas marina*, *N. minor* а также присутствующую в большом количестве пыльцу *Betula*, *Pinus*, *Salix*, которую характеризовал, как флору конца межледниковой эпохи.

Суммируя выше изложенный материал, автор при составлении схемы стратиграфии описанных отложений долины Вепржа и установлении их возраста старался исходить из стратиграфической схемы плейстоцена, составленной для всей совокупности четвертичных образований южной части Люблинской Возвышенности. Представляется совершенно очевидным, что песчано-гравиевая серия, включающая в себе крупные блоки северных пород и заполняющая широкий, промытый в мелу жолоб долины Вепржа (серия D) соответствует главному оледенению Возвышенности, оставившему после себя валунные глины. Из этого следует, что осадки серии D представляют собой образования флювиогляциальные, а частично флювиальные (после отступления ледника), связанные в возрастном отношении с серо-зеленой мореной (оледенение краковское).

Ясно, что меловые гравии серии E старше этого оледенения. Они представляют собой остатки речных отложений (река обладала быстрым течением), повидимому, межледниковых, свидетельствующих о интенсивной эрозии меловых пород, по которым протекала река.

Перед отложением этих гравиев, видимо, имело место еще одно оледенение, отложения которого были полностью уничтожены во время продолжительной эпохи. В конце этой межледниковой эпохи были отложены гравии серии E, в которых сохранились остатки материала, принесенного во время предыдущего оледенения.

Интергляциал этот был гораздо длиннее всех последующих интергляциалов, следы которых сохранились на Возвышенности, ибо ни в одном из них так сильно не уничтожались отложения ледниковых эпох. Эта самая древняя ледниковая эпоха, следы которой зафиксированы в отложениях серии E, могла соответствовать оледенению, на которое указывает наличие кристаллического щебня в солифлюкционных алевритах Бялополя.

Фрагмент межледниковых отложений более молодых, чем песчано-гравиевая серия, представлен слоем торфа, отделяющего этот седиментационный комплекс от дриасовой серии.

Дриасовая серия, в которой сохранились остатки тундровой растительности, скорее всего может быть связана с тем оледенением, которое не достигло до южной части Люблинской Возвышенности и остановилось

на небольшом расстоянии от нее. Оледенением этим является средне-польское оледенение варшавское I, достигшее окрестностей Пулав, Люблина, Рейовца. Долина Вепржа вблизи Краснегостава находилась тогда в тундрово-перигляциальном поясе. Последняя фаза этого оледенения свидетельствует о максимальном распространении ледникового покрова и засыпании долины Вепржа.

В то время были отложены ленточные глины, обнаженные в Таржимехах, и вскрытые там же бурением в кровле дриасовой серни.

Отложения серни В следует отнести к эпохе балтийского оледенения варшавского II, во время которого на Люблинской Возвышенности образовался лессовый покров. Лессы южной части исследованного района отчетливо указывают на два холодных периода, разделенных более теплым периодом во время которого дошло до образования почвы. В долинных лессах, кроме разреза в Пилярковицах, не встречено точных доказательств существования этого периода.

Следовательно, остается открытым вопрос-какому лессу (верхнему или нижнему) соответствуют долинные отложения между Таржимехами и Краснымставам.

Кроме того, для уточнения стратиграфической схемы в целом необходимо выяснить вопрос — с чем связано отложение двух лессов на Люблинской Возвышенности, результат ли это двух фаз того же самого оледенения (вюрм I и вюрм II), или же эти два лесса возникли в связи с двумя различными ледниковыми эпохами.

Alfred JAHN

MATERIALS TO THE QUATERNARY GEOLOGY OF THE NORTHERN PART OF THE MAP SHEET 1 : 300 000 ZAMOŚĆ

(with 6 phot. and 7 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

The paper contains a report concerning investigations of the Quaternary deposits stratigraphy of the southern part of the Lublin Upland. It was proved that the graveis not including nordic rocks are directly younger than the Sarmatian deposits of the Upland. The Pleistocene deposits of that area prove that the Lublin Upland was twice glaciated. The residuals of crystalline rocks among the oldest Pleistocene Upland deposits represent the evidence of the older glaciation. The second glaciation left the boulder clay. Over them are deposits proving that at least two further younger glaciations which did not reach the Upland, occurred within Poland's area. This was made evident by the mighty series of Dryas clays and loess found in the Wieprz valley.

A group of workers of the Lublin University, under the guidance of the author and composed of the following membres: A. Walczowski, J. Trembaczowski, J. Mojski and Zb. Grochowski, on suggestion of the Geological Survey of Poland, mapped in 1949 the southern part of the Lublin Upland situated within the Polish map 1 : 300 000, map-sheet Zamość. A valuable material for establishing the stratigraphy of that area Quaternary deposits was due to field works. The drillings were helpful in stratigraphical problems solving.

The following is a survey of most important profiles within particular sheets of Poland's map 1 : 100 000, being part of the map-sheet 1 : 300 000¹:

¹ The division into sheets is given on the map (fig. 44). Numbers mark on that map the situation of outcrops described in the text.

Sokół. The following deposits (from the top downward occur in the Bug valley, as proved by the drilling done by Szafer in 1921:

1. stratified loams,
2. loam with *Dryas* flora,
3. preglacial gravels deprived of nordic material.

Outside the Bug valley the whole area is covered by a thick loess cover.

Tomaszów Lubelski. Remains of the glacial deposits occur here in the shape of loose boulders and loess. Loess altered into fossil soil was found in two places (exposures 2 and 3) at the bottom.

Krzyłów. Preglacial deposits, covered with clays, occur upon hills stretched along the Bug valley (outcrop 13), and over them lies the horizon of boulder clays and sand. The local preglacial is represented by gravels originating from washed out, older Tertiary rocks, like limestones, quartzites and silexes.

From glacial deposits were found there several outliers of grey greenish boulder clay (ground moraine); this particularly concerns the younger ones to be seen in the outcrop 8 near the village Cichobórz, and in the outcrop 10 near the village Radostów.

Tyszowce. In the northern part of the sheet there occur on the surface Cretaceous deposits, and a thick loess cover prevails in the southern part. The best section given on fig. 45 occurs in the village Czarowczyk (outcrop 17); it reads from the top:

1. loess (5,0 m),
2. fossil soil, black soil (1,0 m),
3. loess (5,0 m),
4. solifluction hillside deposits (2,0 m),
5. boulder clay (3,0—3,5 m),
6. cretaceous.

Zamość. Loess which occurs in the northern and SE part of the sheet, includes beds of fossil soil which divides it into two parts. River sands are stretched along the valleys.

Turobin. Below glacial deposits flint and silex of preglacial gravels occur within that sheet. The outcrop No 22 in Krzczonów is of a great importance. The profile there on the Upland surface, high up over the valleys bottom, is the following:

1. loess (0,4 m),
2. bed of loose nordic boulders,
3. river sand including crystalline, nordic material (2,5 m),
4. cretaceous.

The outcrop in Sulów in the Bystrzyca valley (outcrop 24) is also worth mentioning. It reads from the top:

1. solifluction loam with crystalline boulders (1,0—4,0 m),
2. loessic silt (4,0 m),
3. gravels consisting of flints, silexes, Carpathian menilites, deprived of nordic material (1,0 m),
4. silt (3,0 m),
5. cretaceous.

Krasnystaw. In the village Pilaszkowice river sands occur on the Upland, right over the steep slope of the valley at a height of 60 m over the valley bottom (outcrop 32, fig. 46). They are covered by boulders of nordic rocks and loess.

Grabowiec. Yellow silts, similar to loess, are quarried in the clinker works of the locality Białopole. That outcrop (No 51) was carefully examined. 6 bore-holes (fig. 48), which completed the profile of the deposits outcropped at the bottom part of the clinker works, were done there.

The following is its synthetical profile:

1. banded sands (1,5—3,0 m),
2. pavement of large crystalline blocks,
3. thin sands, silts and clays of a solifluctional structure, including greatly weathered crystalline, nordic rocks (5,7 m),
4. argillaceous silts and clays, horizontally bedded or possessing a creep structure, including local material (gravels of Tertiary and Cretaceous rocks); thickness up to 9,0 m,
5. cretaceous rockwaste,
6. cretaceous.

(Fragments from the outcrop in Białopole may be seen on fig. 49 and on phot. 48—49).

Hrubieszów. A thick layer of loess outcropped over the Bug is stretched in the southern part of the sheet. In the loess there occurs a layer of fossil soil.

STRATIGRAPHY

The Sarmatian quartzite sandstones (over the upper Bystrzyca near Sulów and Aleksandrówka) and the recifal limestones stretched along the southern escarpment of the Lublin Upland and Roztocze, represent the youngest Tertiary deposits within the investigated area.

The directly younger deposits are problematic gravels which are generally known under the name of „preglacial gravels“ (the decline of

the Pliocene, the beginning of the Pleistocene). They are mostly composed of local rocks, though they are not devoid of „exotic“ elements from the south (The Carpathian Mountains) or from the east (Volhynia). I give a detailed characteristic of these gravels found in the northern part of the Lublin Upland, as well as a detailed discussion in regard to the problem of their origin and age, in my work executed together with M. Turnau-Morawska.

The above mentioned preglacial gravels occur in several outcrops of the described Zamość area. They occur at the bottom of valleys (Sulów, Kosarzew), and also on the slopes and ridges (Krzczonów). They are composed of the rounded Oligocene and Tortonian material (silexes, *Lithotamnium* limestones, Batiatycze sandstones, quartz) and the Sarmatian, not-rounded material (rock-waste of quartzite sandstones). The characteristic flat flints, the source of which must be looked for on the east, and the prismatic menilitic silexes found only in Sulów in the Bystrzyca valley, and originating from the Carpathians, are worth mentioning.

Cretaceous and quartz fine gravels, silts and clays of the lower part of the profile at Białopole, belong to the same type of deposits. This is a material among which nordic elements were not found. The clays are somewhat similar to the Tertiary ones (Miocene and Pliocene) occurring farther, in the Chełm neighbourhood.

The oldest Quaternary is represented by rocks comprising an admixture of crystalline nordic rocks, i. e. by those indirectly or directly connected with the oldest (first) glaciation of the Upland. There probably belong yellow silts of the upper part of the profile at Białopole, silts at Sulów, Leśniowice, Kosarzew, etc., likewise the silts in Bychawa and Chełm neighbourhood, which from the petrographical viewpoint, as was found by M. Turnau-Morawska (2) — are close to loess. The modification of that oldest loess upon the Lublin Upland was done by way of washing and solifluction. The presence of the glacier is proved first of all by the rock-waste of much weathered crystalline rocks intercalated into silts, which was found in the outcrops in the drillings in Białopole.

To the deposits of the older Pleistocene belong as well the river, quartz sands involving a considerable admixture of glauconite and scarce fine felspar grains found in the village Pilaszkowice and in Krzczonów, in the Giełczew valley (sheet Turobin and Krasnystaw), directly on the preglacial. These are deposits of a high filling up which reached in certain places up to 60 m over the valley bottom of to-day.

The above mentioned deposits are younger than the boulder clay usually considered in Poland as belonging to the Cracovien glaciation (Mindel); in most cases, but not always, they are of a grey-greenish hue and occurring in outliers over the whole area of the Zamość investigated region. (We possess a good outcrop of that moraine within the Kryłów and Tyszowce sheet). This is, however, the only horizon of the ground moraine preserved in that area.

The pavement of large crystalline blocks occurring in Białopole over the silts and the considerably worked out weathered material of the nordic rocks, may be considered with a certain degree of probability as the equivalent of that moraine. An exact and certain definition of the stratigraphical situation of the pavement is not yet possible. One must also consider the possibility — mentioned some time ago by Ludomir Sawicki (5) — of a far reaching stretch of the Central Polish (Varsovien I, Riss) glaciation in the Bug basin. I am also aware of certain traces of the ice halting stage of that period in the neighbourhood of Rejowiec and Chełm (terminal moraine). The matter of clearing up the belonging of the Białopole pavement will be the object of further investigations in that area.

The younger Pleistocene of the Upland is composed of valley (terrace) and slope sands, and first of all of loess. These deposits correspond to the Baltic glaciation, the youngest Varsovien II one (Würm). The valley sands form the terrace of the Wieprz, Bug and their tributaries valley. They are always accompanied by loess lying under and over it as well (e. g. Zygmunów on the sheet Krasnystaw).

Numerous sections prove a distinct loess bipartition in the Zamość region. Two loess occur on the sheet Hrubieszów and Kryłów. The outcrops described from Hrubieszów (particularly at Gródek) prove that the thickness of the lower loess reaches up to 8 *m*, and of the upper one — to 20 *m*. They are divided not only by a wide belt of a decalcified loess (up to 2 *m* thick), but also of a greatly humous steppe black soil. We also see the loess bipartition on the sheets: Tyszowce (Czartowczyk), Zamość (Sąsiadka, Krasnobród), Krasnystaw (Pilaszkowice, Gorecko) and Grabowiec (Bończa, Trzeszczany).

It must be emphasized that the fossil black soil mostly occurs in the SE part of our area, i. e. in places where the black soil prevails to-day on the surface (Hrubieszów black soils). The interloessic hiatus of the Zamość western terrains, on the other hand, is rather represented as belts of limeless loess deprived of humus.

Besides the valley alluvium, the sand slope rock-waste widely spread in Roztocze and which enter upon the loess (Belzec), are younger than loess.

DRILLINGS IN THE WIEPRZ VALLEY BETWEEN KRASNYSTAW AND SZCZEBRZESZYN

6 bore-holes, 50 *m* deep each, were drilled in the Wieprz valley in order to make known the stratigraphy of the Quaternary deposits.

The first four holes give a profile across the Wieprz valley near the village Tarzymiechy (see map). We find on that section of the valley a wide terrace, rising 15—17 *m* over the valley bottom. The transversal profile reconstructed on the basis of bore-holes and outcrop observations, is represented on fig. 50.

As results from the drawing, the shape of the valley is that of a wide trough, filled with an accumulation cover 60 *m* thick, where the following series may be differentiated:

1. Gravels of chalk generally thick, well rounded, which are similar at the first sight to a preglacial deposit. After sifting all samples, in each one of them was found a very scanty, but doubtless nordic material represented by fine gravels and fragments of crystalline and calcareous rocks (series E).

2. Over these gravels there suddenly occurs a thick complex of mixed chalk-crystalline gravels and sands including abundant felspar grains (series D). The utmost thickness is proved in the centre of the valley (Tarzymiechy, hole 3—35 *m*). It must be stressed that this was not a homogenous and one-phase sedimentation process, but a repeated, cyclic increased accumulation, resulting in a number of gravel beds grading upward into thick and fine-grained sands. The gravel beds mostly contain flat Cretaceous pebbles and slightly rounded gravels, or still more frequently — not rounded crystalline rock-waste. The amount of the crystalline material reaches its utmost in the lower and central part of the series, and it is subject to a positive reduction in favour of chalk gravels upward.

3. Series C which I have named the Dryas series owing to the occurring there remains of the Dryas flora. It is distinctly individualized in all holes and is composed of silts, clays and fine sands of a cement hue, including fine intercalations of vegetable layers. The thickness of that series varies in the Tarzymiechy section (holes 1—4) from 11 to 15 *m*. The material is very finely stratified.

The beds which accompany the Dryassic series from the bottom and the top, and are partly connected with it, are of a great stratigraphical importance. At the bottom occurs a seam of black peat (0,8 m), at the top — ice-dammed lake clay, varved, struck in the hole and outcropped on the terrace slope in Tarzymiechy. The peat separates the Dryas series from the gravelly and sandy one; the varved clay closes the sedimentation series.

4. The alluvial and loess series (B) is separated by an erosive surface (washing out of the lacustrine clays) from the Dryas series. It is composed of three sedimentation complexes which are vividly seen in the outcrop in Tarzymiechy and drilled through in the holes 1 and 2. The seam of river sands is found at the top, typical or valley (stratified) loess in the centre and pelitic sands at the bottom. The deposits of direct or indirect eolian sedimentation is underlaid and covered up by river sediments. The close contact of these complexes and their mutual passage were proved there. These are deposits of the homogenous sedimentation eolian-alluvial phase.

5. The youngest series (A) fills up the part of the valley which occurred after the washing out of older rocks (the deposition of the terrace 15—20 m). These are sands, peats and valley muds — the series drilled through in the hole 3 and additional ones: 3a to 3d to the thickness up to 7,5 m. The separating of that series from older sands (C and D) is not certain, particularly in the hole 3d.

Further holes drilled on the Wieprz terrace at Tarnogóra near Izbica, and at Rońsko near Krasnystaw, have also drilled through the valley sediments disposed in the same order as in the Tarzymiechy profile. On the other hand the bore-hole in Szczebzeszyn (upper Wieprz course in the south) did not drill through the Dryas series. The arenaceous-gravelly series occurs in the series up to a depth of 50 m.

Fragments of flora found in the Dryas clays outcropped on the slope of the terrace in Tarzymiechy, as well as those originating from the drilled clays and peats, were determined by dr A. Środoń in the Botanical Institute at the Jagellonian University in Cracow (at Prof. W. Szafer).¹

Among others in the clays occur: *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Salix herbacea*, *Thalictrum alpinum*, *Saxifraga oppositifolia*.

In the peat occurring on the border line between series C and D, dr A. Środoń found, on the other hand, a warmer flora (among

¹ Detailed results will be published by dr A. Środoń.

others *Nuphar luteum*, *N. pumilum*, *Najas marina*, *N. minor* and prevailing pollens of *Betula*, *Pinus* and *Salix*), which he characterized as the final flora of the cool part of the interglacial.

Summing up the above mentioned material and putting in order the stratigraphy of the described deposits in the Wieprz valley, I give now provisional results in regard to their age, referring to the stratigraphical provisional result in regard to their age, referring to the Pleistocene stratigraphy of the whole of the southern part of the Lublin Upland.

It seems quite obvious that the arenaceous-gravel series including large northern blocks and filling the old, broad trough of the Wieprz valley (series D) carved in the Cretaceous, corresponds to the Upland main glaciation, which left here the boulder clay. This will be in consequence a glacifluvial, partly fluvial deposit (after the recession of ice), but it refers as a whole to the grey-green moraine (Cracovien glaciation).

The Cretaceous gravels of the series E are doubtless older than this glaciation. This is the relic of river deposits (the river was characterized by a considerable gradient), probably interglacial ones, proving about an intensive erosive destruction of the Cretaceous substratum. An older glaciation took place before that period and its deposits were completely washed out during the long interglacial breach. At the decline of that interglacial there occurred gravels of the series E, among which fragments of the previous glacial accumulation cover have been preserved. That interglacial was incomparably longer than all other later younger interglacials, the traces of which may be seen on the Lublin Upland, as such a mighty destruction of the glacial deposits did not take place during any one of them. That oldest glacial period, the relics of which are registered by the deposits of the series E, might correspond to the glaciation represented by the crystalline rockwaste in the solifluction silts of Białopole.

We find a fragment of an interglacial being directly younger than the arenaceous-gravel series in the bed of peat separating that sedimentation complex from the Dryas series.

We may best connect the Dryas series where have outlasted the relics of tundra plants with the glaciation that did not reach the southern parts of the Lublin Upland, but stopped at a small distance from that area. That will consequently be the Central-Polish (Varsovien I) glaciation which ends in Puławy, Lublin and Rejowiec. The Wieprz valley near Krasnystaw was situated in the tundra-periglacial belt. The last phase of that glaciation, proving about a maximal reach of the inland ice and the checking of the Wieprz valley, gave varved clays which were outcropped and drilled through in Tarzymiechy, at the top of the Dryassic series.

Deposits of the series B must be consequently connected with the Baltic glaciation (Varsovien II), which resulted on the Lublin Upland in the occurrence of the loess cover.

The loess of the southern part of Zamość is most distinctly registering the two cold periods, separated by a warm soil-forming period. We do not possess any precise proofs in regard to that period's operations in the valley loess, besides the profile in Pilaszkowice. The problem to which loess (upper or lower) the valley loess deposits between Tarzymiechy and Krasnystaw corresponds remains an open question. On the other hand the problem whether the loess bipartition of the Lublin Upland results from the two phases of the same glaciation (Würm I and II), or if originates from two separate glaciations, requires investigation on the background of stratigraphy as a whole.

Wincenty OKOŁOWICZ

PRZYCZYNNKI DO ZNAJOMOŚCI PLEJSTOCENU OKOLICY TORUNIA

(z 1 tabl. i 5 fig. w tekście)

Streszczenie

Autor artykułu omawiając stratyografię plejstocenu okolic Torunia dochodzi do wniosku, że trudno jest na podstawie stwierdzonych, nawet ciągłych poziomów morenowych wnosić o ilości zlodowaceń danego obszaru. W okolicy Torunia autor znalazł ślady pięciu różnych poziomów morenowych. Niektóre z nich występują pespolicie, inne — bardzo zniszczone — tylko wyjątkowo. Wszystkie one noszą ślady niszczącej działalności erozji. Być może, że stwierdzone moreny przedstawiają pięć odrębnych zlodowaceń. Jednak brak poziomów interglacialnych pozostawia tę kwestię nierozstrzygniętą. Z drugiej strony brak jest danych do twierdzenia, że niektóre z tych poziomów gliny zwałowej należą do tego samego zlodowacenia.

WSTĘP

Z plejstocenem okolic Torunia zapoznałem się po raz pierwszy w związku ze zdjęciami geologicznymi arkusza Toruń (1 : 100 000) zainicjowanymi w 1946 r. przez prof. E. Passendorfera. Poczynając od tego roku, brałem udział w zdjęciach terenowych, kartując arkusze: Grębocin, Toruń, Kielbasin i część Lisewa (w skali 1 : 25 000)¹.

Literatura przedwojenna, dotycząca okolic Torunia (1), sugeruje na ogół obraz mniej skomplikowany niż ten, jaki według mego mniemania w rzeczywistości przedstawia plejstocen omawianego terenu. Literatura powojenna nie daje również pełnego obrazu zagadnienia, co było naturalnym wynikiem fragmentarycznej znajomości faktów (których ilość, wobec ciągłego kontynuowania prac terenowych, wciąż się zwiększała). W związku z charakterem prac (kartowanie) trudno było również zająć się szczegółowym opracowaniem pewnych obiektów, brak zaś znajomości niektórych szczegółów utrudniał właściwą interpretację poprzednio poznanych faktów. Po wojnie ukazało się szereg prac i notatek dotyczą-

¹ Jednocześnie na sąsiednich arkuszach pracował mgr Wł. Mrózek i mgr L. Roszkówna.

cych omawianego terenu (2, 4, 5, 6, 8, 10, 12). W 1948 r. przy okazji Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Toruniu musiałem podać rewizji poprzednio opracowane hipotezy robocze. Prace związane z przygotowaniem do wycieczek zjazdowych zaprowadziły mnie m. in. do Grębocina. Tu zastałem zmieniony obraz odkrywek. Wskutek wznowienia eksploatacji łąk ukazały się nowe odsłonięcia, pozwalające na głębszy wgląd w budowę geologiczną.

Następnie otrzymałem propozycję wzięcia udziału w opracowaniu zjawisk peryglacjalnych (ankieta Muzeum Ziemi). W związku z tym dla określenia wieku względnego tych zjawisk, opisanych z terenu Grębocina, wykonano tu uzupełniające roboty ziemne (w lecie 1948)¹.

W 1949 r. na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego wykonano w okolicy Torunia szereg prac specjalnych. Wreszcie wyzyskano niektóre materiały wiertnicze, posiadane przez Wydział Wodociągowy Zarządu Miejskiego m. Torunia, jak też i luźne obserwacje terenowe, zebrane przypadkowo. Tak więc materiał do niniejszej pracy pochodzi z różnych źródeł i zebrany został przez autora przy rozmaitych okazjach w następującej kolejności chronologicznej:

a) w czasie zdjęć geologicznych prowadzonych z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 1946, 1947, 1948 (materiał podstawowy);

b) w okresie przygotowań do Zjazdu Geologicznego (1948) materiały obserwacyjne, uzupełniające;

c) przy okazji opracowywania zjawisk peryglacjalnych w Grębocinie (1948, dla Muzeum Ziemi) dalsze uzupełnienia zarysu odkrywki w Grębocinie;

d) w czasie prac ziemnych i wiertniczych wykonanych specjalnie z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego (1949); wyzyskano również wynik analizy pyłkowej wykonanej przez M. Sobolewską w Pracowni Botanicznej Uniw. Jag. na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego;

¹ W okresie zdjęć geologicznych na arkuszu „Grębocin“ (1 : 25 000), prowadzonych na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego, poznano dokładnie północno-wschodnią i południowo-zachodnią część odsłoneń grębocińskich; szereg dalszych szczegółów poznano następnie w czasie przygotowań do Zjazdu Geologicznego. Nie wyjaśnione były natomiast stosunki stratygraficzne dolnej partii odkrywek pomiędzy punktami V i VII ogólnego profilu w Grębocinie (tabl. XX). Brakowało tu niektórych powiązań; uzupełniono je w ogólnym zarysie przy opracowaniu zjawisk peryglacjalnych (8).

e) wyzyskano niektóre materiały wiertnicze, znajdujące się w Wydziale Wodociągowym Zarządu Miejskiego m. Torunia¹.

W tym miejscu składam podziękowanie wszystkim Instytucjom i Osobom, które ułatwiły mi zebranie materiałów, jak i ich późniejsze opracowanie.

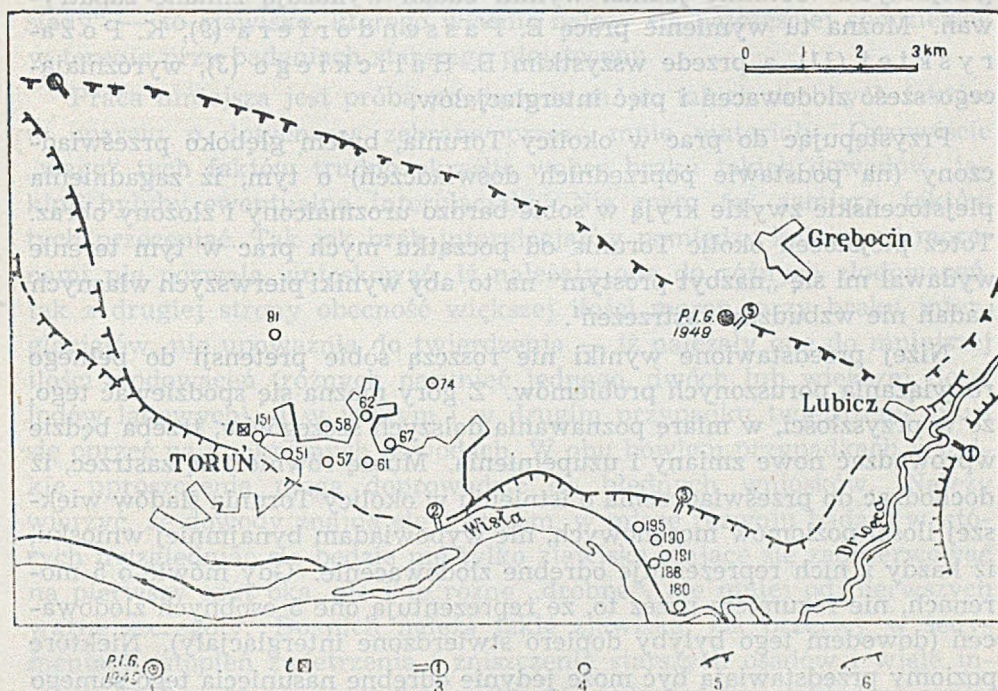


Fig. 51

Rozmieszczenie ważniejszych odkrywek i wierceń w okolicy Torunia
 1 — wiercenie w Grębocinie; 2 — szurf z kopalnym torfem; 3 — odkrywki; 4 —
 wiercenia wg danych Zarządu Miejskiego w Toruniu; 5 — brzeg wysoczyzny;
 6 — ważniejsze krawędzie tarasów.

¹ Materiał wiertniczy, jaki znalazłem w Zarządzie Miejskim m. Torunia, nie mógł być przeważnie wyzyskany wobec niejasnych, względnie wieloznacznych określeń poszczególnych skał. I tak np. terminy „ił”, „głina” i inne używane są często w niewłaściwym znaczeniu, a zapisy tego rodzaju tracą swą wartość, gdyż nie wiadomo, co oznaczają. W jednym przypadku stwierdzono, iż przez „ił z kamieniami” oznaczono niewątpliwą morenę. Nie zawsze jednak można mieć pewność, czy się interpretuje szczęśliwie: w kilku przypadkach np. pierwotny zapis „głina” został przekreślony, a na jego miejsce wpisano następnie „ił” — który z nich jest właściwy? (może żaden?). Jest to problem poważny, gdyż wiele materiałów wiertniczych zbieranych przy różnych okazjach z wielkim nakładem pracy — marnuje się bezpowrotnie. Wydaje się konieczne wydanie odpowiedniej instrukcji, względnie przeszkolenie majstrów wiertniczych w celu ujednoczenia sposobu określania skał.

Problematyka związana z plejstocenem od dawna obraca się dookoła zagadnienia ilości zlodowaceń. Swego czasu na ten temat toczyły się ożywione dyskusje. Między innymi przedstawicielem poglądu, że na Niziu europejskim istniała większa ilość zlodowaceń, był M. L i m a n o w s k i. Następnie zdawało się przeważać przekonanie o mniejszej ilości okresów glacialnych. Ostatnie jednak wyniki badań wykazują zmianę zapatrywań. Można tu wymienić pracę E. P a s s e n d o r f e r a (9), K. P o ż a r y s k i e j (11), a przede wszystkim B. H a l i c k i e g o (3), wyróżniającą sześć zlodowaceń i pięć interglacjalów.

Przystępując do prac w okolicy Torunia, byłem głęboko przeświadczony (na podstawie poprzednich doświadczeń) o tym, iż zagadnienia plejstoceńskie zwykle kryją w sobie bardzo urozmaicony i złożony obraz. Toteż plejstocen okolic Torunia od początku moich prac w tym terenie wydawał mi się „nazbyt prostym“ na to, aby wyniki pierwszych własnych badań nie wzbudziły zastrzeżeń¹.

Niżej przedstawione wyniki nie roszczę sobie pretensji do pełnego rozwiązania poruszonych problemów. Z góry można się spodziewać tego, że w przyszłości, w miarę poznawania dalszych szczegółów, trzeba będzie wprowadzać nowe zmiany i uzupełnienia. Muszę również się zastrzec, iż dochodząc do przeświadczenia o istnieniu w okolicy Torunia śladów większej ilości poziomów morenowych, nie wypowiadam bynajmniej wniosku, iż każdy z nich reprezentuje odrębne zlodowacenie. Gdy mówię o 5 morenach, nie rozumiem przez to, że reprezentują one 5 osobnych zlodowaceń (dowodem tego byłyby dopiero stwierdzone interglacjalja). Niektóre poziomy przedstawiają być może jedynie odrębne nasunięcia tego samego lodu lądowego. Z drugiej jednak strony równie błędne byłoby bagatelizowanie śladów większej ilości moren, nawet wówczas, gdy są one nikłe i fragmentaryczne. W okresach interglacjalnych, dzielących poszczególne poziomy morenowe, jak też w warunkach peryglacjalnych musiały ulegać rozmyciu znaczne kompleksy skał starszych. Przecież i dziś można znaleźć miejsca, gdzie na osadach przedczwartorzędowych spoczywają prawie bezpośrednio wiślane „piaski rzeczne“, oddzielone od tamtych warstwą zubożałych eluwiów w postaci bruku. Nie tylko różne „zlodowacenia“, ale przede wszystkim „interglacjalja“ zniknęły tu bez śladu. Po-

¹ Mimo to nie uchroniłem się od pewnych „uproszczeń“: w artykule o surowcach ceramicznych okolic Torunia podałem mylne rozwiązanie stratygrafii Grębocina. Artykuł miał przedstawiać ogólną charakterystykę złóż ceramicznych i miał być w krótkim terminie opracowany. Nie dysponowałem ani większą ilością czasu, ani środkami finansowymi potrzebnymi do przeprowadzenia badań, wykop zaś cegielni grębocińskiej zapełniony był zsuwami i spływami (eksploatacja ilów rozpoczęta została znacznie później).

dobnie znikają starsze osady lodowcowe i międzylodowcowe w poszczególnych, kolejno młodszych okresach interglacialnych lub interstadialnych. Dlatego nawet nikłe ślady osadów starszych mają wartość przy ustalaniu historii czwartorzędu. Trudno spodziewać się nawet tego, aby na każdym kroku miały być reprezentowane pełne profile warstw — takie przypadki należą do rzadkich wyjątków. „Nikłe fragmentaryczne ślady“ — to zjawisko, którego właśnie należy się najczęściej spodziewać w terenie przy badaniach starszego plejstocenu.

Praca niniejsza jest próbą powiązania m. in. takich drobnych faktów w oparciu o dotychczas zebrane przeze mnie materiały. Oczywiście „wagę“ tych faktów trudno określić wobec braku takich dowodów, jakimi byłyby ewentualne interglacjały. Nie mam też zamiaru faktów tych przeceniać. Tak jak brak interglacjałów pomiędzy kolejnymi morenami nie pozwala wnioskować, iż należały one do różnych zlodowaceń, tak z drugiej strony obecność większej ilości moren, przy braku interglacjałów, nie upoważnia do twierdzenia — iż należały one do mniejszej ilości zlodowaceń (różnych nasunięć jednego, dwóch lub większej ilości lodów lądowych). I w jednym i w drugim przypadku twierdzenie musi się oprzeć na konkretnych dowodach. W obu bowiem przypadkach wszelkie uproszczenia mogą doprowadzić do błędnych wniosków. Należy wierzyć, że dowody znajdą się z czasem, w miarę rozwoju badań, w których uwzględniać się będzie nie tylko zjawiska, dające się zaobserwować na pierwszy rzut oka, ale i te różne „drobne“, nie mniej od pierwszych ważne szczegóły. Do nich należą takie zjawiska, jak przerwy w sedymentacji, stopień zwietrzenia i zniszczenia starszych osadów i wiele innych. Dadzą się one wysledzić w terenie jedynie przy dokładnej analizie. Są to zresztą rzeczy powszechnie znane, niestety mniej powszechnie stosowane w praktyce.

W związku z poruszonymi zagadnieniami można jeszcze dodać, iż w czasie Posiedzeń Naukowych Państwowego Instytutu Geologicznego, które odbyły się w okresie wiosennym 1950 r., kilkakrotnie w referatach poświęconych tematyce plejstocenu Niżu polskiego stwierdzono istnienie większej ilości moren w miejscach, gdzie powierzchnia przedczwartorzędowa tworzy większe obniżenia, czy zagłębienia. Również R. Galon (1) wspomina o 5 morenach w Tczewie, a więc w regionie większego obniżenia powierzchni przedczwartorzędowej.

Warunki, jakie istniały na obszarze wspomnianych obniżzeń, sprzyjały obfitszej akumulacji, a przede wszystkim zachowaniu się osadów lodowcowych. Czy to muszą być koniecznie osady różnych nasunięć tylko niektórych zlodowaceń? Czy nie jest prawdopodobne, iż w szczególnie korzystnych warunkach mogły się również zachować ślady większej ilości

starszych zlodowaceń ocalałe przed niszczącym działaniem procesów erozyjno-denudacyjnych, związanych przede wszystkim z okresami międzylodowcowymi? A jeśli tak, to jakie podstawy ma twierdzenie, iż ilość zlodowaceń ograniczona jest np. do trzech?

OPIS MATERIAŁU OBSERWACYJNEGO

Podłoże przedczwartorzędowe reprezentują w okolicy Torunia plioceńskie iły pstre (poznzańskie). Strop tych iłów wykazuje zmiany wysokości w granicach kilkudziesięciu metrów: w Grębocinie stwierdzono je w wierceniu na głębokości około 55 m n. p. m.; w wierceniu wykonanym wśród łąch wiślanych na Jakubskim Przedmieściu (Wydz. Wodociągów

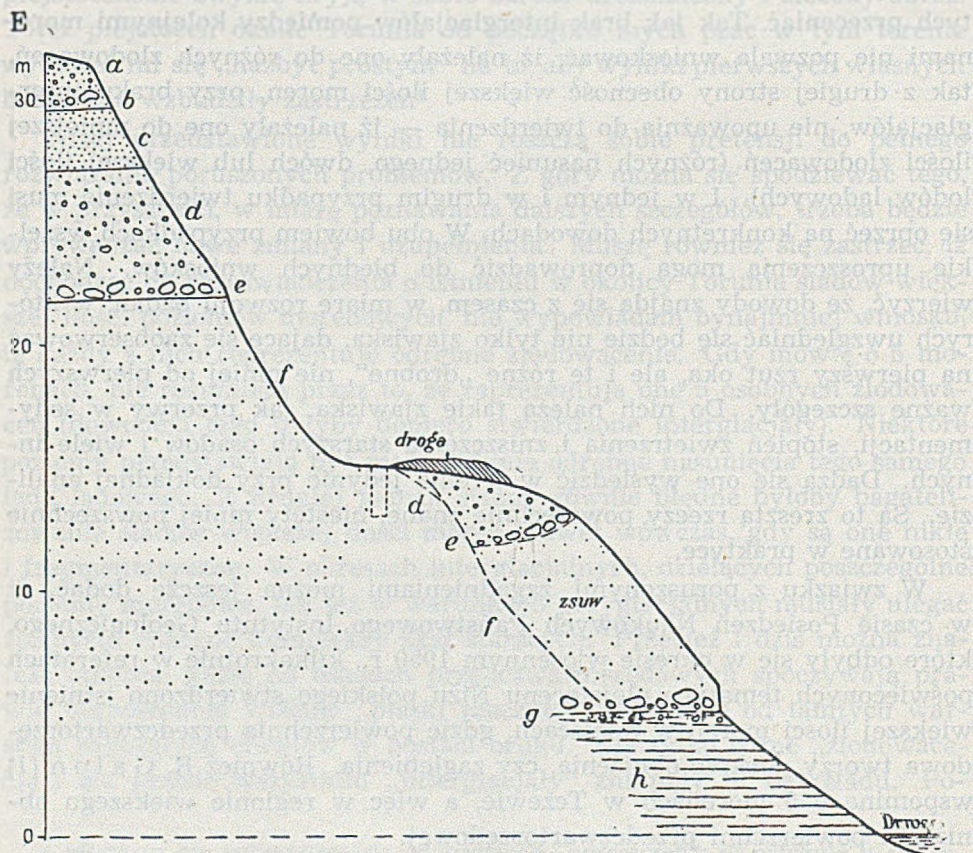


Fig. 52

Budowa 33-metrowego tarasu Drwęcy (lewy brzeg w dół od osady Lubicz)

- a. — żwiry i piaski tarasowe; b — poziom eluwiów morenowych (bruk) wyższy;
 c — piaski; d — piaski i żwiry; e — poziom eluwiów morenowych (bruk) niższy;
 f — drobnoziarniste, jasne piaski z napławionym drewnem; g — glina zwałowa szara z pojedynczymi blokami w stropie; h — pstre iły plioceńskie.

Zarz. Miejsk. m. Torunia 1947 r.) natrafiano na „twardy ił“ (prawdopodobnie poznański) na 11 metrze, co odpowiada około 25 *m* n. p. m. Ogólnie można powiedzieć, iż pliocen w okolicy Torunia występuje w podłożu powszechnie, przy czym wyżej w obrębie wysoczyzny, a na ogół niżej w cokołach erozyjnych tarasów pradoliny Wisły, względnie Drwęcy. W Lubiczu nad Drwęcą (lewy brzeg, w pobliżu szkoły) znaleziono ily poznańskie tuż pod powierzchnią 33-metrowego tarasu Drwęcy, czyli około 70 *m* n. p. m. Występują tu one jednak wskutek wyparcia glacitektonicznego. Kilkaśmetrów na południe od osady pojawiają się znów te same ily (lewy brzeg) i tu ich strop leży zaledwie kilka metrów nad poziomem rzeki. Fig. 52 ilustruje budowę omawianego tarasu Drwęcy. Jego krawędź wznosi się tu do 32,5 *m* wysokości względnej. Seria osadów tarasowych posiada miąższość około 2,5 *m*. Niżej leży wyraźna warstwa bruku; pod nim znajdują się jasne piaski (około 2,5 *m*); głębiej występują żwiry i piaski (około 5 *m*) na kolejno niższym (starszym) poziomie brukowym; głębiej leży około 18 *m* licząca seria drobnych jasnych piasków, które w partii spągowej zawierają sporą ilość napławionego drewna (kawałki przeważnie drobne, wielkości do 10 *cm*, często pokryte limonitem). Część tych piasków leżąca bliżej rzeki, wraz z nadległą partią bruku znajduje się przypuszczalnie w zsuwach. Pod piaskami tymi, na wysokości około 5 *m* nad poziomem rzeki, stwierdzono szarą glinę zwałową (1 *m*), podścieloną iłami poznańskimi. Pewnego kontaktu szarej gliny z jasnymi piaskami nadległymi nie znaleziono, gdyż kryje się on pod wspomnianymi zsuwami.

W Lubiczu, w zachodniej części wykopu miejscowej cegielni znajduje się kilka odkrywek. W jednej z nich odsłania się:

Profil nr 73

a. gleba i podglebie	0—0,60 <i>m</i>
b. żółto-brunatny materiał glinasty (deluwia morenowe)	0,60—1,20 „
c. przewarstwienie szarawe (dawny poziom glebowy?)	1,20—1,35 „
d. zbita piaszczysta glina zwałowa (w deluwiach?)	1,35—2,00 „
e. warstwa torfiasta ze śladami fauny	2,00—2,10 „
f. twarda glina zwałowa żółto-szara, zielonawa, silnie piaszczysta, wapnista	2,10—2,90 „
g. piasek bardzo drobny, szarawy, z przewarstwieniami ciemniejszymi materiału drobniejszego, z wodą tworzy kurzawkę	2,90—5,00 „
	i głębiej

W innym miejscu, około 100 *m* na południe od opisanej odkrywki odsłaniają się:

Profil nr 74

a. deluwia morenowe	0—0,30 m
b. osad ciemny z fauną (sypki)	0,30—0,70 „
c. „ „ „ (zbity)	0,70—1,00 „
d. „ „ „ (sypki, ku dołowi coraz więcej CaCO_3) przechodzący w dół w	1,00—2,00 „
e. biało-szara warstwę podobną do kredy jeziornej	2,00—2,30 „
f. przewarstwienia torfiaste z resztkami drewna (bardziej lub mniej wapniste, piaszczyste itp.)	2,30—2,60 „

Niżej pod obu odsłonięciami leżą zsuwy, spod których ukazuje się w dole glina zwałowa szara, starsza oraz ily plioceńskie. W 1946 r. zdołałem prześledzić, że warstwy ostatniej odkrywki oznaczone literami b do f łączą się z warstwą e odkrywki pierwszej (profil nr 73) oraz — że podścielająca warstwa f gliny zwałowej tegoż profilu ciągnie się w kierunku południowym, tzn. w kierunku drugiej odkrywki nr 74, na długości kilkadziesiątu metrów; dalej staje się ona cieńsza, a wreszcie ulega zupełnemu rozmyciu, pozostawiając jedynie ubogie eluwia w postaci pojedynczych kamieni, leżących na przedłużeniu warstwy, względnie na jej stropie. W miarę, jak ostatnio opisana warstwa gliny zwałowej cienieje, pojawia się nad nią żwir, który dzieli osad z fauną od gliny, a następnie od jej eluwiów. Żwiry te wchodzi najwyraźniej pod utwory torfiaste (warstwa f) drugiej odkrywki. Pierwotnie przypuszczałem, że seria osadów organicznych dzieli dwie gliny zwałowe *in situ*, nie miałem jednak co do tego pewności, gdyż brak było wyraźnej gliny w stropie drugiego odsłonięcia. Dla wyjaśnienia sytuacji wykonano w 1949 r. wiercenie w miejscu położonym na zboczu około 4 do 5 m wyżej ponad odkrywką drugą, w odległości kilkunastu metrów od niej. Natrafiono przy tym na:

a. gleba	0—0,40 m
b. utwór ilasty czekoladowej barwy, bez kamieni	0,40—0,90 „
c. piasek pylasty z gładzikami	0,90—2,70 „
d. glina zwałowa piaszczysta, zielonawo-szara (coraz bardziej piaszczysta w spągu)	2,70—6,80 „
e. szara, ilasta, tłusta glina zwałowa	6,80—10,00 „ (nie przebita).

W wierceniu tym warstwy b i c, podobnie jak i glinę zwałową z odkrywki pierwszej (warstwa d), należy traktować jako deluwia zboczowe, gdyż znajduje się tu zbocze pradoliny Drwęcy. W wierceniu brak poza tym śladu serii organicznej. Stąd skłonny jestem traktować ją również jako utwór powstały na zboczu w związku z wyciekami wód gruntowych, które sączą się i dziś w tej okolicy. W każdym razie nie ma podstaw do tego, aby opisaną warstwę organiczną traktować jako interglacialną —

wobec negatywnego wyniku wiercenia. Można poza tym snuć i inne przypuszczenia: osady z fauną, podobnie jak i podścielające je żwiry, mogły powstać u brzegu jakiegoś zbiornika wodnego, możliwe, że związanego z pradoliną Drwęcy, np. starorzecza (skoro nie wchodzi w głąb zbocza); jego wiek, względnie wiek utworów związanych z wyciekami wód gruntowych, może być jednak odległy, gdyż opisane odkrywki znajdują się na znacznej wysokości, ponad poziomami tarasowymi Drwęcy, które określam jako fluwioglacjalne. Na tę sprawę rzuca ciekawe światło

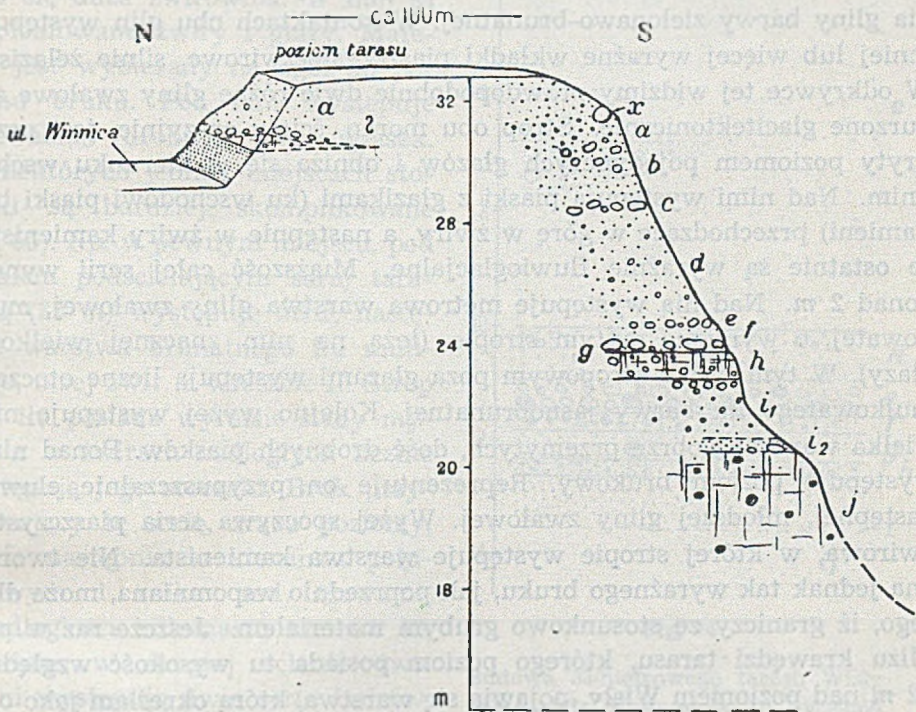


Fig. 53

Budowa 33-metrowego tarasu Wisły (Jakubskie Przedmieście, Toruń)

a — piaski i żwiry tarasowe; b — warstwa obfita w głązy; c — warstwa kamienista; d — piaski i żwiry z głązami; e — poziom bruku; f — jasne, drobnoziarniste piaski; g — poziom bruku; h — glina zwałowa; i_1 — żwiry kamieniste; i_2 — piaski drobnoziarniste; j — glina zwałowa zielonawo-żółta, wtłoczona w brunatną; x — pojedynczy głąz. Liczby oznaczają wzniesienie w m nad poziomem Wisły.

praca J. Urbąńskiego, który w osobnej publikacji przedstawia wyniki analizy fauny z tych właśnie profili.

W pobliżu, na prawym brzegu Drwęcy (poniżej mostu kolejowego), występuje również szara glina zwałowa, która wraz z częścią iłów po-

znańskich tworzy kilka nasuniętych na siebie łusek. Na tymże brzegu Drwęcy, około 1 km w dół od Antoniewa, występuje również szara glina zwałowa; znaleziono w niej tutaj zupełnie mały kawałek drewna (rozmażał się w palcach). Szara glina występuje poza tym w innych miejscach nad Drwęcą i Wisłą. W Toruniu, na Jakubskim Przedmieściu tworzy ona stromą ścianę w zboczu 33-metrowego tarasu Wisły. W tym miejscu nad poziomem rzeki występują obfite wycieki wód gruntowych gromadzących się na stropie iłów poznańskich. Szara glina na Jakubskim Przedmieściu (fig. 53) w swej części stropowej posiada wyraźne wtłoczenia gliny barwy zielonawo-brunatnej. W kontaktach obu glin występują mniej lub więcej wyraźne wkładki piaszczysto-żwirowe, silnie żelaziste. W odkrywce tej widzimy prawdopodobnie dwie różne gliny zwałowe zaburzone glacictektonicznie. Strop obu moren, ścięty erozyjnie, jest przykryty poziomem pojedynczych głazów i obniża się w kierunku wschodnim. Nad nimi występują piaski z głazikami (ku wschodowi piaski bez kamieni) przechodzące w górę w żwiry, a następnie w żwiry kamieniste; te ostatnie są wyraźnie fluwioglacjalne. Miąższość całej serii wynosi ponad 2 m. Nad nią występuje metrowa warstwa gliny zwałowej, mułkowatej, o wyraźnie mytym stropie (leżą na nim znacznej wielkości głazy). W tym bruku stropowym poza głazami występują liczne otoczaki mułkowatego ilu barwy jasnobrunatnej. Kolejno wyżej występuje niewielka warstwa dobrze przemytych, dość drobnych piasków. Ponad nimi występuje poziom brukowy. Reprezentuje on przypuszczalnie eluwia następnej, młodszej gliny zwałowej. Wyżej spoczywa seria piaszczysto-żwirowa, w której stropie występuje warstwa kamienista. Nie tworzy ona jednak tak wyraźnego bruku, jak poprzednio wspomniana, może dlatego, iż graniczy ze stosunkowo grubym materiałem. Jeszcze raz w pobliżu krawędzi tarasu, którego poziom posiada tu wysokość względną 32 m nad poziomem Wisły, pojawia się warstwa, którą określam jako obfitą w kamienie. Głazy te nie tworzą jednak wyraźnego poziomu. Opisaną odkrywkę ilustruje fig. 53. Ostatnio wspomniany taras ma charakter erozyjny. Świadczy o tym m. in. odkrywka we wkopie ulicy Winnica (fig. 53). Na głębokości około 2 m występuje tu wyraźny bruk, a nieco dalej płat brunatnej gliny zwałowej. Eluwia tej gliny wiążą się, być może, z górną warstwą kamienistą widoczną w odkrywce od strony Wisły.

Kilka kilometrów na wschód od Torunia, w okolicy osady Kaszczorek, w zboczach tegoż tarasu spotyka się przeważnie piaski i żwiry. Strop cokołu erozyjnego jest tu trudny do uchwycenia. Stanowią go prawdopodobnie utwory piaszczyste, przeważnie drobne i dobrze przemyte, czasem nawet pylaste, różniące się wyraźnie od osadów serii tarasowej,

która jest piaszczysto-żwirowa, dość obfita w głązy i bardziej żelazista. Posiada ona stosunkowo nieznaczną miąższość. Budowę zbocza 33-metrowego tarasu Wisły w okolicach Kaszczorka ilustruje fig. 54.

Na północny zachód od Torunia, w pobliżu leśniczówki Olek, znajduje się duża żwirownia. W niej są eksploatowane żwiry i głązy. Materiał jest wybierany na ogół do poziomu bruku. Pod nim występuje przeważnie drobny, jasny piasek. W niektórych jednak miejscach stosunki są bardziej skomplikowane (fig. 55). Np. w pewnym miejscu, pod brukiem podściełającym serię tarasową (33 m) występuje żwir, następnie warstwa brunatnego łu mulistego, niżej żwir, a wreszcie łu. Strop tego łu posiada wyraźne ślady mycia, a w żwirach nadległych licznie występują jego otoczaki. Bruk przykrywający tę serię, zrazu poziomy, opada następnie w kierunku południowym i znika pod zsuwami. W odległości kilkunastu metrów na południe, w drugiej ścianie żwirowni występują dwie serie żwirów. Górna niczym się nie różni od normalnych utworów tarasowych spotykanych na tym terenie. Dolna natomiast składa się ze żwirów drobniejszych, jasnych, występują w niej też otoczaki łu brunatnego. Przy tej okazji zwracam uwagę, iż otoczaki ilaste znajdują się w okolicy Torunia w wielu miejscach (nie tylko w opisanych dotychczas), ale nigdzie nie znaleziono ich wśród osadów tarasowych pradoliny Wisły. Bruk, o którym poprzednio była mo-

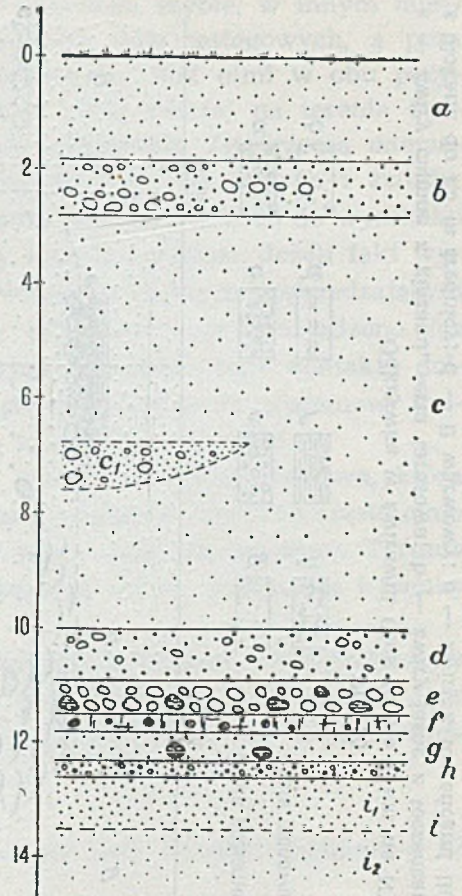


Fig. 54

Budowa 33-metrowego tarasu Wisły koło osady Kaszczorek (na wschód od Torunia)

a — piasek żelazisty z głązikami; b — żwir z głązami; c — piasek drobnoziarnisty, dobrze przemyty, z wkładkami piasku ciemnego, poziomo warstwowanego; c₁ — soczewka piasku z pojedynczymi głązikami; d — żwir z głązami; e — eluvia morenowe (głązy do 1,5 m średnicy), z toczęncami łu; f — warstewka gliny zwałowej zielono-brunatnej z toczęncami łu; g — drobny żwir z toczęncami łu, h — żwir grubszy; i — piasek dobrze przemyty (i₁ — grubszy, i₂ — drobniejszy).

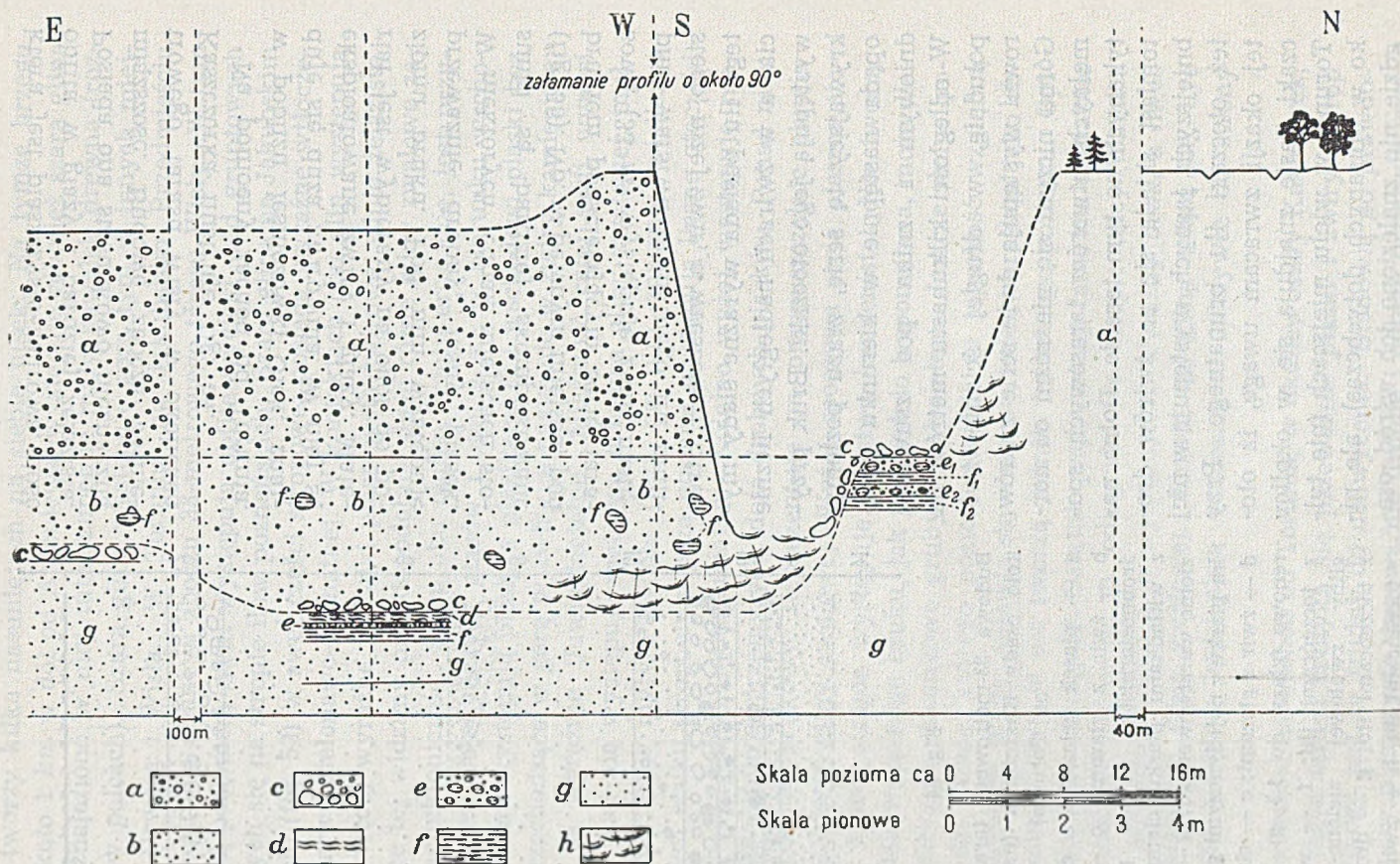


Fig. 55

Odkrywka w żwirowni Olek (około 7 km na NW od Torunia)

a — żwiry ciemne z głazami, seria tarasowa; b — żwiry jasne z toczęncami łu (f); c — eluvia morenowe, bruk z blokami do 1,5 m średnicy; d — łu warwowy; e — żwiry z toczęncami łu; f — łu mułkowy; g — jasne, drobnoziarniste piaski; h — zsuwy.

wa, znika pod żwirami dolnymi. W głębokim szybie, w innym miejscu znaleziono pod tym brukiem warstewkę ilów wstęgowych, a poza tym utwory podobne do poprzednio opisanych. Pod nimi w obu przypadkach stwierdzono jasne piaski, które gdzie indziej na terenie żwirówni bezpośrednio podścielają warstwę kamienistą. Jest rzeczą uderzającą, że powierzchnia kontaktu żwirów górnych, tarasowych i żwirów dolnych jasnych (z otoczkami ilu) zgadza się dokładnie co do wysokości z brukiem w miejscu, gdzie on tworzy wyraźny poziom. Jeżeli fakt występowania otoczek ilu będziemy wiązać z okresem poprzedzającym ostatecznie nasunięcie lodowca (nigdzie poprzednio nie stwierdzono ich w osadach młodszych), to należy przyjąć, iż powierzchnia kontaktu dolnych i górnych żwirów koło Olka odpowiada pewnemu poziomowi morenowemu, którego eluvia wyjątkowo tu się nie zachowały.

Powierzchnię wysoczyzny tworzy przeważnie glina zwałowa, która bliżej Torunia posiada na ogół nieznaczną miąższość. Jest ona często mało tłusta i zawiera niewiele głązów. W nieco dalszych okolicach Torunia (północny brzeg arkusza Toruń) jest bardziej tłusta, kamienista i tworzy grubszą warstwę.

Jednym z najciekawszych obiektów pod względem stratygraficznym w obrębie wysoczyzny, u jej brzegu jest niewątpliwie Grębocin. Jego charakterystykę zaczęły od wiercenia wykonanego tu na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego.

Wiercenie w Grębocinie (na dnie wykopu cegielni — od góry):

a. glina zwałowa, piaszczysta, zielonawo-brunatna (z małą ilością głązów)	0— 3,80 m
b. piasek średnioziarnisty z głązikami	3,80— 4,50 „
c. glina spiaszczona, z drobnymi głązikami	4,50— 5,00 „
d. piasek średnioziarnisty, niebieski, z pojedynczym głązem, przechodzi w żwir i w żwir z głązami	5,00— 6,50 „
e. il niebieski	6,50— 6,65 „
f. żwir i piasek	6,65— 6,75 „
g. piasek pylasty	6,75— 6,95 „
h. żwir	6,95— 8,00 „
i. piasek drobnoziarnisty	8,00—10,10 „
j. przewarstwienie piasku pylastego (mułku)	śląd
k. piasek bardzo drobny, niebiesko zabarwiony w spągu	10,10—12,00 „
l. przewarstwienie ilaste szaro-niebieskie	śląd
ł. piasek i żwir z głązami (otoczkami) przechodzi w	12,00—12,30 „
m. warstwę kamienistą	12,30—12,60 „

n. glina zwałowa szara, piaszczysto-mulista (ze śladami roślin), w partii spągowej zawiera przewarstwienia piaszczyste i inne	12,60—16,80 m
o. il pstry (szaro-niebiesko-czarny z przerostami czerwonymi)	16,80—17,20 „
p. piasek bardzo drobny, niebieski, brak skaleni	17,20—20,50 „

Z wiercenia tego wyraźnie widać, że mamy tu do czynienia z dwoma poziomami glin zwałowych. Poziom I — starszy — tworzy glina szara, która leży na utworach plioceńskich. Jej strop posiada ślady mycia. Od poziomu II — młodszego — dzieli ją kilkumetrowa seria drobnych piasków. Pojawienie się gliny zwałowej młodszej — górnej poprzedzają żwiry i piaski z głazami. Strop gliny II jest lekko falisty i przykryty piaskami nierównej miąższości (od 0 do 0,7 m). Nad tymi piaskami, względnie nad gliną II, leży potężna seria ilów warwowych (tabl. XIX). W stropie tych ilów występują wyraźne ślady zaburzeń strukturalnych — peryglacialnych. Według informacji robotników z cegielni w spągowej partii ilów wstęgowych znajdowano kawałki drewna (do 0,5 m). We wschodniej części serii ilów występują „zsuwy denne“ (obecnie zasypane hałdami). W południowej części odkrywki erozyjnie ścięty strop ilów jest przykryty warstwą kamieni (wśród nich wielkie głazy), a następnie około 1,5 m liczącą serią osadów tarasowych najwyższego tarasu pradoliny Wisły. Bardziej ku wschodowi ily wchodzą pod piaski nie związane z tarasami pradoliny i wraz z nimi pod warstwę gliny zwałowej (III), której strop przykryty jest bardzo wyraźną warstwą bruku. Nad nim występują drobne piaski, nad którymi pojawiają się miejscami utwory margliste względnie fragmenty glin zwałowych, podścielających zwykle serię ilów niewarstwowanych, zielono-żółtej barwy, w stanie suchym łupiących się w kostkę. Ostatnio wymienione utwory tworzą już samą wysoczyznę poza pradoliną Wisły (wzniesienie z kotą 88). Szczegóły ułożenia poszczególnych warstw w odkrywce grębocińskiej ilustruje najlepiej tablica XIX. Część utworów, a wśród nich i część ilów niewarstwowanych, które dla uproszczenia będziemy nazywali „górnymi grębocińskimi“, jest niewątpliwie zaburzona glacitektonicznie. Nie zmienia to w zasadzie rozwiązania stratygrafii, które podaję dalej. Glina zwałowa, podścielająca górne ily, jest oddzielona od nich zwykle smugą piasku żelazistego, którego miąższość waha się od 0 do 0,25 m. Gdyby ily górne były tylko porwakiem chwyconym przez lodowiec (moreną podścielającą ily), to obecność tych piasków byłaby mniej jasna. Należy zaznaczyć jeszcze, że glina „spod górnych ilów“ posiada pewne cechy utworu zwietrzałego (nie reaguje z HCl). Piaski, które z nią kontaktują od spodu, nie wykazują śladów zaburzeń, co musiałoby mieć miejsce, gdyby ta glina wraz z ily była nasunięta. W pewnym miejscu glinę od piasków dzieli cienka warstwa łu wstęgowego. W północno-wscho-

dniej części odkrywki występują chaotycznie ułożone strzępy gliny zwałowej, mniej więcej poziomo warstwowane piaski oraz liczne głązy. To anormalne ułożenie warstw może być związane ze zsuwami ze zbocza, które musiało się znajdować dalej w kierunku północno-wschodnim. Strop iłów górnych (w tej ich części, która, jak się wydaje, leży normalnie) wykazuje pewne erozyjne wgłębienia, w których skupiają się zwykle głązy. Poza tym znajduje się tu głębsze wcięcie erozyjne ze śladami glin i głązów na zboczu, wypełnione warstwowanymi żwirami i piaskami. Na nich, u samej góry w podglebiu występują również miejscami głązy. Od tej partii iłów, która znajduje się niewątpliwie na złożu wtórnym, ostatnio wspomniane żwiry oddzielone są głębokim klinem gliny zwałowej. Ta druga część iłów posiada również wypełnione piaskami wcięcie erozyjne, którego dno wysłane jest wyraźnym brukiem, brak natomiast tu głązów nad piaskami wypełniającymi wcięcie. W czasie powstawania tego wcięcia głązy musiały zająć obecne położenie i pochodzić mogą tylko z gliny zwałowej, która leżała wyżej. Jest to więc wcięcie erozyjne młodsze niż poprzednio opisane, gdzie nad żwirami i piaskami występowały kamienie. Biorąc powyższe rozważania pod uwagę, najbardziej prawdopodobna kolejność wydarzeń przedstawiałaby się następująco:

1) Na iłach wstęgowych zostaje osadzona glina zwałowa III. Jej powierzchnia ulega wyraźnie rozmyciu.

2) Następnie ma miejsce akumulacja nadległych piasków.

3) Dalej zostaje osadzona glina zwałowa IV i inne utwory.

4) W powstającym zbiorniku wodnym, czy też na zboczu doliny, liczne zsuwy ulegają rozmyciu (większe głązy wśród żwirów i piasków, a obok nich strzępy gliny — w zsuwach zboczowych pokryte lokalnie również brukiem). Glina IV ulega w tym czasie rozmyciu i zwietrzeniu. Na jej resztkach osadzają się iły górne. Te znów są atakowane przez erozję (wcięcie erozyjne pierwsze z głązami na zboczu).

5) W okresie następnego nasunięcia lodowca (V) część tych iłów ulega porwaniu z pobliskiej okolicy i wtłoczeniu na iły leżące *in situ*. Zostaje przy tym zniszczona część pierwszego wcięcia erozyjnego koło klina gliny zwałowej.

6) W ostatnim etapie erozja znów atakuje powierzchnię terenu. Powstaje drugie wcięcie erozyjne, wypełnione piaskami (bez głązów w stropie). Wreszcie w dalszym rozwoju zjawisk rozpoczyna się proces powstawania pradoliny Wisły: tworzą się jej najwyższe tarasy, wszystkie poprzednio istniejące nad iłami wstęgowymi osady ulegają rozmyciu. Pozostaje tu jedynie bruk, na który składają się materiały głązowe pochodzące ze wszystkich moren leżących nad iłami wstęgowymi. Przy-

puszczalnie było ich 3 : III — niewątpliwa, IV — podścielająca ily górne, oraz V — która wprowadziła zaburzenia glacitektoniczne, a następnie pozostawiła bruk, występujący w samej górze, m. in. na dnie młodszego wcięcia erozyjnego.

Wysokie tarasy Wisły (33-metrowy i wyższe) wiążą się z bliskimi postojami krawędzi lodu lądowego. Najmłodszym poziomem, związanym jeszcze z odpływem wód fluwioglacjalnych, jest prawdopodobnie taras 18—20 metrowy (wysokość względna koło Torunia)¹.

W miarę wcinania się wód odpływających pradoliną Wisły, wynurzają się tarasy wysokie. Podłoże obfituje w wody. Na tarasach wysokich rozwijają się torfowiska. Z czasem klimat staje się suchszy, torfowiska zanikają i zostają zasypane przez piaski wydmowe. Ślady kopalnych torfów występują w wielu miejscach na 33-metrowym tarasie pradoliny. Orientacyjna analiza pyłkowa z około 1-metrowej warstwy takiego torfu — (próbki z całej warstwy torfu pobrano z szurfu w okolicy ogródków działkowych przy ul. św. Józefa, na NW od wieży ciśień Wodociągów Zarządu Miejskiego m. Torunia) w opracowaniu M. Sobolewskiej, dała następujący wynik, który podajemy za autorką:

„Wyniki analiz poszczególnych próbek wykazują ogromne nasilenie pyłków sosny (*Pinus*) przy bardzo małym udziale procentowym brzozy (*Betula*) i olszy (*Alnus*). Pyłki innych drzew jak świerka (*Picea*), jodły (*Abies*), grabu (*Carpinus*), dębu (*Quercus*), lipy (*Tilia*), wierzby (*Salix*) i leszczyny (*Corylus*) występują sporadycznie.

Torfowisko to, zapewne wczesno-postglacjalne, obejmujące część okresów X i IX, wyróżnionych przez T. Nilssona w Schonen, utworzyło się w czasie między 8000—7000 lat przed naszą erą. Jednak dopiero gęstsza sieć znanych punktów oraz badanie osadów z niższych tarasów wiślanych metodą analizy pyłkowej pozwoliłoby na dokładniejsze określenie jego wieku“.

Położenie stratygraficzne kopalnych torfów, które występują często w sąsiedztwie większych kompleksów wydym (np. koło „Gór Kozackich“) pod piaskami eolicznymi, potwierdza opinię M. Sobolewskiej co do wieku torfu. O rozmieszczeniu śladów kopalnych torfów informują materiały wiertnicze Wyd. Wodociągów Zarządu Miejskiego m. Torunia (podajemy je w końcu pracy).

Młodsze tarasy Wisły, wznoszące się około 10 do 15 m nad poziomem rzeki, mają charakter erozyjny (poziom parku bydgoskiego itp.).

¹ Kryteria, na podstawie których wypowiedziałam przypuszczenie co do takiego wieku wymienionych tarasów, podałem w cytowanych artykułach (4, 6).

Wyniki analizy pyłkowej torfu z tarasu wiślanego koło Torunia

Nr próbki	Frekwencja	<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Abies</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Salix</i>	<i>Corylus</i>	<i>Athyrium</i>	<i>Sphagnum</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Ericaceae</i>	<i>Myriophyllum</i>	<i>Lycopodium</i>	<i>Gemmae</i> pączki zimowe	
1	5	96			0,5	3,5					0,5			0,5	0,5	0,5			0,5	
2	40	94	0,5	0,5	2,0	0,5	1,0	1,0		0,5		4,0		1,0	1,0				0,5	1
3	75	93,0			2,5	3,0		1,5			2,0	3,5		3,0	0,5	1,0	0,5			
4	35	87,5	0,5		2,5	7,0		2,0	0,5			6,5		1,0	0,5	1,0				
5	9	79,5	śląd		11,0	6,0		1,5	1,5	0,5	4,5	13,5	0,5	6,0	0,5					
6	24	89,5	1,0		1,5	7,0	0,5		0,5											
7	38	96,0			3,0	0,5				0,5		0,5								
8	40	97,5			0,5						0,5	3,5	0,1							

Dalsze, niższe są przypuszczalnie podobnego pochodzenia. Dopiero taras zalewowy ma charakter akumulacyjny. W kilku wierceniach, wykonanych w okolicy Złotorii (na SE od miasta) na tym tarasie, zanotowano obecność torfów. W materiałach wiertniczych Wydz. Wodociągów Zarządu Miejskiego m. Torunia zanotowano ten fakt następującymi określeniami „głina z torfem“, „torf z gliną“, „torf“ itp. Można więc przypuszczać, iż ten taras jest wieku politorynowego (zgodnie z St. L e n c e w i c z e m).

SYNTETYCZNY PROFIL STRATYGRAFICZNY

Jak wynika z poprzednich opisów, przedczwartorzędowe podłoże w okolicy Torunia tworzą poznańskie iły plicieńskie. Do serii tych osadów należą poza łąkami bardzo drobne pylaste piaski (muliste) bezskaleńskie, znane z odkrywek nad Drwęcą (prawy brzeg, poniżej mostu kolejowego) oraz z wiercenia w Grębocinie. Iły poznańskie tworzą poziom wodonośny, wskutek czego miejscami pojawiają się obfite wycieki wód gruntowych (np. nad Wisłą) lub zabagnienia powierzchni (Lubicz, między osadą a stacją). Powierzchnia łąk jest zerodowana i pod względem orograficznym dość urozmaicona. Osady te występują poza tym w formach zaburzonych glacitektonicznie (nad Drwęcą), zwykle wspólnie z gliną zwałową I szarą.

Szara glina I leży w wielu miejscach bezpośrednio na łąkach plicieńskich. W Lubiczu, koło cegielni (brzeg wykopu, przy zabudowaniach) na opisanych łąkach leży warstwa bruku, na który składają się

m. in. eluwia gliny szarej, o czym świadczą jej resztki zachowane pomiędzy głazami. Wydaje się, iż glina ta podlegała swego czasu procesom intensywnego rozmywania (głazy w stropie w wierceniu w Grębocinie itp.), gdyż z jej brakiem związane jest zawsze występowanie bruku. Szara glina zwałowa znana jest z licznych opisów w literaturze.

Osady międzymorenowe I — II pojawiają się rzadko: tworzą je przeważnie drobne piaski (w Lubiczu z napławionym drewnem — seria kilkunastometrowa), względnie piaski pylaste z przewarstwieniami ilastymi (wiercenie Grębocin). Można przypuszczać, iż rzadkie występowanie tych osadów stoi w związku z ich późniejszym rozmyciem, są one bowiem złożone z materiału bardzo podatnego do zniszczenia i transportu wodnego (widać to doskonale na przykładzie wyrwy erozyjnej na południe od Lubicza, na lewym brzegu Drwęcy, erozja jest tu najbardziej zaawansowana od miejsca, gdzie woda wcięła się w piaski).

Glina zwałowa zielonawo-brunatna (II), silnie piaszczysta i zawierająca małą ilość głazów, występuje w rozmaitych sytuacjach. W Lubiczu, na zakolu Drwęcy, poniżej młyna występuje w „strzępach“, w zsuwach zboczowych „kopalnego“ koryta rzecznego. Dalej w dół rzeki (koło Nowej Wsi) tworzy stromy brzeg leżąc bezpośrednio na glinie starszej. Na Jakubskim Przedmieściu w Toruniu, w stromym brzegu Wisły jest wspólnie z gliną szarą zaburzona glacitektonicznie (przedziela je tu zwykle warstewka piasku lub żwiru żelazistego). Płaty tej gliny spotykano wśród eluwiów morenowych (między Młyncem a Krobią, w zboczu wcięcia strugi lewobrzeżnego dopływu Drwęcy); jednometrowa warstwa tej gliny występuje w ścianie wykopu cegielni Lubicz; w kierunku południowym przechodzi ona w bardzo ubogi bruk. Największy (znany) pokład tej gliny występuje w Grębocinie; leży on tu pod łałami wstęgowymi, od których oddzielony jest zwykle około 0,5 m grubą serią piasków. Strop gliny tworzy tu nierówną, falistą powierzchnię. O tym, że po osadzeniu się tej gliny nastąpił okres działalności erozyjnej, świadczy nie tylko to, że tu lub ówdzie jest ona erozyjnie ścięta (na Jakubskim Przedmieściu powierzchnia erozyjna z brukiem ścina tę glinę wraz ze starszą szarą, z którą jest glacitektonicznie zaburzona), ale przede wszystkim to, że nie tworzy ona zwartych warstw i występuje, jak się wydaje, w formach przeważnie szczątkowych.

Najpoważniejszą serię osadów międzymorenowych II—III reprezentują grębocińskie łąły wstęgowe. Jak zaznaczono wyżej, dzielą je od gliny zwałowej II piaski. Poza łałami do osadów tego okresu zaliczam piaski i wyżej leżące żwiry, odsłaniające się na Jakubskim Przedmieściu. łąły wstęgowe w Grębocinie związane są już, jak się wydaje, z następnym pojawieniem się lodowca, gdyż ku górze przedłuże-

niem serii iłów są drobne piaski, na których bezpośrednio leży następna młodsza glina III. Na Jakubskim Przedmieściu odpowiada jej przypuszczalnie warstwa gliny o miąższości 1 m. I tu i tam jej strop przykryty jest bardzo wyraźnym brukiem, co świadczy o pojawieniu się fazy erozyjnej. W tym czasie ulegają rozmyciu utwory ilaste, których otoczaki znajdują się w bruku (Jakubskie Przedmieście). Zupełnie podobne otoczaki występują wśród eluwiów morenowych w żwirowni Olek (fig. 55) i zboczu 33-metrowego tarasu Wisły koło Kaszczorka (fig. 54). W tym ostatnim miejscu pod brukiem (bardzo liczne i wielkie głązy!) znaleziono ślad gliny zwałowej II; nadległe eluvia pochodzą tu przypuszczalnie zarówno z II, III i IV gliny. Bardzo obfity i z wielkich bloków złożony bruk w Olku pochodzi niewątpliwie tak samo nie z jednej gliny zwałowej. W Olku (w żwirowni) występują również warstewki iłu, który dostarczył materiału na toczenie; leży on pod wspomnianym brukiem; jego powierzchnia stropowa nosi bardzo wyraźne ślady rozmywania: wymyte dołki i występy w formie jakby grzybów i buł, otoczone żwirem.

Glinę zwałową III od IV dzielią dość drobne piaski, nad którymi w Grębocinie leżą margliste utwory pylaste (mułki). Między morenowe osady tego (III—IV) wieku na Jakubskim Przedmieściu, w postaci dobrze przemytych piasków jasnych, dzielią glinę III od poziomu brukowego (fig. 53, f). Jest on najprawdopodobniej odpowiednikiem IV gliny zwałowej znanej mi dotychczas tylko z Grębocina.

Glina zwałowa IV (posiada w spągu ślad iłów wstęgowych) nosi oznaki zwietrzenia i intensywnego rozmywania. Barwa jej jest ciemnobrunatna, pod powierzchnią zaś stropową pojawia się w niej często smuga barwna czerwonawa i w innych odcieniach, u samego stropu czarniawa. W północnej części odkrywki grębocińskiej występują kopalne zsuwy zboczowe, spoczywające częściowo na resztkach tej gliny. Niektóre strzępy morenowe w tych zsuwach tworzy przypuszczalnie też sama glina. Wśród zsuwów (w nich liczne wymyte głązy) widoczne są piaski i żwiry, leżące również na zsuwach.

Wyżej pojawiają się niewarstwowane ily (łupiące się w kostkę). Ostatnie osady i dalsze, młodsze, zostały już poprzednio opisane. Poprzednio omówiono również rozwój zjawisk, jaki miał miejsce po osadzeniu się gliny IV. Możliwa jest jednak i inna interpretacja niż poprzednio podana, według której „górne ily“ grębocińskie w całości są porwakiem. Jest to o tyle mniej prawdopodobne, że:

- 1) utwory podścielające glinę IV nie mają śladów zaburzeń,
- 2) powstaje kwestia, kiedy ulegały rozmyciu kopalne zsuwy zboczowe, o których pisano poprzednio, a które leżą pod tymi ilymi.

Również mniej jasny jest stosunek wieku wcięć erozyjnych wgłębiowych w te ily. Jak wiadomo, znajdujemy tu dwa wcięcia wypełnione piaskami i żwirami, podścielonymi mniej lub więcej wyraźną warstwą gładów; jedno z tych wcięć wraz z wypełniającymi je piaskami przykryte jest ponadto brukiem; drugie takiego przykrycia nie posiada. Są one więc najprawdopodobniej różnego wieku, przy tym gładzy we wcięciu starszym pochodzą raczej ze zsuwów lub z bruku „plażowego“. Aby wyjaśnić te wszystkie trudności, jakie pojawiają się z chwilą przyjęcia, że ily te w całości (obie partie) są nasunięte, należało by z kolei przyjąć istnienie dwu różnowiekowych nasunięć (jednego związanego z gliną IV, drugiego — z gliną V). Dlatego też interpretację podaną w poprzednim rozdziale, uważam za bardziej prawdopodobną.

W ostatecznym zestawieniu syntetyczny profil stratygraficzny przedstawiała się następująco:

- 1) Iły plioceńskie (pstre — poznańskie).
- 2) Szara glina zwałowa I — Grębocin, nad Wisłą, Drwęcą itp.
- 3) Seria osadów międzymorenowych I—II — (piaski, przeważnie drobne) — Grębocin; w Lubiczu — piaski z drewnem.
- 4) Zielono-brunatna glina zwałowa II — Grębocin, Jakubskie Przedmieście, Lubicz.
- 5) Seria międzymorenowa II—III — (piaski, ily wstępowe grębocińskie, piaski i żwiry) — Grębocin, Jakubskie Przedmieście.
- 6) Brunatna glina zwałowa III — Grębocin, Jakubskie Przedmieście.
- 7) Seria międzymorenowa III—IV — (piaski, ślady ily wstęgowego) — Grębocin, Jakubskie Przedmieście.
- 8) Glina zwałowa IV — podścielająca „górne ily grębocińskie“ niewarstwowane.
- 9) Seria osadów międzymorenowych IV—V (żwiry z otoczakami ily — Olek, piaski drobnoziarniste — Kaszczorek, ily niewarstwowane, górne — Grębocin i in.).
- 10) Glina zwałowa czerwono-brunatna V — (najwyższe poziomy gładowe — bruk) — Jakubskie Przedmieście, Grębocin, Lubicz — lewy brzeg Drwęcy; tworzy poza tym powierzchnię wysoczyzny poza pradoliną Wisły.
- 11) Osady fluwioglacjalne a) starsze: piaski i żwiry sandrowe na wysoczyźnie, tarasowe (najwyższych tarasów) w pradolinach Wisły i Drwęcy; b) młodsze serie tarasowe niższych tarasów plejstoceńskich.

- 12) Torfy wczesno-postglacjalne (33-metrowy taras). Osady organiczne wód stojących (muły, warstwy storfiałe i inne — profile 73 i 74, Lubicz, cegielnia).
- 13) Piaski eoliczne (przedlitorynowe).
Wreszcie różne osady młodsze, a wśród nich:
- 14) Osady rzeczne (piaski, mady itp.), torfy współczesne itd.

Dochodzimy więc w ostatecznej konkluzji do stwierdzenia istnienia w okolicy Torunia pięciu poziomów gliny zwałowej. Po osadzeniu się każdego poziomu tej gliny ma miejsce przerwa czasowa, zaznaczająca się okresem rozwoju zjawisk erozyjnych, a następnie sedymentacją serii piaszczystych i podobnych osadów. Wniosek ten, oparty o wyżej opisane fakty i podaną ich interpretację, nie oznacza jednak, że w okolicy Torunia istnieje tylko 5 poziomów morenowych. Może ich być więcej, ale dotychczas stwierdzono 5. Nie wiadomo jeszcze, czy reprezentują one odrębne zlodowacenia, ale nie można też wysunąć twierdzenia, (biorąc pod uwagę opisane fakty), że te poziomy morenowe odpowiadają mniejszej ilości zlodowaceń. I jedno i drugie twierdzenie wymaga konkretnych dowodów.

Z chwilą, gdy pojawiają się fakty podające w wątpliwość panujący dotychczas pogląd, względnie gdy istnieją poglądy wzajemnie przeciwstawne — to obie strony obowiązane są do szukania oparcia w konkretnych faktach, dla utrzymania się na swoim stanowisku.

Sprawa ilości zlodowaceń na Niziu polskim, w świetle materiałów dotychczas zebranych przeze mnie w okolicy Torunia, jest więc na razie otwarta. Można jedynie powiedzieć, że stwierdzona została możliwość istnienia 5 takich okresów, co, rzecz jasna, nie przesądza tego, ile zlodowaceń faktycznie było.

MATERIAŁY UZUPEŁNIAJĄCE

1. Poniżej podaję zestawienie wybranego materiału wiertniczego (według wyciągów z archiwum Wydz. Wodociągów Zarządu Miejskiego m. Torunia) dla ilustracji występowania torfów kopalnych na terenie tarasu 33-metrowego Wisły. Torfy te skupiają się na północnych lub północno-zachodnich peryferiach miasta Torunia. Leżą one zwykle na nieznaczej głębokości. Numerację otworów pozostawiono bez zmian. Schematyczne rozmieszczenie wierceń podane jest na załączonej mapce (fig. 51).

Nr 51 (Szosa Chełmińska, róg ul. Wybickiego), 62,5 m n. p. m.

a. piasek	0,0— 0,6 m
b. „ i gleba	0,6— 0,9 „
c. „ brązowy	0,9— 1,1 „
d. torf i piasek	1,1— 1,4 „
e. piasek	1,4—14,5 „
f. żwir	14,5—14,7 „
g. il	14,7 (dowiercono do 15,0 m) ¹ .

Nr 57 (ul. Legionów, róg ul. Lelewela), 62,9 m n. p. m.

a. nasyp uliczny	0,0— 1,4 m
b. piasek	1,4— 4,4 „
c. szlam	4,4— 4,9 „
d. piasek	4,9— 5,6 „
e. glina	5,6— 9,4 „
f. piasek	9,4—10,0 „
g. il z piaskiem	10,0— ? „

Podane określenie w poziomie c — szlam — odpowiada, być może, warstwie organicznej (?).

Nr 58 (ul. Legionów, róg ul. Żwirki i Wigury), 64,5 m n. p. m.

a. gleba	0,0— 0,6 m
b. piasek	0,6— 1,6 „
c. torf	1,6— 2,1 „
d. żwir	2,1— 4,0 „
e. drobny piasek	4,0— 4,2 „
f. il i piasek	4,2— 5,9 „
g. żwir i kamienie	5,9— 6,5 „
h. il z piaskiem	6,5— ? „

Nr 61 (ul. Grudziądzka, róg ul. Kościuszki), 63,6 m n. p. m.

a. gleba	0,0— 0,6 m
b. piasek	0,6— 2,9 „
c. torf	2,9— 3,4 „
d. gruby piasek i żwir	3,4— 5,7 „
e. il z mułem	5,7— 9,0 „
f. torf	9,0— 9,4 „
g. il	9,4—10,0 „

W tym wierceniu występują 2 warstwy torfu (c i f). Nie jest wykluczone, że warstwy „il z mułem“ (e) i „il“ (g) należą już do serii ilów plioceńskich; torf między nimi byłby wówczas przypuszczalnie warstwą

¹ Ostatnią głębokość, o ile nie ma pewności, że daną warstwę przebito do spągu, będę dalej podawać w nawiasach. Określenia poszczególnych osadów — w brzmieniu oryginalnym, patrz uwagi podane na początku pracy w odnośniku na str. 473.

węgla brunatnego. Istnieje jednak i inna możliwość: „ił“, a zwłaszcza „ił z mułem“ może równie dobrze przedstawiać glinę zwałową. W tym przypadku torf (f) miałyby zupełnie inne znaczenie.

Nr 62 (ul. Grudziądzka, róg ul. Pod Dębową Górą), 66,1 m n. p. m.

a. piasek	0,0— 4,9 m
b. torf i piasek	4,9— 6,6 „
c. piasek ze żwirem	6,6— 7,2 „
d. żwir i piasek	7,2— 7,8 „
e. ił z piaskiem	7,8—10,0 „

Nr 67 (ul. Świętopełki), 61,8 m n. p. m.

a. torf	0,0— 0,5 m
b. piasek	0,5— 1,4 „
c. torf	1,4— 1,8 „
d. piasek	1,8— 2,2 „
e. żwir i piasek	2,2— 3,0 „
f. ił z piaskiem	3,0—10,0 „

Nr 74 (koło Dębowej Góry), 67,6 m n. p. m.

a. piasek i gleba	0,0— 0,6 m
b. czerwony piasek	0,6— 1,3 „
c. piasek	1,3— 3,0 „
d. torf	3,0— 3,6 „
e. piasek	3,6— 6,1 „
f. żwir i piasek	6,1— 6,8 „
g. żwir	6,8— 9,6 „
h. ił z piaskiem	9,6—10,0 „

Nr 91 (Wrzosa), 70,6 m n. p. m.

a. gleba	0,0— 0,5 m
b. rdzawy piasek	0,5— 1,0 „
c. drobny piasek	1,0— 5,2 „
d. drzewo	5,2— 5,6 „
e. drobny piasek	5,6— 6,2 „
f. żwir	6,2— 6,7 „
g. iły	6,7— 7,8 „

Nr 151 (NW od wieży ciśnień), 65,2 m n. p. m.

a. nasyp	0,0— 1,0 m
b. piasek	1,0— 1,8 „
c. torf	1,8— 2,4 „
d. piasek	2,4— 4,0 „
e. gruby żwir i piasek	4,0— 4,6 „
f. iły	4,6— 5,5 „
g. gruby piasek	5,5— 7,0 „
h. drobny „	7,0—10,0 „

Ostatnie wiercenie położone jest w pobliżu szurfu, z którego pobrano próbki do analizy biometrycznej (patrz wyżej).

Dla ilustracji budowy tarasu zalewowego Wisły, posiadającego wysokość względną około 2 do 3 m nad poziomem Wisły, podaję jeszcze kilka wierceń. Wybrano te spośród większej ilości, w których występują torfy — przypuszczalnie litorynowego wieku¹.

Według niżej podanych zapisków wiertniczych (wg danych Zarz. Miejskiego m. Torunia) torfy w tarasie zalewowym występują często pod „gliną“. Należy przypuszczać, że w tych przypadkach chodzi jednak nie o glinę zwałową, lecz o tłuste mady, względnie inne podobne osady rzeczne. Z kilku względów nie wydaje się prawdopodobne, aby to mogły być gliny zwałowe. Przede wszystkim taras zalewowy Wisły pod Toruniem byłby w tym przypadku całkowicie erozyjny, co się nie zgadza z obserwacjami; następnie torfy te występując często wspólnie z „gliną“ („torf z gliną“) znajdowałyby się na wtórnym złożu, co jest w tym przypadku rzeczą mniej prawdopodobną. Obecność domieszek organicznych, względnie torfu w namułowych osadach rzecznych (które mylnie nazwano „gliną“) — jest z drugiej strony logicznie uzasadniona. M. in. dla przytoczonych tu względów przyjąłem interpretację, według której taras zalewowy Wisły miałyby charakter akumulacyjny, a w związku z tym torfy, o których była mowa, byłyby wieku litorynowego. Niżej podane wiercenia były wykonane na tarasie o wysokości około 2 do 3 m nad poziomem Wisły, poniżej ujścia Drwęcy, na prawym brzegu Wisły, pomiędzy nią a drogą Kaszczorek — Złotoria. Poziom Wisły wynosi w tej okolicy około 37 m n. p. m.

Nr 180, 39,3 m n. p. m.

a. piasek	0,0— 0,7	m
b. glina	0,7— 1,7	„
c. glina z torfem	1,7— 2,0	„
d. glina	2,0— 2,4	„
e. glina z torfem	2,4— 4,0	„
f. żwir z piaskiem i glazami	4,0— 5,2	„
g. ił	5,2—(10,0)	„

¹ Do sprawy tej powrócę jeszcze, po zebraniu dalszych obserwacji. Ze względu na koszt związany z wierceniami, trudno było projektować większą ilość nowych wierceń bez zestawienia syntetycznego wszelkich materiałów starszych. Odnośnie do materiałów wiertniczych, prace nad ich zgromadzeniem i opublikowaniem są jeszcze w toku.

Nr 188, 39,2 m n. p. m.

a. namuł wiślany	0,0— 2,2	m
b. piasek	2,2— 2,8	„
c. glina	2,8— 4,6	„
d. torf	4,6— 5,2	„
e. torf z gliną	5,2— 5,6	„
f. żwir	5,6— 5,8	„
g. ił	5,8—(10,0)	„

Nr 190, 37,1 m n. p. m.

a. namuł wiślany	0,0— 0,3	m
b. glina	0,3— 0,6	„
c. torf	0,6— 0,8	„
d. gruby piasek	0,8— 1,2	„
e. żwir z głazami	1,2— 2,7	„
f. ił	2,7—(10,0)	„

Nr 191, 39,4 m n. p. m.

a. namuł wiślany	0,0— 2,0	m
b. glina z piaskiem	2,0— 3,5	„
c. piasek	3,5— 4,8	„
d. torf	4,8— 5,1	„
e. żwir z głazami	5,1— 5,3	„
f. ił	5,3—(10,0)	„

Nr 195, 38,0 m n. p. m.

a. namuł wiślany	0,0— 0,6	m
b. glina	0,6— 1,6	„
c. torf	1,6— 2,2	„
d. gruby piasek z głazami	2,2— 2,6	„
e. ił	2,6— 9,5	„
f. piasek z iłem	9,5—(11,6)	„

LITERATURA

1. Galon R. — Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla (Die Gestalt und Entwicklung des unteren Weichseltales in Beziehung zum geologischen Aufbau des unteren Weichselgebietes). *Bad. Geogr. Pol. ptn.-zach.* 12/13, Poznań 1934.
2. Galon R., Passendorfer E. — Przewodnik XXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Kujawach i Pomorzu w r. 1948. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 17, Kraków 1948.
3. Halicki B. — Charakterystyka florystyczna interglacjalów dorzecza Niemna (wiadomość tymczasowa). *Wiadom. Muzeum Ziemi*, t. 4, Warszawa 1949.
4. Okołowicz W. — Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza (Some problems of Pomeranian morphology). *Czasop. Geogr.* t. 19, Wrocław 1948.
5. Okołowicz W. — Surowce ceramiczne okolic Torunia. *Mater. Budowl. Rocznik*, t. 5, Poznań 1948.
6. Okołowicz W. — Opis geograficzny wydmy Zadroże (The geographical description of the dune Zadroże). *Studia Soc. Sci. Torun. Supl.* I, 1949, Toruń 1949.
7. Okołowicz W. — Manuskrypty sprawozdań z prac terenowych w latach 1946—1948. *Państw. Inst. Geol. Archiwum*, Warszawa.
8. Okołowicz W. — Zjawiska peryglacjalne w Grębocinie. *Wydawn. Muzeum Ziemi*, przygotowane do druku, Warszawa.
9. Passendorfer E. — Zarys budowy geologicznej Wilna i okolicy (Sur la structure géologique de Wilno et des ses environs). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 16, Kraków 1946.
10. Passendorfer E. — Zdjęcie geologiczne okolic Torunia (Sur le levé géologique des environs de Toruń). *Przepl. Geogr.* t. 21, z. 3/4, Warszawa 1948.
11. Pożaryska K. — Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej (Stratigraphy of Pleistocene of the lower Kamienna valley). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 52, Warszawa 1948.
12. Urbański J. — Mięczaki osadów wczesno-postglacjalnych w Lubiczu n/Drwęcą.

Винценты ОЖОЛОВИЧ

ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ОКРЕСТНОСТЕЙ ТОРУНЯ

(с 1 табл. и 5 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

Автор при разборе стратиграфии плейстоцена окрестностей Торуня допускает, что не только непрерывные моренные отложения свидетельствуют о количестве ледниковых надвигов или оледенений данной области. В окрестностях Торуня находятся следы пяти разных моренных горизонтов. Одни выступают в этой области постоянно, другие же — очень разрушенные — только случайно. Все со следами эрозийного разрушения.

Возможно, что пять изученных моренных горизонтов представляют пять разных оледенений. Недочет межледниковых отложений не дает уверенности в этом отношении. Однако нет основания утверждать, что некоторые из них принадлежат к одному периоду оледенения.

Р Е З Ю М Е

Материалы к настоящей работе собраны в 1946 — 1949 г. во время полевых работ, производимых по поручению Государственного Геологического Института. Кроме того некоторое количество наблюдений использованных в этой работе собрано: 1. во время исследований перигляциальных явлений в Грембопине (по поручению Музея Земли), 2. в связи с подготовлением к Съезду Польского Геологического Общества в Торуне в 1948 г. Наконец были использованы записки из буровых дневников находящиеся в распоряжении Торунского Городского Управления.

При изучении плейстоцена какой-бы то не было местности всегда является актуальной проблема относительно количества оледенений. Споры на эту тему ведутся издавна. Мнение о большем количестве оледенений на северо-европейской равнине поддерживалось в свое время в Польше М. Лимаповски; теперь, на основании последних исследований, о большем количестве оледенений говорят между прочим Э. Пассендорфер, К. Пожарыская и прежде всего Б. Галицкий. Б. Галицкий выделяет на территории Польши и на соседних территориях шесть оледенений и пять межледниковых периодов.

Вообще в трудах изданных перед войной, в описаниях стратиграфических соотношений окрестностей Торуня упоминается 2 или 3 моренных горизонта. По мнению автора их здесь имеется больше. Кроме 2 горизонтов выступающих везде в окрестностях найдены тут преимущественно разрушенные следы других морен.

Факт, что некоторые моренные горизонты выступают в этих окрестностях в форме остатков, не проявляющих непрерывного протяжения, не может, по мнению автора, решать вопроса меньшего числа оледенений. Тут, во многих местах можно найти обнажения, в которых непосредственно на плиоценовых осадках залегают самые младшие — элювиальные отложения, отделенные от этих только моренными элювиатами. Это доказывает, что плейстоценовые осадки подвергались сильному разрушению.

Пласты ледниковых глин исчезали иногда почти бесследно. Тем более могли подвергнуться разрушению (менее устойчивые чем валунные глины) межледниковые осадки. Это становится тем более очевидным если принять во внимание, что осадки позволяющие наверняка констатировать межледниковый период (а такими надо считать прежде всего органические осадки) имели только в исключительных случаях благоприятные условия для пространного развития на суше. Межледниковые периоды были прежде всего периодами мощного развития эрозии и денудации. Вероятно во время отдельных межледниковых периодов неоднократно подвергались размыванию и уничтожению как старшие ледниковые осадки так и старшие межледниковые осадки. Можно выразить мнение, что при изучении старшего плейстоцена следует, как правило, ожидать находки сильно обнищавших, разрушенных, выступающих в форме остатков и т. п. старших четвертичных осадков. Свиты хорошо сохранившихся осадков, особенно межледниковых — это исключения зачастую редкие.

Рассуждая подобным образом автор заключает, что только точными полевыми исследованиями, обработкой деталей иногда кажущихся маловескими, будет можно со временем довести до реконструкции исто-

рии развития явлений ледникового периода. Настоящая работа является пробой обработки затронутых проблем на узком территориальном отрезке с принимаемым во внимание рядом деталей, которые зачастую не подвергались большему вниманию. Собственно говоря не так-то легко связать эти детали. По мере нарастания дальнейших наблюдений на этих и на соседних местах, возможно что придется изменить или дополнить представленные толкования.

Остается выяснить еще одно. Констатирование автором в окрестностях Торуня пять моренных горизонтов еще не означает того что каждый из них представляет отдельное оледенение. Возможно, что некоторые из них принадлежат к одному оледенению. Так как возможно и то, что во время исследований не удалось попасть на следы всех ледниковых осадков, которые выступают на этой территории; что некоторые более скрытые следы еще других морен и т. п. осадков остаются неизвестными. Но так, как точным подтверждающим доказательством, что описанные тут моренные горизонты принадлежат к разным оледенениям — были-бы межледниковые отложения разделяющие отдельные морены, — так с другой стороны сам факт существования известного числа моренных горизонтов, несмотря на недостаток разделяющих их межледниковых отложений, не позволяет причислить нескольких из них к одному и тому-же оледенению без конкретных доказательств. Неизвестно, представляют ли пять моренных горизонта из окрестностей Торуня пять отдельных оледенений. Может быть так, а может быть и нет. Обе теоремы требуют в этом случае одинаковых вещественных доказательств, без которых ни одна из них не может получить научного обоснования.

Эти проблемы освещает, между прочим, заметка помещенная в труде Р. Г а л о н а. Этот автор обращает внимание на то, что в местах где дочетвертичные отложения выступают глубже, там зачастую моренные горизонты бывают многочисленнее. Например в четвертичном понижении окрестностей Тчева найдено пять моренных горизонтов. Похожих случаев есть больше. Обозначает ли это, что в таких местах должно было быть большее количество ледниковых колебаний? По крайней мере вероятно, что местами, особенно в благоприятных условиях, могли сохраниться от позднейшего уничтожения более комплекты свиты старших осадков. В других местах, где условия сохранности были менее благоприятны, сильное развитие межледниковой эрозии и денудации оставило лишь незначительные следы некоторых старших осадков или уничтожило их без остатка. Все выделенные моренные горизонты окрестностей Торуня как раз проявляют следы седиментационных перерывов и размывания. Периоды их разрушения не должны, но могут иметь связь с межледниковыми периодами.

Описание материалов из наблюдений и синтетический стратиграфический профиль.

В этой главе автор описывает те материалы, которые имеют действительное значение для позднейшего составления синтетического профиля.

В окрестностях Торуня дочетвертичные отложения состоят из плиоценовых глин (познанских, пестрых). Высота их кровли изменяется в границах около 30 метров (от 25 м н. у. м.) — в буровой скважине в русле Вислы, до 55 м н. у. м. — в буровой скважине в Грембоципе. Плиоценовые глины выступают чаще всего в долинах Вислы и Дрвэнны обычно образуя водоносный горизонт. Мы видим их тоже и в эрозионных цоколях речных террас.

В обнажении представленном на фиг. 52 (Любич на Дрвэнце, левый берег, терраса около 33 м относительной высоты — плейстоценового возраста — флювиогляциальная) плиоценовые глины залегают под моренной глиной, известной из литературы, из-за своего цвета, под названием „серой“ (около 1 м). Выше залегают свита светлых песков с наносами древен. Эти пески, ближе берега, образуют оползни, за которыми составляют они эрозионный цоколь террасы. Над песками находится слой моренных элювий (галечник); выше залегают пески и галечник (около 5 м) и светлые пески (около 2½ м) — прикрытые выше галечником, моренными элювиями и наконец над ними залегают свита террасовых осадков.

В этой самой местности, на противоположном берегу, около кирпичного завода, находятся следующие обнажения:

В профиле означенном № 73 видно (сверху):

- | | |
|--|---------------|
| 1. Почва и подпочва | 0,0 — 0,6 м |
| 2. Желто-бурый глинистый материал (делювия) | 0,6 — 1,2 „ |
| 3. Серая прослойка (ископаемая почва) | 1,2 — 1,35 „ |
| 4. Очень плотная песчаная моренная глина (в делювиях) | 1,35 — 2,0 „ |
| 5. Торфянистый слой со следами фауны | 2,0 — 2,1 „ |
| 6. Желто-серая, зеленоватая, песчанистая, мергелистая, твердая морена | 2,1 — 2,9 „ |
| 7. Песок очень мелкий, сероватый с более темными прослойками более мелкого материала | 2,9 — (5,0) „ |

В другом профиле расположенном в 100 метрах к югу от предыдущего (разрез № 74):

- | | |
|--|-------------|
| a. Моренные делювия | 0,0 — 0,3 м |
| b. Темный осадок с фауной | 0,3 — 0,7 „ |
| c. Темный осадок с фауной, более плотный | 0,7 — 1,0 „ |

d. Темный осадок с фауной, сыпучий, все больше
CaCO₃ 1,0 — 2,0 „
переходит к низу в:

e. бело-серый слой, похожий на мел 2,0 — 2,3 „

f. Торфянистые прослойки с древесными остатками
(более или менее известковые, песчанистые и т. п.) 2,3 — 2,6 „

Ниже, под обоими профилями образуются сбросы, из под которых внизу появляется серая моренная глина (I) и плиоценовые глины.

Слой последнего обнажения обозначенные буквами „b” по „f” связываются со слоем „5” предыдущего разреза: зеленоватая моренная глина (разрез 73 — слой „6”) тянется в направлении разреза № 74 на протяжении нескольких метров, становится тоньше и наконец пропадает оставляя только след очень скудных элювий (отдельные валуны). Кровля этой морены носит следы размывания. По мере того как слой глины утончается на нем появляется галечник все более мощным слоем. Этот галечник с валунами в подошве (элювии описанной морены) входят под торфянистые осадки „f” профиля № 74. Фауна этого разреза обработана Я. У р б а н с к и м (результат анализа подан в одновременно напечатанной работе).

Как указывает бурение, произведенное для выяснения обнажения, органические слои не выступают в глубине склона, около которого находятся описанные профили, значит не образуют этого склона, но залегают на нем. Они произошли вероятно в связи с выходом подпочвенных вод или у берегов какого либо старого русла реки Дрвэнцы, в очень высоком горизонте — несуществующим сейчас, старом. Некоторые горизонты выступающие ниже в долине Дрвэнцы носят, по мнению автора, характер флювиогляциальных горизонтов, согласно выводам, к которым приходит Я. У р б а н с к и й в результате палеонтологического анализа.

На фиг. 53 представлено обнажение на одном из предметств Торуня, на Висле. Над уровнем реки выходят здесь истоки подпочвенных вод (на плейстоценовых глинах): выше выступает моренная глина (I), в которой находятся вдавления зеленоватой моренной глины (II). На контактах виднеется прослойка железистого галечника (более или менее отчетливо). Кровля этой свиты срезана эрозией (на ней валуны). Выше залегают пески с маленькими гальками (местами без галек) переходя кверху в галечник все более каменистый (2 м). Над ними выступает слой моренной, суглинковой (III) глины с сильно размытой кровлей (множество валунов). Среди этих камней в кровле морены появляются многочисленные катуны бурого суглинка. Они известны во многих местах окрестностей Торуня, причем их не найдено нигде среди осадков младших от последней, самой младшей (еще не описанной) морены; период их размывания и раз-

рухания водой вероятно старше, чем последнее наступление ледника на эту местность.

Над мореной (III) с размытой кровлей очень четко выступает слой хорошо промытых мелких песков („f” — фиг. 53), а выше моренные элювии (слои галечника). Над ними находится свита галечника и песков („d”); затем выразительно каменистый слой („с”) и опять свита похожих отложений (галечник, пески), в середине которой находятся изобилующие валунами прослойки („b”). Вероятно эти валуны, уложенные слоями представляют следы еще двух моренных горизонтов „e”, „с” и „b”.

Эта терраса Вислы — эрозионная, как видно из рисунка, имеет незначительный аккумуляционный покров (1—2, в исключительных случаях больше метров). Детали его строения представлено на фиг. 54 (несколько километров вверх по реке от предыдущего обнажения). Считаю, что в этом месте террасовую свиту представляет только верхний слой „a” — тоже 7-метровый. Валуны бурого алевроита, о котором говорилось прежде, тут выступают на глубине 11—12 метров ниже уровня террасы (слой „e” — „g”), среди мощных моренных элювий и под остатками старшей валунной глины. Эти самые размытые суглинки, как можно судить по их виду, находятся тоже (вблизи других мест) в обнажении в местности Олек (фиг. 55). Тут они находятся в галечнике, старшем чем террасовая свита и под слоем моренных элювий, тоже возможно старших от самой младшей морены, образующей в этих окрестностях поверхность соседних возвышенностей.

Самое интересное обнажение изученной области находится в Грембине (табл. XIX). Тут выступает большая свита ленточных глин, которые частично входят в склон возвышенности берега древней долины Вислы, а частично входят под уровень самой высокой террасы древней долины — здесь срезанной эрозией. (Упомянутая терраса вышиной около 40 м над уровнем реки Вислы соединяется с близким горизонтом зандра, идущим к древней долине с севера от Хэлмжинских озер до Дрвэнцы — возле Млынца и далее до Вислы). Ленточные глины залегают на песках изменчивой мощности или непосредственно на зеленоватой моренной глине (II), с которой познакомились раньше. Над ленточными глинами выступает непрерывный слой моренной глины, отделенный от ленточных глин песками. Кровля этой, по порядку младшей морены (III) имеет везде ясные следы размывания. Над этой мореной находятся пески, а выше опять морена размытая обрывочная и выветрившая („I-e”, „III-d”, „VIII-c” и т. п.). В месте обозначенном „II” на таблице XIX находится ископаемый берег с размытыми осыпями и т. п.

Выше и направо над остатками разрушенной морены (IV-off) выступают песчаные осадки или галечник, а еще выше свита неслоистых глин („II-b“, „IV-d“, „VII-b“).

В неслоистых глинах промыто эрозионное русло высланное на-тащенными валунами и т. п. материалом, а наполненное галечником (разрез „IV“; галечник наполняющий ископаемое русло „IV-b“). Упомянутый напоследок галечник прикрывается слоем содержащим валуны сохранившиеся от размытой, самой младшей морены (V). Ледник, который оставил эту морену, вероятно принес из ближайшего соседства на место описуемого обнажения глыбы неслоистой глины („V-b“, „VII-b“) тождественной с залегающей *in situ* — („IV-d“, „VII-b“) описанной выше. Кровля глыбы этих глин содержит так-же эрозионный овраг (младший) наполненный песками и галечником. Эти последние однако не прикрыты элювиями самой младшей морены так, как это было с осадками наполняющими старое эрозионное русло промытое в ленточных глинах *in situ*: (сравни „IV-a-d“ и „VI-a-c“, „IV-a“ и „VI-b“). Значит младший рельеф произошел после того как надвинулся последний ледник; старший-же прежде чем ледник надвинулся.

Для исследования отношения отложений описанного обнажения к старшим осадкам, которых здесь не было видно, было произведено бурение в глубину от ленточных глин. Так как я предполагал, нашлись ниже еще две морены, разделенные мелкими песками и суглинками. Они соответствуют моренным горизонтам, с которыми мы познакомились в предыдущих описаниях. Бурение дало следующий результат:

a. Моренная глина, песчанистая, зеленовато-бу- рая (с небольшим количеством камней)	от 0,0 до 3,8 м
b. Среднезернистый песок с мелкими кам- нями	3,8 „ 4,5 „
c. Песчанистая глина с мелкими камнями	4,5 „ 5,0 „
d. Среднезернистый песок, голубой с одиночным камнем, переходит в галечник и в галечник с камнями	5,0 „ 6,5 „
e. Голубая глина	6,5 „ 6,65 „
f. Галечник и песок	6,65 „ 6,75 „
g. Пылистый песок	6,75 „ 6,95 „
h. Галечник	6,95 8,0 „
i. Мелкозернистый песок	8,0 10,1 „
j. Прослойка пылистого песка	с л е д
k. Очень мелкий песок с голубой окраской в подошве	10,1 „ 12,0 „
l. Песок и галечник с камнями (валунами)- переходит в:	12,0 „ 12,3 „

т. Каменистый слой	12,3 „ 12,6 „
п. Серая песчанистая моренная глина (со следами растений), в подошвенной партии содержит песчанистые прослойки и др.	126 „ 16,8 „
о. Пестрая глина (серо-голубовато-черная с красными прослойками)	16,8 „ 17,2 „
р. Очень мелкий голубой песок; отсутствие полевого шпата	17,2 „ 20,5 „

После отступления последнего ледника из исследуемой территории возникает древняя долина Вислы. Ее высшие террасы связаны с флювиогляциальными водами. Они изучены Г а л о н о м. На одной из наивысших развиваются поледниковые торфяные залежи. Гораздо позже их засыпают дюны. Анализ образца торфа, добытого из под песков дюн (около 1 метра песка) дает результат (в исполнении М. С о б о л е в с к о й в лаборатории проф. В. Ш а ф е р а), представленный в таблице в польском тексте.

Торфы известные мне из бурений выступают кроме того под поверхностью самой младшей террасы (пойменной) Вислы. Это, как я предполагаю, торфы литторинового возраста. Местами в долине Вислы выступают и современные торфы.

Общий стратиграфический, синтетический профиль описанной территории, в котором подаются и некоторые менее важные детали пропущенные в кратком содержании: представился-бы следующим образом:

1. Плиоценновые глины (пестрые — познанские).
2. Серая моренная глина I — Грембоцин, на Висле, на Дрвэнице и т. п.
3. Свита межморенных осадков I — II — (пески, преимущественно мелкие) — Грембоцин, в Любиче — пески с древесной.
4. Зелено-бурая моренная глина (II) — Грембоцин, Якубске Пржедместье, Любич.
5. Межморенная свита II—III — (пески, ленточные грембоцинские глины, пески, галечник) — Грембоцин, Якубске Пржедместье.
6. Бурая моренная глина III — Грембоцин, Якубске Пржедместье.
7. Межморенная свита III—IV — (пески, следы ленточных или) — Грембоцин, Якубске Пржедместье.
8. Моренная глина IV — подстилающая „верхние грембоцинские глины” неслоистые.
9. Свита межморенных осадков IV — V (галечник с катунами глины — Олек, мелкие пески — Кащерек, верхние неслоистые глины — Грембоцин и др.).

10. Моренная красно-бурая глина V — (наивысшие валунные горизонты) — Якубске Пржедместье, Грембоцин, Любич — левой берег Дрвэнцы, кроме того образует поверхность возвышенности за старой долиной Вислы.

11. Флювиогляциальные старшие осадки а) пески и задровый галечник на возвышенности, террасовые (самых высоких террас) в древних долинах Вислы и Дрвэнцы, в) младшие: террасовые свиты низших плейстоценовых террас.

12. Ранне-последниковые торфы (33-метровая терраса). Органические осадки стоячих вод (суглинки, слои превратившиеся в торф и другие — разрез 73—74. Любич, кирпичный завод).

13. Золотые пески (долиториновые)

И наконец разные младшие осадки, а среди них:

14. Речные осадки (пески, современные суглинки и т. п.), современные торфы и т. д.

Итак, приходя к окончательному выводу, мы констатируем существование в окрестностях Торуня пяти моренных горизонтов. После образования каждой морены наступает временный перерыв, отмечающийся периодом развития эрозионных явлений, а затем седиментацией свиты песчаных и подобных осадков. Этот вывод, основанный на вышеизложенных фактах и предложенном толковании, не обозначает однако, что в окрестностях Торуня существует только 5 моренных горизонтов. Их может быть больше, но до сих пор констатировано пять. Еще неизвестно представляют ли они отдельные оледенения, но и нельзя утверждать (принимая во внимание описанные факты), что эти моренные горизонты соответствуют меньшему числу оледенений. И одно и другое требует конкретных доказательств.

С моментом появления фактов вызывающих сомнение в господствующем взгляде или при существовании противоположных взглядов, — обе стороны обязаны добиваться обоснования на конкретных фактах для того, чтобы удержаться на своей позиции.

Вопре количества оледенений на польской низменности, в освещении собранных мной материалов из окрестностей Торуня, надо до сих пор считать открытым. Можно только сказать, что подтверждена возможность существования пяти таких периодов, что однако не решает фактического количества существовавших оледенений.

Wincenty OKOŁOWICZ

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF THE PLEISTOCENE
OF THE ENVIRONS OF TORUŃ

(with 1 pl. and 5 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

When discussing the stratigraphy of the Pleistocene of the environs of Toruń the author bases his argumentation on the fact that it is not solely the continuous moraine layers that give evidence of how many times the inland ice was thrust over the given area, in other words how many times the latter was glaciated. In the environs of Toruń he found the traces of five different moraine levels. Some of them are very common, others, the very destroyed ones, only exceptional. They all bear marks of the destructive action of erosion.

May be the five stated moraine levels represent five different glaciations. The lack of interglacials leaves the question moot. However, there are no grounds for the assertion that some of them belong to one glaciation period.

Introduction

Material for this work was collected in the years 1946—1949 during the carrying out of field works on request of the Geological Survey of Poland Besides, a certain number of observations made use of in this paper was collected: on occasion of the preparations to a meeting of the Polish Geological Society that took place at Toruń in 1948, as well as in connexion with the study of periglacial phenomena at Grębocin on request of Muzeum Ziemi (Earth Museum). Finally some drilling data owned by the Municipality of the city of Toruń were made use of. After the war appeared several publications¹.

¹ The literature, concerning the area in question, as well as its neighbourhood, and published before the war, is given in a work by R. Galon, titled: „Gestalt und Entwicklung des unteren Weichseltales in Beziehung zum geolog. Aufbau des unteren Weichselgebietes“ — *Etudes Geograph. sur la Pologne du nord-ouest* — *Trav de l'Inst. Géogr. d'Université à Poznań, Fasc. 12 13. Poznań 1934.*

The problem of the number of glaciations is for ever actual in studies regarding the Pleistocene of any area. Discussions on that subject have been going on for a long time. The supposition that a larger number of glaciations existed in the north-European Lowland was once represented by M. Limanowski; now-a-days first of all B. Halicki, and, among others, also E. Passendorfer and K. Pożaryska maintain that opinion on the grounds of the research of the last years. B. Halicki discerns six glaciations and five interglacials on the area of Poland and the adjoining territories.

In general, in works published before the war two or three moraine levels are mentioned in the description of stratigraphic relations prevailing in the neighbourhood of Toruń. The author's supposition is, however, that there are more of them. Apart from the two levels being common in the region, traces, usually destroyed, of other moraines have been discovered.

The fact that in this region certain moraine levels appear in relic form, or that their appearance is not continuous, cannot, according to the author's opinion, prove the existence of a smaller number of glaciations. Many an outcrop, in which the Youngest Holocene deposits lie direct on Pliocene sediments and are separated from them only by impoverished morainic eluvia, can be found here. It proves that the Pleistocene sediments were undergoing intense destruction. Layers of boulder clays vanished, leaving sometimes no trace of their existence, all the more interglacial sediments (in general less resistant than boulder clays) could have yielded to destruction. All this becomes all the more evident if we take into account the fact that the sediments which permit the confirmation of an interglacial (first of all organic sediments are considered as such) had only exceptionally conditions favouring expansive occurrence and development on land. The interglacial periods were, above all, the periods of intense development of erosion and denudation. During particular interglacials older glacial sediments, as well as older interglacial sediments, were probably washed out and destroyed more than once. We can say that when investigating the Older Pleistocene, one should, as a rule, expect to find sediments of Older Quaternary greatly impoverished, destroyed and appearing in relic forms. Series of well preserved sediments, particularly of interglacial ones, can be numbered among very rare exceptions. The author concludes from such deliberations that it is only by field exploration, as accurate as possible, and by considering details which sometimes appear of little importance, that one day it will be possible to reconstruct the history of development of the phenomena of the Ice Epoch. This work is therefore an attempt

to work out problems touched on a narrow terrain sector taking into account a number of details which often did not draw greater attention. The pertinent linking of these details is no easy task indeed. As further observations are supplied from the said, as well as from adjacent, areas, it will perhaps be necessary to alter or complete some interpretations given here.

There remains one more question to be elucidated. The confirmation by the author of the occurrence of five moraine levels in the vicinity of Toruń does not in the least imply that each one should represent a different glaciation. Maybe some of them belong to one glacial. It is also possible that during the investigative works not all the glacial sediments that occurred upon the area were traced, and that certain less visible marks of more moraines and similar sediments still remain unknown.

Interglacials separating particular moraines can stand for proof that the above described moraine levels belong to different glaciations; on the other hand, the very fact of the finding (occurrence) of a certain number of moraine levels, in spite of the lack of interglacials separating them, does not permit to include several of them in one glaciation without concrete proof thereof. Whether the five moraine levels of the environs of Toruń represent five different glaciations is still an unsolved question. Maybe yes, maybe no. Both assertions demand convincing arguments, otherwise neither can be scientifically grounded.

A remark in R. Galon's work throws some light upon this problem. That author remarks, that in places where a Pre-Quaternary bottom appears more deeply, there often occur more numerous moraine levels, e. g. in the Pre-Quaternary depression in the environs of Tczew five moraine levels were ascertained. There exist more similar instances. Does it mean that in such places more inland ice oscillations must have taken place? No less probable is the fact, that in particularly favourable conditions more complete series of older sediments could have locally survived subsequent destructive factors. In other places, where the conditions were less favourable to their preservation, the intense expansion of interglacial erosion and denudation either left merely faint traces of some older sediments, or destroyed them altogether. All the particular moraine levels of the environs of Toruń show gaps in sedimentation and distinct traces of washing. The times of their destruction can, though not necessarily, be connected with interglacials.

DESCRIPTION OF OBSERVATION MATERIAL AND SYNTHETIC
STRATIGRAPHICAL PROFILE

In this chapter the author gives the description of the materials that have real meaning for the forthcoming assemblage of the synthetic profile.

In the Toruń region the Pre-Quaternary bottom is formed by Pliocene (Poznań variegated argils). The height of their top varies within about 30 *m* (from 25 *m* above sea level in bore-hole in the Vistula bed to 55 *m* above sea level in bore-hole at Grębocin). Pliocene argils are the most frequent in the recesses of the Vistula and the Drwęca valleys, and they usually form a water-bearing level. We can see them as well in the escarpments of erosion terraces of these rivers, e. g. in the profile represented in fig. 52.

In the outcrop represented in this figure (Lubicz on the Drwęca, left bank, terrace about 33 *m* relative altitude, age Pleistocene, glacifluvial) the Pliocene argil lies beneath moraine clay, known in literature as „grey“ for its colour (about 1 *m* thick). Higher up appears a series of pale sands with timber accumulated by water. Closer to the river the sand form a landslide, outside which they build up the erosion embankment of the mentioned terrace. Over the sands is the bed of moraine eluvia (pavement); higher up lie sands and gravels (about 5 *m*) and pale sands (about 2,5 *m*) covered with higher „pavement“, the moraine eluvia, above which finally appears the series of terrace sediments.

In the same locality, on the opposite bank, next to the brick-kiln, the following outcrops can be noticed:

In the profile marked No. 73 are visible (from top)

1. Soil and sub-soil	0,0 —0,5 <i>m</i>
2. Yellow-brownish clay material (deluvia)	0,0— 1,2 „
3. Grey intercalation (former soil?)	1,2 —1,35 „
4. Very compact arenaceous moraine clay (in deluvia?)	1,35—2,0 „
5. Peaty bed with traces of fauna	2,0 —2,1 „
6. Yellow-grey, greenish, arenaceous calcareous hard moraine	2,1 —2,9 „
7. Very fine greyish sand with darker intercalations of finer material	2,9 —(5,0) „
	and on.

In another profile situated 100 *m* to the south of the former (profile No. 74):

a. Moraine deluvia	0,0—0,3 <i>m</i>
--------------------	------------------

b. Dark sediment with fauna	0,3—0,7 „
c. „ „ „ „ more compact	0,7—1,0 „
d. „ „ „ „ loose, increasing contents	
of CaCO ₃ passes below into	1,0—2,0 „
e. White-grey chalk-like bed	2,0—2,3 „
f. Peaty intercalations with remainders of timber (more or less calcareous, arenaceous, etc.)	2,3—2,6 „

(Below, under both profiles, there are landslides, from under which appear, at the bottom: grey moraine clay (I) and Pliocene argils).

The beds of the latter outcrop marked „b“ to „f“ join bed „5“ of the former profile; greenish morainic clay (profile 73, bed „6“) extends ten odd metres towards profile 74, grows thinner, eventually disappears, leaving only traces of very impoverished eluvia (single boulders). The top of this moraine bears traces of washing. With the thinning of the clay bed, the overlying gravel bed grows ever thicker. These gravels, with boulders at their bottom (eluvia of the described moraine), enter under peaty sediments („f“) of profile No. 74. The fauna of this profile was studied by J. U r b a ń s k i (the result of the analysis is quoted in a work printed at the same time as this one).

As it is evident by the bore-hole made in order to elucidate this outcrop, the beds of organic origin do not occur within the slope where the described profiles appear, thus they do not build up the slope, but rather lie upon it. They were most probably formed in connexion with the seepage of ground waters or at the border of some former Drwęca bed, no more existing, at a very high level. Certain lower levels in the Drwęca valley have, according to the author's opinion, the characteristics of glacial levels. It is in conformity with J. U r b a ń s k i's conclusions deduced from palaeontological analysis.

Fig. 53 represents an outcrop in one of the suburbs of Toruń, situated on the Vistula bank. Seepages of ground waters appear above river level (on Pliocene argils); above appears morainic clay (I) into which greenish morainic clay (II) is pressed occasionally. On contacts an intercalation of ferruginous gravels (more or less distinct) can be seen. The top of this series is cut off by erosion (boulders upon it). Higher up lie sands with pebbles (here and there without pebbles) passing upwards into gravels more and more rocky (2 m). Above them lies a bed of morainic, silty clay (III) whose top is strongly washed out (numerous boulders). Amongst these stones on top of the moraine occur many rounded clods of brown silt. They are known from many places in the vicinity of Toruń and have not yet been found in sediments younger than the latter, youngest of all,

moraine (not yet described); the period of their washing out and scattering by waters was therefore probably prior to the last overthrust of the inland ice on those regions.

Above the moraine (III) with a washed out top appears a very distinct bed of well washed fine sands (fig. 53, „f“), and, still higher up, morainic eluvia (pavement bed). A series of sands and gravels („d“) lies over them; then comes a very rocky bed („c“) and again a series of similar deposits (gravels and sands) in the middle of which are intercalations very rich in boulders („b“). The boulders arranged in layers represent most probably the traces of another two moraine levels („e“ as well as „c“ and „b“). The deeper one separates sediments very unlike each other: the two upper ones are presumably joined with a bed of morainic clay, visible at the northern top of the terrace, about 100 *m* from the edge of the precipitous bank. This terrace, as can be seen in the figure, is erosive and has a hardly perceptible accumulation cover (seldom over 1—2 *m*). Details of its construction are represented in fig. 54 (several kilometres up the river from the preceding outcrop). My opinion is that in this place the series of terraces is represented only by the upper „a“ bed, also 2 *m* thick. Rounded clods of brown silt, mentioned above, occur here at the depth of 11—12 *m* beneath the level of the terrace (beds „e“ — „g“), among enormous morainic eluvia and beneath remnants of older boulder clay. The same aforementioned washed out silts (as can be judged from their look) are also encountered (besides other places) in an outcrop situated in a locality called Olek (fig. 55). Here they occur in gravels older than the terrace series and beneath a bed of moraine eluvia, also probably older than the youngest moraine forming the surface of the near-by uplands of these regions.

The most striking outcrop of the explored area we find at Grębocin Pl. XIX. Here is a rich series of varved argils which partly penetrate into the slope of the upland in the bank of the Vistula old valley and partly go deep under the level of the highest terrace of the old valley, where they are cut off by erosion. (The mentioned terrace whose height reaches about 40 *m* above Vistula level is joined to the neighbouring outwash plain horizon extending towards the old valley from the north, i. e. from the depression of the Chełmża lakes to the Drwęca near Młyniec, and on to the Vistula.).

The varved argils lie either on sands of varying thickness, or direct on the greenish morainic clay (II) which was mentioned above. The varved argil lies above a continuous bed of morainic clay, separated from the argils by sands. The top of this successively younger moraine (III) bears traces of washing all over (Pl. XIX, „I—i“, „VII—f“). Above this moraine

lie sands, and another moraine washed out, laminated and weathered („I—e“, „III—d“, „VII—c“, etc.). In the last figure, in the place marked „II“ we have a fossil slope with washed out landslides, etc. Higher up and to the right, above remnants of a destroyed moraine (the fourth) appear arenaceous sediments and gravels, and higher up series of unstratified argils („II—b“, „IV—d“, „VII—b“). The erosive river bed cuts in the unstratified argils; it is strewn with brought in boulders and similar material, and filled up with gravel (section „IV“; gravels filling up the fossil river bed: „IV—b“). These gravels are covered with a bed containing boulders left by the youngest, washed out, moraine (V). The glacier that left this moraine must have brought from close neighbourhood laminated unstratified argil („V—b“, „VI—c“) identical to the one lying *in situ* („IV—d“, „VII—b“) and described above and thrust it over the place of the outcrop in question. The top of the sheet of argil has also an erosive (younger) notch, filled up with sands and gravels. The latter are, however, not covered with the eluvia of the youngest moraine (as it took place in the case of the sediments filling up the older erosive river bed cutting the argils *in situ* (compare „IV—a—d“ and „VI—a—c“, „IV—a“ and „VI—b“). Hence we conclude that the younger erosive notch was formed after the invasion of the last glacial, whereas the older one before that time.

To complete the picture of the described outcrop with older sediments, not visible here, a bore-hole was made from the varved argils downwards. As I had thought, another two moraines, separated from each other by fine sands and silts, were revealed below. They correspond to the moraine level we became familiar with from the preceding descriptions. The bore-hole brought the following result:

a. Sandy, green-brownish boulder clay (with small quantity of stones)	0,00— 3,8	m
b. Medium grained sand with stones	3,8 — 4,5	„
c. Arenaceous boulder clay with small stones	4,5 — 5,0	„
d. Medium grained, blue sand with a singular boulder, pass to the gravel and gravel with stones	5,0 — 6,5	„
e. Blue clay	6,5 — 6,65	„
f. Gravel and sand	6,65— 6,75	„
g. Pelitic sand	6,75— 6,95	„
h. Gravel	6,95— 8,0	„
i. Fine-grained sand	8,0 —10,1	„
j. Intercalation of pelitic sand (clay)	trace	
k. Very fine sand of blue hue at the bottom	10,1 —12,0	„
l. Intercalation of grey-blueish clay	trace	

l. Sand and gravel with stones (pebbles) pass to	12,0 —12,3	„
m. Level of stones	12,3 —12,6	„
n. Grey boulder clay, sandy and silty (with traces of plants), at the bottom with intercalations of sand	12,6 —16,8	„
o. Variegated clay (grey-blue-blackish with red intergrowths)	16,8 —17,2	„
p. Very fine blue sand, absence of feldspars	17,2 —20,5	„

After the recession of the last inland ice from the investigated area the Vistula old valley was created. Its upper terraces are connected with glacial waters. (They are studied by R. Galon in the aforementioned work). On one of the highest terraces expand post-glacial peat bogs. Far later they are buried under dunes. The analysis of a sample of peat taken from under dune-sands (about 1 m of sand) gave the result (performed by M. Sobolewska in Wł. Szafer's laboratory) given in polish text.

Other peats, known to me from bore-holes, occur under the surface of the youngest (flood) terrace of the Vistula. They are, as I suppose, of the Littorina age. Peats of recent origin appear occasionally in the Vistula valley.

The general synthetic stratigraphical profile of the area described, where certain less important details, omitted in the summary, are given as well, appears as follows:

1. Pliocene (Poznań variegated argils).
2. Grey morainic clay I — Grębocin, over the Vistula, Drwęca.
3. Inter-morainic sediments I—II (sands, mostly fine) — Grębocin: at Lubicz sands with timber.
4. Green-brown morainic clay II — Grębocin, Jakubskie Przedmieście, Lubicz.
5. Inter-morainic series II—III (sands, varved Grębocin argils, sands and gravels) — Grębocin, Jakubskie Przedmieście.
6. Brown morainic clay III — Grębocin, Jakubskie Przedmieście.
7. Inter-morainic series III—IV (sands, traces of varved argil) — Grębocin, Jakubskie Przedmieście.
8. Morainic clay, lying under unstratified upper Grębocin argils.
9. Series of inter-morainic sediments IV—V (gravels with rounded argil clods) — Olek (fine sands) — Kaszczorek (unstratified upper argils) — Grębocin etc.
10. Red-brown morainic clay V (highest rock-slab levels, pavement) — Jakubskie Przedmieście, Grębocin, Lubicz; the Drwęca left bank

forms, besides, the surface of the upland beyond the Vistula old valley.

11. Glacifluvial sediment a) older: sands and outwash plain gravels on the upland, terrace-like (of highest terraces) in the Vistula and Drwęca old valley; b) younger: terrace series of lower Pleistocene terraces.
12. Early postglacial peats (a 33 m thick terrace); organic sediments of stagnant waters (silts, peatised beds, etc., profiles 73—74; Lubicz brick-kiln).
13. Eolian (pre-Littorina) sands.
Finally miscellaneous younger sediments, among which:
14. River sediments (sands, muds and the like), recent peats etc.

Coming to the final conclusion we confirm the existence of five morainic horizons in the Toruń region. The deposition of each particular moraine is followed by a lacuna consisting in a period of expansion of erosion phenomena and, subsequently, the sedimentation of arenaceous series and similar sediments. This conclusion, based on facts described above and on their interpretation, does not mean, however, that only five morainic horizons exist in the environs of Toruń. A greater number of them is possible, though five have been ascertained heretofore. It is not yet certain whether they represent separate glaciations, neither can the assertion (taking into consideration the facts described), that these moraine levels (5) correspond to a lesser number of glaciations, be brought forth. Either assertion wants concrete proofs. Whenever there emerge facts calling in question the so far prevailing view, or whenever there arise conceptions contradicting each other, both parties are obliged to seek concrete facts to back up their viewpoints.

The question of the number of glaciations on the Polish Lowland in the light of the materials I have so far gathered in the environs of Toruń is for the moment moot. It can only be said that it is but the possibility of the existence of five such periods that has been confirmed; this, of course, does not allow us to forejudge how many glaciations have actually taken place.

Jarosław URBAŃSKI

MIĘCZAKI OSADÓW Wczesno-POSTGLACJALNYCH W LUBICZU N/DRWĘCĄ

Streszczenie

Zbadana fauna warstw torfiastych profilu nr 74 w Lubiczu nad Drwęcą, leżących w zbiorniku wczesno-postglacjalnym jest bardzo bogata, gdyż w 4 niewielkich próbkach wykryto aż 46 gatunków (7 gatunków ślimaków wodnych, 35 gatunków ślimaków lądowych i 4 gatunki małżów). Godne uwagi jest występowanie w próbkach oznaczonych nr 63 i 64 obok siebie gatunków leśnych oraz charakterystycznych dla lessów, jak *Columella edentula columella*, *Vertigo parcedentata* i *Vallonia tenuilabris*. Wynika z tego, że fauna tej próbki leży, przynajmniej częściowo, na drugorzędym złożu i uległa wtórnemu przemieszaniu, albo że warstwa pozornie jednolita składa się w rzeczywistości z kilku poziomów, zawierających rozmaitą faunę. Dopiero dalsze badania mogą wyjaśnić tę sprawę.

Badania W. Okołowicza w okolicy Torunia dają orientację w stratygrafii utworów czwartorzędowych tego rejonu. Wynika z nich, że syntetyczny profil czwartorzędowy składa się z pięciu poziomów gliny zwałowej, przedzielonych utworami międzymorenowymi, reprezentowanymi przez ropy wstęgowe, piaski różnej grubości i żwiry.

W stropie najwyższego poziomu (V) gliny morenowej leżą następujące warstwy wyróżnione przez W. Okołowicza:

1. osady fluwioglacjalne
 - a) starsze piaski i żwiry sandrowe na wysoczyźnie, tarasowe (najwyższych tarasów) w pradolinach Wisły i Drwęcą;
 - b) młodsze serie tarasowe niższych tarasów plejstocenijskich;
2. torfy wczesno-postglacjalne (33-metrowy taras), osady wód stojących (muły, warstwy torfiaste i inne — profile 73 i 74, Lubicz, cegielnia)
3. piaski eoliczne (przedlitynowe), wreszcie różne osady młodsze, a wśród nich
4. osady rzeczne (piaski, mady itp.), torfy współczesne itd.

Jak wynika z powyższej interpretacji, utwory torfiasto-mułowe zawierające bogatą faunę ślimaków zaliczane są do czasu wczesno-postglacialnego. W. Okołowicz przypuszcza istnienie zbiornika wodnego związanego z pradoliną Drwęcy. Jednakże wiek tych utworów może „być odległy, gdyż opisane odkrywki znajdują się na znacznej wysokości ponad poziomami tarasów Drwęcy“.

Nadesłany materiał paleontologiczny został zebrany w Lubiczu nad Drwęcą, gdzie w cegielni odsłaniają się dwa profile (oznaczone numerami 73 i 74), odległe od siebie o około 100 m.

Profil nr 73

Od góry:

a. gleba i podglebie	0—0,60 m
b. żółto-brunatny materiał gliniasty (deluwia morenowe)	0,60—1,20 „
c. przewarstwienie szarawe (dawny poziom glebowy?)	1,20—1,35 „
d. zbita piaszczysta glina zwałowa (w deluwjach?)	1,35—2,00 „
e. warstwa torfiasta ze śladami fauny	2,00—2,10 „
f. żółto-szara, zielonawa, silnie piaszczysta, wapnista, twarda glina zwałowa	2,10—2,90 „
g. piasek bardzo drobny, szarawy, z przewarstwieniami ciemniejszymi materiału drobniejszego, z wodą tworzy kurzawkę	2,90—5,00 „ i głębiej

Profil nr 74

Od góry:

a. deluwia morenowe	0—0,30 m
b. osad ciemny z fauną (sypki)	0,30—0,70 „
c. „ „ „ (zbity)	0,70—1,00 „
d. „ „ „ (sypki, ku dółowi coraz więcej CaCO_3)	1,00—2,00 „
przechodzi w	
e. białoszara warstwę podobną do kredy jeziornej	2,00—2,30 „
f. przewarstwienia torfiaste z resztkami drewna (bardziej i mniej wapniste, piaszczyste itp.)	2,30—2,60 „

Według W. Okołowicza warstwa e profilu nr 73 odpowiada warstwom od b do f w profilu nr 74, przy tym „osady z fauną“ według jego interpretacji, którą uważa za najbardziej prawdopodobną (choć nie jedyną możliwą) — byłyby związane z wyciekami wód gruntowych na zboczu pradoliny Drwęcy. Wyżej leżące warstwy (a—d w profilu nr 73) należałyby w tym przypadku do deluwii.

Próbki zbierano z odkrywki na przestrzeni około 50 m w sąsiedztwie profilu nr 74.

Jakkolwiek do wyszlamowania przesłano bardzo mało materiału i na miejscu wybrano tylko kilkanaście skorupki z warstwy organicznej, to

jednak widać już obecnie, że fauna profilu jest niezwykle bogata i interesująca.

Wobec tego w obu profilach należało by przeprowadzić specjalne poszukiwania faunistyczne, kładąc nie tylko nacisk na uzyskanie możliwie dużej ilości materiału, lecz w pierwszym rzędzie na dokładniejsze oddzielanie skorupki znalezionych w poszczególnych warstwach. Przesłana próbka nr 61 obejmuje faunę z warstwy o miąższości przeszło 1,5 m, dającej się podzielić na kilka warstw, jak to wynika z danych profilu. Również warstwa f (z której pochodzą próbki 63 i 64) wymaga podobnego potraktowania. Z przytoczonych względów poniższe opracowanie ma charakter orientacyjny. Daje ono wgląd tylko w niektóre spośród tych faktów, które mogłaby wyświetlić analiza bogatszego materiału paleontologicznego, opatrzonego większą ilością danych.

Po tych uwagach wstępnych przechodzę do krótkiego omówienia poszczególnych próbek.

Próbka nr 61. Zawiera ona ciemny osad o bardzo dużej zawartości węglanu wapnia, zebrany na głębokości 0,3—2,0 m. Próbka ta obejmuje więc warstwy b, c, d profilu nr 74 i graniczy od góry z glebą, względnie z podglebiem, a od dołu przechodzi w jasnoszarą warstwę, bardzo podobną do kredy jeziornej.

Wydobyta fauna jest dość bogata, zwłaszcza jeżeli się uwzględni niewielką ilość zebranego materiału. Skorupki zachowane są na ogół dość dobrze, a tylko niektóre gatunki cienkoskorupowe lub większe uległy silnemu uszkodzeniu. Ogółem znaleziono 14 następujących gatunków:

- | | |
|---|--|
| 1. <i>Valvata cristata</i> (2 okazy) | 8. <i>Clausilia ventricosa</i> (1 okaz) |
| 2. <i>Stagnicola palustris</i> (8 okazów) | 9. <i>Fruticicola fruticum</i> (2—3 okazy) |
| 3. <i>Aplexa hypnorum</i> (1 okaz) | 10. <i>Euomphalia strigella</i> (3 okazy) |
| 4. <i>Succinea putris</i> (1 okaz) | 11. <i>Zenobiella rubiginosa</i> (2 okazy) |
| 5. „ <i>pfeifferi</i> (3 okazy) | 12. <i>Perforatella bidens</i> (5 okazów) |
| 6. <i>Cochlicopa lubrica</i> (1 okaz) | 13. <i>Trichia hispida</i> (3 okazy) |
| 7. <i>Jamina tridens</i> (1 okaz) | 14. <i>Cepaea hortensis</i> (2 okazy) |

Z powyższych 14 gatunków 3 — to ślimaki wodne (*Valvata cristata*, *Stagnicola palustris* i *Aplexa hypnorum*) a pozostałych 11 to ślimaki lądowe.

Pomimo przemieszania form wodnych z lądowymi, można na ogół łatwo odtworzyć środowisko, jakie powyżej zestawiona fauna ślimaków zamieszkiwała, gdyż jeszcze obecnie podobne zbiorowiska ślimaków można napotkać w wielu okolicach naszego kraju. Był to podmokły las liściasty, być może olszyna, otaczający niewielkie, płytkie stawki lub kałuże, latem niemal całkowicie wysychające. Dno lasu, o bujnym runie,

pokrywała zapewne gruba warstwa gnijących liści i rozkładających się szczątków roślinnych. Opadłe liście zasypywały prawdopodobnie również wspomniane kałuże, ponieważ właśnie w takiego typu zbiornikach wodnych często żyje *Valvata cristata* i *Aplexa hypnorum*. Obu tym gatunkom towarzyszy przeważnie eurytopowa *Stagnicola palustris* i to szczególnie w małych formach, jakie występują w omawianym tu materiale. W bezpośrednim sąsiedztwie wody prowadziły niemal amfibiotyczny tryb życia oba gatunki rodzaju *Succinea* — *S. putris* i *S. pfeifferi* będące ślimakami wybitnie hydrofilnymi. Na ziemi, pod opadłymi liśćmi przebywała w miejscach bardzo wilgotnych również *Perforatella bidens*. Wśród pozostałych gatunków jest kilka takich, które często pełzają po różnych wysokich roślinach zielnych, np. po pokrzywach lub po chmielu, jak *Fruticicola fruticum*, *Trichia hispida* i *Cepaea hortensis*. *Clausilia ventricosa* przebywała zapewne pod gnijącymi kawałkami drewna lub pod odstającą korą starych pniaków. *Cochlicopa lubrica* i *Zenobiella rubiginosa* żyły, być może, w brzeźnych partiach owego lasu czy olszyny, w miejscach, gdzie graniczyła ona z wilgotną łąką.

Z powyżej nakreślonym środowiskiem i jego fauną nie harmonizują 2 znalezione gatunki, a mianowicie *Euomphalia strigella* i *Jaminia tridens* — formy kserotermiczne. Pierwszy z tych ślimaków przebywa zwykle w suchych zaroślach albo lasach, zapuszczając się tylko w rzadkich przypadkach do drzewostanów wilgotnych. Być może, iż znalezione skorupki i fragmenty zostały splukane z wyżej położonych suchszych partii lasu. O wiele trudniej wytłumaczyć obecność drugiego gatunku; którego siedliskiem są suche łąki i suche, słoneczne wzgórza. Ponieważ jednak jedyna znaleziona skorupka jest zupełnie nieuszkodzona i stosunkowo świeża, więc nie jest wykluczone, iż jest ona współczesna i wiekiem nie odpowiada reszcie omawianej tu fauny. Na korzyść podobnej interpretacji przemawiają również obyczaje *Jaminia tridens*. Ślimak ten bowiem podczas suszy ukrywa się pod kamieniami, wśród korzonków traw oraz w szczelinach i spękaniach gleby, opuszczając je tylko podczas deszczowej a zarazem ciepłej pogody. Skutkiem tego znaleziona forma mogła się łatwo przedostać do warstwy z omawianą tu fauną lub zostać do niej splukana przez wodę deszczową.

Sądząc z rozmieszczenia geograficznego gatunków znalezionych w próbce, żyły one w klimacie odpowiadającym współczesnemu, lub nieco od niego chłodniejszym.

Próbka nr 62. Składa się ona z jasnoszarego, prawie białego osadu, podobnego do kredy jeziornej, zawierającego bardzo dużo węglanu wapnia. Zawarta w niej fauna jest dość uboga i składa się prawie wyłącznie z gatunków drobnych i bardzo drobnych, często silnie uszko-

dzonych i kruchych. Nieoznaczalne fragmenty skoruppek, należące zapewne do przedstawicieli rodziny *Helicidea* lub *Zonitidae* (względnie jednej i drugiej) dowodzą, że jednak w skład tej fauny wchodziły również większe ślimaki. Próbka omawiana zawiera 12 następujących gatunków:

- | | |
|---|---|
| 1. <i>Valvata piscinalis</i> (1 okaz) | 7. <i>Vallonia pulchella</i> (5 okazów) |
| 2. <i>Carychium minimum</i> (15 okazów) | 8. „ <i>costata</i> (15 okazów) |
| 3. <i>Succinea</i> sp. (2 okazy) | 9. <i>Punctum pygmaeum</i> (4 okazy) |
| 4. <i>Cochlicopa lubrica</i> (5 okazów) | 10. <i>Zonitoides radiatulus</i> (4 okazy) |
| 5. <i>Vertigo genesii</i> (?), (1 okaz) | 11. <i>Euconulus trochiformis</i> (5 okazów) |
| 6. „ <i>substriata</i> (6 okazów) | 12. <i>Helicidae</i> wzgl. <i>Zonitidae</i> (fragmenty) |

Cała powyższa fauna jest właściwie fauną lądową, gdyż jedyny gatunek wodny — *Valvata piscinalis*, reprezentowany przez 1 młody okaz, mógł się do tej próbki dostać przypadkowo z jakiegoś pobliskiego zbiornika wodnego. Pod względem ekologicznym znalezione ślimaki są przeważnie mieszkańcami wilgotnych łąk i zarośli, przebywającymi na ziemi, pod kamieniami, kawałkami drewna, wśród korzonków traw i w podobnych miejscach. Ten jednolity charakter fauny świadczy, iż według wszelkiego prawdopodobieństwa uległa ona fosylizacji na miejscu, z czego wynika, że osad, w którym ją znaleziono, nie jest kredą jeziorną i nie powstał w zbiorniku wodnym.

Pod względem klimatycznym gatunki z próbki nr 62 mają mniej więcej takie same wymagania jak gatunki z próbki poprzednio omówionej (do klimatu chłodniejszego są przywiązane co najwyżej oba gatunki z rodzaju *Vertigo*).

Próbki nr 63 i 64. Obie one zostały zebrane w warstwie oznaczonej na profilu literą f. Warstwa ta składa się z materiału torfiastego, zawierającego liczne szczątki roślinne (m. in. kawałki drewna) i odznacza się obfitością węglanu wapnia. Grubość tej warstwy, leżącej na głębokości około 2,5 m, wynosi 30 cm. Fauna mięczaków jest bardzo bogata tak jakościowo jak również ilościowo, ponieważ w skład jej wchodzi aż 38 następujących gatunków:

- | | |
|--|--|
| 1. <i>Valvata cristata</i> (2 okazy) | 11. <i>Vertigo pusilla</i> (2 okazy) |
| 2. <i>Carychium minimum</i> (liczne okazy) | 12. „ <i>pygmaea</i> (1 okaz) |
| 3. <i>Stagnicola palustris</i> (3 okazy) | 13. „ <i>substriata</i> (3 okazy) |
| 4. <i>Galba truncatula</i> (liczne okazy) | 14. „ <i>genesii</i> (1 okaz) |
| 5. <i>Aplexa hypnorum</i> (4 okazy) | 15. „ <i>parcedentata</i> (liczne okazy) |
| 6. <i>Gyraulus rosmaessleri</i> (liczne okazy) | 16. „ <i>angustior</i> (4 okazy) |
| 7. <i>Succinea putris</i> (3 okazy) | 17. <i>Pupilla muscorum</i> (3 okazy) |
| 8. „ <i>oblonga</i> (2 okazy) | 18. <i>Acanthinula aculeata</i> (7 okazów) |
| 9. <i>Cochlicopa lubrica</i> (4 okazy) | 19. <i>Vallonia pulchella</i> (8 okazów) |
| 10. <i>Columella e. columella</i> (10 okazów) | 20. <i>Vallonia costata</i> (liczne okazy) |

- | | |
|--|---|
| 21. <i>Vallonia tenuilabris</i> (1 okaz) | 30. <i>Zonitoides nitidus</i> (10 okazów) |
| 22. <i>Clausilia ventricosa</i> (4 okazy) | 31. „ <i>radiatulus</i> (12 okazów) |
| 23. „ <i>pumila</i> (1 okaz) | 32. <i>Euconulus trochiformis</i> (2 okazy) |
| 24. <i>Cochlodina laminata</i> (2 okazy) | 33. <i>Euomphalia strigella</i> (1 okaz) |
| 25. <i>Punctum pygmaeum</i> (5 okazów) | 34. <i>Zenobiella rubiginosa</i> (1 okaz) |
| 26. <i>Goniodiscus ruderatus</i> (2 okazy) | 35. <i>Perforatella bidens</i> (2 okazy) |
| 27. <i>Vitrea contracta</i> (5 okazów) | 36. <i>Pisidium casertanum</i> (liczne okazy) |
| 28. <i>Retinella nitidula</i> ? (1 okaz) | 37. „ <i>obtusale</i> (1 połówka) |
| 29. „ <i>pura</i> (6 okazów) | 38. „ <i>personatum</i> (8 połówek). |

Z powyższego zestawienia wynika, iż 35 ze znalezionych gatunków stanowią ślimaki, a 3 małże; 30 gatunków należy do form lądowych, a 8 do wodnych. Cała powyższa fauna ma więc charakter bardzo niejednorodny, co zresztą przejawia się nie tyle w przemieszaniu form wodnych z lądowymi, ile raczej w różnorodności gatunków lądowych, mających nie tylko rozmaite wymagania ekologiczne, ale prawdopodobnie również klimatyczne. Fakt ten postaram się nieco szczegółowiej naświetlić.

Wykryte formy wodne dają pod względem ekologicznym obraz dość jednorodny, zamieszkują one bowiem głównie małe, płytkie zbiorniki wodne o mulistym dnie i bujnej roślinności.

Wśród gatunków lądowych można natomiast wyróżnić kilka grup ekologicznych. Jedną stanowią formy eurytopowe, mogące się przystosować do różnorodnych warunków bytowania i dzięki temu spotykane w całym szeregu środowisk. Obok nich występują jednak również gatunki łąkowe, względnie zaroślowe (jak np. *Cochlicopa lubrica*, *Vertigo pygmaea*, *V. genesii*, *Vallonia pulchella*, *V. costata*, *Zonitoides nitidus* i *Zenobiella rubiginosa*) oraz lesne, właściwe zwłaszcza wilgotnym lasom liściastym, względnie olszynom. Do mieszkańców lasu zaliczam m. in.: *Acanthinula aculeata*, *Clausilia ventricosa*, *Cl. pumila*, *Cochlodina laminata*, *Goniodiscus ruderatus*, *Vitrea contracta* i *Perforatella bidens*. Mieszkanką suchych, widnych lasów i zarośli jest *Euomphalia strigella*, reprezentująca jedyny kserotermiczny element spośród ślimaków wykrytych w omawianej próbce.

Najbardziej zmienną cechą fauny próbki nr 64 jest obecność gatunków charakterystycznych dla lessu, a występujących w niej dość licznie. Są to przede wszystkim: *Columella edentula columella*, *Vertigo parcedentata* i *Vallonia tenuilabris*. Ślimakom tym w lessie towarzyszą zwykle dalsze 2 gatunki, również w tej próbce znalezione, a mianowicie *Succinea oblonga* i *Pupilla muscorum*. Spośród 3 pierwszych gatunków *Columella edentula columella* (w próbce dość liczna) żyje obecnie tylko w wyższych górach i na północy, a *Vertigo parcedentata* i *Vallonia tenuilabris* (pierwsza liczna, druga — 1 okaz) są gatunkami prawdopodobnie

całkowicie wymarłymi. *Succinea oblonga* i *Pupilla muscorum*, jakkolwiek jedne z najczęstszych i najbardziej rozpowszechnionych ślimaków lessowych, do wyprowadzania wniosków ekologicznych nie nadają się, ponieważ jeszcze obecnie należą do najpospolitszych ślimaków, zamieszkujących dość różnorodne środowiska.

Jest rzeczą bardzo mało prawdopodobną, ażeby znaleziona w obu próbkach fauna leśna i lessowa żyła równocześnie i w tym samym środowisku. Pozostają więc dwie alternatywy. Albo zebrana fauna leży, przynajmniej częściowo, na drugorzędnym złożu i uległa wtórnemu przemieszaniu, albo warstwa pozornie jednolita składa się w rzeczywistości z kilku poziomów, powstałych w różnych warunkach i kryjących różną faunę. Które z tych przypuszczeń jest bardziej prawdopodobne, tego na podstawie materiału, którym w tej chwili dysponuję, rozstrzygnąć nie potrafię. Jeżeli jednak analizując faunę próbek nr 63 i nr 64 wyeliminujemy z całokształtu obrazu *Columella edentula columella*, *Vertigo parcedentata* i *Vallonia tenuilabris*, to otrzymamy dość wyraźny pogląd na charakter środowiska, w jakim mogła żyć znaleziona fauna. Nad niewielkimi, stojącymi wodami o bujnej roślinności wodnej rósł zapewne las liściasty, mający miejscami charakter olszyny lub mokrych zarośli. Na miejscach nieco wyższych, względnie bardziej oddalonych od wody, drzewostan był bardziej suchy i zapewne mieszany. Obecność form łąkowych wskazuje ponadto na obecność polan albo wilgotnych łąk, urozmaicających leśny krajobraz. Klimat okresu, w którym żyła ogromna większość wykrytych ślimaków, był zapewne zbliżony do obecnego, ewentualnie nieco od niego chłodniejszy i wilgotniejszy. Natomiast 3 gatunki ślimaków, dzisiaj całkowicie, albo przynajmniej na Niżu, wymarłych, rozpowszechnionych natomiast zwłaszcza w utworach lessowych, pochodzą z okresu chłodniejszego i suchszego niż współczesny.

Jaki jest stosunek opisanej tu kopalnej fauny do tej, jaka współcześnie zamieszkuje okolice Lubicza, tego niestety powiedzieć nie można, ponieważ dorzecze Drwęcy należy do obszarów pod względem malakologicznym bardzo słabo opracowanych. Oprócz *Columella edentula columella*, *Vertigo parcedentata* i *Vallonia tenuilabris* wyginęły na tym terenie, być może, jeszcze inne gatunki, jak np. przedstawiciele rodziny *Clausiliidae*, którzy na Niżu stają się coraz radszi.

W przesłanym materiale znajduje się ponadto próbka nr 77, pochodząca z Nowej Wsi nad Drwęca. Składa się ona z piaszczystego utworu, zawierającego fragmenty bardzo kruchych skorup małżów, prawdopodobnie z rodzaju *Unio* oraz ślimaków, prawdopodobnie z rodzaju *Radix*.

Występowanie mięczaków w próbkach nr 61—64 oraz w próbce nr 77 z Nowej Wsi nad Drwęcą

	61	62	63—64	77
1. <i>Valvata piscinalis</i>		+		
2. „ <i>cristata</i>			+	
3. <i>Carychium minimum</i>		+	+	
4. <i>Radix</i> sp.				
5. „ <i>peregra</i>				?
6. <i>Stagnicola palustris</i>	+		+	
7. <i>Galba truncatula</i>	+		+	
8. <i>Aplexa hypnorum</i>			+	
9. <i>Gyraulus rossmaessleri</i>	+		+	
10. <i>Succinea putris</i>		+	+	
11. „ <i>pfeifferi</i>	+			
12. „ <i>oblonga</i>	+		+	
13. <i>Cochlicopa lubrica</i>		+	+	
14. <i>Columella edentula columella</i>	+		+	
15. <i>Vertigo pusilla</i>			+	
16. „ <i>pygmaea</i>			+	
17. „ <i>genesii</i>		+	+	
18. „ <i>parcedentata</i>			+	
19. „ <i>substriata</i>		+	+	
20. „ <i>angustior</i>			+	
21. <i>Fupilla muscorum</i>			+	
22. <i>Acanthinula aculeata</i>			+	
23. <i>Vallonia pulchella</i>		+	+	
24. „ <i>costata</i>		+	+	
25. „ <i>tenuilabris</i>			+	
26. <i>Jamiania tridens</i>				
27. <i>Clausilia ventricosa</i>	+		+	
28. „ <i>pumila</i>			+	
29. <i>Cochlodina laminata</i>			+	
30. <i>Punctum pygmaeum</i>			+	
31. <i>Goniodiscus ruderatus</i>			+	
32. <i>Vitrea contracta</i>			+	
33. <i>Retinella nitidula</i> ?		+	+	?
34. „ <i>pura</i>			+	
35. <i>Zonitoides nitidus</i>		+	+	
36. „ <i>radiatulus</i>		+	+	
37. <i>Euconulus trochiformis</i>			+	
38. <i>Fruiticicola fruticum</i>	+			
39. <i>Euomphalia strigella</i>	+		+	
40. <i>Perforatella bidens</i>	+		+	
41. <i>Zenobiella rubiginosa</i>	+		+	
42. <i>Trichia hispida</i>	+			
43. <i>Cepaea hortensis</i>	+			

	61	62	63-64	71
44. <i>Unio</i> sp.?				+
45. <i>Pisidium casertanum</i>			+	
46. " <i>obtusale</i>			+	
47. " <i>personatum</i>			+	
48. " sp.			+	

Systematyczny spis wykrytych gatunków mięczaków

Gromada: Gastropoda**1. Rząd: Prosobranchia**

1. Rodzina: Valvatidae

1. *Valvata (Cincinna) piscinalis piscinalis* O. F. Müller
2. " (*Valvata*) *cristata* O. F. Müller

1. Rząd: Pulmonata

1. Rodzina: Ellobiidae

3. *Carychium minimum* O. F. Müller

2. Rodzina: Lymnaeidae

4. *Radix (Radix)* sp.
5. " " *peregra* O. F. Müller
6. *Stagnicola palustris* O. F. Müller
7. *Galba truncatula* O. F. Müller

3. Rodzina: Physidae

8. *Aplexa hypnorum* Linné

4. Rodzina: Planorbidae

9. *Gyraulus (Gyraulus) rosmaessleri rosmaessleri* A. Schmidt

5. Rodzina: Succineidae

10. *Succinea (Succinea) putris* Linné
11. " (*Oxyloma*) *pfeifferi* Rossmäessler
12. " (*Hydrophyga*) *oblonga* Draparnaud

6. Rodzina: Cochlicopidae

13. *Cochlicopa lubrica* O. F. Müller

7. Rodzina: Vertiginidae

14. *Columella edentula columella* v. Martens
15. *Vertigo (Vertigo) pusilla* O. F. Müller
16. „ „ *pygmaea* Draparnaud
17. „ „ *genesii* Gredler
18. „ „ *parcedentata* Sandberger
19. „ „ *substriata* Jeffreys
20. „ „ (*Vertilla*) *angustior* Jeffreys
21. *Pupilla (Pupilla) muscorum* Linné

8. Rodzina: Valloniidae

22. *Acanthinula aculeata* O. F. Müller
23. *Vallonia pulchella* O. F. Müller
24. „ *costata* O. F. Müller
25. „ *tenuilabris* Al. Braun

9. Rodzina: Enidae

26. *Jamina (Chondrula) tridens* O. F. Müller

10. Rodzina: Clausiliidae

27. *Clausilia (Iphigena) ventricosa* Draparnaud
28. „ (*Clausilia pumila*) C. Pfeiffer
29. *Cochlodina laminata* Montagu

11. Rodzina: Endodontidae

30. *Punctum pygmaeum* Draparnaud
31. *Goniodiscus (Goniodiscus) ruderatus* Studer

12. Rodzina: Zonitidae

32. *Vitrea (Vitrea) contracta* Westerlund
33. *Retinella (Retinella) nitidula* Draparnaud?
34. „ (*Aegopinella*) *pura* Alder
35. *Zonitoides (Zonitoides) nitidus* O. F. Müller
36. „ (*Perpolita*) *radiatulus* Alder

13. Rodzina: Ariophantidae

37. *Euconulus trochiformis* Montagu

14. Rodzina: Fruticicolidae

38. *Fruticicola fruticum* O. F. Müller

15. Rodzina: Helicidae

39. *Euomphalia (Euomphalia) strigella* Draparnaud
 40. *Perforatella (Perforatella) bidens* Chemnitz
 41. *Zenobiella (Zenobiella) rubiginosa* A. Schmidt
 42. *Trichia (Trichia) hispida* Linné
 43. *Cepaea hortensis* O. F. Müller

Gromada: Bivalvia

1. Rząd: Eulamellibranchiata

1. Rodzina: Unionidae

44. *Unio* sp.?

2. Rodzina: Sphaeriidae

45. *Pisidium (Eupisidium) casertanum* Poli
 46. " " *obtusale* C. Pfeiffer
 47. " " *personatum* Malm
 48. " " sp.

SZCZEGÓŁOWE OMÓWIENIE GATUNKÓW

Gastropoda

1. *Valvata (Cincinna) piscinalis piscinalis* O. F. Müller 1774

W próbce nr 62 jeden młody, bardzo dobrze zachowany okaz o średnicy 2,5 mm, odpowiadający kształtem formie typowej.

Gatunek ten żyje w wodach stojących lub wolno płynących, przy czym forma typowa zamieszkuje małe zbiorniki o mulistym dnie i bujnej roślinności wodnej, podczas gdy f. *antiqua* Sow. o skrętach silniej wzniesionych jest formą charakterystyczną dla jezior.

Rozmieszczenie omawianego ślimaka jest bardzo rozległe, gdyż obejmuje prawie całą Palearktykę. W Europie brak go tylko miejscami w południowych częściach wielkich południowych półwyspów. Ku północy przekracza na Półwyspie Skandynawskim i w Rosji północne koło podbiegunowe.

U nas *Valvata piscinalis* należy na całym Niżu do najbardziej rozpowszechnionych ślimaków wodnych; częsta w utworach czwartorzędowych. Na obszarze naddunajskim znaleziona w osadach środkowo- i górno-plioceńskich.

2. *Valvata (Valvata) cristata* O. F. Müller 1774

W próbkach 63 i 64 znaleziono dwa okazy, z których jeden posiada końcowy odcinek ostatniego skrętu wołny, nie przylegający do skrętu

przedostatniego. Większa skorupka ma szerokość 3,5 mm, wysokość 1,4 mm.

Omawiany ślimak żyje głównie w małych wodach stojących, o mulistym dnie i bujnej roślinności wodnej. Rzadziej spotyka się w wodach biejących o słabym prądzie. Szeroko rozmieszczony w całej Palearktyce.

U nas należy na Niżu do najbardziej rozpowszechnionych ślimaków wodnych. W utworach czwartorzędowych częsty. W Anglii znany już od pliocenu.

3. *Carychium minimum* O. F. Müller 1774

W próbce nr 62 znaleziono 15 okazów oraz bardzo liczne okazy w próbce nr 63 i 64. Ogromna większość skorupek, szczególnie z próbki nr 62 reprezentuje formę typową. Wśród okazów z próbki nr 63 i 64 niektóre zbliżają się ze względu na smukłość skorupki do *Carychium tridentatum* Risso (lub *C. minimum tridentatum* Risso). Skorupki silnie skróconych, reprezentujących *C. minimum* f. *inflatum* Hartm brak w posiadanym przeze mnie materiale. Wysokość 1,6—2,0 mm, szerokość 0,8 mm.

Ślimak ten żyje w miejscach mokrych albo przynajmniej wilgotnych, na łąkach, w zaroślach, a rzadziej również w lasach, ukrywając się na ziemi pod opadłymi liśćmi, wśród mchu, pod kawałkami drewna oraz pod kamieniami.

Rozmieszczenie jego nie jest dokładnie znane, ponieważ w nowszych czasach opisano cały szereg samodzielnych gatunków, których dawniejsi badacze nie wyróżniali uważając je za *C. minimum* O. F. Müll. Zasięg jego obejmuje zapewne głównie środkową i północną Europę, na północ mniej więcej do 65° szerokości. W południowej części Europy środkowej oraz w Europie południowej zastępują je, przynajmniej częściowo, gatunki pokrewne, podobnie jak na obszarze wschodniej Azji i Ameryki Północnej.

U nas należy *Carychium minimum* zarówno na Niżu jak i w górach do bardzo rozpowszechnionych i pospolitych ślimaków. Omawiany gatunek jest również częsty w utworach górno-pliocenkich i czwartorzędowych.

4. *Radix (Radix)* sp.

W próbce z Nowej Wsi nad Drwęcą występują dość licznie niewielkie fragmenty skorupki, należące, być może, do *Radix auricularia* L. lub *Radix ovata* Drap.

5. *Radix (Radix) peregra* O. F. Müller 1774

W próbce nr 61 znaleziono dwie dobrze zachowane skorupki. Są one stosunkowo smukłe i małe, gdyż większa ma następujące wymiary: wysokość 9,6 mm, szerokość 6 mm, wysokość otworu 6,2 mm.

Ślimak ten występuje głównie w małych wodach stojących, a rzadziej również w bieżących. Nieraz spotkać go można na powierzchni mokrych skał, po których sączy się cienka warstwa wody, lub w zbiornikach o wodzie brunatnej od wielkiej zawartości związków humusowych (np. na torfowiskach).

Rozległe jego rozmieszczenie obejmuje niemal całą Palearktykę, od północnej Afryki na południu aż mniej więcej do 71^o szerokości geograficznej północnej.

W Polsce *Radix peregra* O. F. Müll. jest dość rozpowszechniona, chociaż na niektórych terenach (np. w Wielkopolsce) należy do rzadkości. Jest jednym z tych nielicznych ślimaków wodnych, które w naszych górach wznoszą się aż do krainy regła dolnego.

Znana jest również ze starszych utworów czwartorzędowych, lecz należy w nich do rzadziej spotykanych gatunków.

6. *Stagnicola palustris* O. F. Müller 1774

W próbce nr 61 znaleziono 8 okazów i w próbce nr 63 i 64 — 3 okazy. Wszystkie znalezione skorupki, na ogół dobrze zachowane, są bardzo małe, gdyż największa, pochodząca z próbki nr 63 i 64, ma następujące rozmiary: wysokość 15,5 mm, szerokość 7 mm, wysokość otworu 7,2 mm. Odpowiadają one więc prawie całkowicie *St. palustris* f. *fusca* C. Pfeiffer.

Ślimak ten zamieszkuje rozmaitego rodzaju wody stojące lub wolno płynące, przy czym w jeziorach jest na ogół rzadszy niż w mniejszych zbiornikach o bujnej roślinności. *Stagnicola palustris* f. *fusca* C. Pfeiffer spotyka się zwłaszcza w rowach, kałużach i małych, płytkich stawkach. Rozmieszczenie geograficzne omawianego gatunku jest bardzo rozległe, gdyż obejmuje prawie całą Holarktydę.

U nas *Stagnicola palustris* O. F. Müll. należy, szczególnie na Niżu, do najpospolitszych i najbardziej rozpowszechnionych ślimaków wodnych. Często jest również w starszym czwartorzędzie (także w lessach).

7. *Galba truncatula* O. F. Müller 1774

Liczne okazy w próbce nr 63 i 64. Mają one typowy kształt, lecz są przeważnie bardzo małe, gdyż u większości dorosłych wysokość wynosi

około 6 mm a szerokość 3,3 mm. Tylko jeden okaz ma wymiary większe: wysokość 7,5 mm, szerokość 4 mm, wysokość otworu 3,8 mm.

Zamieszkuje małe wody stojące, nieraz nawet źródła. Obszar jej rozmieszczenia obejmuje całą niemal Holarktydę przy czym w Alpach ślimak ten wznosi się miejscami do wysokości 2600 m.

U nas szeroko rozpowszechniona i przeważnie bardzo pospolita na całym obszarze, nie tylko nizinnym, ale nawet na podgórzu i w niższych okolicach górskich. Często w utworach czwartorzędowych.

8. *Aplexa hypnorum* Linné 1758

W próbce nr 61 jeden okaz oraz 4 okazy w próbce nr 63 i 64 (te ostatnie są silnie uszkodzone i składają się prawie wyłącznie z najwyższych skrętów). Skorupka z próbki nr 61, na ogół dobrze zachowana, ma następujące wymiary: wysokość 9,5 mm, szerokość 4 mm, wysokość otworu 5 mm.

Ślimak ten występuje wyłącznie w małych wodach stojących, również takich, które zawierają stosunkowo duży odsetek rozpuszczonych związków humusowych. Obszar rozmieszczenia omawianego gatunku obejmuje prawie całą Holarktydę, przy czym w jej części północnej jest on o wiele rzadszy niż w części środkowej i południowej. *Aplexa hypnorum* L. posuwa się ze wszystkich ślimaków słodkowodnych najdalej ku północy i na Syberii dochodzi miejscami do 73°30' szerokości północnej.

U nas rozpowszechniona na całym obszarze niżowym, ale w wielu okolicach pojawia się stosunkowo rzadko. W utworach czwartorzędowych rzadka, gdyż jej bardzo delikatna skorupka łatwo ulega zniszczeniu.

9. *Gyraulus (Gyraulus) rossmaessleri rossmaessleri* A. S c h m i d t 1851 (= *Gyraulus gredleri rossmaessleri* A. S c h m.)

Dość liczne, lecz przeważnie młode okazy w próbce nr 63 i 64. Są one typowe, a największy z nich ma następujące rozmiary: szerokość większa 4,5 mm, szerokość mniejsza 3,5 mm, wysokość 1,4 mm.

Omawiany ślimak zamieszkuje małe, płytkie wody stojące, często mokradła torfowiskowe. Jest to forma północna, dość rozpowszechniona w północnej części Europy środkowej i w Europie północnej, natomiast rzadka w południowej części Europy środkowej. Wielu autorów uważa *Gyraulus rossmaessleri* A. S c h m. za element borealno-alpejski, którego kilka podgatunków jest szeroko rozprzestrzenionych w północnej części Holarktydy.

U nas *Gyraulus rossmaessleri rossmaessleri* A. S c h m. jest znany głównie z północnej części Nizy, ale tylko w niewielu okolicach pojawia

się częściej. Z utworów czwartorzędowych znamy szereg form tego ślimaka.

10. *Succinea (Succinea) putris* L i n n é 1758

W próbce nr 61 znaleziono jeden okaz, a 3 okazy w próbce nr 63 i 64. Ponadto w próbce nr 62 — 2 fragmenty, należące zapewne również do tego gatunku. Skorupka z próbki nr 61, największa i najlepiej zachowana ze wszystkich znalezionych, ma następujące wymiary: wysokość 16 mm, szerokość 8,6 mm, wysokość otworu 10,5 mm.

Ślimak ten żyje na mokrych łąkach, nad brzegami wód, a rzadziej również w mokradłowych lasach i pełza po liściach rozmaitych roślin zielonych. Obszar jego rozmieszczenia obejmuje prawie całą Europę bez południowych półwyspów oraz znaczne obszary północnej i zachodniej Azji.

U nas jest on rozpowszechniony i przeważnie pospolity na całym Niziu; rzadziej spotyka się na podgórzu. W utworach czwartorzędowych częsty.

11. *Succinea (Oxyloma) pfeifferi* R o s s m a e s s l e r 1835

W próbce nr 61 znaleziono 3 okazy, z których 2 są dorosłe. Wymiary jedyne nieuszkodzonego okazu są następujące: wysokość 13,2 mm, szerokość 7 mm, wysokość otworu 8,5 mm.

Jest to najbardziej hydrofilny z naszych ślimaków lądowych, występujący wyłącznie w miejscach bardzo mokrych, zwłaszcza na brzegach wód, gdzie nieraz można go spotkać pełzającego po pływających liściach roślin wodnych. Obszar rozmieszczenia *Succinea pfeifferi* R o s s m. obejmuje całą Europę, północno-zachodnią część Afryki oraz znaczne obszary zachodniej i północnej Azji.

U nas jest ona bardzo rozpowszechniona na Niziu i na podgórzu. W utworach czwartorzędowych częsta.

12. *Succinea (Hydrophyga) oblonga* D r a p a r n a u d 1805

Znaleziono dwa okazy tego ślimaka w próbce nr 63 i 64. Są one bardzo małe i odpowiadają formie *S. oblonga* f. *humilis* D r o u e t, spotykane szczególnie często na stanowiskach suchych. Wymiary: wysokość 5,4 mm, szerokość 3 mm, wysokość otworu 2,8 mm.

Jest to gatunek pod względem ekologicznym bardzo plastyczny, nie związany tak ściśle z bliskością wody, jak inni przedstawiciele rodzaju *Succinea*. Żyje on na łąkach, w zaroślach oraz w widnych lasach, ukrywając się na ziemi pod opadłymi liśćmi, kamieniami i kawałkami drewna. Niekiedy pełza po pniach drzew. Rozległe jego rozmieszczenie obejmuje

prawie całą Europę i wielkie obszary zachodniej i północnej Azji. W krajach śródziemnomorskich jest o wiele rzadszy niż w Europie środkowej i północnej, gdzie posuwa się w Norwegii aż do 67° szerokości północnej.

U nas rozpowszechniony i przeważnie pospolity na całym obszarze z wyjątkiem wyższych okolic Karpat i Tatr. W utworach czwartorzędowych, szczególnie w lessach, należy do najczęściej spotykanych ślimaków.

13. *Cochlicopa lubrica* O. F. Müller 1774

Występuje we wszystkich próbkach, a najliczniejsza jest w próbce nr 62. Większość skorupki odpowiada formie typowej i posiada następujące wymiary: wysokość 5,6—6,4 mm, szerokość 2,5—2,7 mm. Jeden okaz z próbki nr 63 i 64, zbliżający się do *C. lubrica* f. *exigua* Menke, ma wymiary mniejsze: wysokość 4,3 mm, szerokość 1,9 mm.

Ślimak ten żyje głównie na wilgotnych łąkach, rzadziej w zaroślach i lasach, ukrywając się na ziemi wśród korzonków roślin, pod opadłymi liśćmi, kamieniami, kawałkami drewna itp. Rozpowszechniony niemal na całym obszarze Holarktydy, od północno-zachodniej Afryki na południu, aż do 71° szerokości północnej.

U nas należy na całym obszarze zarówno na nizinach jak i w górach do najpospolitszych ślimaków lądowych. W utworach czwartorzędowych częsty, znany jest również z górnego pliocenu Włoch.

14. *Columella edentula columella* v. Martens 1830

W próbce nr 63 i 64 znaleziono 10 okazów, częściowo dobrze zachowanych. Dorosłe posiadają kształt wybitnie wałeczkowaty i nieco rozszerzony ostatni skręt, wobec czego należą niewątpliwie do podgatunku *C. edentula columella* v. Mart. Wymiary największej skorupki są następujące: wysokość 3,4 mm, szerokość 1,4 mm.

Ślimak ten żyje obecnie głównie wśród korzonków roślin porastających stoki w wyższych położeniach górskich, w detrytusie szczelin skalnych oraz pod kamieniami. Podczas gdy typowa *Columella edentula edentula* Drap. jest ślimakiem szeroko rozpowszechnionym na obszarze całej Holarktydy, szczególnie w bardziej północnych jej rejonach, to *C. edentula columella* v. Mart. jest przykładem elementu borealno-alpejskiego, spotykanego tylko na północy oraz w górach, przeważnie ponad granicą lasów. Rozmieszczenie jej obejmuje głównie północną Skandynawię (do 71° szerokości geograficznej północnej), północną Finlandię oraz wyższe okolice Pirenejów, Alp (do wysokości 2500 m), Karpat i gór Krymu.

U nas żyje obecnie tylko w Tatrach, gdzie miejscami wznosi się do wysokości 1900 m. W utworach czwartorzędowych, zwłaszcza w lessach należy do najbardziej charakterystycznych ślimaków. Znalaziono ją również w górnym pliocenie Anglii.

15. *Vertigo (Vertigo) pusilla* O. F. Müller 1774

W próbce nr 63 i 64 znaleziono dwa dobrze zachowane, typowe okazy. Ślimak ten żyje głównie na łąkach i w zaroślach, a rzadziej spotkać go można również w lasach lub w detrytusie szczelin skalnych. Przebywa na ziemi, ukrywając się pod opadłymi liśćmi, we mchu, pod kawałkami drewna, kamieniami itp. Rozmieszczenie omawianego gatunku obejmuje prawie całą Europę oraz zachodnią Azję. W Norwegii posuwa się on do 68°20' szerokości północnej.

U nas rozpowszechniony i przeważnie pospolity na całym obszarze, zarówno na nizinach jak i w górach. W utworach czwartorzędowych przeważnie częsty, zwłaszcza w martwicach wapiennych.

16. *Vertigo (Vertigo) pygmaea* Draparnaud 1801

W próbce nr 63 i 64 jedna typowa, dobrze zachowana skorupka. Ślimak ten żyje głównie na wilgotnych lub mokrych łąkach, a rzadziej w zaroślach, ukrywając się na ziemi pomiędzy korzonkami traw, we mchu, pod kawałkami drewna i kamieniami. Rozmieszczenie jej obejmuje całą Europę, bez wielkich południowych półwyspów, część zachodniej Azji i Ameryki Północnej.

U nas należy na całym obszarze do najpospolitszych i najbardziej rozpowszechnionych przedstawicieli rodzaju *Vertigo*. W utworach czwartorzędowych przeważnie częsta, znana jest również z górnego pliocenu środkowych Włoch.

17. *Vertigo (Vertigo) genesii* Gredler

W próbkach nr 62 oraz 63 i 64 po jednym niewielkim fragmencie skorupki, z dobrze zachowanym otworem. Przypuszczam, że oba one należą do formy typowej tego gatunku.

Ślimak ten żyje zwykle na wilgotnych i mokrych łąkach oraz w zaroślach, ukrywając się na ziemi wśród korzonków roślin i pod kawałkami drewna. *Vertigo genesii* Gredl. jest elementem borealno-alpejskim, znajdowanym głównie na Półwyspie Skandynawskim, gdzie na północy dochodzi do 70°, oraz w Rosji. Na Niżu środkowo-europejskim bardzo rzadka, pojawia się częściej w górach, zwłaszcza w Alpach.

Żywe okazy *Vertigo genesii* Gredl. zostały znalezione w obecnych granicach Polski tylko w Białowieży. W utworach czwartorzędowych dość rozpowszechniona, spotyka się głównie w torfach i w kredzie jeziornej.

18. *Vertigo (Vertigo) parcedentata* Sandberger

W próbce nr 63 i 64 liczne, na ogół dobrze zachowane okazy. Posiadają one przeważnie otwór opatrzoney czterema ząbkami, rzadziej bezzębny i podłużnie jajowaty zarys skorupki. Największe skorupki mają następujące wymiary: długość 2,4 mm, szerokość 1,1 mm, są więc nieco większe niż podaje literatura (np. Ge yer: długość 2,2 mm, szerokość 1 mm).

Ślimak ten, szeroko rozpowszechniony w utworach czwartorzędowych, zwłaszcza w lessach, należy prawdopodobnie do gatunków całkowicie wymarłych, aczkolwiek blisko spokrewnionych z niektórymi obecnie żyjącymi, od których jest nieraz trudny do odróżnienia.

19. *Vertigo (Vertigo) substriata* Jeffreys 1830

W próbce nr 62 znaleziono 6 okazów i w próbce nr 63 i 64 — 3 okazy.

Żyje na wilgotnych łąkach i w zaroślach oraz w cienistych, wilgotnych wąwozach leśnych, ukrywając się na ziemi wśród korzonków roślin, w mchu, pod opadłymi liśćmi i pod kawałkami drewna. Jest elementem borealno-alpejskim, spotykanym dość rzadko na Niżu środkowo-europejskim. W Europie północnej posuwa się na północ mniej więcej do 67° szerokości. Najdalej na południe wysunięte stanowiska tego ślimaka leżą w południowej Bułgarii i na Kaukazie.

U nas dość rozpowszechniony zarówno na nizinach jak i w górach, ale przeważnie rzadki. W utworach czwartorzędowych dość częsty, występuje zwykle w martwicach wapiennych.

20. *Vertigo (Vertilla) angustior* Jeffreys 1830

W próbce nr 63 i 64 — 4 typowe, dobrze zachowane skorupki.

Ślimak ten żyje głównie na wilgotnych lub mokrych łąkach, ukrywając się na ziemi wśród korzonków roślin, pod opadłymi liśćmi, kawałkami drewna i kamieniami. Rozmieszczenie *Vertigo angustior* Jeffr. obejmuje prawie całą Europę, bez jej najbardziej na południe i na północ wysuniętych krańców.

U nas przeważnie dość pospolita na całym Niżu i w niższych okolicach górskich. W utworach czwartorzędowych częsta.

21. *Pupilla (Pupilla) muscorum* Linné 1758

W próbce nr 63 i 64 znaleziono 3 dość silnie uszkodzone okazy.

Żyje głównie na łąkach, słonecznych zboczach, pagórkach, a rzadziej w zaroślach, ukrywając się na ziemi wśród roślin, we mchu, pod kamieniami i w podobnych miejscach. *Pupilla muscorum* L. jest elementem holarktycznym o bardzo rozległym obszarze rozmieszczenia, obejmującym niemal całą Europę, północno-zachodnią część Afryki oraz wielkie połacie Azji i Ameryki Północnej.

U nas jest na Niżu i na podgórzu jednym z najbardziej rozpowszechnionych i najpospolitszych ślimaków lądowych. W górach spotyka się rzadziej, wznosząc się w Tatrach do wysokości 1500 m. Również w utworach czwartorzędowych jest jednym z najbardziej rozpowszechnionych ślimaków, spotykanym szczególnie często w lessach. Wykryto ją także w górnym pliocenie Anglii.

22. *Acanthinula aculeata* O. F. Müller 1774

W próbce nr 63 i 64 znaleziono 7, częściowo dorosłych i dobrze zachowanych skorupkek. Wymiary największej skorupki: szerokość 2,3 mm, wysokość 2,1 mm.

Ślimak ten żyje w lasach liściastych i w zaroślach, pod opadłymi liśćmi, kawałkami drewna i pod odstającą korą gnijących pniaków. Zamieszkuje prawie całą Europę oraz północno-zachodnią Afrykę.

U nas występuje, chociaż przeważnie dość rzadko, na całym obszarze, zarówno na nizinach jak i w niższych okolicach górskich. W utworach czwartorzędowych spotyka się na ogół rzadko.

23. *Vallonia pulchella* O. F. Müller 1774

W próbce nr 62 znaleziono 5 okazów oraz 8 okazów w próbce nr 63 i 64. Wszystkie one są typowe i przeważnie bardzo dobrze zachowane. Wymiary największej skorupki są następujące: szerokość 2,5 mm, wysokość 1,3 mm.

Żyje zwykle na łąkach wśród korzonków roślin oraz pod kamieniami. Rozległe jej rozmieszczenie obejmuje niemal całą Holarktydę. Na północ posuwa się w Norwegii do 70° szerokości.

U nas należy na całym Niżu i w niższych okolicach górskich do najbardziej rozpowszechnionych i najpospolitszych ślimaków lądowych. W utworach czwartorzędowych częsta, znana jest również z górnego pliocenu Anglii.

24. *Vallonia costata* O. F. Müller 1774

W próbce nr 62 znaleziono 15 okazów oraz bardzo liczne okazy w próbce nr 63 i 64. Żeberka na wielu skorupkach są silnie zatarte, ale kształt wargi otaczającej otwór wskazuje na ich przynależność do tego gatunku.

Żyje na podobnych stanowiskach, jak poprzedni gatunek i często w jego towarzystwie. Ponadto nierzadko spotyka się również w detrytusie szczelin skalnych. Rozmieszczenie ma podobne jak *Vallonia pulchella* O. F. Müll. W Norwegii dochodzi na północ do 71° szerokości.

U nas rozpowszechniona na całym obszarze, lecz w niektórych okolicach rzadsza niż *Vallonia pulchella* O. F. Müll. W utworach czwartorzędowych przeważnie liczniejsza niż *Vallonia pulchella* O. F. Müll.

25. *Vallonia tenuilabris* Al. Braun 1843

W próbce nr 63 i 64 znaleziono jeden bardzo dobrze zachowany okaz. Wymiary jego są następujące: szerokość większa 3,1 mm, szerokość mniejsza 2,6 mm, wysokość 1,7 mm.

Ślimak ten należy obecnie prawdopodobnie do gatunków całkowicie wymarłych. Częsty jest w piaskach i lessach starszego czwartorzędu, a znaleziono go również w pliocenie górnym okolic Odessy.

26. *Jaminia (Chondrula) tridens* O. F. Müller 1774

W próbce nr 61 jedna bardzo dobrze zachowana skorupka. Wymiary jej są następujące: wysokość 9,4 mm, szerokość 4,0 mm.

Żyje głównie na suchych, słonecznych stokach pagórków oraz u podnóża skał wapiennych, pod kamieniami i wśród korzonków roślin. W czasie suszy ukrywa się w głębokich szczelinach ziemnych, opuszczając kryjówkę tylko podczas dżdżystej, lecz równocześnie ciepłej pogody. Obszar jej rozmieszczenia obejmuje głównie południowo-wschodnie części Europy oraz przyległe obszary zachodniej Azji. Ku północy staje się coraz rzadsza, dochodząc do okolic Wilna i do Oki.

U nas rozpowszechniona głównie w środkowej i południowej części Niżu. W utworach czwartorzędowych dość częsta, zwłaszcza w lessach. Ma występować również w środkowym pliocenie Węgier.

27. *Clausilia (Iphigena) ventricosa* Draparnaud 1805

W próbce nr 61 fragment skorupki z dobrze zachowanym otworem oraz 4 fragmenty w próbce nr 63 i 64, należące, przynajmniej częściowo, zapewne również do tego gatunku.

Ślimak ten żyje głównie w cienistych, wilgotnych lasach liściastych i mieszanych, pod odstającą korą oraz we wnętrzu gnijących kłód i pniaków. Nieraz pełza po omszonych pniach drzew. Ośrodek jego rozmieszczenia leży w górzystych i podgórskich okolicach Europy środkowej i zachodniej. Ku północnemu wschodowi dochodzi on do okolic Moskwy.

U nas dość rozpowszechniony w zachodniej części Karpat oraz w Tatrach, spotyka się poza tym na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej, w Sudetach, w Górach Świętokrzyskich, na Pomorzu i w Puszczy Białowieskiej. Na Niziu jest w wielu okolicach gatunkiem ginącym, podobnie jak większość innych przedstawicieli rodziny *Clausiliidae*. W utworach czwartorzędowych nierzadki.

28. *Clausilia (Clausilia) pumila* C. Pfeiffer 1828

W próbce nr 63 i 64 dwa fragmenty skorupki, z których jeden jest opatrzony dość dobrze zachowanym otworem.

Ślimak ten żyje głównie w wilgotnych lub nawet mokrych lasach liściastych i olszynach, ukrywając się na ziemi pod opadłymi liśćmi i kawałkami drewna. Rozmieszczenie jego obejmuje głównie wschodnią i środkową Europę. Na północ dochodzi mniej więcej do okolic Sztokholmu i Moskwy.

U nas gatunek ten występuje w Karpatach i Sudetach oraz w niektórych okolicach niżowych, szczególnie na północy i na zachodzie. W utworach czwartorzędowych częsty, ma w nich zasięg ku zachodowi o wiele rozleglejszy od współczesnego.

29. *Cochlodina laminata* Montagu 1803

W próbce nr 63 i 64 dwa bardzo źle zachowane fragmenty skorupki.

Ślimak ten żyje głównie w cienistych i wilgotnych lasach liściastych i mieszanych, a niekiedy również na omszonych skałach i w szczelinach starych murów. Ukrywa się pod opadłymi liśćmi, pod odstającą korą, we wnętrzu gnijących kłód oraz pod kamieniami. Rozmieszczenie jego obejmuje prawie całą Europę.

U nas zarówno w górach jak i na Niziu jest on najbardziej rozpowszechnionym i przeważnie najpospolitszym przedstawicielem rodziny *Clausiliidae*. W utworach czwartorzędowych częsty.

30. *Punctum pygmaeum* Draparnaud 1805

W próbce nr 62 — 4 okazy oraz dość liczne okazy w próbce nr 63 i 64. Żyje zwykle w lasach liściastych lub mieszanych, pod opadłymi

liśćmi, we mchu, pod kawałkami drewna lub pod korą gnijących pniaków i kłód. Rozmieszczenie jego obejmuje prawie cały obszar Holarktydy, gdyż formy opisywane z Ameryki Północnej, jako odrębne gatunki, są zapewne tylko rasami geograficznymi eurazjatyckiego *Punctum pygmaeum* Drap.

U nas ślimak ten jest rozpowszechniony i przeważnie pospolity na całym terenie. W utworach czwartorzędowych często spotykany.

31. *Goniodiscus (Goniodiscus) ruderatus* St u d e r 1820

W próbce nr 63 i 64 znaleziono dwie dość dobrze zachowane skorupki. Większa z nich ma następujące wymiary: szerokość większa 5,5 mm, szerokość mniejsza 4,6 mm, wysokość 2,5 mm.

Ślimak ten żyje w lasach, zwłaszcza liściastych i mieszanych, ukrywając się pod odstającą korą, w gnijącym drewnie a rzadziej pod opadłymi liśćmi. Jest elementem holarktycznym, uważanym na terenie Europy środkowej przez niektórych autorów za element borealno-alpejski.

U nas dość rozpowszechniony, ale w wielu okolicach rzadki, zwłaszcza w środkowej i w południowej części Niżu. W utworach czwartorzędowych nierzadki, zwłaszcza w martwicach wapiennych.

32. *Vitrea (Vitrea) contracta* W e s t e r l u n d 1873

W próbce nr 63 i 64 znaleziono 5 okazów, z których 2 dorosłe są dość dobrze zachowane. Większy ma następujące wymiary: szerokość 2,3 mm, wysokość 1,3 mm.

Żyje zwykle w lasach liściastych lub rzadziej mieszanych, ukrywając się na ziemi pod opadłymi liśćmi. Rozmieszczenie tego gatunku nie jest do-
tąd dokładnie poznane, ponieważ wielu autorów nie odróżniało go od podobnej *V. crystallina* Müll. Prawdopodobnie zamieszkuje on prawie całą Europę, na północy mniej więcej do 66° szerokości.

U nas znany z niewielu stanowisk, rozsianych po całym obszarze państwa. Znany jest również z utworów czwartorzędowych (występuje głównie w martwicach wapiennych).

33. *Restinella (Restinella) nitidula* D r a p a r n a u d 1805

W próbce nr 63 i 64 jeden młody okaz, należący zapewne do tego gatunku.

Ślimak ten żyje głównie w lasach liściastych i zaroślach, ukrywając się na ziemi pod kamieniami, kawałkami drewna i opadłymi liśćmi. Roz-

mieszczenie jego obejmuje głównie środkową i północno-zachodnią część Europy. Na północ dochodzi on w Norwegii do 66° szerokości.

U nas występuje prawie na całym obszarze, chociaż w niektórych okolicach jest o wiele mniej rozpowszechniony niż podobna do niego *Retinella nitens* Mich. W utworach czwartorzędowych nierzadki, znany jest również z górnego pliocenu Włoch.

34. *Retinella (Ægopinella) pura* Alder 1830

W próbkach nr 63 i 64 znaleziono 5, przeważnie dość dobrze zachowanych okazów, z których 2 są dorosłe. Większy z nich ma następujące rozmiary: szerokość 3,6 mm, wysokość 1,8 mm.

Gatunek ten żyje głównie w lasach liściastych i mieszanych oraz w zaroślach, ukrywając się na ziemi we mchu, pod opadłymi liśćmi, kawałkami drewna itp. Rozmieszczenie jego obejmuje prawie całą Europę na wschód do Krymu i Kaukazu, na północ po okolice Moskwy, Norwegię i Szwecję.

U nas rozpowszechniony i przeważnie pospolity na całym obszarze, zarówno na nizinach jak i w niższych okolicach górskich. W utworach czwartorzędowych nierzadki.

35. *Zonitoides (Zonitoides) nitidus* O. F. Müller 1774

W próbkach nr 63 i 64 — 10, przeważnie dobrze zachowanych okazów, z których największy ma następujące wymiary: szerokość 6,6 mm, wysokość 3,4 mm.

Żyje zwykle na mokrych łąkach oraz na brzegach wód, a rzadziej spotyka się również w podmokłych lasach i zaroślach. Ukrywa się na ziemi pod kawałkami drewna, kamieniami, opadłymi liśćmi itp. Rozległy obszar jego rozmieszczenia obejmuje prawie całą Holarktydę.

U nas, szczególnie na Niżu i w niższych okolicach górskich należy do najbardziej rozpowszechnionych i najpospolitszych ślimaków lądowych. W utworach czwartorzędowych częsty.

36. *Zonitoides (Perpolita) radiatulus* Adler 1830

(= *Zonitoides hammonis* Ström)

W próbce nr 62 znaleziono 4 okazy oraz 12, na ogół dobrze zachowanych okazów w próbkach nr 63 i 64. Największa skorupka (z próbki nr 63 i 64) ma następujące wymiary: szerokość 4,0 mm, wysokość 2,0 mm.

Żyje na wilgotnych łąkach, w zaroślach i lasach (niekiedy nawet w sośninach), ukrywając się pod kawałkami drewna, opadłymi liśćmi,

we mchu itp. Rozmieszczony prawie na całym obszarze Holarktydy. W Skandynawii przekracza 70° szerokości.

U nas rozpowszechniony i przeważnie pospolity na całym obszarze. W utworach czwartorzędowych spotyka się bardzo często.

37. *Euconulus trochiformis* Montagu 1803

W próbce nr 62 znaleziono 5 okazów oraz w próbce nr 63 i 64 — 2 okazy. Wszystkie one są przeważnie bardzo silnie uszkodzone.

Żyje na wilgotnych łąkach oraz w wilgotnych zaroślach i lasach, ukrywając się pod opadłymi liśćmi, kawałkami drewna, odstającą korą, kamieniami i w podobnych miejscach. Zamieszkuje całą Holarktydę.

U nas rozpowszechniony i przeważnie pospolity na całym obszarze. W utworach czwartorzędowych częsty, znany jest również ze środkowego pliocenu południowej Francji.

38. *Fruticicola fruticum* O. F. Müller 1774

W próbce nr 61 fragmenty dwu lub trzech skorupiek.

Żyje najczęściej w wilgotnych lub mokrych lasach liściastych i zaroślach, na rozmaitych roślinach lub na ziemi pod opadłymi liśćmi. Jest to gatunek europejsko-północno-azjatycki o bardzo rozległym obszarze rozmieszczenia, sięgający od Pirenejów na zachodzie, aż do Amuru na wschodzie. Na północy dochodzi w Norwegii miejscami do 68° szerokości.

U nas rozpowszechniony na całym Niżu i w niższych okolicach górskich. W utworach czwartorzędowych częsty.

39. *Euomphalia (Euomphalia) strigella* Draparnaud 1801

W próbce nr 61 znaleziono 3 okazy oraz jeden okaz w próbce nr 63 i 64. Jedyna dorosła, dobrze zachowana skorupka (z próbki nr 63 i 64) ma następujące wymiary: szerokość 16,8 mm, wysokość 11,4 mm.

Żyje w zaroślach i lasach, zwłaszcza porastających ciepłe stoki wapiennych wzgórz. Ukrywa się pod opadłymi liśćmi, kawałkami drewna itp., opuszczając kryjówkę w czasie dżdżystej, lecz równocześnie cieplej pogody. Zamieszkuje głównie Europę środkową i wschodnią. Na północy dochodzi miejscami do 61° szerokości.

U nas rozpowszechniona na znacznej części Niżu i w wielu okolicach dość pospolita. Na podgórzu i w niższych okolicach górskich rzadsza. W utworach czwartorzędowych nieczęsta.

40. *Perforatella (Perforatella) bidens* Chemnitz 1786

W próbce nr 61 znaleziono 5 okazów oraz 2 okazy w próbce nr 63 i 64. Wszystkie one są przeważnie silnie uszkodzone. Dobrze zachowane skorupki (próbka nr 61) mają następujące wymiary: szerokość 7,0—8,0 mm, wysokość 4,8—5,8 mm.

Ślimak ten żyje głównie w podmokłych, cienistych lasach, np. olszynach, a rzadziej również w mokrych zaroślach. Ukrywa się na ziemi pod opadłymi liśćmi, kawałkami drewna itp. Jest elementem północno-wschodnio-europejskim, dochodzącym na zachód mniej więcej do linii Wezery. Na północy sięga do 61° szerokości.

U nas rozpowszechniony na całym Niziu, chociaż w wielu okolicach rzadki. Na podgórzu występuje tylko miejscami. W utworach czwartorzędowych nierzadki, dochodzi na zachód aż w okolice Paryża.

41. *Zenobiella (Zenobiella) rubiginosa* A. Schmidt 1853

W próbce nr 61 znaleziono dwa okazy oraz jeden okaz w próbce nr 63 i 64. Największy ma następujące wymiary: szerokość 6,8 mm, wysokość 4,8 mm.

Żyje głównie na mokrych łąkach, rzadziej w zaroślach. Ślimak ten jest elementem wschodnio-europejskim, sięgającym na zachód aż do linii Renu i Menu. Być może, iż z gatunkiem omawianym są identyczne również niektóre gatunki opisane ze Syberii.

U nas częsty na całym Niziu. Znany jest również ze starszego czwartorzędu oraz z górnego pliocenu Anglii.

42. *Trichia (Trichia) hispida* Linné 1758

W próbce nr 61 znaleziono 3 okazy. Największy z nich, silnie spłaszczony, ma następujące wymiary: szerokość 8,8 mm, wysokość 4,3 mm.

Żyje głównie na łąkach i w wilgotnych zaroślach, pod opadłymi liśćmi, kawałkami drewna itp., lub na ziołach. Zamieszkuje prawie całą Europę, a być może, również część Syberii. Na północy posuwa się mniej więcej do 66° szerokości (np. w Norwegii).

U nas, szczególnie na Niziu, jest prawie wszędzie bardzo pospolita. W utworach czwartorzędowych bardzo często spotykana, zwłaszcza w lessach. Znana jest również z górnego pliocenu Anglii oraz Włoch.

43. *Cepaea hortensis* O. F. Müller 1174

W próbce nr 61 — dwie silnie uszkodzone skorupki, o 5 ciemnych paskach.

Slimak ten występuje głównie w wilgotnych lasach liściastych i zaroślach, na rozmaitych wyższych roślinach zielnych lub na pniach drzew. Rozmieszczenie jego obejmuje głównie Europę środkową, od Pirenejów na zachodzie aż do krajów bałtyckich i okolic Leningradu na wschodzie. W Norwegii dochodzi na północ do 67° szerokości.

U nas dość rozpowszechniony, z wyjątkiem południowo-wschodnich części kraju. W utworach czwartorzędowych częsty, znany również z górnego pliocenu Anglii.

Bivalvia

44. *Unio* sp.

W próbce z Nowej Wsi nad Drwęcą występują dość licznie drobne fragmenty skorup, należących zapewne do tego rodzaju.

45. *Pisidium (Eupisidium) casertanum* Poli 1791

W próbce nr 63 i 64 liczne połówki skorupek.

Jest to gatunek pod względem ekologicznym bardzo plastyczny, zamieszkujący rozmaitego rodzaju zbiorniki wód zarówno stojących jak i bieżących. Występuje w całej Palearktyce, wznosząc się w Alpach miejscami do wysokości 2200 m.

U nas jest na całym terenie najczęściej spotykanym przedstawicielem rodzaju *Pisidium*. W utworach czwartorzędowych pospolity, znany jest również z pliocenu Anglii.

46. *Pisidium (Eupisidium) obtusale* C. Pfeiffer 1821

W próbce nr 63 i 64 jedna typowa połówka skorupki. Wymiary: długość 3,0 mm, szerokość 2,8 mm.

Żyje zwykle w małych zbiornikach wodnych, rzadko spotyka się również w jeziorach. Zamieszkuje prawie całą Europę, występując szczególnie często w jej środkowej i południowej części.

U nas występuje prawdopodobnie w całym kraju. Znany jest również z utworów czwartorzędowych.

47. *Pisidium (Eupisidium) personatum* Malm 1855

W próbce nr 63 i 64 dość liczne połówki skorupek. Największa z nich ma następujące wymiary: długość 3,0 mm, szerokość 2,5 mm.

Żyje w rozmaitego rodzaju zbiornikach wodnych, szczególnie często w małych stawkach i kałużach oraz w źródłach. W jeziorach spotyka

się głównie na znaczniejszej głębokości. Rozmieszczenie tego gatunku nie jest jeszcze bliżej poznane, prawdopodobnie jednak obejmuje ono znaczną część Europy, a być może, iż pokrywa się nawet z rozmieszczeniem *Pisidium casertanum* Poli.

U nas podawany tylko z niewielu okolic, żyje prawdopodobnie na całym Niżu. Spotyka się również w osadach czwartorzędowych.

48. *Pisidium (Eupisidium) sp.*

W próbce nr 63 i 64 kilka połówek skorupki, należących do bliżej nieokreślonego gatunku tego rodzaju.

Ярослав УРБАНСКИЙ

МОЛЛЮСКИ РАННЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЛЮБИЧЕ НА ДРВЭНЦЕ

С о д е р ж а н и е

Фауна обработанных слоев должна была быть очень обильной, так как в четырех небольших пробах открыто 46 видов (7 видов водяных брюхоногих 35 видов наземных брюхоногих и 4 вида пластинчатожаберных). Заслуживает внимания присутствие в пробах обозначенных номерами 63 и 64, вместе с лесными видами, *Columella edentata columella*, *Vertigo parcedentata* и *Vallonia tenuilabris* — характерных форм для лесса. Это доказывает, что фауна этого образца находится, по крайней мере частично, на вторичном месторождении и вторично перемешана или слой мнимо однородный в действительности состоит из нескольких горизонтов, содержащих различную фауну. Только дальнейшие исследования могут выяснить этот вопрос.

Р Е З Ю М Е

Исследования В. Околловича в окрестности Торуня ориентируют в стратиграфии четвертичных отложений этого района. В синтетическом профиле четвертичных отложений имеется пять горизонтов валунной глины, разделенных межморенными отложениями.

В кровле самого высокого горизонта (V) моренной глины залегают слои, выделенные В. Околловичем:

1. Флювиогляциальные осадки — а) старшие пески и задровый галечник на возвышенности, террасовые (самых высоких террас) в долине Вислы и Дрвэнцы, — б) младшие, террасовые свиты низших плейстоценовых террас.

2. Ранне послеледниковые торфы (33-метровая терраса) — органические осадки стоячих вод (суглинки, слои превратившиеся в торф и др. — профиль 73 и 74; Любич, кирпичный завод).

3. Эоловые пески (долитториновые), наконец разные младшие осадки, а среди них

4. Речные осадки (пески, современные суглинки и т. п.) современные торфы и т. п.

Как видно с выше изложенной интерпретации, отложения торфянисто-суглинистые, содержащие обильную фауну брюхоногих, причисляются к ранне послеледниковым. В. О к о л о в и ч предполагает существование водного бассейна связанного с прадолиной Дрвэнцы. Однако эти отложения могут быть довольно старые, так как описанные обнажения находятся на значительной высоте над уровнем террас Дрвэнпы.

Полученный автором палеонтологический материал собран в Любиче на Дрвэнце, где в кирпичном заводе обнаруживаются два профиля (обозначенные № 73 и 74), на расстоянии около 100 м друг от друга:

Профиль № 73

a. почва и подпочва	0 — 0,60 м
b. желто-бурый глинистый материал (делювии)	0,6 — 1,2 „
c. серая прослойка (ископаемая почва)	1,2 — 1,35 „
d. очень плотная песчаная моренная глина (в делювиях)	1,35 — 2,0 „
e. торфянистый слой со следами фауны	2,0 — 2,1 „
f. желто-серая, зеленоватая, песчанистая, мергелистая, твердая морена	2,1 — 2,9 „
g. песок очень мелкий, сероватый, с более темными прослойками более мелкого материала	2,9 — 5,0 „

Профиль № 74

a. моренные делювии	0,0 — 0,3 м
b. темный осадок с фауной,	0,3 — 0,7 „
c. темный осадок с фауной, более плотный	0,7 — 1,0 „
d. темный осадок с фауной, сыпучий, все более CaCO_3	1,0 — 2,0 „

Переходит к низу в

e. бело-серый слой, похожий на мел	2,0 — 2,3 „
f. торфянистые прослойки с древесными остатками (более или менее известковые, песчанистые и т. п.)	2,3 — 2,6 „

Согласно В. О к о л о в и ч у слой с профиля № 73 соответствует слоям от b до f в профиле № 74, при чем „отложения с фауной“ были бы связаны с источниками почвенной воды на берегу прадолнины Дрвэнцы. Выше залегающие отложения представляли бы собой делювию (a — d в профиле № 73).

Пробы собрано на пространстве около 50 м в соседстве профиля № 74.

Ниже обработанный материал промыт из нескольких небольших проб. Содержащаяся в них фауна оказалась очень обильной и интересной так, что более детальные поиски, а особенно промывка большого количества материала безусловно обогатила бы список видов любичских моллюсков.

Проба № 61 содержит темный осадок очень богатый углекислым кальцием. Проба происходит из глубины 0,3 — 2,0 м. Охватывает она слои b, c, d разреза № 74 и граничит сверху с почвой (или с подпочвенным слоем), а снизу переходит в светлосерый слой лугового мела. Фауна довольно богата, представлена в польском тексте, стр. 517.

Из 14 видов — 3, это водяные брюхоногие (*Radix peregra*, *Stagnicola palustris* и *Alexa hypnorum*), а 11 остальных, это наземные брюхоногие. Несмотря на перемешание водяных и наземных форм можно восстановить положение, в каком жила собранная фауна брюхоногих, так как и теперь еще можно встретить подобные сообщества в многих окрестностях нашей страны. Это был лиственный лес на мокрой почве, быть может ольховый, окружающий небольшие мелкие пруды или лужи, почти целиком высыхающие летом. Дно леса, с буйной зеленью, покрывал слой опавших листьев и разлагающихся растительных остатков. Опавшие листья засыпали вероятно упомянутые лужи, так как именно в водяных бассейнах такого рода часто живут *Radix peregra*, и *Alexa hypnorum* в обществе мелких форм *Stagnicola palustris* (именно такие формы представлены в настоящем материале). В непосредственном соседстве с водой жили оба вида из рода *Succinea*, являющиеся резко гидрофильными брюхоногими. На земле, под опавшими листьями пребывала в очень влажных местах *Perforatella bidens*. Среди остальных видов есть несколько таких, которые часто ползут по разным растениям, нпр. по крапиве, как *Fruticola fruticum*, *Trichia hispida* и *Ceræa hortensis*. *Clausilia ventricosa* пребывала вероятно под гниющими древесными обломками или под отстающей корой пней. *Cochlicopa lubrica* и *Zenobiella rubiginosa* жили, может быть, в береговых партиях того леса или ольхи, в местах, где она граничила с влажным лугом.

С вышеописанной средой и его фауной не гармонизируют два вида, а именно *Euomphalia strigella* и *Jamania tridens* — ксеротермические формы. Первый из этих брюхоногих чаще всего пребывает

в сухих зарослях или лесах, только в редких случаях запускаясь во влажные заросли. Возможно, что найденные ракушки и фрагменты были смыты с расположенных выше или более отдаленных от воды сухих партий леса.

Гораздо труднее объяснить присутствие второго вида, местопребыванием которого являются сухие луга, солнечные склоны гор и т. п. Ввиду того, что единственная найденная ракушка совсем не испорчена и относительно свежая, весьма возможно, что она современна и ее возраст не отвечает остальной обработанной уже здесь фауне.

В пользу такого толкования говорит и биология *Jaminia tridens*. Этот брюхоногий во время засухи скрывается под камни а также в щели потрескавшейся почвы и выходит из укрытия только во время сыякости. Поэтому найденный экземпляр мог попасться в слой с описанной фауной или был спнесен туда дождевой водой.

П р о б а № 62. Состоит она из светло-серого, почти белого осадка лугового мела. Фауна довольно бедная, состоящая почти исключительно из мелких и очень мелких видов, очень часто сильно испорченных. Но что в состав этой фауны входили и более крупные виды, доказывают неопределимые фрагменты ракушек, принадлежащих вероятно к представителям семьи *Helicidae* или *Zonitidae* (или одной и другой). Данная проба содержит остатки 12 видов (смотри польский текст, стр. 519).

Вся эта фауна собственно наземная, так как единственный водной вид — *Valvata piscinalis* представленный одним молодым экземпляром, мог в эту пробу попасться случайно с какого-то ближайшего бассейна. В экологическом смысле найденные брюхоногие являются жителями влажных лугов и зарослей, проживающими на земле, под камнями, под древесными обломками среди травяных корней и тому подобных местах. Этот однородный характер фауны свидетельствует о том, что вероятно она подверглась окаменению на месте.

В климатическом смысле виды из пробы № 62 проявляют более менее такие-же требования как виды предыдущей пробы (к холодному климату приспособлены оба вида из рода *Vertigo*).

П р о б ы № 63 и 64. Обе они собраны в слое состоящем из торфяного материала, содержащего многочисленные растительные остатки (м. пр. древесные обломки). Фауна моллюсков, очень богата и разнообразна так как в ее состав входит 38 видов (смотри польской текст, стр. 519 — 520).

Из сводки выходит, что из найденных видов 35 это брюхоногие, а 3 пластинчатожаберные и что 30 видов это наземные, а 8 водные. Вся эта фауна носит очень неоднородный характер, что впрочем проявляется не столько в смеси водяных форм с наземными, сколько в разнообразности

наземных родов, обладающих разными экологическими а также и климатическими требованиями.

Этот факт подаю ниже:

Обнаруженные водяные формы дают в экологическом смысле довольно однородную картину, потому что проживают главным образом в малых, мелких водяных бассейнах с илистым дном и буйной водяной растительностью.

Среди наземных видов можно выделить несколько экологических групп. Одну составляют эуритопические формы, обладающие способностью приспособления к всевозможным условиям. Около них выступают также луговые виды или живущие в зарослях (как нпр. *Cochlicopa lubrica*, *Vertigo pygmaea*, *V. genesii*, *Vallonia pulchella*, *V. costata*, *Zonitoides nitidus*, *Zenobiella rubiginosa*), а также лесные, присущие влажным, лиственным лесам или орешникам. К лесным жителям причисляю между прочим: *Acanitula aculeata*, *Clausilia ventricosa*, *C. pumila*, *Cochlodina laminata*, *Goniodiscus ruderatus*, *Vitrea contracta* и *Perforatella bidens*. Жительницей сухих, ясных лесов и зарослей является *Euomphalia strigella*, представляющая в значительной степени ксеротермический элемент.

Наиболее замечательной чертой пробы № 63 и 64 является присутствие видов характерных для лесса и выступающих в них довольно многочисленно. Это прежде всего: *Columella edentula columella*, *Vertigo parcedentata* и *Vallonia tenuilabris*. Эти брюхоноги в лессе сопутствуют обыкновенно дальшие два вида найденные тож в этой пробе, а именно *Succinea oblonga* и *Pupilla muscorum*. Из 3 этих видов *Columella edentula columella* (в пробе довольно многочисленная), живет теперь только в высших горах и на севере; *Vertigo parcedentata* и *Vallonia tenuilabris* (первая многочисленная, вторая — 1 экземпляр) являются вероятно вымершими видами. *Succinea oblonga* и *Pupilla muscorum*, одни из чаще всего встречающихся и наиболее распространенных лессовых брюхоногих, к экологическим заключениям не годятся, так как еще и теперь принадлежат к очень обычным брюхоногим проживающим во всевозможных условиях.

Неправдоподобно, чтобы найденная в обеих пробах лесная и лесовая фауна жпла одновременно и в тойже самой среде. Остаются две альтернативы, т. е. собранная фауна находится, хотя бы частично, на вторичной залежи и подверглась вторичному перемещению, или слой, из которого взяты пробы, неоднородный и состоит из нескольких разных горизонтов, содержащих различную фауну. Какое из этих предположений является более правдоподобным, на основании материалов, находящихся в моем распоряжении, не могу разрешить.

Однако, если анализируя фауну из пробы 63 и 64, выделим из общей картины *columella edentulla columella*, *Vertigo parcedentata* и *tenuilabris*

то получим довольно ясный взгляд на характер среды, в которой могла жить найденная фауна. Над небольшими стоячими водами, с буйной растительностью рос лиственный лес, имеющий местами характер заросли или орешника. На более возвышенных местах или более отдаленных от воды лес был более сухой и наверно смешанный. Присутствие луговых форм указывает на то, что лес разнообразился полянами и мокрыми дугами. В периоде, в котором проживало подавляющее большинство найденных брюхоногих, климат наверняка был сближен к современному или был немного холоднее и влажнее современного. Но зато три вида брюхоногих, совершенно вымерших или вымерших только на равнине, а распространенных в лессовых отложениях, происходят из сухого и более холодного периода, чем современный.

Каким является отношение описанной фауны к фауне современной, этого пока к сожалению сказать нельзя, так как бассейн реки Дрвэнцы принадлежит к области очень слабо изученной в малакологическом смысле.

Кроме *Columella edentula columella*, *Vertigo parcedentata* и *Vallonia tenuilabris*, которые вымерли из за климатических условий, исчезли быть может и другие виды из за перемен, произведенных человеком в естественной среде.

Табель в польском тексте указывает размещение видов в отдельных пробах, а дальше собрана систематическая перечень найденных моллюсков.

Jarosław URBAŃSKI

EARLY POSTGLACIAL MOLLUSCS IN LUBICZ ON DRWEÇA

SUMMARY

Abstract

The fauna of the beds being worked out must be very rich as far as 46 species were found out in 4 small samples (7 species of aquatic Gastropods, 3 species of land Gastropods and 4 species of Lamellibranches). The occurrence, besides the forest species, of *Columella edentula columella*, *Vertigo parcedentata* and *Vallonia tenuilabris*, i. e. of forms characteristic for loess in the samples No. 63 and 64, is worth mentioning. This proves consequently either that the fauna of that sample lies, partly at least, on the secondary deposit and was subject to a secondary mixing or that the seemingly (uniform) homogenous bed is actually composed of several horizons involving a various fauna. Only further investigations may solve that problem.

Researches of W. Okółowicz in the neighbourhood of Toruń give some orientation in the stratigraphy of the Quaternary deposits of this region. According to this researches the synthetic Quaternary profile is composed of five horizons of the boulder clay separated by the intermorainic deposits represented by varved clays, sands of various size of grain and gravels.

At the top of the highest horizon (V) of the boulder clay lie the following beds distinguished by W. Okółowicz:

1. Glacifluvial sediments a) older: sands and outwash plain gravels on the upland, terrace-like (of highest terrace) in the Vistula and Drweça old valley; b) younger: terrace series of lower Pleistocene terraces.
2. Early postglacial peats (a 33 m high terrace); organic sediments of stagnant waters (silt, peatised beds etc., profiles 73—74; Lubicz brickkiln),

3. Eolian (pre-Littorina) sands.

Finally miscellaneous younger sediments, among which:

4. River sediments (sands, muds and the like), recent peats etc.

According to this interpretation the peaty and silty deposits containing a rich fauna of Gastropods are attributed to early-Postglacial.

W. Okołowicz supposes existence of a water reservoir connected with the old valley of Drwęca. The age of this deposits may be „remonte however for the described outcrops occur on a considerable altitude above the terrace levels of the Drwęca river“.

The examined palaeontological material was collected on the Drwęca, where in a brick-yard two profiles (designed with numbers 73 and 74) crop out, in a distance env. 100 m one from another.

Profile No 73

1. Soil and sub-soil	0 —0,6 m
2. Yellow-brownish clayey material (deluvia)	0,6 —1,2 „
3. Grey intercalation (former soil?)	1,2 —1,35 „
4. Very compact arenaceous moraine clay (in deluvia)	1,35—2,0 „
5. Peaty bed with traces of fauna	2,0 —2,1 „
6. Yellow-grey, greenish, arenaceous calcareous hard moraine	2,1— 2,9 „
7. Very fine greyish sand with darker intercalations of finer material	2,9 —(5,0) „ an on.

Profile No 74

a. Moraine deluvia	0,0—0,3 m
b. Dark sediment with fauna	0,3—0,7 „
c. Dark sediment with fauna, more compact	0,7—1,0 „
d. Dark sediments with fauna loose, increasing contents of CaCO_3 , passes below into	1,0—2,0 „
e. White-grey chalk-like bed	2,0—2,3 „
f. Peaty intercalations with remainders of timber (more or less calcareous, arenaceous etc.)	2,3—2,6 „

After W. Okołowicz the bed „5“ of the profile No 73 corresponds to the beds from „b“ to „f“ in the profile No 74 and the „deposits with fauna“ according to his interpretation which he considers the most probable (though not exclusively possible) — would be connected with the seepages of ground water on the slope of the old Drwęca valley. The higher lying beds in the profile No 73 would belong in this case to the deluvia.

The samples were taken from the outcrop on a space of env. 50 m, in the neighbourhood of the profile No 74.

The materials being worked out below was washed out from several samples. The included fauna proved to be very rich and interesting and probably further research, and especially the washing out of greater amounts of the material, might doubtless enrich the list of species of the Lubicz Molluscs.

Sample No. 31. Contains a dark sediment very rich in CaCO_3 . It occurs at the depth of 0,3—2,0 m. This sample involves consequently the beds b, c, d, of the profile No. 74; it borders upward the soil (or sub-soil), and passes at the bottom into a light grey bed of meadow chalk.

The fauna is rather rich, particularly considering the very small amount of the washed out material. 14 samples were found on the whole: (see the polish text, page 517).

3 among these 14 species are aquatic Gastropods (*Radix peregra*, *Stagnicola palustris* and *Aplexa hypnorum* and the remaining 11 are land Gastropods. In spite of the aquatic forms being mixed with the land ones, one may reconstruct the stations where lived the above stated fauna of the Gastropods, as similar associations of Gastropods may be found even at present in numerous regions of Poland. This was a leaved forest getting wet — maybe an alder grove which surrounded small, shallow ponds or puddles, nearly completely drying out in summer. The forest bottom with a rich undergrowth was covered by a layer of fallen leaves and plant remained in a state of decomposition. The fallen leaves probably streved as well the above mentioned puddles, as *Radix peregra* and *Aplexa hypnorum* accompanied by small forms of *Stagnicola palustris* often live in water reservoirs (basins) of this kind (these are forms represented in the discussed material). Both species of the *Succinea* genus lived in a direct water neighbourhood; these are conspicuous hydrophile Gastropods. Under the fallen leaves, in very damp places there lived on the ground *Perforatella bidens*. Among remaining species there are several which often creep over different plants, e. g. over nettles, like the *Fruticicola fruticum*, *Trichia hispida* and *Cepaea hortensis*. *Clausilia ventricosa* probably abode under the decaying pieces of wood or under the detached bark of trunks. *Cochlicopa lubrica* and *Zenobiella rubiginosa* maybe lived on the peripheries of taht wood, on alder grove in place where it bordered the damp meadow.

Two species among those found, i. e. *Euomphalia strigella* and *Jaminia tridens* — xerothermic forms — are not in harmony with the environment and its fauna. The first of these Gastropods mostly lives in dry

brushwood or forests, and they seldom penetrate to damp woods. This may happen that the collected shells and fragments were washed out from the overlying parts of the wood or from those situated further from the water. The presence of the second species which lives on dry meadows, sunny slopes of hills etc., are not so easy to be understood. As, however, the only shell found is completely undamaged and relatively fresh, this is quite probable that it is contemporary and its age does not correspond to the remaining discussed fauna. The biology of *Jaminia tridens* backs up as well a similar interpretation, as that Gastropods is hidden during drought under stones and in the fissures and cracks of the soil abandoning these hiding places only during rainy weather. In consequence the collected sample might either reach the bed including the discussed fauna, or be washed out there by rain water.

The species collected in the sample — judging from the geographical distribution — lived in a climate corresponding to the contemporary, or somewhat cooler one.

Sample No. 62. It is composed of a light-grey, almost white sediment of meadow chalk. The fauna involved there is rather poor, and is nearly completely composed of small and tiny species which are often damaged and brittle. The indeterminable fragments of shells, probably belonging to the representatives of the genus *Helicidae* or *Zonitidae* (or both), prove, however, that larger species made also part of that fauna. The above mentioned sample contains fragments of the 12 species (see polish text, page 519).

The whole above mentioned fauna is strictly speaking a landfauna, as the only species — *Valvata piscinalis*, represented by I young species, might occur in that sample by chance from any neighbouring water reservoir (basin). The collected Gastropods are from the ecologic viewpoint inhabitants of damp meadows and brushwood (thickets); they live on the soil under stones, pieces of wood, among roots of grass, and similar places. Such a uniform character of the fauna proves that it probably underwent a fossilization on the spot.

The requirements of the species from No. 62, are probably from the climatic viewpoint the same as those of the species collected in the previously discussed sample (both species of *Vertigo* are attached to a cooler climate).

Samples Nos. 63 and 64. They were both collected in the bed composed of peaty material including numerous plant fragments (among others fragments of wood). The fauna of Molluscs is very rich and diverse and it is composed of up to 38 species (see polish text, page 519—520).

As results from the list, 35 from the collected species are Gastropods and 3 — Lamellibranches; 30 species are land ones and 8 — aquatic. The character of that fauna is consequently far from being uniform; that is proved not only owing to the mixing of aquatic forms with land ones, but rather by the variety of the land species which are endowed not only with various ecologic requirements, but climatic as well. I try to discuss that problem further.

The discovered aquatic forms represent from this ecological viewpoint a rather homogenous picture, as they mostly live in small, shallow water basins with a slimy bottom and abundant water vegetation.

Among land species, on the other hand, one may differentiate several ecologic groups. One of them represents eurytopic forms which may be adapted to diverse conditions. Meadow, or brushwood (thickets) species occur as well besides (e. g. *Cochlicopa lubrica*, *Vertigo pygmaea*, *V. genesii*, *Vallonia pulchella*, *V. costata*, *Zonitoides nitidus*, *Zenobiella rubiginosa*); there are also forest species, particularly those proper to the damp leaved forests, or alder groves. I reckon among others as forest inhabitants: *Acanthinula aculeata*, *Clausilia ventricosa*, *C. pumila*, *Cochlodina laminata*, *Goniodiscus ruderatus*, *Vitrea contracta* and *Perforatella bidens*. *Euomphalia strigella* lives in dry, clear forests and thickets and it represents in a great extent a xerothermic element.

The most characteristic feature of the samples Nos. 63 and 64 is the presense of species typical for the loess occurring there rather abundantly. These are first of all: *Columella edentula columella*, *Vertigo parcedentata* and *Vallonia tenuilabris*. These Gastropods are accompanied in the loess by 2 further species which were also found in that sample, viz.: *Succinea oblonga* and *Pupilla muscorum*. Among them the first species *Columella edentula columella* (numerous in the sample) lives at present only in mountains of a greater altitude, and in the north; *Vertigo parcedentata* and *Vallonia tenuilabris* (the first one numerous, the second — 1 sample), probably belong to extinct form. *Succinea oblonga* and *Pupilla muscorum*, though most often found and most widely spread loess Gastropods, are not suitable for drawing up ecologic conclusions as they even now belong to very common Gastropods living in dissimilar environments.

The matter of the forest and loess fauna collected in both samples living at the same time and in the same environment is quite improbable and we stand before two alternatives. Either that fauna lies, partly at least, upon a secondary deposit and was subject to a secondary mixing, or the bed where from the samples were collected is not homogenous and is composed of several different horizons including a various fauna.

I am not able to solve that problem on the basis of the possessed material and to decide which one of these suppositions is more probable.

In case, however, when analyzing the fauna from the samples 63 and 64, we will eliminate from the whole: *Columella edentula*, *Vertigo parcedentata* and *Vallonia tenuilabris*, we shall get a rather definite opinion in regard to the environment in which lived the collected fauna. Over the small, standing waters with an abundant vegetation, there grew a leaved forest possessing in certain places the character of brushwood or alder groves. Upon somewhat higher places of those lying further from water, the forest was more dry, and probably mixed. The presence of meadow forms proves that the forest was diversified by clearings or wet meadows. The climate of the period during which lived the greatest part of the collected Gastropods was probably close to that of to-day, or somewhat cooler and more damp. On the other hand the 3 species of Gastropods which are completely extinct to-day, or are at least extinct on the lowland, but spread in the loess deposits, originate from a drier and cooler climate than that we have at present.

Unfortunately it cannot be said what is the relation of the fossil fauna described here to the contemporary fauna, as the basin of Drwęca belongs to areas which are only very poorly investigated from the macrological viewpoint. Besides *Columella edentula columella*, *Vertigo parcedentata* and *Vallonia tenuilabris*, which become extinct owing to climatic reasons, other species disappeared as well owing to changes introduced by the man in natural surroundings.

The table on p. 522,3 gives the distribution of species in particular samples, and that on p. 523,5 has been taken down as a systematic list of the collected Molluscs.

Władysław SZAFER

MŁODSZY TRZECIORZĘD PODHALA I JEGO STOSUNEK DO PLEJSTOCENU

(wiadomość tymczasowa)

Materiału faktycznego do poniższych rozważań dostarczyły następujące odkrywki:

a) Odkrywki z dwu cegielni pod Krościenkiem nad Dunajcem zawierające florę plioceńską piętra Reuverian, opisaną przeze mnie w 1946 i 1947 r. (*Pol. Akad. Umiej. Rozpr.* t. 62, dz. B, nr 1 i 2).

b) Odkrywka położona w dole potoku Mizernej, płynącego na granicy gmin Maniowy i Czorsztyn, która zawiera bogatą florę górno-plioceńską.

c) Pięć wierceń wykonanych w Mizernej przez Państwowy Instytut Geologiczny w 1949 r.

d) Odkrywka znana z czasu ostatniej wojny oraz wiercenie wykonane przez Państwowy Instytut Geologiczny w 1949 r. w punkcie zwanym „pod Hubą”, przy moście na Dunajcu.

e) Odkrywka nad potokiem oraz w jarze wcięty w zboczach Domajskiego Wierchu we wsi Miętustwo, na południe od Czarnego Dunajca.

I. Flory kopalne z Mizernej

Osady zawierające obfite szczątki roślin kopalnych w Mizernej przedstawiają poziomo ułożony kompleks warstw słodkowodnych o maksymalnej miąższości 25 m. Są to częściowo utwory jeziorne. Fazy słabej erozji zaznaczone są sinymi ilami i ilami piaszczystymi, fazy wzmożonej erozji dokumentują grubsze piaski, piaski żwirowate i żwiry. W sedimentacji tej nie zaznaczają się żadne poziomy, które by świadczyły o jej gwałtownych przerwach, przeciwnie, osady mają charakter wprawdzie zmienny ale ciągły.

Naturalne odkrywki w dole potoku (około 515 m n. p. m.) oraz cztery wiercenia wraz z wierceniem górnym, wykonanym wyżej (około

530 m n. p. m.) w kierunku N — S, dają w sumie uzupełniający się obraz budowy osadów jeziornych, mających około 25 m miąższości. W kompleksie tym wyróżnić można na podstawie florystycznej następujące piętra (od spągu ku stropowi):

1. Piętro spągowe, leżące na fliszu, z dość bogatą florą lądową i słabo wykształconą wodną i błotną. Florę tego piętra można uważać za równoczesną z florą plioceńską z Krościenka nad Dunajcem i przypisać jej wiek piętra Reuverian.

2. Piętro przejściowe dolne, złożone z piasków lub żwirów kwarcytowo-granitowych tatrzańskiego pochodzenia, nie zawiera makroskopowych szczątków roślin wodnych oraz błotnych i niewiele szczątków roślin lądowych. W tym zapewne chłodnym okresie nastąpiło silne zubożenie flory plioceńskiej i daleko idąca zmiana jej składników wodnych. Przyjmuje się, że ten kompleks osadów odpowiada oziębieniu, czyli glacjałowi plioceńskiemu Pre-Icenian (Pre-Günz).

3. Piętro środkowe obok innych osadów odznacza się dobrze rozwiniętą warstwą siwych ilów jeziornych, używanych na miejscu do przemysłu ceramicznego. Flora lądowa tego kompleksu warstw ma wyraźny charakter plioceński, jednakże w porównaniu z analogiczną florą piętra spągowego jest ona zubożała. Brak jej też niektórych ciepłolubnych gatunków piętra Reuverian, posiada natomiast znaczny procent gatunków roślin tubylczych. Flora wodna i błotna wykazuje znaczne różnice w stosunku do analogicznej flory piętra spągowego i dowodzi, że pojawienie się jej w Mizernej poprzedziło ochłodzenie się klimatu. Skład flory leśnej wskazuje na klimat ciepły, dość suchy. Jest to piętro górno-plioceńskie, Teglian. Próbną analiza pyłkowa wykazała przewagę gatunków obcych i trzeciorzędowych.

4. Piętro przejściowe środkowe, złożone z ilów piaszczystych i piasków, nie posiada makroskopowych szczątków roślin wodnych i niewiele tylko szczątków roślin lądowych. Okresu tego ciepłolubne rośliny plioceńskie nie przeżywają w swojej masie. Dlatego przyjmuje się dla niego klimat zimny i uważa się go za poziom graniczny, oddzielający pliocen od plejstocenu, czyli trzeciorząd od czwartorzędu. Próbną analiza pyłkowa wykazała obecność pyłków świerka, sosny i traw oraz nieznanymi ziół. Odpowiada on pierwszemu glacjałowi plejstoceniowskiemu (Günz, Icenian, Jaroslavian).

5. Piętro stropowe z florą kopalną, występującą w ilach i piaskach ilastych zawiera być może florę interglacialną, w której

najważniejszą rolę grają gatunki roślin dziś żyjących w strefie umiarkowanej chłodnej Europy; nieliczne przeżytki (relikty) pliocenские ku górze wymierają. Próba analiza pyłkowa wykazała tutaj przewagę pyłków drzew tubylczych (*Pinus*, *Alnus*, *Betula*, *Abies*) nad pyłkami obcymi. Piętro to odpowiada zapewne pierwszemu interglacjałowi plejstoceniowskiemu Cromerian.

6. Pokrywa plejstoceniowska karpacka, złożona ze żwirów piaszczystych i glin, tworzy zewnętrzną warstwę utworów lądowych.

II. Flory kopalne z Domajskiego Wierchu

Odkrywka widoczna nad potokiem i w parowie południowo-wschodniej części Domajskiego Wierchu posiada około 100 m wysokości. Występujące tu w spągu, nad samym potokiem, ropy i ropy piaszczyste z silnie sprasowanym i twardym lignitem zawierają nieliczną florę lądową mioceńską, złożoną z owoców i nasion silnie spirytyzowanych. Wyżej w wąwozie, niemal u jego ujścia, znajdują się na przemian leżące warstwy piasków i ropy. Jeden z piaszczystych poziomów odróżnia się od innych obecnością wielkiej ilości szczątków roślin błotnych z panującymi *Dicliodarya Menzeli* i *Decodon globosus*, które można uważać za zespół charakterystyczny dla miocenu.

Wyżej nad serią piaszczysto-ropłą leży gruba warstwa siwego ropy z bogatą florą liściową (rodzaje: *Carpinus*, *Fagus*, *Zelkova*, *Magnolia*, *Acer* i wiele innych), należąca być może do przejściowego mio-pliocenu. Na niej nie leżą grube żwiry fliszowe, przechodzące w zlepieniec oraz żwiry i piaski leżące na przemian, często ukośnie warstwowane. Bliżej stropu w odkrywce wśród piasku i ropy występują 3—4 poziomy ropy ze źle zachowaną florą liściową oraz lignitem. Pokrywę tworzą piaski, grube żwiry i nagromadzenia dużych otoczków kwarcytowych, mających tworzyć według E. Romera morenę największego plejstoceniowskiego zlodowacenia tatrzańkiego.

Jest rzeczą prawdopodobną, że Domajski Wierch jest w całości utworem akumulacyjnym, złożonym przez wody na przemian stojące i płynące słabo, silnie, a nawet bardzo silnie, w suchszych i wilgotnych fazach klimatycznych, w czasie od środkowego miocenu przez mio-pliocen i część pliocenu. Faktyczne nawiązanie profilów mioceńskich z Mizernej i z Huby do profilu w Domajskim Wierchu jest w dzisiejszym stanie naszej wiedzy niemożliwe.

III. Problemy biologiczne związane z granicą trzeciorzędu i czwartorzędu

Chłodny poziom przejściowy pomiędzy subtropikalnym piętrzem Reuverian a umiarkowanie ciepłą florą piętra Teglian z jednej strony, z drugiej zaś występowanie prawdopodobnie zimnego kompleksu warstw oddzielających piętro Teglian od Cromerian, czyli trzeciorzęd od czwartorzędu, stwarzają w Mizernej szczególnie korzystne warunki do badań nad nieznanym dotychczas bliżej zjawiskiem wymarcia flory trzeciorzędowej u progu plejstocenu i zastąpienia jej przez florę czwartorzędową. Dzięki niemal nieprzerwanemu następstwu utworów wodnych, zawierających wymierającą florę trzeciorzędową, można tu spróbować przeprowadzić szczegółowe paleobotaniczne studia nad lokalnym wymieraniem gatunków. Do niektórych z nich można będzie przy tym zastosować metodę statystyczną, gdyż szczątki ich w poziomach nadległych są bardzo obfite. Szczególnie korzystnie zapowiada się pod tym względem materiał w Mizernej w odniesieniu do flory wodnej i błotnej, ale także i flora lądowa dostarczy zapewne interesującego materiału. Obserwacje orientacyjne, przeprowadzone pobieżnie w obrębie rodzajów: *Dulichium*, *Menyanthes*, *Liriodendron*, *Eucommia* i *Carpinus*, zdają się potwierdzać słuszność tymczasowych założeń teoretycznych, które łącząc wymieranie gatunków trzeciorzędowych ze zmianami klimatycznymi, wskazują równocześnie na decydujące znaczenie tych zmian dla powstania nowych form systematycznych i dla dalekosiężnych wędrówek roślin. W tym świetle uwypukla się również silnie rola Karpat jako ważnego ośrodka twórczego w sensie ewolucyjnym w trzeciorzędzie oraz ich znaczenie jako ważnego obszaru ostojowego w okresie górnego pliocenu i starszego plejstocenu.

Владислав ШАФЕР

МЛАДШАЯ ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА ПОДГАЛЯ И ЕЕ ОТНОШЕНИЕ К ПЛЕЙСТОЦЕНУ

(предварительная заметка)

Фактический материал для представленных рассуждений доставили следующие обнажения:

- а. Карьеры двух кирпичных заводов вблизи Кросьценка на Дунайце, содержащие плиоценовую флору яруса реверриан, описанного мною в годах 1946 — 1948.
- б. Обнажение расположенное в низовии потока Мизерной, протекающего на границе волостей „Маневы“ и „Чорштин“, обладающее богатой верхнеплиоценовой флорой.
- в. Пять бурений произведенных Государственным Геологическим Институтом в Мизерной в 1949 г.
- д. Обнажение, известное со времени последней войны, а также бурение, произведенное Государственным Геологическим Институтом в 1949 г. в пункте „под Губой“, около моста на Дунайце.
- е. Обнажение над потоком, а также в овраге, врезанном в склоны Домайского Верха в деревне Ментуство, на юг от Черного Дунайца.

Ископаемые флоры из Мизерной

Осадки, содержащие обильные остатки ископаемых растений в Мизерной представляют горизонтально уложенный комплекс пресно-

водных слоев максимальной мощностью 25 м. Это осадки озерного происхождения. Фазисы слабой эрозии выражены отложениями синих и пещанистых глин; фазисы усиленной эрозии документируют крупные пески, галечниковые пески и галечники.

В озерной седиментации не отмечается никаких горизонтов, которые могли бы свидетельствовать о ее резких перерывах, напротив, осадки имеют изменчивый характер, но постоянный. Естественные обнаружения в низовии потока (около 515 м. н. у. м.), четыре буровые скважины вместе с верхнем бурением, произведенным выше (около 530 м. н. у. м.) по направлению С—Ю, в итоге дают дополнительный вид строения озерных отложений, имеющих около 25 м толщины. В этом комплексе можно выделить на основании флоры следующие ярусы (от подошвы к кровле).

1. Ярус подошвенный залегающий на флише с довольно богатой континентальной флорой и слабо развитой водяной и болотной флорой. Флору этого яруса можно считать современной илиоценовой флоре из Кросьценка н/Д и приписать ей нижне-плиоценовый возраст (реверриан).

2. Ярус нижний, переходный составлен из песков или кварцитово-гранитных галечников, происходящих из Татр, не содержит макроскопических остатков водяных и болотных растений и немного остатков континентальных растений. В том холодном периоде наступило сильное объединение плиоценовой флоры и почти полное изменение в водяном составе. Принимается, что этот комплекс отложений соответствует охлаждению, то есть плиоценовому гляциалу пре-исениана (пре-гюнц).

3. Ярус средний. Среди других отложений обозначается хорошо развитым слоем сероватых озерных глин, используемых непосредственно керамическим промыслом. Континентальная флора этого комплекса слоев имеет характер плиоценовой флоры, однако, по сравнению с аналогичной флорой залегающей у подошвы — обедневшая. Ей не хватает многих теплолюбивых видов яруса реверриан, но зато имеется значительный процент туземных растений. Водяная и болотная флоры указывают на значительную разницу по отношению к аналогичной флоре подошвенного яруса и доказывает, что их появление в Мизерной предупредило охлаждение климата. Состав лесной флоры указывает на теплый климат, довольно сухой. Его считают верхнеплиоценовым ярусом, теглиан.

Пробный пылевого анализ показал преимущество посторонних и третичных пород.

4. Средний переходный ярус составлен из пещанистых глин и песков, не содержит макроскопических остатков водяных растений и немного остатков континентальных растений. Этого

периода не переживают теплолюбивые плиоценовые растения в своей массе. Поэтому приписывается ему холодный климат и считают его пограничным горизонтом, разделяющим плиоцен от плейстоцена, т. е. третичный период от четвертичного. Предварительный пыльцевой анализ показал на существование ели, сосны, злак, а также неизвестных трав. Соответствует он первому гляциалу плейстоцена (глюнц, псениан, ярославский гляциал).

5. Кровельный ярус с ископаемой флорой, выступающий в глинах и глинистых песках, содержит межледниковую флору, в которой самую важную роль играют растения, живущие сейчас в умеренном холодном поясе Европы; немногие плиоценовые реликты вымирают. Предварительный пыльцевой анализ показывает на преимущество пыльцы туземных деревьев (*Picea*, *Alnus*, *Pinus*, *Betula*, *Abies* над посторонними пыльцами. Соответствует первому интергляциалу плейстоцена (кромериял).

6. Карпатский плейстоценовый покров, состоящий из песчаных галечников и глин — образует внешний слой континентальных отложений.

Ископаемые флоры из Домайского Верха

Видимое обнажение над потоком и в овраге юго-восточной части Домайского Верха имеет около 100 м толщи. В подошве над потоком, выступающие там глины и песчаные глины с сильно спрессованным и твердым лигнитом содержат немного континентальной миоценовой флоры, состоящей из плодов и семян окаменелых в пирите. Выше, в овраге, почти у устья находятся чередующиеся слои песков и глин. Один из песчаных горизонтов отличается от других тем, что в нем выступают в многочисленном количестве остатки болотных растений с господствующими в них *Dictidocarya Menzeli* и *Decodon globosus*, которые можно считать характерным комплексом для миоцена или мио-плиоцена. Выше, над песчанисто-глинистой свитой лежит мощный слой сероватой глины с богатой лиственной флорой (*Carpinus*, *Fagus*, *Zelkova*, *Magnolia*, *Acer* и много других), принадлежащей вероятно к переходному мио-плиоцену. На нем не с о г л а с н о лежат грубые флишевые галечники, переходящие в конгломераты, а также в галечники и пески лежащие чередуясь, зачастую прослоенные наклонно. Ближе к кровле в обнажении среди песков и галечников выступают 3—4 горизонта глин с плохо сохранившейся лиственной флорой, а также лигнитом. Покров составляют пески, крупные галечники и нагромождение больших кварцитовых галек, образующих по Э. Р о м е р у морену самого большого плейстоценового татржанского оледенения.

Вероятно Доманский Верх целиком является аккумуляционным отложением, образованным водами то стоячими, то слабо или сильно, или даже очень сильно текущими в сухих и влажных климатических фазах, во время от миоцена, мио-плиоцена и части плиоцена. Фактическое сравнение миоценовых профилей в Домайском Верхе является в современном состоянии нашей науки невозможным.

Биологические проблемы, связанные с границей третичного и четвертичного периода

Климатически холодный, переходный горизонт между субтропическим ярусом ревериян и умеренно теплой флорой яруса теглиан с одной стороны, а с другой наличие холодного комплекса слоев, отделяющих ярус теглиан от кромериан т. е. третичное от четвертичного отложения образуют в Мизерной особенно благоприятные условия для исследований неизвестного до сих пор ближе явления вымирания третичной флоры у порога плейстоцена и замещения ее четвертичной флорой. Благодаря почти непрерывной последовательности озерных горизонтов, содержащих вымирающую третичную флору, можно попробовать произвести подробные палеоботанические исследования вымирания видов. В отношении ко многим из них можно будет применить статистический метод, так как остатки их в вышележающих горизонтах находятся в большом количестве.

В этом отношении в выгодном положении представляется водная и болотная флора в Мизерной, а также и наземная флора вероятно представит интересный материал. Вступительные наблюдения, произведенные над видами: *Dulichium*, *Menyanthes Liriodendron*, *Eucommia* и *Carpinus* кажется подтверждают сущность временных теоретических допущений, которые совмещают вымирание третичных видов с изменениями климата, одновременно указывая на решающее значение этих перемен для возникновения новых систематических форм и далекопространственного перемещения растений. С этой точки зрения сильно выступает роль Карпат, как важнейшего творческого — в эволюционном смысле — центра в третичном периоде, а также, как важного пространства убежища в период верхнего плиоцена и старшего плиоцена.

Władysław SZAFER

THE YOUNG TERTIARY OF THE PODHAŁE AND ITS RELATION
WITH THE PLEISTOCENE

(preliminary note)

The following outcrops provided real material for these deliberations:

- a. Outcrops in two brick-kilns near Krościenko on the Dunajec, containing Pliocene flora of the Reuverian stage, which I described in 1946 and 1947 (*Acad. Pol. Sci. Lett. Débates*, vol. 62, Sér B, 1, 2).
- b. An outcrop situated at the lower course of the brook Mizerna flowing along the border line of the boroughs of Maniowy and Czorsztyn; it contains a rich Upper Pliocene flora.
- c. Five bore-holes drilled by the Geological Survey of Poland at Mizerna in 1949.
- d. An outcrop known since the time of the last war, and a bore-hole made by the Geological Survey of Poland in a spot called „pod Hubą“ next to the bridge over the Dunajec in 1949.
- e. An outcrop on the bank of a brook and in a ravine cutting into the slope of Domajski Wierch (Mt. Domajski) in the village of Miętustwo, south of the Czarny Dunajec.

Fossil flora of Mizerna

The Mizerna sediments containing abundant fossil plant remnants display a horizontal complex of fresh water beds of a maximal thickness of 25 m. These deposits are of lacustrine origin. Phases of less intense erosion are marked with sediments of blue clays and arenaceous clays, whereas phases of more intense erosion are evidenced by coarser sands, gravelly sands and gravels. In lacustrine sedimentation no horizons proving its sudden interruptions can be noticed; on the contrary, the sediments are of a continuous, though variable, character.

Natural outcrops in the lower course of the brook (about 515 *m* above sea level), as well as four bore-holes, together with an upper bore-hole drilled higher up (about 530 *m* above sea level) to the north-west, complete the picture of the structure of lacustrine sediments whose thickness averages 25 *m*. On the grounds of floristics researches the following stages can be discerned in this complex, from bottom to top:

1. The bottom stage rests on the Flysh and contains a fairly rich land flora and ill-developed aquatic and swamp flora. The flora of this stage can be regarded as contemporary to the Pliocene flora of Krościenko on the Dunajec; it can be ascribed to the Lower Pliocene (Reuverian) age.

2. The lower passage stage, consisting of sands or quartzite and granite gravels of Tatra origin contains no macroscopic remains of aquatic and swamp plants and few remains of land flora. A considerable impoverishment of the Pliocene flora, and its almost complete alternation in the aquatic components, occurred during this cool period. We assume that this complex of sediments corresponds to a fall of temperature, i. e. to the Pliocene Glacial Pre-Icenian (Pre-Günz).

3. The middle stage, beside other sediments, is characteristic for its well developed bed of gray lacustrine clays used *in situ* by the ceramic industry. The land flora of this complex of beds has the distinct character of Pliocene flora; compared to the analogical flora of the bottom stage, however, it is less rich. It lacks in many warmth-loving species of the Reuverian stage, on the other hand, it contains a considerable percentage of autochtonous plants. Both the aquatic and swamp floras show a great difference with the analogical flora of the bottom stage and prove that their appearance at Mizerna was preceded by a cooling of the climate. The components of the forest flora indicate a mild, fairly dry, climate. It is the Upper Pliocene stage (Teglian). The tentative pollen analysis shows the predominance of alien and Tertiary species.

4. The middle passage stage, consisting of arenaceous clays and sands, contains no macroscopic remains of aquatic plants whatever and few remains of land plants. The thermophile Pliocene plants do not, in their bulk, survive that period. That is why a cold climate is assumed as corresponding to that period, which is regarded as the border stage separating the Pliocene from the Pleistocene, i. e. the Tertiary from the Quaternary. The tentative pollen analysis disclosed the presence

of the pollen of the spruce, pine and grasses, as well of unknown herbs. It corresponds to the first Pleistocene Glacial (Güüz, Icenian, Jaroslavian).

5. The top stage with its fossil flora appearing in clays and argillaceous sands contains an interglacial flora among which species of plants, existing till to-day in the moderate-cool zone of Europe, play the major part; the few Pliocene relics die out from bottom to top. The tentative pollen analysis shows the predominance of autochtone trees (*Picea*, *Alnus*, *Pinus*, *Betula*, *Abies*) pollens over alien pollens. This stage corresponds to the first Pleistocene Interglacial (Cromerian).

6. The Pleistocene Carpathian cover, consisting of arenaceous gravels and clays, forms the outer layer of the land deposits.

Fossil flora of Domajski Wierch

The outcrop visible on the bank of the brook and in the ravine in the south-eastern part of Domajski Wierch, is about 100 m thick. The clays and arenaceous clays with strongly pressed and hard lignite appearing at the bottom, on the bank of the brook, contain a scarce Miocene land flora, consisting of strongly pyritised fruits and seeds. Higher up, in the ravine, almost at its mouth, appear alternating beds of sand and clay. One of the sandy horizons can be distinguished among the others by the abundance of swamp plant remnants contained therein, the most numerous among them are *Diclidocarya Menzeli* and *Decodon globosus*, that can be considered as the typical association for the Miocene or the Mio-Pliocene. Above the arenaceous-argillaceous series lies a thick layer of grey clay with a rich foliaceous flora (genera: *Carpinus*, *Fagus*, *Zelkova*, *Magnolia*, *Acer* and many others); this layer seems likely to belong to the passage Mio-Pliocene. Upon it, unconformably lie coarse Flysh gravels passing into conglomerates, as well as alternating gravels and sands, often diagonally stratified. Closer to the top of the outcrop 3—4 clay horizons with ill-preserved foliaceous flora and lignite appear amongst the sands and gravels. The cover is formed by sands, coarse gravels and agglomerations of big quartzite pebbles, supposed, according to Romer's point of view, to be forming the largest Tatra Pleistocene glaciation.

It seems probable that, as a whole, Domajski Wierch is a deposit of accumulation composed of material deposited by waters alternately stagnant, flowing weakly, strongly and very strongly, during drier and moister climatic phases in the course of the Miocene, Mio-Pliocene,

and maybe of a part of the Pliocene as well. It is virtually impossible to establish, in the present stage of our science, the actual connexion between the Miocene of Huba profiles and that of Domajski Wierch

Biological problems connected with border line between the Tertiary and Quaternary

The climatically cool passage horizon between the subtropical Reuverian stage and the moderately warm flora of the Teglian stage on one side, and the appearance of the cold complex of beds separating the Teglian stage from the Cromerian one, in other words the Tertiary from the Quaternary on the other, make of Mizerna a particularly advantageous area for the exploration of the yet unknown phenomenon of extinction of the Tertiary flora at the threshold of the Pleistocene and of its substitution by the Quaternary flora. Owing to the practically continuous succession of lacustrine horizons containing the dying out Tertiary flora, it would be possible to try to carry out detailed palaeobotanic researches in the realm of the extinction of species. The statistical method would be applicable in regard to many of them, since their remains in the superposed horizons are plentiful. In this respect the Mizerna material promises to be especially advantageous as regards aquatic and swamp flora; land flora, however, will probably supply interesting material as well. Superficial orientational observations regarding the genera: *Dulichium*, *Menyanthes*, *Liriodendron*, *Eucomia* and *Carpinus* seem to corroborate the provisional theoretical assumptions, which, by connecting the extinction of Tertiary species with climatic changes, point at the decisive meaning those changes have for the development of new systematic forms and for the long-distance migration of plants. All this brings into prominence the role of the Carpathians as of important creative centre of the Tertiary in the evolutionary sense, as well as their significance as a considerable mainstay area in the period of the Upper Pliocene and Older Pleistocene.

Andrzej ŚRODOŃ

PLEJSTOCENSKA FLORA Z DOLINY ZIEMBÓWKI ORAZ MATE- RIALY DO STRATYGRAFII OSTATNIEGO GLACJAŁU I POSTGLA- CJAŁU W KARPATACH

(wiadomość tymczasowa)

W 1947 r. M. Klimaszewski odkrył florę kopalną w warstwie ciemnego łu miąższości 1,2 m, który leży w spągu 8-metrowego stożka akumulacyjnego, znajdującego się u wylotu doliny Ziembówki do doliny Raby między Stróżą a Pcimiem. łu z florą pokryty jest 6-metrowym utworem typu soliflukcyjnego, który jest zbudowany z chaotycznie ułożonych kanciaków, otoczków, żwiru i piasku.

Analiza paleobotaniczna szczątków makroskopowych, a częściowo i mikroskopowych roślin stwierdzonych w części spągowej łu, dowiodła istnienia w tym czasie na szerokości geograficznej Myślenic lasu szpilkowego typu subarktycznego o niewielkim zwarcie; w lesie tym świerk obok modrzewia, limby i sosny odgrywał główną rolę. W części środkowej i stropowej osadu zaznacza się wyraźna zmiana w strukturze lasu, związana zapewne z pogorszeniem się warunków klimatycznych. Las szpilkowy zwolna ustępuje, natomiast wzrasta udział wierzby oraz pojawia się w znacznej ilości brzoza niska (*Betula humilis*) sygnalizując przejście okolic doliny Ziembówki w zasięg klimatu arktycznego, którego dziełem jest nadiegiła pokrywa typu soliflukcyjnego.

W Karpatach zachodnich wyróżnia M. Klimaszewski (1948) trzy pokrywy akumulacyjne wieku plejstocenckiego. W obręb średniej — wieku Varsovien I — włącza autor ten 8-metrowy stożek z Ziembówki, datując tym samym naszą florę jako pochodzącą z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego lub od niego starszego.

Przeprowadzona analiza flor subfossylnych znajdujących często w spągu karpackiej pokrywy III, której M. Klimaszewski przypisuje wiek Varsovien II, dowiodła, że pokrywa ta w większości przypadków jest wieku młodo-postglacjalnego. Na tej podstawie można przyjąć dla

średniej pokrywy, zawierającej florę w Ziembówce, wiek ostatniego zlodowacenia

Rewizja poglądów na wiek niektórych flor plejstocenijskich, znanych z Podkarpacia, doprowadziła autora do wniosku, że profile z Ludwinowa, Łęk Dolnych, Walawy, Baryczy i Staruni posiadają serie z okresu ostatniego zlodowacenia (flory dryasowe), serie późno-glacialne (szczątki lasu modrzewiowo-sosnowego) oraz serie młodo-postglacialne (szczątki lasu z jodłą i bukiem). Torfy z Hamerni wiążą się czasowo ze schyłkiem późnego glacialu i postglacjalem.

Kopalne flory z Kątów koło Sromowiec Wyżnich i Ściejowic koło Krakowa zalicza autor do interstadiału oryniackiego, do którego również włącza florę z doliny Ziembówki.

Całość omówionego materiału paleobotanicznego została zestawiona w podany niżej schemat stratygraficzny ostatniego glacialu i postglacialu dla Podkarpacia i niższych części Karpat.

Stadiał brandenburski. Na południu Polski rozciągała się bezleśna, dryasowa tundra; klimat panował arktyczny.

Interstadiał oryniacki. Na Podkarpaciu zachodnim panował las sosnowo-świerkowy z modrzewiem, zaroślami wierzbowymi, brzozą (*Betula nana*) i olszą; stwierdzono również ślady mieszanego lasu liściastego pochodzące z dalekiego transportu (Ściejowice). W niższych częściach Karpat zachodnich panował w pierwszej (cieplejszej) fazie las świerkowy z sosną, limbą, modrzewiem, jodłą i olszą. W miarę pogarszania się klimatu udział świerka i innych drzew szpilkowych maleje na rzecz rozrastających się zarośli wierzbowych i brzozowych (*Betula humilis*). Górna granica lasu przebiegała u stóp Tatr. Klimat w tym czasie był subarktyczny, w optimum termicznym tego okresu chłodny.

Stadiał pomorski (Poziom XII według T. Nilssona). Na Podkarpaciu panującym zbiorowiskiem roślinnym jest bezleśna tundra dryasowa z elementami stepowymi (Ludwinów, Łęki Dolne, Walawa, Barycz, Starunia). W niższych częściach Karpat rozciągała się bezleśna tundra alpejska. Był to okres tworzenia się soliflukcji (Krościenko, Roztoki poziom A₁, Kąty, Ziembówka). Klimat był arktyczny ale prawdopodobnie łagodniejszy od panującego w stadiał brandenburskim.

Późny glacial (Poziom XI według T. Nilssona). Na Podkarpaciu panującym zbiorowiskiem roślinnym jest las modrzewiowo-sosnowy z limbą i zaroślami wierzbowo-brzozowymi (*Betula nana* i *B. humilis*). Niższe części Karpat zajęte są przez zarośla wierzbowo-brzozowe z kosodrzewiną (Roztoki). Górna granica lasu znajduje się na wysokości Roztok, tj. około 250 m n. p. m. Klimat jest subarktyczny z cieplejszym wahnięciem (Alleröd).

Schyłek późnego glacjału (Poziom X według T. Nilssona). Na Podkarpaciu i w niższych częściach Karpat panujący jest nadal las tego samego typu co i w poziomie XI, ale żyjący w gorszych warunkach klimatycznych. Górna granica lasu znajduje się na wysokości Dziadowych Kątów koło Grywałdu, tj. około 500 m n. p. m.

Postglacjał (Poziomy IX—I według T. Nilssona). Na Podkarpaciu i w Karpatach postglacialna sukcesja lasów znana jest na podstawie profili pyłkowych z całego szeregu torfowisk i osadów jeziornych. W dolinach rzek karpackich, w spągu stożków napływowych i tarasu rędzinnego występują często napływowe torfy leśne złożone tu w okresie subatlantyckiego zwilgocenia klimatu.

Андржей СЬРОДОНЬ

ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ФЛОРА ИЗ ДОЛИНЫ ЗЕМБУВКИ
И МАТЕРИАЛЫ К СТРАТИГРАФИИ ПОСЛЕДНЕГО ГЛЯЦИАЛА
И ПОСТГЛЯЦИАЛА В КАРПАТАХ

(предварительная заметка.)

В 1947 г. М. К л и м а ш е в с к и й открыл ископаемую флору в слое темной глины мощности 1,2 м, который залегает в подошве 8-метрового аккумуляционного конуса, находящегося в устье долины Зембувки и долины Рабы между Стружкой и Пцимем. Глина с флорой покрыта 6-метровым образованием солифлюкционного типа, построенным из хаотически уложенных валунов галечника, гравия и песка.

Палеоботанический анализ макроскопических остатков, а частично макроскопических растений обнаруженных в подошвенной части глины, доказал существование в то время в географической широте Мыслениц хвойного леса субарктического типа; в этом лесу ель, рядом с лиственницей, кедром и сосной, играла главную роль. В средней части и в кровле отложенный резко отмечается изменение структуры леса, связанное наверное с ухудшением климатических условий.

Хвойный лес постепенно уступает, а зато возрастает участие вербы и появляется значительное количество низкой березы (*Betula humilis*), сигнализируя переход окрестностей Зембувки в сферу арктического климата, образовавшего верхний покров солифлюкционного типа.

В Западных Карпатах М. К л и м а ш е в с к и й выделил (1948) три аккумуляционных покрова плейстоценового возраста. К среднему возрасту — варшавскому I оледенению — включает М. К л и м а ш е в с к и й 8-метровый конус из Зембувки, датируя этим самым на-

ну флору, как происходящую из периода средне-польского или немного старшего оледенения. Произведенный анализ субфоссильных флор, находящихся часто в подошве карпатского покрова III, — которому М. Климашевский приписывает возраст оледенения варшавского II, определил, что покров этот в большинстве случаев раннего постгляциального возраста. На основании этого автор приписывает среднему покрову, содержащему флору в Зембувке, возраст последнего оледенения.

Пересмотр мнений о возрасте некоторых плейстоценовых флор, обнаруженных в Прикарпатии привел автора к выводу, что разрезы из Люблинова, Лянк Дольных, Валявы, Барычи и Старуни содержат свиты периода последнего оледенения (дриасовые флоры), свиты позднегляциальные (остатки леса с елью и буком). Торфы из Гамерни вяжутся временем с поздним гляциалом и постгляциалом.

Ископаемые флоры из Контув около Сромовец Выжних и Стейович около Кракова автор включает в ориньякский интерстадиал, в который также включает флору из долины Зембувки.

Весь данный палеоботанический материал собран в представленной ниже стратиграфической схеме последнего гляциала и постгляциала для Прикарпатии и нижних частей Карпат.

Бранденбургский стадиал. На юге Польши простиралась безлесная дриасовая тундра, господствовал арктический климат.

Ориньякский интерстадиал. На Западном Прикарпатии господствовал сосново-еловый лес с лиственницей, ивовыми зарослями, березой (*Betula pana*), ольхой и следами смешанного листового леса, происходящего из далекого транспорта (Сцейовице). В низших партиях Западных Карпат в первом (более теплом) фазисе господствовал еловый лес с сосной, кедром, лиственницей, пихтой и ольхой.

По мере ухудшения климата участие ели и других хвойных деревьев уменьшается в пользу разрастающихся ивовых и березовых зарослей (*Betula humilis*).

Верхняя граница леса проходила у подножия Татр (Конты-Зембувка). Климат в это время был субарктический, а в термическом оптимуме того периода холодный.

Померанский стадиал. Горизонт XII по Т. Нильссону. На Прикарпатии господствующим сообществом является безлесная тундра со степными элементами (Людлинув, Лянки Дольне, Валява, Барыч, Старуня). В низших положениях Карпат — безлесная альпийская тундра. Период образования солифлюкций (Кросьценко, Розтоки — горизонт A₁, Конты, Зембувка). Климат арктический, но вероятно более умеренный чем господствующий в бранденбургском стадиале.

Поздний гляциал. Горизонт XI по Т. Нильссону. На Прикарпатии рос лиственнично-сосновый лес с кедром и иво-березовыми зарослями (*Betula nana*, *B. humilis*). Низшие части Карпат заняты иво-березовыми зарослями (Розтоки). Верхняя граница леса находится на высоте Розток — около 250 м н. у. м. Климат субарктический с более теплым колебанием (аллерэд).

Склон позднего гляциала. Горизонт X по Т. Нильссону. На Прикарпатии и в нижних частях Карпат господствует по прежнему лес того же самого типа, что и в горизонте XI, но растет в худших климатических условиях. Верхняя граница леса лежит на высоте около 500 м. н. у. м. (Дзядова Конты около Гривальда).

Постгляциал. Горизонты IX—I по Т. Нильссону. На Прикарпатии и в Карпатах постгляциальное наследие лесов известно на основании исследований методом анализа пыльцы целого ряда торфяных месторождений и озерных осадков. В долинах карпатских рек часто выступают аллювиальные лесные торфы, засыпанные наносным материалом возникшие во время субатлантического, более влажного климата.

Andrzej ŚRODOŃ

PLEISTOCENE FLORA OF THE ZIEMBÓWKA VALLEY AND
MATERIALS FOR STRATIGRAPHY OF THE LAST GLACIAL AND
POST-GLACIAL IN THE CARPATHIANS

(Preliminary note)

In 1947 M. Klimaszewski discovered the fossil flora in the stratum of dark clay (120 cm) which lies at the bottom of an 8-metre alluvial fan situated at the outlet of the Ziemkówka valley into the Raba valley, between Stróża and Peim. The clay containing the said flora is covered with a 6-metre thick deposit of solifluction type consisting of chaotically arranged angular fragments of rocks, pebbles, gravel and sand.

The palaeobotanic analysis of the macroscopic, and partially microscopic, remainders of plants found in the bottom part of the clay has evidenced the existence, at that time, of a conifer forest of subarctic type and of small density at the latitude of Myślenice; in that forest the spruce, beside the larch, Swiss stone-pine and pine, was predominating. In the middle and top part of the sediment the structure of the forest obviously changes, which is presumably bound up with the deterioration of climatic conditions. The conifer forest gradually gives way to the increasing number of willows; a considerable number of dwarf birches (*Betula humilis*) appears as well, indicating the reach of arctic climate whose result is the overlying cover of solifluction type.

In the West Carpathians M. Klimaszewski (1948) discerns three accumulation covers of the Pleistocene age. M. Klimaszewski includes the 8-metre Ziemkówka fan into the sphere of the middle one (Varsovien I age), thus recognising our flora as dating from the era of mid-Polish glaciation, or a still older one.

The analysis of subfossil floras, frequently encountered at the bottom of Carpathian cover III, to which Klimaszewski ascribes the age of Varsovien II, has proved that the said cover was, in the majority of

cases, of the young post-glacial age. On those grounds the author ascribes to the middle cover, containing the Ziembówka flora, the age of the last glaciation. The revision of views on the age of certain Pleistocene floras known from the Subcarpathians has led the author to the conclusion that the profiles from Ludwinów, Łęki Dolne, Walawa, Barycz and Starunia contain series from the last glaciation period (Dryas floras). Late-Glacial series (remainders of larch-pine forest as well as young post-glacial series (remainders of forest with fir-tree and beech). The peats of Hamernia are temporarily connected with the Late Glacial and Post-Glacial.

The fossil floras of Kąty near Sromowce Wyżne and of Ściejowice near Cracow are reckoned by the author in the aurignacian interstadial, where he also includes the flora of the Ziembówka valley.

The whole of the above discussed palaeobotanic material has been assembled into the following stratigraphical scheme of the last Glacial and Post-Glacial for the Subcarpathians and the lower parts of the Carpathians.

Brandenburgian Stadial. In the south of Poland there was, at that time, a tree-less Dryas tundra; the climate was arctic.

Aurignacian Interstadial. In the West Subcarpathians prevailed a pine-spruce forest with larch and fir-tree, willow shrubs, birch (*Betula nana*), alder and traces of mixed foliaceous forest transported from distant regions (Ściejowice).

During the first warmer phase a spruce forest with pine, Swiss stone-pine, larch, fir-tree and alder prevailed in the lower parts of the West Carpathians. As the climate deteriorated the proportion of spruce and other conifers diminished to the advantage of expanding willow and birch (*Betula humilis*) shrubs. The upper forest limit ran at the foot of the Tatra Mts. (Kąty, Ziembówka).

The climate was subarctic, cool in the thermal optima of that period.

Pomeranian Stadial. Zone XII after T. Nilsson. The prevailing assemblage in the Subcarpathians was a tree-less Dryas tundra with steppe elements (Ludwinów, Łęki Dolne, Walawa, Barycz, Starunia). In the lower parts of the Carpathians there was a tree-less Alpine tundra. It was the period of the formation of solifluction (Krościenko, Roztoki horizon A₁, Kąty, Ziembówka). The climate was arctic, though probably milder than of the Brandenburgian stadial.

Late glacial. Zone XI after T. Nilsson. In the Subcarpathians there was a subarctic larch-pine forest with Swiss stone-pine and willow-birch (*Betula nana*, *B. humilis*) shrubs (Ludwinów, Łęki Dolne, Walawa, Roztoki, Hamernia, Jarosław, Łukawiec near Starunia).

The warmer Alleröd period is marked faintly by a low percent of spruce and by traces, particularly in the east (Hamernia), of mixed foliaceous forest, transported from distant regions. The upper forest limit is at the altitude of Roztoki near Jasło (230 m above sea level).

Zone X after T. Nilsson in Wł. Szafer's interpretation. In the Subcarpathians and in the lower parts of the Carpathians still prevailed a forest of the same type as that of zone XI, but vegetating in worse climatic conditions. The upper forest limit was at the altitude of about 500 metres above sea level (Dziadowe Kąty near Grywałd).

Zones IX — I after T. Nilsson. In the Subcarpathians and Carpathians the Post-Glacial succession of forests is known on the grounds of research by way of pollen analysis of a number of peat bogs and lake sediments. In the valleys of the Carpathian rivers there often appear alluvial forest peats at the bottom of alluvial cones and of the flood terrace; these peats were deposited there during the period of the subatlantic more humid climate.

Jadwiga DYAKOWSKA

INTERGLACJAL W NOWINACH ŻUKOWSKICH KOŁO LUBLINA

(wiadomość tymczasowa)

Z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego pobrano w Nowinach Żukowskich koło Lublina do badań próbki utworu interglacialnego wydobytego przy kopaniu studni oraz z wykonanych 7 wierceń. Uzyskane w ten sposób materiały zostały zbadane botanicznie. Niniejszy komunikat zawiera częściowe wyniki analizy botanicznej, a mianowicie analizę pyłkową profilu ze studni i z wiercenia nr 4 oraz oznaczenia drewnien.

Diagram pyłkowy pozwala na wyróżnienie w interglacjale z Nowin Żukowskich następujących faz (od spągu ku stropowi):

1. Faza chłodna z panującą brzozą i towarzyszącą jej sosną, oprócz których występują: świerk, jodła, modrzew, olsza, grab, dąb, wiąz, jednak w ilościach znikomych, nie osiągających 5%. Pyłek roślin zielnych przekracza 30%.

2. Faza optimum klimatycznego. Krzywe brzozy i sosny opadają, kulminują w następującej kolejności: olsza, dębowy las mieszany (wiąz, lipa w obu gatunkach), świerk, jodła z grabem. Pyłek roślin zielnych spada poniżej 10%. Klimat wilgotniejszy i cieplejszy niż w fazie poprzedniej.

3. Faza sosnowo-brzozowa. Gwałtowne pogorszenie się klimatu wywołało spadek krzywych wszystkich drzew, z wyjątkiem sosny i brzozy. Ilość pyłku roślin zielnych w pierwszej połowie tej fazy waha się od 10 do 20%, w drugiej przekracza 100%. Przeważają trawy. Klimat musiał być chłodny i zapewne dość suchy. Rzadkie laski występowały na przemian z przestrzeniami niezadrzewionymi.

4. Faza tundry krzewinkowej. Krzywe sosny (niewątpliwie nawianej) i brzozy utrzymują się mniej więcej na tej samej wysokości. Dołącza się do nich jako ważny składnik spektrum pyłkowego wierzba. W drewnach stwierdzono wyłącznie cieniutkie gałązki krzewinkowych brzozy i wierzb. Ponadto wyróżniono listki *Dryas octopetala*. Udział pyłku roślin zielnych waha się od 100 do 400%. Oprócz traw, występuje *Artemisia* w ilości około 60% i *Ranunculus* przekraczający 50%. Nielicznie, ale stale występują mikrospory *Selaginella selaginoides*.

Diagram pyłkowy wykazuje, że utwór badany obejmuje prawie cały interglacjał; zaczynając się prawdopodobnie niedługo po cofnięciu się lodowca, a kończąc w początkowej fazie nowego zlodowacenia (tundra krzewinkowa u czoła transgredującego lodowca).

Przy porównaniu z utworami interglacialnymi z sąsiadujących terenów stwierdzamy przede wszystkim uderzające podobieństwo profilu z Nowin Żukowskich do Żydowszczyzny (B. Jaroń 1933). Profil z Nowin Żukowskich jest pełniejszy od Żydowszczyzny, w której fazy początkowe i końcowe są słabiej rozwinięte.

Z innych profili wybitne podobieństwo do Nowin Żukowskich wykazują Olszewice (J. Treła 1929, 1932) i Barkowice Mokre (opisane w niniejszym Biuletynie), a może także Węgorzewo (Krause i Gross 1941).

Charakterystyczne i wspólne dla omówionych profili są dwie cechy:

1. okres optimum klimatycznego jest chłodny i nie żywi drzew o większych wymaganiach termicznych,
2. w całym interglacjale panuje uderzająca przewaga drzew szpilkowych nad liściastymi (z wyjątkiem oczywiście brzozy w czasie regresji i transgresji lodowca); ustępują one tylko na krótko i nie zawsze grabowi lub olszy.

Te dwie cechy odróżniają bardzo wyraźnie Nowiny Żukowskie i podobne do nich profile od profili tego typu, co Samostrzelniki (Bohatyrowicze), Poniemuń lub Szczerców i Dzbanki Kościuszkowskie, charakteryzujących się optimum klimatycznym o wiele cieplejszym, z wielkimi procentami lipy szerokolistnej i leszczyny, oraz absolutną przewagą drzew liściastych w tymże optimum.

Wszystko to pozwala na zaliczenie Nowin Żukowskich wraz z Żydowszczyzną, Olszewicami i Barkowicami Mokrymi do przedostatniego interglacjału (Masovien I) i na uznanie flory dryasowej w górnej części profilu z Nowin za należącą do transgresji zlodowacenia środkowopolskiego (Varsovien I).

Ядвига ДЫАКОВСКАЯ

МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В НОВИНАХ ЖУКОВСКИХ ОКОЛО ЛЮБЛИНА

(предварительная заметка)

В Новинах Жуковских, около Люблина по поручению Государственного Геологического Института были взяты образцы межледниковых отложений из колодца и из семи буровых скважин. Эта заметка содержит частичный результат ботанического анализа, а именно анализ пыльцы из разреза в колодце и из скважины № 4, а также определение древесных остатков.

Пыльцевая диаграмма дает возможность выделить в межледниковых отложениях Новин Жуковских следующие фазы (от подошвы к кровле):

1. Холодная фаза с господствующей березой и сопровождающей ее сосной, а кроме того выступающими: лиственницей, ольхой, дубом, грабом, вязом, елью. Однако в незначительных количествах не достигающих 5%. Пыльца зеленых растений превышает 30%.

2. Фаза климатического оптимума. Кривые в диаграмме березы и сосны опускаются, достигают кульминаций в следующем порядке: ольха, смешанный дубовый лес, (вяз, липа двух видов), ель, пихта с грабом. Пыльца зеленых растений уменьшается ниже 10%. Климат более влажный и более теплый чем в предыдущей фазе.

3. Осново-березовая фаза. Резкое ухудшение климата вызвало падение кривых всех деревьев за исключением сосны и березы. Количество пыльцы зеленых растений в первой половине этой фазы колеблется от 10 до 20%, во второй превышает 100%.

Преобладают травы. Климат был вероятно холодный и наверное

довольно сухой. Редкие рощи выступали чередуясь с незалесенными пространствами.

4. Фаза кустарниковой тундры. Кривые в диаграммах сосны (вероятно нанесенной ветром) и березы удерживаются на той же самой высоте. К ним присоединяется ива, как важный элемент пыльцевого спектра. Среди древесных остатков найдены только тоненькие веточки кустарниковой березы и ивы. Кроме того отмечено листочки *Dryas octopetala*. Участие пыльцы зеленых растений колеблется от 100 до 400%. Кроме трав выступает *Artemisia* — в количестве около 60% и *Ranunculus* превышающий 50%. Не обильно, но постоянно выступают микроспоры *Selaginella selaginoides*.

Пыльцевая диаграмма показывает, что исследуемые отложения охватывают почти весь межледниковый период, начиная вероятно вскоре после отступления ледника, а заканчивая в начальной фазе нового оледенения (кустарниковая тундра перед наступающим ледником).

Сравнивая с межледниковыми отложениями соседних областей мы замечаем прежде всего удивительное сходство разреза из Новин Жуковских с разрезом в Жидовщизне (Б. Яронь 1933). Разрез в Новинах Жуковских более полный чем в Жидовщизне, где начальная и конечная фазы развиты слабее.

Из других профилей выдающееся сходство с Новинами Жуковскими проявляют Ольшевице (Е. Треля 1929 — 1932) и Барковице Мокре (описанные в настоящем бюллетене), а быть может и Вэнгоржево (Краузе и Гросс 1941).

Характерными и общими чертами этих профилей являются:

1. Период климатического оптимума холодный и не питает деревьев с большими термическими требованиями.
2. Во всем межледниковом периоде господствует поразительное превосходство хвойных лесов над лиственными (за исключением березы во время регрессии и трансгрессии ледника); они уступают только на короткое время, не всегда, грабу и ольхе.

Эти две черты очень резко отличают Новины Жуковские и им подобные разрезы от профилей такого типа, как Самостржельники (Богатыровиче), Понемунь или Щерцув и Дзбанки Косьцюшковске отличающиеся более теплым климатическим оптимумом, высоким процентом широколистной липы и орешника и абсолютным перевесом лиственных деревьев в том оптимуме.

Все это позволяет причислить Новины Жуковские с Жидовщизной, Ольшевицами и Барковицами Мокрыми к предпоследнему межледниковому периоду (мазовецкому I) и приурочить дриасовую флору верхней части профиля Новин к трансгрессии средне-польского оледенения — варшавского I.

Jadwiga DYAKOWSKA

INTERGLACIAL AT NOWINY ŻUKOWSKIE NEAR LUBLIN

(preliminary note)

An interglacial deposit, unearthed during the digging of a well, was taken at Nowiny Żukowskie for investigation purpose on behalf of the Geological Survey of Poland, besides, several bore-holes were drilled there. Materials obtained thereby underwent botanical investigation. This communication comprises the partial results of botanical analysis, namely the pollen analysis of the profile from the well and from bore-hole 4, as well as determinations of timber.

The pollen diagram permits to discern, in the Interglacial of Nowiny Żukowskie, the following phases (from bottom to top):

1. Cool phase with prevailing birch, accompanied by pine, beside which occur: the spruce, fir-tree, larch, alder, hornbeam, oak, elm-tree, though in insignificant quantity below 5%. The pollen of herbaceous plants exceeds 30%.

2. Climatic optimum phase. The curves of the birch and the pine fall, the supremacy being left, in the following succession, to the alder, mixed oak forest (elm-tree, lime-tree in either species), spruce, fir-tree and hornbeam. Pollen of herbaceous plants below 10%. Climate moister and warmer than in preceding phase.

3. Pine-birch phase. A violent deterioration of climate ensues in the fall of the curves of all the trees with the exception of the pine and the birch. In the former half of this phase the pollen of herbaceous plants oscillates between 10 and 20%, while in the latter half it exceeds 100% with predomination of grasses. The climate is presumably cold and rather dry; scarce woods diversity treeless spaces (park-country).

4. Low shrub tundra. The curves of the pine (doubtless wind-blown) and of the birch keep-or-less their level. Alongside them, the

willow appears as a significant factor to the pollen spectrum. In timber only thin twigs of the birch and willow can be noticed. Leaves of *Dryas octopetala* are present. The percentage of pollen of herbaceous plants varies from 100 to 400. Apart from grasses there appears *Artemisia* (about 60%) and *Ranunculus* (over 50%). Not frequent but steady is the occurrence of the microspores of *Selaginella selaginoides*.

The pollen diagram indicates that the deposit under investigation includes the Interglacial almost totally; it was probably formed shortly after the recession of the Glacial, and ended in the early phase of a new glaciation (low shrub tundra at the head of a transgressing Glacial).

When compared to the interglacial deposits of the adjacent areas, the profile of Nowiny Żukowskie is striking in its resemblance, first of all, to that of Żydowszczyzna (B. Jaroń, 1933). The Nowiny profile is more complete than that of Żydowszczyzna, whose initial and final phases are less developed.

Among other profiles, that of Olszewice (J. Trela, 1929, 1932), Barkowice Mokre (in print), and maybe that of Węgorzewo (Krause and Gross, 1941) as well, bear a remarkable resemblance to that of Nowiny Żukowskie.

The above discussed profiles have two characteristic features in common:

1. the period of climatic optimum was cool and could not meet the greater thermal demands of some trees,
2. in the whole Interglacial conifers were strikingly prevalent to the detriment of foliaceous trees (except, naturally, the birch at the time of regression and transgression of the Glacial), which gave way to the hornbeam and alder only for short lapses of time and not as a rule.

The two aforementioned features make the profile of Nowiny Żukowskie and similar profiles differ strongly from those of Samostrzelniki (Bohatyrowicze) and Poniemuń or those of Szczerców and Dzbanki Kościuszkowskie, whose climatic optimum was far warmer, whose percentage of wide-leaved lime-tree and hazel-tree was high and in which the foliaceous trees were absolutely prevalent in that optimum.

All this permits to reckon Nowiny Żukowskie, together with Żydowszczyzna, Olszewice and Barkowice Mokre, in the penultimate Interglacial (Masovien I) and to recognise the *Dryas* flora in the upper part of the Nowiny profile as belonging to the transgression of the Middle-Polish Glaciation (Varsovien I).

Marek PRÓSZYŃSKI i Władysław KARASZEWSKI

NOTATKA O PROFILU INTERGLACJALNYM W SYRNIKACH NAD WIEPRZEM W POWIECIE LUBARTOWSKIM

(wiadomość tymczasowa)

W lecie 1942 r. w czasie prac w Państwowym Instytucie Naukowym Gospodarstwa Wiejskiego w Puławach natknęliśmy się na nieznanego dotychczas profil z interglacjałem w Syrnikach (Sernikach) w odległości 4 km na SE od Lubartowa.

Górna część interglacjału jest odsłonięta w prawym brzegu Wieprza po obydwu stronach mostu na przestrzeni ponad 0,5 km, z czego w górę od mostu niewiele ponad 80 m. Profil warstw odsłoniętych przedstawia się jak następuje, poczynając od dołu:

1. Muł ciemnoszary, zbity, zawierający skorupki małżów (głównie *Unio* sp.), ślimaków, łuski rybie, zwęglone szczątki liści itp. Powierzchnia tego mułu wznosi się w skrajnych częściach profilu powyżej 2 m nad poziomem rzeki, w części środkowej opada poniżej poziomu wody. Miąższość ogólna nieznaną, w każdym razie przekracza 10 m (w wierceniu ręcznym głębokości 9 m, usytuowanym około 1 m poniżej górnej powierzchni, nie osiągnięto spągu).

2. Muł ten ku górze przechodzi w margiel jeziorny jasnopopielaty, prawie biały, lekki słabospoisty, zawierający liczne skorupki mięczaków, m. in. *Lithoglyphus pyramidatus* Möllendorf, *Valvata piscinalis* Müller i in.; w jednym miejscu znaleziono też *Vivipara (Paludina)* — formę dość masywną, lecz nie tak grubą, jak *diluviana*.

3. Wyżej leży warstwa torfu ciemnobrunatnego, silnie sprasowanego, z dość licznymi, zazwyczaj zgniecionymi skorupkami mięczaków o miąższości zmiennej, przeciętnie około 0,5 m.

4. Ponad tym niewątpliwym interglacjalnym utworem leżą przekątnie warstwowane piaski i żwiry, wśród których można wyróżnić dwie serie:

Seria niższa zaczyna się warstwą żwirów z otoczakami o średnicy do 30 cm, z przewagą materiału północnego, o zmniejszającej się stopniowo ku górze grubości ziarna. Zamyka je u góry sporadycznie występująca warstewka ilów szarych wykazujących ślady warstwowania, o miąższości 10—30 cm.

Nadległa seria piaszczysto-żwirowa odznacza się większą grubością materiału i licznymi otoczakami marglistej opoki kredowej oraz niespokojnym, zazwyczaj przekątnym uławiczeniem. W tej części profilu zwraca uwagę wielka ilość materiału miejscowego, głównie dużych, niezupełnie obtoczonych odłamków kredy, a stosunkowo mała zawartość materiału pochodzenia północnego. Miąższość ogólna obu tych serii wynosi 5—6 m.

5. W najwyższej części profilu, w północnej części wsi pojawia się nowa, odmienna seria piasków średnio- i drobnoziarnistych, poziomo warstwowanych, z cienkimi wkładkami mułkowymi; zaobserwowana miąższość tej serii wynosi około 1,5 m.

6. Na utwory te wreszcie wkraczają piaski wydmowe, których miąższość w opisywanym profilu nie przekracza 1 m.

Na miejscu pobrano próby do badań fauny, którą oznaczył M. Prószyński jeszcze w czasie wojny. Forma *Lithoglyphus pyramidatus* może być uważana u nas za przewodnią dla tzw. paludynowego interglacjału; w nieco zmienionej postaci zachowała się ona przy życiu w Bośni i Chorwacji. Po raz pierwszy jeden z referentów znalazł tę formę w zespole typowo interglacialnym w Smolarach Rogowych na międzyrzeczu Bugu i Prypeci; Syrniki są, o ile wiadomo, pierwszym stanowiskiem tego ślimaka w granicach dzisiejszych naszego państwa.

W notatce tej ograniczyliśmy się tylko do podania krótkiego opisu profilu. Obszerniejsze sprawozdanie zostanie opublikowane po opracowaniu paleobotanicznego profilu próbek przesłanych do zbadania do pracowni prof. Wł. Szafera w Instytucie Botanicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego.

Марек ПРУШИНСКИЙ и Владислав КАРАПЕВСКИЙ

ЗАМЕТКА О ИНТЕРГЛЯЦИАЛЬНОМ ПРОФИЛЕ В СЫРНИКАХ НА ВЕПРЖЕ В ЛЮБАРТОВСКОМ УЕЗДЕ

(предварительная заметка)

Летом 1942 г. во время работ в Государственном Научном Институте Сельского Хозяйства в Пулавах мы наткнулись на незнакомый до сих пор профиль с интергляциалом в Сырниках (Серники) на расстоянии 4 км на ЮВ от Любартова.

Верхняя часть интергляциала обнаружена на правом берегу Вепржа по обеим сторонам моста на пространстве свыше 0,5 км, с чего вверх от моста немногим более 80 м профиль обнаруженных слоев представляется следующим образом, начиная снизу:

1. Темно-серый плотный ил, содержащий раковины пластинчатожаберных (преимущественно — *Unio*) и брюхоногих, рыбье чешуи, обугленные остатки листьев и т. п. Поверхность этого ила возвышается в ограниченных частях разреза выше 2 м над уровнем реки, в средней части опускается ниже уровня воды. Общая толщина неизвестна, во всяком случае превышает 10 м (при ручном бурении до глубины 9 м установленном около 1 м ниже поверхности не достигнуто подошвы).

2. Кверху ил переходит в озерный светло-пелельный мергель, почти белый, легкий, слабо-связанный, содержащий многочисленные раковины моллюсков нпр. *Lichtoglyphus pyramidatus* Möllendorff, *Valvata piscinalis* Müller и других; в одном месте найдено также *Vivipara* (*Paludina*) — форму довольно массивную, но не такую толстую, как плейстоценовая.

3. Выше лежит слой темно-бурого торфа, сильно сплюсненного с довольно многочисленными, обыкновенно разделенными ракушками

пластинчатожаберных, с переменчивой мощностью, приблизительно около 0,5 м.

4. Над этим, несомненно интергляциальным отложением, лежат диагонально прослоенные пески и галечники, среди которых можно отметить две свиты.

Нижняя часть начинается слоями галечника с валунами диаметром до 30 см с преобладанием северного материала, с постепенно уменьшающейся кверху величиной зерна. Сверху прикрывает их спорадически выступающая прослойка серых глин, обнаруживающая следы прослоивания, мощностью 10 — 30 см. Вышележащая, песчанисто-галечная свита отличается более крупным материалом с многочисленными валунами мергелистой меловой „опоки“, а также беспокойной, обычно диагональной слоистостью. В этой части разреза обращает внимание громадное количество местного материала главным образом больших, не совсем окатанных обломков мела и относительно малая содержимость материала северного происхождения. Общая мощность этой свиты равняется 5 — 6 м.

5. В самой высшей части разреза, в северной части села, появляется новая различная свита средне- и мелко-зернистых песков. горизонтально прослоенных тонкими включениями ила; отмеченная мощность этой свиты равняется около 1,5 м.

6. На эти отложения входят наконец дюнные пески, мощность которых в описываемом разрезе не превышает 1 м.

Отсюда взяты образцы для исследования фауны, которую определил М. Прушинский еще во время войны.

Вид *Lihtoglyphus pyramidatus* можно у нас считать ведущим для так называемого палюлинового интергляциала, в немного измененном виде сохранился он в Боснии и Хорватии. Впервые, один из референтов нашел этот вид в типично интергляциальном комплексе в Смолярах Роговых между реками Буг и Припять. На сколько известно, Сырники являются первым местонахождением этого брюхоногого в пределах нашего Государства.

В этой заметке мы ограничились только краткой описью разреза. Обширный отчет будет опубликован после палеоботанической обработки проб присланных для исследования в лабораторию проф. В. Шафера в Ботаническом Институте Ягеллонского Университета.

Marek PRÓSZYŃSKI and Władysław KARASZEWSKI

NOTE ON INTERGLACIAL PROFILE AT SYRNIKI ON THE WIEPRZ 'DISTRICT LUBARTÓW

(preliminary notes)

In the summer of 1942, when carrying in works for the Polish Scientific Institute of Agriculture, Puławy, we came across a profile, so far unknown, with an Interglacial, at Syrniki (Serniki), situated 4 km SE of Lubartów.

The upper part of the Interglacial is outcropped on the right bank of the river Wieprz, on either side of the bridge, along a space of over 0,5 km, of which merely a small part, viz. a little above 80 m is upstream as from the bridge. The profile of the outcropped beds, as seen from bottom to top, appears as follows.

1. At first we notice a dark-grey compact silt containing shells of Lamellibranches (chiefly *Unio* sp.), Gastropods, scales of fish, carbonized remnants of leaves, and the like. At the extremities of the profile the surface of this silt rises over 2 m above river level, whereas in the middle part it falls below water level. Its general thickness is not known but for the fact that it exceeds 10 m (in handdrilling started at the depth of 1 m below the upper surface and being 9 m deep no bottom has been reached).

2. Higher up the silt passes into pale ashy, almost white, light, loose lacustrine marl containing numerous shells of Molluscs, such as: *Lithoglyphus pyramitus* Möllendorf, *Valvata piscinalis* Müller, etc., a *Vivipara* (*Paludina*) has also been found; it is a fairly rough form, though not so thick as *diluviana*.

3. Above lies a bed of dark brown, strongly pressed peat of varying thickness, averaging 0,5 m, with fairly numerous, mostly crushed, shells of Molluscs.

4. Over this undoubtedly interglacial deposit lie diagonally stratified sands and gravels, among which two series can be distinguished:

The lower part begins with a layer of gravels containing pebbles up to 30 cm in diameter, the Scandinavian material is predominating, the size of grain diminishes gradually upwards. At the top the series is closed by a sporadically appearing thin bed of grey clays, revealing traces of stratification 10—30 cm thick.

The overlying gravelly-arenaceous series consists of a coarser material and abundant pebbles of marly Cretaceous rock, unevenly and usually diagonally bedded. Conspicuous in this part of the profile are: the abundance of local material, chiefly of big partly rounded fragments of Cretaceous rock, as well as a comparatively small quantity of Scandinavian material. The general thickness of both series reaches 5—6 m.

5. In the top part of the profile (northern part of the village Syrniki) appears a new, different, series of medium and fine-grained sands, horizontally stratified, with thin silt intercalation as far as the thickness of this series could be estimated, it amounts to 1,5 m approximately.

6. Those intercalations are invaded by dune sands, whose thickness in this part of the profile does not exceed 1 m.

Samples for the investigation of fauna, indicated by M. Prószyński during the war, were taken on the spot. With us the form of *Lithoglyphus pyramidatus* can be considered as index fauna for the so-called Interglacial with *Paludina*; though in a somewhat altered form the species still exists in living stage in the Bośnia and Croatia. One of our cooperators found this form for the first time in a typical interglacial association at Smolary Rogowe, in the area between the basins of the Bug and the Prypeć; as far as we know Syrniki is the first station of this Gastropod within the present confines of this country.

In this paper we could give only a brief description of the profile. A more detailed report will be published after the palaeobotanic study of the profile of samples carried out in Prof. Wł. Szafer's laboratory at the Botanic Institute of the Jagellonian University, Cracow.

Juliusz GŁODEK

BADANIA CZWARTORZĘDU POLSKI W LATACH 1900—1950

(z 2 figurami w tekście)

Streszczenie

Praca niniejsza ma na celu ogólną charakterystykę badań czwartorzędu na ziemiach polskich. Nie obejmuje ona jednak wszystkich publikacji z tej dziedziny, ani też nie ma cech syntezy naukowej. Stanowi raczej historyczny przegląd bibliografii i jest wstępem do załączonego niżej wykazu prac z okresu 1900—1950. W poszczególnych rozdziałach omówiono następujące zagadnienia: stratygrafia, tektonika i glacictonika, podłoże czwartorzędu, paleozoologia, paleobotanika, petrografia, morfologia, klimatologia, archeologia, hydrologia, badania gleboznawcze, surowcowe i regionalne oraz polski dorobek kartograficzny w zakresie czwartorzędu.

WSTĘP

Praca niniejsza ma na celu ogólną charakterystykę badań czwartorzędu na ziemiach polskich. Nie obejmuje ona jednak wszystkich publikacji z tej dziedziny, ani też nie ma cech syntezy naukowej. Stanowi raczej historyczny przegląd bibliografii i jest wstępem do załączonego niżej wykazu prac z okresu 1900—1950.

Bibliografia polska, dotycząca badań czwartorzędu, obejmuje około 1350 pozycji, co wskazuje na dość pokaźne rozmiary badań. Cechuje ją także wielka różnorodność tematów, wynikająca z zainteresowań poszczególnych autorów. Jednakże pomimo dużej liczby pozycji bibliograficznych ogólny polski dorobek w tej dziedzinie nie daje dokładnego i jednolitego obrazu czwartorzędu Polski. Większość bowiem prac stanowią przyczynki i drobne notatki, częstokroć nie obejmujące nawet kilku stron druku.

Intensywności rozwoju oraz wartości literatury naukowej nie mierzy się ilością pozycji, przypadających na poszczególne lata czy też okresy, jednakże zamieszczone poniżej zestawienia roczne dają w przybliżeniu obraz wyraźnego wzrostu zainteresowania zagadnieniami czwartorzędu w ostatnim pięćdziesięcioleciu. Zwłaszcza zaznacza się to w okresie

międzywojennym. Mianowicie, o ile do pierwszej wojny światowej ukazywało się co roku po kilka zaledwie prac i artykułów dotyczących zagadnień czwartorzędowych, to między 1920 i 1939 r. drukowano przeciętnie ponad 35 prac. Pod tym względem rekordowy był 1927 r., kiedy to opublikowano 52 artykuły. Po drugiej wojnie światowej zainteresowanie czwartorzędem bynajmniej nie słabnie, a przeciwnie — wobec dużego znaczenia utworów czwartorzędowych dla gospodarki państwa — systematycznie wzrasta. W konsekwencji tego zaznacza się dalszy rozwój badań czwartorzędu w Polsce.

Zestawienie publikacji naukowych z zakresu badań czwartorzędowych w latach 1900—1950¹

1900	7	1913	15	1926	32	1939	15
1901	8	1914	11	1927	52	1940—1944	przerwa w działalności wydawniczej spowodowana drugą wojną światową
1902	5	1915	5	1928	25		
1903	3	1916	4	1929	24		
1904	7	1917	6	1930	26		
1905	3	1918	3	1931	29		
1906	3	1919	3	1932	25		
1907	7	1920	6	1933	44	1945	4
1908	4	1921	9	1934	44	1946	21
1909	10	1922	16	1935	32	1947	31
1910	7	1923	32	1936	31	1948	26
1911	9	1924	25	1937	23	1949	11
1912	6	1925	36	1938	40	1950	36

STRATYGRAFIA

Stratygrafia czwartorzędu należy do najtrudniejszych zadań geologii i do dziś nie jest ustalona. Z jednej strony trudności wynikają z olbrzymiej ilości szczegółów, które zaciemniają ogólny obraz stratygraficzny; z drugiej zaś — i to jest najważniejsze — z niemożności stosowania metod aktualizacji.

Metody paleozoologiczne z reguły zawodzą wskutek istnienia identycznych warunków klimatycznych w różnych okresach, czyli możliwości wielokrotnego występowania tych samych gatunków. Z drugiej strony dzięki dużym możliwościom adaptacyjnym, te same gatunki mogą występować w różnych warunkach klimatycznych. Co prawda, czasem próbuje się wynaleźć jakieś formy przewodnie, niemniej metoda ta bywa

¹ W wykazie tym nie uwzględniono sprawozdań, prac popularyzacyjnych oraz tekstów objaśniających do map geologicznych.

często zawodna. Tak np. ślimaka *Paludina diluviana* uważa się za formę przewodnią interglacjału Mindel-Riss, ale już w 1922 r. M. Limanowski wykazał, że nie jest to absolutnie pewne. Inna forma — *Belgrandia marginata* — stanowi według niektórych formę przewodnią najmłodszego interglacjału.

Nieco większe usługi oddaje metoda paleobotaniczna, na którą składają się zarówno badania makro- jak i mikroskopowe. Ale i jej nie można przeceniać z tych samych klimatycznych względów, o których wyżej wspomniano. Powszechnie *Dryas octopetala* uważana jest za charakterystyczny składnik flory okresów glacialnych.

Około 1937 r. zaczęto stosować badania petrograficzne przy określaniu wieku moren. Badania te zyskały sobie wielu zwolenników w Danii, Skandynawii i krajach bałtyckich. Metoda ta polega na wyznaczeniu stosunku składników krystalicznych do osadowych, np. wapieni. Metodę tę u nas stosował R. Błachowski (30) w 1939 r. ustalając, że w morenie szarej zaliczanej do najstarszego zlodowacenia, przewagę mają wapień (około 48%) nad materiałem krystalicznym (36%). W morenie czerwonej dolnej, odpowiadającej zlodowaceniu środkowopolskiemu, skał krystalicznych jest nieco więcej, a mianowicie około 46%, natomiast wapień stanowią 39%. W morenie brunatnej górnej przewaga krystalików jest bardzo wyraźna, ilość ich wynosi około 69%, podczas gdy wapieni jest tylko 19%. Wydaje się jednakże, że metoda ta, pomimo dużego znaczenia dla lokalnej stratygrafii, nie posiada jeszcze ogólnego znaczenia.

Bardzo ważnym przewodnim poziomem stratygraficznym jest według niektórych badaczy morena czerwona, zaliczana do zlodowacenia środkowopolskiego (Varsovien I), lecz kryterium to jest czasem zwodnicze i niejednokrotnie myliło przy ustalaniu stratygrafii. To samo można powiedzieć o glinie szarej, której daje się wiek starszego polskiego zlodowacenia, czyli Cracovien. Barwa gliny zwałowej nie jest zawsze wykładnikiem wieku, ale stopnia natężenia procesów chemicznych, względnie pochodzenia materiału. Już J. Samsonowicz (998) pod Opatowem stwierdził zmienność barwy tego samego poziomu moreny. Istotnie, bardzo często dolna część tej samej moreny może pochodzić z materiału autochtonicznego, podczas gdy w górnych partiach występuje materiał północny.

J. Lewiński (496) przyjął za V. Nordmannem, że fauna eemska należy do najmłodszego interglacjału, a wobec tego obie moreny młodsze (L_4 i L_5) należą do dwu faz odwrotowych ostatniego zlodowa-

czenia. Fazy te określił literami C i D. Trudność rozpoznania utworów starszych w północnej Polsce J. Lewiński tłumaczy zniszczeniem i dyslokacjami tektonicznymi.

Wł. Szafer (1104), w opracowaniu przez siebie i innych paleobotaników szeregu profili czwartorzędowych, w 1928 r. próbuje ustalić ogólny schemat stratygraficzny plejstocenu. W myśl tego schematu Polska była nawiedzona trzykrotnie przez lodowce, a w czasie ich odwrotu istniały dwa wyraźne okresy międzylodowcowe, nierówne co do czasu ich trwania. Autor wprowadza swą własną nomenklaturę, różniącą się zarówno od przyjętej nomenklatury M. Limanowskiego jak i dawnej Lm. Sawickiego. Najstarsze zlodowacenie Wł. Szafer proponuje nazywać Cracovien (L_3), drugie — środkowo-polskie nazywa Varsovien I (L_4), najmłodsze zaś — Varsovien II (L_5). Okresy międzylodowcowe Wł. Szafer nazywa Masovien I i Masovien II.

Nomenklatura Wł. Szafera dla stratygrafii czwartorzędu wywołała duże zastrzeżenia, gdyż wprowadza szereg niejasności. Ponadto słabą stroną tego schematu jest niemożność jego rozbudowania, jak to wykazał Lw. Sawicki (1019).

Hipoteza trzykrotnego zlodowacenia utrzymuje się mniej więcej do 1930 r., kiedy to gromadzące się wciąż nowe profile, a przede wszystkim materiał paleobotaniczny, pozwalają Wł. Szaferowi rozszerzyć schemat stratygraficzny o jeszcze jedno zlodowacenie. Należy jednakże wspomnieć, że już w 1923 r. M. Limanowski na Zjeździe w Sprawie Dyluwium Polski postawił hipotezę, że na Niżu musiało być więcej niż dwa zlodowacenia.

Po 1930 r. zaczęto przyjmować, że Polska była czterokrotnie zlodowacona i że w czasie młodszych okresów lodowcowych obserwuje się szereg drugorzędnych oscylacji. Dotyczy to przede wszystkim zlodowaceń trzeciego i czwartego. Taki stan rzeczy przedstawił B. Halicki (212) na II Konferencji Asocjacji do Badań Czwartorzędowych w Moskwie w 1932 r.

Dalsze zmiany poglądów w oznaczaniu wieku utworów na podstawie dawniejszych i nowo odkrytych profili, np. nad Niemnem, zaczęły wprowadzać pewien zamęt w ustalaniu stratygrafii. Badania B. Halickiego i Lw. Sawickiego na tym obszarze obalają i tak niezbyt pewne podstawy chronologii Wł. Szafera stosowanej na tym obszarze. Ostatecznie ustalono tutaj, że glina szara należy do zlodowacenia Cracovien, a nad nią występują dwa poziomy gliny czerwonej, reprezentującej zlodowacenie środkowo-polskie.

W rezultacie ożywionej polemiki w 1939 r. ustalili się pierwotny pogląd, że Polska była zlodowacona nie cztery a trzy razy, przy czym

zlodowacenie środkowo-polskie musiało się rozpadać na szereg stadiów recesyjnych, z których najważniejsze zaznacza ciąg moren mielnickich.

Według najnowszych poglądów J. Ł y c z e w s k i e j (573) i A. J a h n a (247) można przyjąć, że w okresie Cracovien istniały także dwa stadia, względnie dwa starsze odrębne zlodowacenia.

Ponieważ dzisiejszy stan wiadomości opartych na publikacjach nie daje niezbitych dowodów na istnienie więcej aniżeli dwóch interglacjalów, musimy przyjąć, że Polska była trzykrotnie zlodowacona i w konsekwencji można wyróżnić 3 odrębne strefy plejstoczeńskie, a mianowicie:

1. północną — gdzie znaleziono 3 fazy, względnie 3 odrębne zlodowacenia,
2. środkową — z dwoma prawdopodobnie zlodowaceniami,
3. południową — z jednym tylko zlodowaceniem.

W każdej z tych stref, zależnie od ilości faz, stratygrafia jest nieco inna i dlatego też należy omówić każdą z nich osobno, opierając się na możliwie ustalonych profilach i wierceniach.

Schematy stratygraficzne czwartorzędu Polski według różnych autorów

Limanowski	Lewiński	Szafer	Sawicki Lm. i inni
L ₅	Würm	Varsovien II Masovien II	północne
L ₄	Riss	Varsovien I Masovien I	środkowo-polskie
L ₃	Mindel Günz	Cracovien	południowe

Ostatnio poglądy Wl. Szafera wskazują, że jakkolwiek niewątpliwie jest istnienie zlodowacenia starszego od Cracovien, jednakże nie sięga ono do dorzecza Sanu i wobec tego nie można używać dla tego zlodowacenia nazwy Jaroslavien.

POLSKA PÓLNOČNA

W strefie północnej, np. nad dolną Wisłą, spotyka się szereg poziomów gliny zwałowej, poprzedzielanej seriami interglacjalnymi, zawierającymi wkładki osadów morskich. Podobnie jak na Pomorzu, również i w rejonie wileńskim stwierdzono na razie dwa wyraźne inter-

glacjały. Większą ilość poziomów morenowych należy odnieść raczej do drugorzędnych oscylacji lodowych (np. Łysa Góra pod Wilnem).

Dość interesujący profil plejstocenu na obszarze północnej Polski znajduje się w Szelażu pod Poznaniem. Miejsce to znane było od dawna i opisywane już w 1896 r. a interpretacja jego chronologii ulegała niejednokrotnie zmianom. Według badania Wł. Szafera w 1939 r., występują tutaj dwa wyraźne poziomy glacialne, należące do zlodowacenia Varsovien I i II. Pierwszy z nich reprezentuje szara glina zwałowa, drugi zaś gruba seria żwirów i piasków. Pomiędzy nimi znajduje się seria osadów międzylodowcowych w postaci torfów, margli jeziornych i piasków z resztkami *Belgrandia marginata*, *Valvata piscinalis*, *V. antiqua* i inne, *Bithynia tentaculata* i *Pisidium amnicum*. Ponadto zawiera ona kości *Bos primigenius*, *Elephas antiquus* i *Rhinoceros antiquitatis*.

W obszarach leżących już poza zasięgiem najmłodszego zlodowacenia znamy kilka profili plejstocenu, z których najważniejsze bodaj znacznie posiadają Żoliborz i kilka punktów nad Niemnem.

Na Żoliborzu pomiędzy dwoma poziomami gliny zwałowej, z których dolny uważa się za Cracovien, a górny występujący z reguły w strzępach za Varsovien I, znaleziono grubą serię interglacialną, którą reprezentują piaski i ropy warwowe, oznaczone jako Masovien. W stropie występują osady tzw. zastoiska żoliborskiego, młodszego od zlodowacenia Riss. Zawierają one florę i faunę, wskazując na klimat cieplejszy i wilgotniejszy od współczesnego. Fauna składa się ze ślimaków w środkowej części profilu i ze szczątków ssaków w górnej. Flora reprezentowana jest głównie przez nasiona i to najróżniejszych roślin, które pozwalają na odtworzenie całego cyklu interglacialnego.

Nad Niemnem, po wielu latach badań i zmieniających się wciąż interpretacji, przyjmuje się, że istnieje tu następujący układ stratygraficzny. W spągu leży szara glina zwałowa, zaliczana do Cracovien, na niej spoczywa seria interglacialna, oznaczona jako Masovien I, wyżej zjawia się glina czerwona, reprezentująca pierwszą fazę zlodowacenia środkowo-polskiego i posiadająca ogromne znaczenie jako poziom przewodni dla polskiego plejstocenu. Pomiędzy tą gliną a poziomem gliny najwyższej znajdują się utwory interstadialne — jeziorne z wkładkami torfów. Wreszcie w samym stropie profilu pojawiają się młodsze utwory interglacialne, zaliczone do Masovien II, na których miejscami znajdują się głązy narzutowe i żwiry, będące zapewne odpowiednikiem moreny najmłodszego zlodowacenia na obszarach południowych.

POLSKA POŁUDNIOWA

Jeden z najciekawszych profili w Polsce południowej, budzący od dawna wielkie zainteresowanie, znajduje się w Ludwinowie pod Krakowem. Występuje tutaj tylko jeden poziom glacialny, reprezentowany przez piaski, żwiry i głazy, spoczywające na ilach miocenu. Uważa się je za odpowiednik zlodowacenia Cracovien. Na nich leży seria piasków, lessów, ilów i torfów, zawierających resztki flory odpowiadające interglacjałowi Masovien. Wyższe zaś poziomy lessu są prawdopodobnie odpowiednikiem drugiego i trzeciego zlodowacenia.

Obszary nad środkowym Bugiem badał ostatnio A. J a h n (249), który pod Sokalem znalazł dwa poziomy piasków i żwirów lodowcowych. Autor ten skłonny jest zaliczyć je do dwu odrębnych stadiów zlodowacenia Cracovien, względnie do zlodowacenia Jaroslavien i Cracovien. Dwa młodsze zlodowacenia, tj. Varsovien I i II reprezentują poziomy lessowe. A. J a h n podaje też szereg krytycznych uwag ogólnych odnośnie do stratygrafii plejstocenu na Wyżynie Lubelskiej, Sandomierskiej i na Wołyniu. Stwierdza on, że w tych obszarach istniało jedno tylko zlodowacenie w postaci stadiów, przedzielonych osadami interstadialnymi złożonymi w piasków rzecznych.

Ostatnio ukazała się praca K. P o ż a r y s k i e j (837) o stratygrafii plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej, gdzie autorka wyróżniła aż 6 zlodowaceń dla Polski, przy czym 3 lub 4 miały dotrzeć do Polski południowej. Wnioski jej jednak wyciągane tylko na podstawie obecności warstewki siewki roślinnej (nie poparte badaniami paleobotanicznymi), żwiru i pojedynczych głazików, są według M. K l i m a s z e w s k i e g o mało przekonywujące. Schemat swój nawiązuje autorka do poglądów głoszonych ostatnio przez B. H a l i c k i e g o.

Poglądy J. P r e m i k a, Lw. S a w i c k i e g o, J. Ł y c z e w s k i e j i K. P o ż a r y s k i e j, którzy znajdujące się pod moreną Cracovien piaski zaliczają do osadów międzylodowcowych i uważają, że w południowej części Wyżyny Małopolskiej musiały istnieć co najmniej dwa zlodowacenia, nie posiadają dotychczas dostatecznych podstaw.

Na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej wielu badaczy (J. P r e m i k, E. P a s s e n d o r f e r, J. G o ł ą b, H. Ś w i d z i ń s k i, Z. M o s s o c z y) stwierdziło ślady dwu zlodowaceń. Również zachodnie stoki Gór Świętokrzyskich były nawiedzane dwukrotnie przez lody, jak to udowodnił J. C z a r n o c k i (56).

Na Górnym Śląsku A. M a k o w s k i (583) wyróżnia także dwa zlodowacenia. Wreszcie, jeśli chodzi o podgórze Karpat i Sudetów, to M. K l i m a s z e w s k i jest zwolennikiem następującego poglądu: na wschodzie widzi ślady jednego tylko zlodowacenia, natomiast na zachodzie, po-

cząwszy od Śląska, były dwa zlodowacenia. Pod Rybnikiem zaobserwowano 5 poziomów gliny zwałowej, pod Koźlem zaś — 3, przy czym dwa dolne poziomy należy zaliczyć do Cracovien, co potwierdzałyby też A. J a h n a o zlodowaceniach nad Bugiem.

Bardzo ważnym zagadnieniem stratygrafii czwartorzędu są lessy i ich stosunek do poszczególnych poziomów morenowych. Tylko bowiem wyczerpujące uwzględnienie tych utworów pozwoli na ustalenie całości stratygrafii czwartorzędu Polski południowej. Do tej pory niewielu autorów zajmowało się lessami i dlatego zagadnienie to nie jest dostatecznie opracowane.

Najlepiej znane odsłonięcia lessów znajdują się pod Puławami i Kazimierzem. Były one przedmiotem badań B; Halickiego (205) i Lw. S a w i c k i e g o (1018). Ogólny profil czwartorzędu na tym terenie przedstawia się następująco:

1. less zboczowy,
2. less typowy, około 3 m miąższości,
3. warstwa próchnicy,
4. less typowy, 4—5 m miąższości,
5. morena denna, około 3 m miąższości,
6. warstwowany piasek z wtrąceniami mułków, około 2,5 m,
7. lokalne lub północne głązy narzutowe w piasku,
8. kreda.

Wiek tego profilu można interpretować w rozmaity sposób. Stosunkowo najprawdopodobniejsze jest tłumaczenie następujące: poziom 5 reprezentuje zlodowacenie Varsovien I, poziom 7 — stare residuum zlodowacenia Cracovien, a zatem less (poziom 4) pochodzi z odwrotu zlodowacenia Varsovien, górny zaś jego poziom (2) reprezentuje młodsze zlodowacenie.

Dalej na południe nad Wisłą, pod Baranowem, Solcem i w okolicy Lisewa pod Opatowem widać, że morena, należąca do środkowo-polskiego zlodowacenia, wciśnięta jest pomiędzy dwa poziomy lessu, należącego zapewne do tego samego zlodowacenia. Lessy te powstały z pewnością podczas nasuwania się lodów oraz w czasie ich odwrotu.

Nieco inaczej wygląda przekrój, opisany przez Lw. S a w i c k i e g o w Żurawicy, tj. już na obszarach nie objętych zlodowaceniem środkowo-polskim. Tutaj mamy następującą kolejność warstw:

1. próchnica,
2. less eoliczny (szaro-zółty) około 4 m miąższości,

3. less dyluwialny, po części warstwowany i pokrywa soliflukcyjna, około 4 m,
4. less eoliczny (ciemnożółty) 3—4 m miąższości,
5. gleba kopalna 0,5—0,6 m,
6. less eoliczny (jasnożółty) 1—1,3 m miąższości,
7. osady fluwioglacjalne w postaci żwirów i piasków warstwowanych.

Wydaje się, że osady fluwioglacjalne oraz spoczywający na nich less reprezentują Cracovien. Gleba kopalna mogła powstać podczas interglacjału Masovien I, natomiast dwa górne poziomy lessów związane są raczej ze zlodowaceniem Varsovien I (z jego poszczególnymi stadiami).

TEKTONIKA I GLACITEKTONIKA

Dyslokacje utworów czwartorzędowych znane są od dawna na terenie całej Polski, jednakże dotąd nie wiele poświęcono im uwagi i zaledwie paru badaczy usiłowało wyjaśnić ich genezę. Dyslokacje są bardzo częstym zjawiskiem na obszarze najmłodszego zlodowacenia, a zwłaszcza na wybrzeżu Bałtyku w Oksywiu, na terenie Wzgórz Elbląskich i w innych miejscach. Objawiają się one w formie nieraz niezmiernie skomplikowanych sfałdowań lub wyciśnień warstw plejstocenu, nieraz do złudzenia przypominających tektonikę górską. Dyslokacje zaznaczają się z reguły w utworach plastycznych, jak ły i mułki warstwowane, choć nie brak ich także w piaskach i żwirach, zwłaszcza tam, gdzie podścielają one glinę zwałową. Dyslokacje utworów czwartorzędowych nie ograniczają się bynajmniej do obszarów Polski północnej, lecz można je obserwować także i w innych regionach, nie wyłączając Podkarpacia i Wyżyn Południowych.

Wzmianki o dyslokacjach znajdujemy u W. Łozińskiego, J. Lewińskiego, Cz. Kuźniara, J. Premika, E. Passendorfera, S. Z. Różyckiego i St. Srokowskiego. Każdy z tych autorów stara się wyjaśnić na swój sposób zaobserwowane przez siebie zaburzenia.

Silne sfałdowanie łu zielonego, spoczywającego na piaskach i żwirach w Głównej pod Poznaniem, wywołane zostało według E. Passendorfera (742) zjawiskiem soliflukcji, tj. płynięcia łuów po zmarzniętym podłożu piaszczystym.

Dyslokacje łuów warwowych w zastoisku Widawki i górnej Warty obserwował J. Premik (842) i wytłumaczył je młodymi ruchami tektonicznymi, wywołanymi odprężaniem się podłoża wskutek cofania się lądolodu skandynawskiego.

Według St. Srokowskiego (1068) dyslokacje piasków fluwioglacjalnych w Szamocinie nad Notecią, niezbyt zresztą wielkie, bo objawiające się zaledwie w pochyleniu warstw o 20° , powstały na skutek nacisku na podłoże wywieranego przez masy gliny i piasków, tworzących wyżynę po południowej stronie Noteci. Autor sądzi, że ma się tu do czynienia ze zjawiskiem analogicznym do tych, jakie często występują nad morzem przy wydmach, a polegających na tym, że u czoła wydmy na skutek nacisku masy piasku wytwarza się zagłębienie, a nieco dalej wybrzuszenie.

Dyslokacje utworów górnej kredy i spoczywającego na niej plejstocenu w Złotym Potoku (less i gliny) opisał S. Z. Różycki (936) tłumacząc je jako wynik oscylacji lodowca Riss.

PODŁOŻE PODCZWARTORZĘDOWE

Podłożem podczwartorzędowym zajmowali się: A. Fleszar, A. Zierhoffer, J. Lewiński, J. Samsonowicz, R. Galon, St. Lenczewicz, Z. Sujkowski, B. Halicki oraz E. Rühle. Z nich jeden tylko A. Zierhoffer interesował się podłożem całej Polski, podczas gdy wszyscy pozostali ograniczali się do mniejszych lub większych jej regionów.

W 1913 r. A. Fleszar (113) opierając się na materiałach wierceń niemieckich, skonstruował dwie mapy podłoża podplejstoczeńskiego i miąższości osadów plejstocenu. Doszedł on do wniosku, że ukształtowanie powierzchni podlodowcowej nie powtarza ukształtowania przedlodowcowego, lecz zostało zmodyfikowane przez późniejsze ruchy epejrogenetyczne.

Z chwilą, kiedy w 1917 r. zostały opublikowane przez B. Rychłowskiego „Materiały do Hydrologii Królestwa Polskiego i Ziemi Przyległych“ (969), ukazały się 3 nowe opracowania, poświęcone zagadnieniom podłoża podczwartorzędowego. W 1918 r. J. Lewiński i J. Samsonowicz (512) dali syntezę powierzchni podplejstoczeńskiej terenów położonych na wschód od linii Września — Hel, a więc po części uwzględnili obszary zestawione poprzednio przez A. Fleszara. Równocześnie Wunderlich opracował 2 mapy: powierzchni podplejstoczeńskiej oraz grubości osadów lodowcowych dla byłego Królestwa Polskiego. Wreszcie A. Zierhoffer (1344) zestawiał analogiczne mapy w skali 1 : 500 000 dla całej Polski. Praca ta ze względu na działania wojenne ukazała się dopiero w 1925 r.

Według J. Lewińskiego i J. Samsonowicza (512) powierzchnia podczwartorzędowa przedstawia się jako lekko nachylona

na północ płaszczyna z rozległym zagłębieniem na terenie Pomorza i Mazowsza oraz niewielkimi wzniesieniami na północo-wschodzie. Ponadto powierzchnia ta jest urozmaicona drugorzędnymi cokołami i bezodpływowymi depresjami. Co do wpływu powierzchni podczwartorzędowej na dzisiejsze ukształtowanie, to autorzy przypuszczają, że obecna powierzchnia nie odzwierciedla niemal zupełnie powierzchni podczwartorzędowej.

Wyniki tej pracy różnią się zarówno od koncepcji A. Fleszara jak i od poglądów A. Zierhoffera (1343). Ten bowiem autor przyjmuje, że powierzchnia podczwartorzędowa opada wprawdzie lekko ku północy, ale bardzo nierównomiernie, a mianowicie o wiele powolniej na wschodzie niż na zachodzie. W ogóle podłoże tworzy dwie rozległe niecki: jedną na zachodzie w dorzeczu Warty i Odry, drugą w dorzeczu środkowej Wisły, którą nazwano prusko-mazowiecką. Obie te niecki są przedzielone wyraźnym wzniesieniem o przebiegu południkowym Kalisz — Bydgoszcz — Kartuzy. Ponadto pośrodku niecki prusko-mazowieckiej zaznacza się drugorzędne wzniesienie, biegnące w kierunku równoleżnikowym Drwęca — Mława — Goniądz. W północnej części niecki prusko-mazowieckiej, na samym pobrzeżu Bałtyku zaznaczają się dwa wzniesienia, a mianowicie — w podłożu Sambii i okolic Górowa Haweckiego.

A. Zierhoffer nie tylko zgadza się całkowicie z koncepcjami A. Fleszara, ale rozszerza je na cały Niż polski. Uważa on, że dzisiejszą rzeźbę terenu można wytłumaczyć tylko formami podłoża czwartorzędu, które powstanie swe zawdzięczają młodemu, być może postglacjalnym ruchom epejrogenicznym.

Mapy A. Zierhoffera różnią się od map J. Lewińskiego i J. Samsonowicza, ponieważ lepiej wyzyskują istniejący materiał wierceń niemieckich, wykonanych w północnych obszarach Polski. Niemniej, o ile obrazują one dość szczegółowo niezmiernie ciekawy wygląd podłoża w Polsce północnej, o tyle dla terenów południowych dają obraz zbyt uproszczony.

Do zagadnień podłoża wraca J. Lewiński (498, 500) w 1924 r. pisząc pracę o budowie pradoliny Wisły pod Włocławkiem. Mimo znacznych deniwelacji wywołanych erozją, autor stwierdza dużą zgodność pomiędzy dzisiejszymi rysami rzeźby a kierunkiem rzek i ukształtowaniem podłoża. J. Lewiński uważa, że podłoże po silnej erozji uległo deformacji na skutek ruchów tektonicznych.

St. Lenczewicz (458) ogromną zmienność facjalną utworów czwartorzędowych w okolicy Płocka, obserwowaną zarówno w poziomie jak i przekroju pionowym, tłumaczy także intensywnymi ruchami tekto-

nicznymi, które spowodowały powstanie uskoków i pęknięć. W każdym razie według niego nie mogą to być zwykłe osuwiska, jak to w 1903 r. przyjmował J. K o l s k i (310).

Zagadnienie wpływu ukształtowania podłoża podczwartorzędowego na dzisiejszą rzeźbę omawiał R. G a l o n (139) na Zjeździe Geografów Słowiańskich w Belgradzie w 1930 r. Powołując się na dzisiejsze obserwacje glaciologów na Grenlandii i Spitzbergenie, autor przyjął, że lodowce omijają większe wyniosłości, natomiast pokrywają mniejsze, których stoczystość ulega złagodzeniu na skutek osadzania moren.

Na Niżu polskim lodowce wypełniły osadami zagłębienia podłoża (np. rów nakielski) lub zlekka wygładziły wzniesienia zbudowane z bardziej odpornych materiałów; natomiast wzniesienia zbudowane ze skał mało odpornych uległy zniszczeniu, czego dowodem jest obecność materiału miejscowego w morenie oraz porwaki i kry starszych utworów lokalnych; ponadto pewne wyniosłości podłoża uległy pofałdowaniu.

R. G a l o n po wyliczeniu kilku ważniejszych linii tektonicznych stwierdza, że — jeśli uwzględni się młode ruchy tektoniczne — trudno jest odpowiedzieć na pytanie, czy obecna powierzchnia naśladuje podłoże, czy też ukształtowanie jest niezależne od niego. Przy założeniu, że powierzchnia plejstocieńska zachowała się dziś w ogólnych zarysach, można skonstatować, że w istocie uległa ona obniżeniu na północ, tj. ku Bałtykowi, w czym naśladuje nachylenie podłoża. W tym kierunku odbywało się także odwodnienie i choć lodowiec przez pewien czas zmienił je w kierunku zachodnim, to jednak akumulacja utworów czwartorzędowych nie była w stanie zatrzeć tej tendencji zupełnie i skoro tylko lody ustąpiły, rzeki powróciły do swej dawnej podstawy erozyjnej. Za S t. P a w ł o w s k i m stwierdza R. G a l o n, że i rynny jeziorne zależą od podłoża, tj. jego nachylenia oraz od przebiegu linii tektonicznych. W swej pracy R. G a l o n stwierdza, że utwory lodowcowe spoczywają na podłożu wyrównanym przez lodowce w czasie ich nasuwania się. Większe wzniesienia nie zawsze odzwierciedlają wzniesienia podłoża podczwartorzędowego, lecz mogły powstać prosto wskutek akumulacji osadów lodowcowych w wyniku wahań klimatycznych.

W 1932 r. Z. S u j k o w s k i (1083) stwierdził, że podłoże podczwartorzędowe na Polesiu, zbudowane z kredy i trzeciorzędu, uległo silnemu pofałdowaniu i jest często wciśnięte w nadległe utwory morenowe. Nie są to, zdaniem autora, jakieś oderwane kry, lecz utwory zakorzenione. Z. S u j k o w s k i wnioskuje również, że takie intensywne fałdowanie glacitektoniczne musiało być wywołane istnieniem przeszkód podłoża. Stąd wniosek, iż formy trzeciorzędowe musiały być dość urozmaicone i były może nie tylko erozyjnego, lecz także tektonicznego charakteru.

B. Halicki (219) uważa, że na północo-wschodzie podłoże czwartorzędu zbudowane jest wyłącznie z neogenu (głównie w postaci formacji węgla brunatnego). Dopiero na południe od linii Stołpce — Grodno zjawia się oligocen, pod Wilnem zaś — kreda (cenoman).

W 1937 r. J. Samsonowicz (997) na podstawie dwóch wierceń przeprowadzonych w Karwi i Juracie na Półwyspie Helskim stwierdził, iż podłoża plejstocenu na tym obszarze nie tworzy trzeciorzęd, jak niegdyś przypuszczano, lecz kreda (cenoman), a tylko tu i ówdzie pojawiają się kry miocenu, często dość pokaźnych rozmiarów.

W 1947 r. Państwowy Instytut Geologiczny rozpoczął wydawanie Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski, wydanie „B” w skali 1 : 300 000, bez utworów czwartorzędowych. Mapa ta stanowi pierwsze w tej skali wydawnictwo, opierające się na kompletnych materiałach wiertniczych i szczegółowo zanalizowanej ich treści. Dotychczas zostały wydane 4 arkusze tej mapy, a mianowicie: Radom (E. Rühle), Płock (J. Łyczewska i Wł. Pożaryski), Poznań (B. Krygowski), Lublin (Wł. Pożaryski i E. Rühle) — w opracowaniu znajdują się Kielce i Gdańsk.

PALEOZOOLOGIA

Badania paleozoologiczne w I połowie XX wieku, w porównaniu z dużymi osiągnięciami z ubiegłego stulecia, są skromniejsze, jednakże posiadają szereg poważnych pozycji. Spośród autorów, opracowujących faunę bezkręgową, na pierwszym miejscu należy wymienić Wł. Polińskiego, a następnie E. Niezabitowskiego — wszechstronnego znawcę fauny plejstocenu, który kontynuował prace rozpoczęte przez Wł. Polińskiego. Z innych specjalistów tego działu należy wymienić: J. Urbańskiego i J. Makólskiego. Fauną kręgowców zajmowali się przede wszystkim J. Stach, E. Niezabitowski, H. Hoyer, T. Kormos, E. Kiernik i Z. Ryzewicz.

Ogólnie biorąc, obraz fauny plejstocenu Polski, pomimo dość licznych prac, jest jeszcze niekompletny. Szczególnie duże luki istnieją w wiadomościach o zwierzętach bezkręgowych, których szczątki zachowały się tylko w wyjątkowo sprzyjających warunkach. Dobry, syntetyczny obraz dotychczas poznanej fauny plejstocenijskiej okolic Krakowa a także całej Polski podał H. Hoyer (236, 238)

BEZKRĘGOWE

Z grupy robaków w 1914 r. zostały pod Ojcowem wykryte i opisane wypławki kryniczne. Stosunkowo liczną grupą fauny plejstocenijskiej są mięczaki, posiadające dużą łatwość przystosowywania się do zmian kli-

matycznych. Już w 1881 r. K. Bąkowski znalazł w glinie koło Lwowa 6 gatunków ślimaków, między innymi *Helix pomatia*, *Pupa muscorum* i *Succinea oblonga*, najbardziej charakterystycznych dla plejstocenu. Najobszerniejszy opis mięczaków, obejmujący 76 gatunków, podali w 1886 r. E. Dunikowski i w 1908 r. M. Łomnicki (542) ze Staruni, oraz z Wyżyny Podolskiej, a następnie Wł. Poliński z Ludwinowa pod Krakowem (830), Żoliborza (831) i Kielc (832). W ostatnich dziesiątkach omawianego okresu bibliograficznego ślimaki plejstocenijskie opisał E. Niezabitowski w profilu Szeląga pod Poznaniem (699). Autor ten znalazł wśród fauny interglacjalnej gatunek ślimaka *Belgrandia*, spotykany dziś tylko na południu Europy i stanowiący formę przewodnią. Ślimaki plejstocenijskie opisał także J. Urbanski (1258) z Gliczarowa koło Zakopanego, M. Prószyński (861) z okolic Brześcia nad Bugiem i M. Rózkowska (931) z Wielkopolski.

Skorupiaków plejstocenijskich poznano stosunkowo niewiele. Grochmalicki znalazł w Szelągu 12 gatunków *Ostracoda*, które występowały w osadach II okresu międzylodowcowego. Dużo rozgłosu w swoim czasie nabrało odkrycie w 1883 r. przez Wierzejskiego w Tatrach typowego reliktu fauny lodowcowej skorupiaka *Branchinecta paludosa*.

Wiele interesujących szczegółów do poznania warunków życia w plejstocenie dostarcza fauna owadów. Najobszerniejsze wiadomości o owadach podał już w 1894 r. A. Łomnicki na podstawie materiału, zebranego w łąkach czwartorzędowych Borysławia.

W 75% były to gatunki żyjące współcześnie na dalekiej północy Europy. Liczne okazy owadów, znalezione przy nosorożcu staruńskim, opracował F. I. Langersdorff (441). Wreszcie wśród fauny interglacjalnej w Szelągu E. Niezabitowski (699) znalazł w 1929 r. kilka chrząszczy, a w Łękach Dolnych pod Pilznem J. Makólski i St. Smreczyński (588, 589) oznaczyli szereg gatunków polarnych, względnie górskich tych owadów.

KRĘGOWCE

Z grupy ryb E. Niezabitowski znalazł w Szelągu resztki jesiotra, szczupaka, okonia i innych. Analogiczną ichtiofaunę wykrył ten sam badacz w Rzucewie nad Bałtykiem. W obu tych miejscowościach jednakże brak było karpia, który, jak się można domyślać, musiał zginąć na początku okresu lodowcowego i pojawił się ponownie w średniowieczu. Bardzo niewiele wiemy o gadach i płazach, ponieważ zachowały się tylko ich resztki. J. A. Bayger (18) opisał resztki kości żaby w plejstocenie Staruni.

Wiadomości o ptakach plejstocęńskich w porównaniu z tym, co wiemy o gadach i płazach, są stosunkowo obszerne. Już XIX wieku ptaki tego okresu opisywali: J. Zawisza, Nehring, G. Ossowski, a w ostatnich czasach zajęli się nimi E. Niezabitowski i T. Kormos. Przy założeniu, że w okresie lodowcowym musiały mieć miejsce wielkie wędrówki ptaków, E. Niezabitowski dowiódł, iż sowa i pardwa żyły u nas z całą pewnością podczas istnienia pokrywy lodowej.

Z fauny kręgowej najlepiej poznane zostały ssaki, zwłaszcza formy duże. Jeśli chodzi o zwierzęta małe, np. gryzonie, to po K. Bąkowskim, J. Zawiszy i G. Ossowskim, którzy pracowali u schyłku XIX wieku, wiele uwagi poświęcił im E. Niezabitowski oraz T. Kormos. Zwierzęta większe, jak hieny i niedźwiedzie, których szczątki znajdowano obficie w jaskiniach okolic Krakowa (np. w Grocie Jerzmanowskiej), były opisywane przeważnie w XIX wieku. Szczątki wilka znane są z jaskiń Ojcowa, Mełny i Magóry (opisane w 1913 r. przez E. Kiernika 277). H. Hoyer wspomina o znalezieniu w 1922 r. w grotach Doliny Kościeliskiej niedźwiedzia jaskiniowego, wilka, antylopy i innych mniejszych, przeważnie zresztą holocęńskich form.

W 1933 r. znaleziono w Gródku koło Równego resztki rosomaka plejstocęńskiego, który, jak wiadomo, spotykany jest obecnie rzadko na dalekiej północy Europy i Azji. W 1935 r. w kamieniołomie na Sitkówce koło Kielc znaleziono liczne szczątki niedźwiedzia jaskiniowego oraz przedstawicieli gryzoni i zwierząt drapieżnych, opisane przez J. Czarnockiego (57). Szczątki największego z gryzoni — bobra — znalezione zostały przez G. Ossowskiego w Ojcowie i E. Niezabitowskiego w interglacjale Szeląga. Nadto resztki jego rozpoznano wśród kości zebranych w osadzie neolitycznej Złota pod Skierniewicami.

Kości lwa jaskiniowego, znajdowane od dawna w Ojcowie oraz w grocie Magóry, opisał w 1925 r. E. Niezabitowski, a znaleziska na Wołyniu i Śląsku — Z. Ryziewicz (976). Sarny żyły u nas w małych ilościach, natomiast jelen olbrzymi występował wszędzie, z wyjątkiem Pomorza, jak to wykazał E. Kiernik (276). Do najlepiej zachowanych szczątków tego gatunku należy czaszka z profilu Ludwinowa.

W plejstocenie żył także rówieśnik *Elephas antiquus* i *Coelodonta mercki* — łoś stepowy. W 1929 r. E. Niezabitowski opisał prócz licznych mniejszych wykopalisk na terenie Wielkopolski pięknie zachowaną czaszkę łośa stepowego z Łukaszewka. Tenże autor opracował w 1914 r. szczątki rena, znalezione w różnych miejscowościach Polski, a więc w Wielkopolsce, pod Nowym Sączem, Jarosławiem i Chyrowem. W 1933 r. Z. Ryziewicz (976) opisał 15 rogów renich z terenu Śląska.

W 1913 r. znaleziono pod Złoczowem na głębokości 3 — 4,5 m szczątki kozy i konia, które zostały opisane przez L. Adametza i E. Niezabitowskiego. Czaszki takich samych kóz znajdowano w późniejszych latach na terenie Niziny Wielkopolskiej i Sandomierskiej (m. in. w Złotej), a opis ich znajdujemy w rozprawce K. Wodzickiego i L. Adametza (2).

Żubr był opisywany przez kilku paleontologów w XIX w., a ostatnio w 1931 r. przez E. Niezabitowskiego. W plejstocenie żył także wół piżmowy, którego czaszki znaleziono na Pomorzu i Śląsku; opisane one zostały w 1933 r. przez Z. Ryzewicza. Szczątki tego zwierzęcia znaleziono również w okolicach Krakowa i na Wołyniu.

Kości plejstocenijskich nosorożców były również dość często znajdowane na ziemiach Polski; opisywał je jeszcze w XIX w. A. Ślósarski. Lecz dopiero po wykopaniu w Staruni w 1907 r. licznych szczątków mamuta i nosorożca wyniki wykopalisk doczekały się gruntowniejszego opracowania. Pisał o nich w 1915 r. K. Kwieciński (438). W 1929 r. w pobliżu dawnego znaleziska wykopano całego nosorożca, którego dokładnie opisał J. Stach (1067).

Szcątki mamuta są jeszcze znajdowane na naszych ziemiach, aczkolwiek nie występują one w takiej obfitości jak na Morawach, Syberii czy Ławicy Dogger na Morzu Północnym.

U nas kości mamutów opisywano już w XIX w., ale większość badaczy zaliczała je do jednego tylko gatunku. Dopiero A. Ślósarski w 1896 r. wyróżnił dwa gatunki, a mianowicie: *Elephas antiquus* i *Elephas primigenius*. F. Chłapowski (49) w 1903 r. i T. Wiśniowski (1277) w 1914 r. dodali nadto nowy gatunek *Elephas trogontheri*, a W. Kuźniar w 1909 r. — *Elephas intermedius*. Resztki *Elephas antiquus* znalezione nad Sanem opisał E. Niezabitowski. W 1932 r. znaleziono w Jaremczu ułamek kości tego zwierzęcia, o którym wzmiankę znajdujemy u B. Kokoszyńskiej (308).

Wreszcie ząb mastodonta, znaleziony w żwirowiskach Obornik, opisał F. Chłapowski (50).

Na zakończenie tego krótkiego przeglądu najważniejszych prac z dziedziny paleozoologii czwartorzędu nasuwa się kilka ogólnych uwag: o ile znajdowane resztki fauny mogą wydatnie przyczynić się do poznania warunków życia i klimatu plejstocenu, to jednak zawodzą jako podstawa podziału stratygraficznego tego okresu historii ziemi na mniejsze jednostki. Dzieje się to głównie dlatego, że najczęściej szczątki faunistyczne występują na złożu wtórnym. Na tym tle dochodzi do rozbieżności poglądów i licznych dyskusji naukowych. Jako przykład może służyć znalezisko w Staruni, które wielu autorów zalicza do plejstocenu; natomiast

E. Kiernik, zoolog — faunę tę przenosi do holocenu, uzasadniając to tym, że zarówno mamut, jeleń jak i nosorożec żyją jeszcze w tym okresie.

PALEOBOTANIKA

Badania nad florą plejstocenu wykazują ogromny postęp w ostatnim 50-leciu. Mniej więcej do 1925 r. pracowano głównie przy pomocy metod makroskopowych, później jednak największy nacisk położono na stosowanie i wyniki analizy pyłkowej L. v. Posta. Najbardziej zasłużonymi badaczami, jeśli chodzi o badania makroskopowe, są: Wł. Szafer, A. J. Żmuda, J. Lilpop, St. Kulczyński i A. Kozłowska. Grono specjalistów analiz pyłkowych jest również duże. Są to: Wł. Szafer, J. Trela, A. Paszewski, J. Mądalski, E. Vogt, A. Środoń i kilku innych.

W 1911 r. nad Sołokiją pod Krystynopolem znaleziono liczne i nieźle zachowane szczątki flory dryasowej, którą opisał Wł. Szafer (1099) stwierdzając, iż reprezentuje ona typowy zespół tundrowy. Prawie jednocześnie w Ludwinowie pod Krakowem odkryto występowanie flory plejstocenijskiej, którą opisał A. J. Żmuda (1368). Autor ten wyróżnił tu 3 zespoły florystyczne i odpowiadające im okresy klimatyczne. Jednakże Wł. Szafer (1105), porównując oba znaleziska, udowodnił, iż w Ludwinowie należało by właściwie wydzielić więcej takich zespołów roślin. Przyjmując za W. Kuźniarem, iż najwyższy poziom flory, posiadający wyraźne piętno leśne, należy raczej zaliczyć do interglacjału, Wł. Szafer wyróżnił tutaj 5 stref florystyczno-klimatycznych, ilustrujących stadia recesywne zlodowacenia. Varsovien I.

W latach 1918—1923 florą plejstocenu zajmowała się A. Kozłowska, posługując się metodami makroskopowymi. Na podstawie węgielków drzewnych, znalezionych w jaskiniach pod Ojcowem, autorka stwierdziła, iż w okresie kultury aszelskiej, odpowiadającej interglacjałowi Riss-Würm, w dolinie Prądnika panował klimat łagodny, na co wskazuje fakt, że flora drzewiasta składała się przeważnie z dębów. W okresie późniejszym kultury oryńskijskiej i solutreńskijskiej klimat uległ ochłodzeniu, co zaznacza się obecnością modrzewia i limby. Jest to jedyne dotychczas znane miejsce występowania limby poza obszarami Karpat.

W 1924 r. A. Kozłowska (358) opracowała znalezione nad rzeczką Kierdonką pod Krakowem szczątki roślinne, które uznała za odpowiednik najstarszego zlodowacenia. Ostatnio Wł. Szaferowi i E. Rühlemu nasunęły się wątpliwości co do słuszności dotychczasowej interpretacji wieku profilu geologicznego tych znalezisk. Szczątki roślinne poddane są szczegółowym badaniom w Instytucie Botanicznym Uniwer-

sytetu Jagiellońskiego. Niezmiernie cenny okazał się fakt znalezienia szczątków lipy szerokolistnej i *Tsuga canadensis*, która dziś rośnie wyłącznie we wschodnich obszarach Ameryki.

Około 1925 r. rozpoczynają się badania flory przy pomocy analizy pyłkowej. Stosuje się ją zarówno do dawniejszych profili jak i nowych, coraz częściej odkrywanych.

J. Lilpop (514, 516) opracowuje dwa znaleziska nad środkowym Bugiem — w Koszarach i Włodawie, które uznaje za interglacjalne. Koło Włodawy między dwoma poziomami glin występują torfy i ily, uważane już przez Gagela w 1918 r. za interglacjał. W tych torfach J. Lilpop znajduje szczątki *Montia*, należącej do flory arktycznej oraz olchy (*Alnus incana*) i brzozy karłowatej. Obecność *Montia* wskazuje na przesunięcie się w tym okresie granicy jej zasięgu o paręset km na wschód, czyli oznacza istnienie klimatu wilgotnego. Brzoza zaś jako roślina podbiegunowa, wobec znalezienia jej razem z florą umiarkowaną, uznana została za relik. Występujące tu szczątki roślinne autor zalicza do ostatniego interglacjału.

Koło Koszar w torfach i piaskach, leżących pod moreną piaszczystą z głazami, J. Lilpop (514) znalazł resztki roślin, które wskazują na stopniowe ocieplanie się klimatu. Autor uważa, że flora ta występowała na początku i w środku okresu interglacjalnego, poprzedzającego zlodowacenie środkowo-polskie.

Prawie jednocześnie w dwu innych profilach nad środkową Pilicą — w Olszewicach i Barkowicach Mokrych J. Lilpop z E. Passendorferem opisują florę interglacjalną (521, 522). Znaleźli oni pod gliną zwałową serię piaszczysto-ilastą z torfami. W serii tej stwierdzili obecność u dołu lipy, olchy, brzozy i sosny, natomiast w stropie resztki świerka. Na tej podstawie J. Lilpop i E. Passendorfer florę z Sulejowa zaliczają do schyłku interglacjału.

W Olszewicach J. Lilpop i E. Passendorfer (522) pod gliną zwałową znaleźli warstwy łupków i torfu z dobrze zachowaną florą z *Brasenia*, uważaną za przewodnią formę interglacjału zachodniej Europy. *Brasenia* dominuje w zasadzie w dolnej części profilu, natomiast wyżej pojawia się masowo *Pinus montana*, a w warstwie najwyższej modrzew, co wskazuje na oziębianie się klimatu w związku z nadsuwaniem się lodów.

K. Piech (816) w 1930 r. zbadał w okolicach Szczercowa nad Widawką florę szarych iłów i torfów, spoczywających na piaskach „najprawdopodobniej“ fluwioglacjalnych. Znalezione w tych utworach szczątki roślinne wskazują na oziębianie się klimatu od ciepłego (*Trapa natans*) poprzez

umiarkowany (*Acer campestre*, *Coryllus avelana* i *Carpinus betulus*) do tundrowego (*Betula nana* i *B. humilis*).

W 1927 r. ukazuje się notatka A. Paszewskiego (752) zawierająca wyniki badań przy pomocy analizy pyłkowej torfowisk interglacialnych w Szelażu pod Poznaniem. Dalsze badania przeprowadzone zostały w tym miejscu w 1928 r. z ramienia poznańskiej sekcji Komisji Fizjograficznej Pol. Akad. Umiej., poddając rewizji stare prace niemieckie i nowsze B. Namysłowskiego. Wł. Szafer i J. Trela doszli do wniosku, że flora tutejsza jest charakterystyczna dla schyłku interglacjału, ponieważ nie zawiera form cieplejszych. Autorzy ci wyróżnili 3 fazy florystyczne: pierwszą reprezentują lasy liściaste, rosnące w klimacie wilgotnym, drugą lasy mieszane z okresu nieco chłodniejszego od współczesnego, trzecią lasy mieszane z przewagą sosny z okresu znacznie zimniejszego od dzisiejszego, właściwie charakteryzujące już okolice podbiegunowe.

Najbogatsze wszakże wyniki badań florystycznych zebrał Wł. Szafer po zbadaniu odkrytych przez siebie stanowisk interglacialnych nad Niemnem, a mianowicie Żydowszczyzny, Samostrzelnik i Poniemunia. W Żydowszczyźnie autor stwierdza pełne następstwo czasowe serii florystycznej. A więc istnieją zarówno gatunki charakterystyczne dla recesji lodów, interglacjału czyli optimum i transgresji lodów. Nieco inaczej przedstawia się sytuacja w Samostrzelnikach, gdzie brak dolnej części serii flory, reprezentującej recesję lodów. W profilu Poniemunia Wł. Szafer stwierdza regresję lodów, czyli okres ocieplania się klimatu zaznaczony przez nieliczne szczątki roślinne, a nad nimi bogatą florę okrzemkową, odpowiadającą środkowi interglacjału. Na podstawie zebranych materiałów opracowuje Wł. Szafer w 1928 r. schemat stratygraficzny polskiego plejstocenu (1104).

Odślonięcie utworów plejstoceńskich na Żoliborzu, zawierające resztki fauny i flory, zostało opisane w 1927 r. przez J. Raniecką (884). Autorka podała dokładny cykl zmian flory leśnej podczas interglacjału. Cykl ten rozpoczyna faza lasu sosnowego i brzożowego, potem poprzez las mieszany dębowy osiąga maksimum (buk, leszczyna, lipa), by wreszcie zakończyć się fazą sosnową z bardzo niewielkim udziałem brzozy i świerka.

Duży rozgłos zyskało znalezisko w Hamerni nad Lubaczówką, które wykryto na początku XX w. i o którym wspominał już M. Łomnicki. Torfy tu występujące zainteresowały M. Raciborskiego, który w 1912 r. odwiedził to miejsce; niestety zebrane przezeń materiały nie doczekały się opublikowania. Dopiero w 1929—1930 r. specjalne badania przeprowadził tutaj Wł. Szafer i stwierdził ślady modrze-

wia, sosny, jałowca syberyjskiego, brzozy oraz liczne gatunki flory wodnej i bagiennej. Profil Hamerni nasuwał początkowo Wł. Szaferowi przypuszczenia istnienia starszego okresu lodowcowego (Jaroslavien) od zlodowacenia Cracovien. Późniejsze jednak badania nie potwierdziły tej tezy.

W kilku miejscach nad Sanem wykryto stanowiska flory glacialnej i międzylodowcowej. St. Kulczyński opisuje najważniejsze profile z bogatą florą, oznaczoną jako Cracovien, w Baryczy i Walawie. Flora ta nosi według niego wybitne piętno wysokogórskie i tundrowe. W okolicy Radymna i Dusowiec ten sam autor znajduje florę, odpowiadającą okresowi międzylodowcowemu Masovien I. W 1931 r. znalezioną florę pod Jarosławiem Wł. Szafer zalicza do Masovien ze względu na duże analogie z terenami sąsiednimi, a także zachodnio-europejskimi. W Krzeszowie znaleziono bogatą florę leśną, należącą zapewne do interglacjału, gdyż przeważającymi tu drzewami były: buk, grab i olcha.

Przy wykopywaniu nosorożca staruńskiego znaleziono dużo resztek roślin tundrowych, które opisał Wł. Szafer (1107) i uznał je za należące do najstarszego zlodowacenia (Cracovien). Autor wskazuje też, że florę tę cechują w porównaniu z Ludwinowem czy Krystynopolem duże wymiary (zwłaszcza liści).

Problem chronologii okresów flory torfowej oraz klimatu podczas ostatniego zlodowacenia i holocenu na terenach podkarpackich został dobrze opracowany przez tegoż autora na podstawie materiału, zebranego w Roztokach pod Jasłem w 1935 r.

Flora w Roztokach doczekała się ponownego opracowania w 1948 r. głównie metodą makroskopową, ponieważ mała ilość pyłków nie pozwalała na dokładne i właściwe odtworzenie obrazu florystycznego. Wbrew temu, co wykazała analiza pyłkowa, Wł. Szafer stwierdził, iż w późnym glacie w Karpatach rósł las modrzewiowy z domieszką sosny i kosówki.

Przy badaniach Polesia zajmowano się szeroko analizami pyłkowymi tamtejszych torfowisk. St. Kulczyński wyróżnił tutaj dwa poziomy stratygraficzno-florystyczne, z których górny — młodszy — odpowiada okresowi litorynowemu, a dolny — starszy, składający się z sosny i brzozy, odpowiada ancylusowi. Znaleziono wówczas dwa stanowiska flory interglacialnej, a mianowicie nad Jeziorem Świętym i w Wysokim Litewskim (młodszy interglacjał).

W miarę postępu badań nad plejstocenem i stosowania nowych metod pracy powrócono jeszcze raz do dawnych stanowisk nad Niemnem i florę interglacialną zaliczono początkowo do Masovien I. Jednakże już w 1931 r. po wycieczce Polskiego Towarzystwa Geologicznego stwier-

dzono, że flora poszczególnych stanowisk jest różnego wieku. Mianowicie — utwory w Samostrzelnikach uznano za należące do interglacjału Masovien I, w Poniemuniu zaś i Żydowszczyźnie do Masovien II. Jako główny poziom stratygraficzny uznano czerwoną glinę zwałową; występujące tu utwory interglacjalne były odpowiednio do tego pokładu sytuowane. Florę tych osadów poddano dokładnej analizie pyłkowej, którą wykonali J. Trela (Samostrzelniki) i B. Jaroń (Żydowszczyzna).

Praca J. Trela (1247) rzuciła nowe światło na ewolucję flory leśnej podczas okresu interglacjalnego Masovien I. Autor ten wyróżnił 5 następujących faz rozwojowych:

1. faza lasu sosnowo-dębowego, wskazująca na klimat nieco cieplejszy i suchszy od dzisiejszego,
2. faza lasu dębowego mieszanego, wskazująca na optimum klimatyczne,
3. faza lasu zagajnikowego o klimacie zbliżonym do obecnego, lecz nieco więcej wilgotnym,
4. faza lasu sosnowo-świerkowego o klimacie chłodniejszym od dzisiejszego i średnio wilgotnym,
5. faza typowego lasu sosnowego o klimacie znacznie chłodniejszym od obecnego.

B. Jaroń na podstawie analizy pyłkowej wyróżnił również 5 faz rozwojowych lasu i porównał je z interglacjałem Danii (252). Według niego analogie między Polską północno-wschodnią i Danią są daleko idące i w zasadzie obserwuje się tylko nieznaczne różnice regionalne.

Najważniejszym bodajże dla stratygrafii plejstocenu znaleziskiem florystycznym są Cimoszkowice pod Nowogródkiem, znane od dawna i opisane w 1910 r. przez A. Missunę (670). W 1929 r. profilem tym zajął się St. Kulczyński (416), a po nim M. Gawłowska (160). W Cimoszkowicach znajdują się torfy, leżące na morenie dennej starszego zlodowacenia i przykryte przez lessowatą glinę. W warstwie torfu wykryto wiele pyłków drzew leśnych, takich jak lipa i jodła, a więc charakteryzujących klimat ciepły. W górnej glinie lessowatej występują także pyłki brzozy, sosny i świerka, a więc drzew należących do lasów klimatu chłodniejszego.

W latach 1935—1939 znaleziono nowe stanowiska flory plejstocenu w okolicach Krakowa, na Śląsku i w Krościenku. W 1935 r. w Ściejowicach pod Krakowem J. Mądalski (626) wykrył trzy poziomy torfów kopalnych i na podstawie analizy pyłkowej i badań makroskopowych ustalił skład lasów otaczających to torfowisko oraz w oparciu o profil geologiczny oznaczył wiek flory jako Masovien I. Autor wskazuje na da-

leko idące podobieństwo między znaleziskami w Olszewicach i Ludwinowie. Godny uwagi jest fakt, że w tutejszym torfie, podobnie jak i w Ludwinowie i Ojcowie, znaleziono *Tsuga canadiensis*.

Dalsze badania w tym miejscu prowadziła J. Dyakowska (110), która w 1939 r. udowodniła, że flora ze Ściejowic jest typową florą interglacjalną o piętnie chłodnym. Jednakże ustalenie dokładnego wieku tego stanowiska, wbrew początkowym poglądom, nie jest łatwe ze względu na fragmentaryczny charakter profilu. Flora ta wcale nie jest identyczna z florą Poniemunia i Szczercowa, natomiast może raczej odpowiadać florze z Hamerni. Pogląd ten podziela również J. Mądalski. Nie jest zresztą wykluczone, że flora ta pochodzi z ostatniego interglacjału.

Na Śląsku stanowiska flory pejstocenu znaleziono w Makoszowach, w piaskowni Milowice, w Wilamowicach i Dziedzicach. Znaleziskami w Makoszowach i Milowicach zajęła się A. Kozłowska (361), która opisała bogate resztki flory dryasowej, pochodzącej z okresu stagnacji, ewentualnie recesji lodów. Roślin tych autorka nie wiąże ze zlodowaczeniem Cracovien, ponieważ brak tu charakterystycznych elementów karpackich. Flora ta może, zdaniem autorki, odpowiadać któremuś ze zlodowaceń młodszych. Nie jest wykluczone, że flora tundrowa Śląska wiąże się z kilkoma nawrotami lodów.

Stanowisko flory w Wilamowicach opisał Wł. Szafer, a profil pod Dziedzicami znaleziony przez K. Koniora w 1936 r. zbadała Korczyńska. W Dziedzicach skąpe szczątki roślin drzewiastych i traw zaliczono do początku interglacjału Masovien I oraz następującego po nim glacjału Varsovien I.

Flora znaleziona w Krościenku należy do zlodowacenia bałtyckiego i zachowała się doskonale dzięki zboczowemu spływowi (1117). Nie zawiera ona elementów arktycznych, lecz raczej karpackie bezdrzewnego piętra alpejskiego. Jest faktem interesującym, że nie występuje tu typowa flora tundrowa, jaka pokrywała Polskę w okresach zlodowaceń.

Najnowszym znaleziskiem flory interglacjalnej jest Łańcuchowo nad Wieprzem. Resztki roślinne, znalezione przez A. Paszewskiego (755), oznaczyli Wł. Szafer, A. Środoń, J. Mądalski i J. Dyakowska. W całości reprezentują one klimat chłodny, panujący prawdopodobnie w końcu interglacjału Masovien I, tj. Mindel-Riss (obecność świerków, sosny i brzozy). Zostały tu wyróżnione okresy klimatyczne:

- 1) z przewagą sosny i brzozy,
- 2) ze świerkiem i klonem, oraz
- 3) z bardzo dużą przewagą świerka i brzozy.

Jednakże okazuje się, że zmiany w diagramie pyłkowym nie koniecznie musiały być wywołane zmianami klimatycznymi, ale innymi przyczynami lokalnymi.

W zakończeniu rozważań nad badaniami paleobotanicznymi czwartorzędu należy stwierdzić, że szczątki roślinne oddają znacznie większe usługi ustalaniu stratygrafii plejstocenu, aniżeli szczątki zwierzęce, zwłaszcza gdy chodzi o określenie wieku i charakteru okresu interglacjalnego. Nie należy jednak tego przeceniać, gdyż ze względu na powtarzające się warunki klimatyczne w plejstocenie w różnych okresach czasu mogły występować takie same gatunki roślin. W badaniach florystycznych są stosowane obie metody badawcze, tj. mikro- i makroskopowa, ponieważ — jak to widzieliśmy na przykładzie Rożtok — stosowanie jednej tylko metody nie zawsze daje zadowalające rezultaty.

BADANIA PETROGRAFICZNE

Zagadnienie charakteru i składu skał czwartorzędowych posiada ogromne znaczenie nie tylko naukowe, ale także i praktyczne. Niestety badania petrograficzne osadów glacialnych są zaniedbane, pomimo że J. Tokarski (1228) z całym naciskiem stwierdza, że winny one tworzyć ścisłą podstawę stratygraficzną. Według tego autora należy najpierw znaleźć metody jakościowego odróżniania osadów lodowcowych, potem zaś nakreślić obraz, charakteryzujący ilościowo utwory morenowe, zastoisłkowe, fluwioglacjalne i inne.

J. Tokarski (1217 i nast.) przypomina, iż właśnie dokładne badania lessu Podola, dokonane metodami chemicznymi i mikroskopowymi, pozwoliły na stwierdzenie kierunku wiatrów, a także ustalenie ich zmienności w poszczególnych okresach. Stosując powyższe metody przy badaniu glin plejstocenijskich z okolic Worochty, J. Tokarski doszedł do wniosku, że są one lessem, odpowiadającym drugiemu poziomowi lessów podolskich. Również dokładną analizę petrograficzną lessów Krzemieńca podał S. Biskupski (24).

W latach 1937—1939 rozpoczęto rejestracyjne prace petrograficzne na terenach północno-wschodnich pod kierunkiem St. Małkowskiego. Prace te miały na celu:

1. rejestrację oraz wstępny opis petrograficzny różnego rodzaju osadów lodowcowych,
2. odnalezienie kryteriów przydatnych do oceny wieku osadów,
3. wyjaśnienie szczegółów, dotyczących miejsc pochodzenia i warunków tworzenia się osadów oraz przebiegu zjawisk geologicznych.

Z tego obszernego programu wykonano właściwie tylko punkt pierwszy, dając względnie dokładny opis glin, piasków i ilów plejstocenijskich z uwzględnieniem ich cech technicznych. W pracach tych obok St. Małkowskiego brali udział W. Okołowicz, J. Wojciechowski, A. Jaroszewicz-Kłyszzyńska oraz A. Korybut-Daszkiewicz.

A. Jaroszewicz-Kłyszzyńska (254—256) zajmowała się zagadnieniem pochodzenia materiału skalnego w glinie zwałowej. Materiały zebrane przez nią z 5 stref czołowo-morenowych, odpowiadających według B. Halickiego 5 fazom zlodowacenia bałtyckiego, były zupełnie różne. Ze strefy pierwszej i drugiej materiał pochodzi przeważnie z dna Bałtyku i z Wysp Alandzkich, przy nieznacznej tylko domieszce skał szwedzkich. W strefie trzeciej skały ze Szwecji dominują i występują w dużej mozaice typów. W strefie czwartej znów zaznacza się przewaga skał bałtyckich, podczas gdy materiał szwedzki reprezentowany jest tylko przez otoczaki. Wreszcie w strefie piątej materiał pochodzi wyłącznie z Finlandii.

Metody jakościowej analizy materiału petrograficznego stosował do określenia wieku moren w 1938 r. R. Błachowski (30). Kilka uwag na temat tych metod umieszczono w rozdziale o stratygrafii czwartorzędu.

W latach 1946—1947 J. Tokarski (1226—1227) wraz z grupą swych pracowników przeprowadza badania petrograficzne w celu znalezienia wskaźnika ilościowego dla osadów lodowcowych w Tatrach. Mierząc obwody głazów skalnych, otrzymał wskaźnik, pozwalający na odróżnienie utworów morenowych od fluwioglacjalnych. Metoda ta może być stosowana w regionach, gdzie zawodzą kryteria morfologiczne lub metody jakościowe badań petrograficznych. Pod tym kątem widzenia M. Turnau-Morawska przystąpiła obecnie do opracowania petrograficznego utworów czwartorzędowych doliny Bugu między Niemirowem i Wyszkowem.

W przeciwieństwie do skromnego zakresu ogólnych badań petrograficznych, dość dużą uwagę zwracano na głazy narzutowe. Szereg artykułów i notatek na ten temat napisali J. Czarnocki, Lw. Sawicki, F. Krawiec, St. Pawłowski, St. Małkowski, H. Świżiński, S. W. Szulczewski i wielu innych.

Dokładną inwentaryzację głazów narzutowych, objętych ochroną przyrody, dała A. Głowińska (169). Z wykazu tego, liczącego 67 pozycji widać, że najwięcej głazów posiada województwo pomorskie, mianowicie 28, następnie zaś warszawskie 8. W tym drugim znajduje się, jak wiadomo, największy głaz narzutowy na ziemiach polskich we wsi Za-

wady pod Mszczonowem — opisany w 1925 r. przez St. Małkowskiego. Autor jednak poza stwierdzeniem charakteru petrograficznego skały i podaniem wymiarów głazu, nie daje żadnych informacji o jego pochodzeniu i położeniu stratygraficznym w utworach czwartorzędowych.

Wzmiankę o głazie gnejsowym, znalezionym przy kopaniu kolektora na Żoliborzu, napisał w 1933 r. Lw. Sawicki (1021). Kilka uwag o głazach narzutowych na południowych peryferiach Gór Świętokrzyskich znajdujemy u J. Czarnockiego (58) i H. Świdzińskiego (1175). Dotyczą one rozmiarów głazów oraz ich składu petrograficznego.

Na obszarze Wielkopolski głazami narzutowymi interesował się St. Pawłowski (794), który wskazał na obfitość granitów białych i czerwonych w okolicach Ostrzeszowa. Granity te na ogół rzadko występują w innych częściach Polski. Autor przypuszcza, że głazy ostrzeszowskie pochodzą ze starszego zlodowacenia.

S. Kreutz i A. Głowińska (377), pisząc o pochodzeniu głazów narzutowych, dowodzą, że ojczyzną ich jest najczęściej Finlandia. Z tego kraju pochodzące głazy mają też największe rozmiary. Drugim krajem pochodzenia naszych głazów narzutowych jest Szwecja. Głazy, które przywędrowały do nas z tych krajów, sięgają bardzo daleko na południe i można je znaleźć nawet pod Krakowem, natomiast zasięg głazów, pochodzących z Wysp Alandzkich, jest znacznie mniejszy.

BADANIA MORFOLOGICZNE

Wśród badań morfologicznych czwartorzędu najwięcej uwagi poświęcono morenom czołowym oraz tarasom rzeczny, dawało to bowiem podstawę do wyznaczenia zasięgu zlodowaceń, ich ilości i pochodzenia oraz możliwości odtworzenia ewolucji krajobrazu. Znacznie mniej zainteresowania okazywano innym formom lodowcowym, a mianowicie: ozom, wydmom, drumlinom, rynnom, kemom i sandrom.

MORENY CZOŁOWE

Nie będę wymieniał wszystkich prac, poświęconych zagadnieniom moren czołowych, lecz od razu przejdę do omówienia studiów, dotyczących zasięgu poszczególnych zlodowaceń, ponieważ, jak wiadomo, zasięg ich, z wyjątkiem najstarszego, jest zaznaczony obecnością moren czołowych.

Zasięg najstarszego zlodowacenia wyznaczono na podstawie występowania eratyków. W zasadzie linia zasięgu została dobrze zaznaczona na mapie geologicznej Polski, opracowanej w 1926 r. przez Cz. Kuźniara. Autor ten wyzyskał najnowsze prace i materiały, a mianowicie St. Pawłowskiego (775) dla odcinka Karpat i E. R o-

mera dla Rostocza. Późniejsze badania nad występowaniem eratyków, prowadzone głównie na Podolu i Wołyniu przez ośrodek lwowski, wskazują, że granica zasięgu najstarszego zlodowacenia biegnie bardziej na południe. Pewne niewielkie korekty w okolicy Przemyśla wniósł St. Wdowiarz (1271). M. Klimaszewski (302) przypuszcza, że najstarsze zlodowacenie w Sudetach sięgnęło bardziej na południe aniżeli w Karpatach; kwestia ta nie jest jednak definitywnie rozstrzygnięta.

Poglądy różnych autorów na zasięg zlodowacenia środkowo-polskiego są co prawda dość rozbieżne, jeśli chodzi o szczegóły, nie mniej ogólnie przyjęto, że granica jego ma przebieg mniej więcej równoleżnikowy. Największa stosunkowo zgodność poglądów panuje co do odcinka środkowego przebiegającego na północ od Gór Świętokrzyskich, natomiast zaznaczają się różnice poglądów na przebieg linii zasięgu zlodowacenia na odcinkach zachodnim i wschodnim.

Zasięg zlodowacenia środkowo-polskiego na obszarze całej Polski wyznaczyli: M. Limanowski (529), J. Siemiradzki (1036) oraz St. Wołosowicz (1290). Według M. Limanowskiego linia ta przebiega od Trzebnicy poprzez Częstochowę, Szydłowiec, Łęczną, Luboml do Stolina na Polesiu.

Linia zasięgu tego zlodowacenia, nakreślona przez St. Wołosowicza, posiada mniej więcej równoległy przebieg do wyznaczonej granicy M. Limanowskiego, z tą różnicą, że przechodzi od niej bardziej na północ. Również bardzo schematycznie podaje ją J. Siemiradzki (1036) w 1924 r. Zachodni jej odcinek został wytyczony zgodnie z St. Wołosowiczem, natomiast na wschód od Włodawy linia J. Siemiradzkiego posiada przebieg bardziej prosty, ciągnąc się na północ w kierunku Pińska.

Cz. Kuźniar, J. Samsonowicz, Lw. Sawicki i B. Zaborowski prowadzą granicę zlodowacenia środkowo-polskiego wzdłuż doliny Wisły aż do Zawichosta, natomiast M. Limanowski wyznacza ją bardziej na północ.

Z porównania zasięgu zlodowacenia środkowo-polskiego w interpretacji różnych autorów widać, że prowadzą go oni zgodnie z linią wyznaczoną jeszcze w 1881 r. przez G. G. Puschę. Nowe spostrzeżenia i odkrycie nowych moren czołowych tylko w nieznacznym stopniu ją zmodyfikowało (J. Premik, E. Passendorfer). Jedynie na Górnym Śląsku według A. Makowskiego zlodowacenie to sięgnęło aż po Wodzisław, a ostatnio M. Klimaszewski przesuwa je do okolic Katowic.

Jest rzeczą możliwą, że różnice pomiędzy poszczególnymi autorami są wynikiem niejednakowego podejścia do zagadnienia. Lw. Sawicki

uważa moreny między Radomiem i Piotrkowem za oznaki cofania się lodowca środkowo-polskiego, natomiast St. Wołosowicz prowadzi przez wymienione moreny linię najdalszego zasięgu tego lodowca.

St. Lenczewicz zasięg zlodowacenia środkowo-polskiego wyznacza pomiędzy Wisłą i górną Wartą w kierunku wschodnim, z dwoma wyrzuczeniami wzdłuż górnej Pilicy i środkowej Wisły. Autor podając linię zasięgu oparł się na przebiegu moren domaniewickich, żelechlińskich i innych.

Linie postojów lodowca zlodowacenia środkowo-polskiego podczas recesji. Liczne, rozsiane na Niżu polskim moreny czołowe dały podstawy do wyróżnienia kilku faz postoju lądolodu w czasie jego recesji.

W pierwszym rzędzie na uwagę zasługuje próba M. Limanowskiego (529), który linię najbardziej południową wyznacza od Leszna na Pleszew, Pabianice, Grójec, Kałuszyn, Janów Podlaski w kierunku górnej Jasiołdy. Zachodni odcinek tej linii M. Limanowski nazywa pleszewskim, a wschodni górno-niemeńskim. Następną fazą postojową według M. Limanowskiego miała miejsce na linii: Poznań — Ślesin — Chodecz — Gostynin — Gąbin — Modlin — Ciechanów. Jest to tzw. linia postoju ślesińskiego, któremu na wschodzie ma odpowiadać stadium dzisiejskie tworzące amfiteatralny łuk, wygięty ku północy. Linii tych autor zresztą nie wiąże w całość. Trzecią z kolei linię postojową M. Limanowski wyznaczył następująco: Gniezno — Włocławek — Mława — Rajgród — Suwałki — Troki — Wilno — Druja; zachodni odcinek tego ciągu nazywa linią postojową gnieźnieńskiego, wschodni zaś — pojeziernym. Wreszcie najbardziej północny postój wyznaczają moreny kartuskie.

Wszystkie wyżej opisane linie nakreślił autor w sposób schematyczny; przebiegiem swym na ogół naśladują one zarys brzegu Bałtyku. Odległości pomiędzy poszczególnymi cięgami są znacznie mniejsze na zachodzie aniżeli na wschodzie, z czego można wysnuć wniosek, że lądolód na wschodzie cofał się znacznie szybciej niż na zachodzie.

Poza M. Limanowskim tylko J. Siemiradzki wytyczył na obszarze całej Polski kilka linii recesywnych ostatniego zlodowacenia. Pierwsza z nich biegnie od ujścia Prosnego przez Konin, Koło, a dalej przechodzi na prawy brzeg Wisły i przez Podlasie kieruje się na Wilno do wielkiej moreny Nowogródka. Drugą linię kreśli J. Siemiradzki od ujścia Drwęcy przez Mławę, Łomżę, Augustów, dolinę Niemna do Gór Ponarskich pod Wilnem, skąd poprzez moreny jeziora Naroczy ciągnie ją na Dokszyce. Trzecia linia przechodzi kulminacjami Poje-

ziera w okolicy Kartuz, a dalej poprzez okolice Gdańska w kierunku ujścia Niemna i na Żmudź.

Porównując te linie recesywne w ujęciu obu autorów, stwierdzamy dość znaczne różnice poglądów. M. Limanowski wyróżnia 4 stadia recesji, natomiast J. Siemiradzki widzi ich tylko 3. Poza tym poszczególne odcinki tej samej linii recesywnej Limanowskiego zalicza Siemiradzki do dwóch różnych stadiów. Obaj autorzy nadają swym liniom kształt naśladujący brzeg Bałtyku.

Inni autorzy, jak St. Lencewicz, W. Nechay, St. Wołosowicz i B. Zaborski konstruują linie postoju na podstawie rozmieszczenia moren czołowych na stosunkowo krótkich odcinkach i zupełnie nie uwzględniają ogólnych linii przyjętych przez M. Limanowskiego czy też J. Siemiradzkiego.

St. Lencewicz nie odtwarza lodowca pojmowanego jako zwarta masa, lecz wyznacza linie na podstawie zasięgów poszczególnych jeziorów, które wdzierały się obniżeniami daleko na południe. Wyniosłości między tymi obniżeniami mogły być pokryte tylko cienką powłoką lodową, lub też lodowiec mógł je zupełnie omijać. St. Lencewicz wyróżnia 3 festony recesywne moren czołowych, które znaczą etapy postoju poszczególnych jeziorów. Są to moreny kutnowskie (Gostynin — Kutno), moreny płońskie (Płońsk, Serock) i moreny czołowe w okolicy Tłuszcza; te ostatnie miał usypać ten sam ładolód, który pozostawił moreny grójeckie, jednakże autor nie łączy ich ze sobą w jedną całość, gdyż nie znajduje między nimi członów pośrednich.

B. Zaborski (1330) na terenie Podlasia i obszarów sąsiednich wyróżnił 4 stadia postoju lodów i niektóre pasy moren łączy z morenami mazowieckimi St. Lencewicza. Tak np. wyróżnione przez siebie pierwsze stadium — mielnickie, podczas którego zostały osadzone moreny na linii Latowicz — Siedlce — Mielnik — Kleszczele — Gródek, łączy z morenami płońskimi St. Lencewicza. Moreny drugiego stadium spotykane pod Łapami i Wysokim Mazowieckim uważa B. Zaborski za mniej więcej równowiekowe z morenami Kałuszyna, opisanymi przez St. Lencewicza. Wypada tu zaznaczyć, że linia ta biegnie w przedłużeniu zachodniego odcinka pierwszej linii recesywnej, nakreślonej przez M. Limanowskiego. Trzecie stadium recesji zaznaczone morenami Czerwonego Boru i Białegostoku wiąże B. Zaborski z morenami mławskimi. Wreszcie czwarte stadium kreśli ten autor zгідnie z rozmieszczeniem szeregu pagórków morenowych, rozsianych w półkole w okolicach Sokółki, Goniądza i Kolna. Moreny te według B. Zaborskiego tworzą wschodnie przedłużenie moren mławskich.

St. Wołosowicz (1291) wyróżnia na obszarze Polski północno-wschodniej 3 linie postoju lodowca, a nadto usiłuje odtworzyć drugorzędne fazy w okresie recesji lądolodu. Między innymi w okolicach Mławy wyróżnił on 5 drugorzędnych ciągów moren czołowych.

W przeglądzie linii recesji zlodowacenia środkowo-polskiego uderza zasadnicza różnica między poglądami J. Siemiradzkiego i M. Limanowskiego z jednej strony, a resztą autorów z drugiej. Podczas gdy ci pierwsi próbują ująć całość zjawiska w sposób ogólny, to reszta uwypukla luźne fragmenty recesji. M. Limanowski i J. Siemiradzki kreślą linie postojowe w kierunku równoleżnikowym, inni zaś jak St. Lencewicz, B. Zaborski i St. Wołosowicz wiążą ze sobą ciągi moren w ten sposób, że w rezultacie otrzymują linie o przebiegu raczej południkowym.

Zasięg najmłodszego zlodowacenia jest wciąż najtrudniejszy do ustalenia, gdyż w gruncie rzeczy wcale nie pokrywa się z granicą Pojezierza, jak niegdyś przypuszczano. M. Limanowski, w odróżnieniu od szczegółowego opracowania granic zlodowacenia środkowo-polskiego, zaznacza tylko parę fragmentów moren ostatniego zlodowacenia. Jeszcze bardziej ogólnikowo kreśli zasięg ostatniego zlodowacenia J. Siemiradzki. Obaj ci autorzy zakładają, że lodowiec zatrzymał się na wybrzeżu Bałtyku wysyłając na południe jeźor doliną Wisły.

Wł. Szafer (1104), Lm. Sawicki (1003) i J. Lewiński (505) zasięg ostatniego zlodowacenia prowadzą na południe od granicy Pojezierza, przy czym na zachodzie kreślą go aż do Warty, podczas gdy na wschodzie odsuwają go tylko bardzo nieznacznie od granic Pojezierza. M. Limanowski w 1932 r. uważa moreny czołowe Wołkowyska i Baranowicz za granicę ostatniego zlodowacenia.

K. Piech i J. Premik (819) uważają, że granica ostatniego zlodowacenia biegła od Wilna przez Mereczankę, Suwałki, Gostynin, Włocławek i Konin do Poznania.

TARASY

Poza morenami czołowymi najwięcej uwagi poświęcono tarasom rzeczynym. Formami tymi zajmowali się zarówno geografowie jak i geologowie i to zwłaszcza w okresie międzywojennym.

Taras rzeczny jest jedną z najcharakterystyczniejszych form krajobrazu, a zarazem jest zasadniczą pomocą przy odcyfrowywaniu historii danej doliny rzecznej.

Powszechnie rozróżnia się 2 typy tarasów: akumulacyjne i erozyjne. Tarasy pierwszego typu spotyka się bardzo często i niektórzy autorzy

utożsamiają je z pojęciem tarasu w ogóle. Drugie — erozyjne — występują na ogół znacznie rzadziej. W Karpatach spotyka się przeważnie typ mieszany, tzn. tarasy erozyjno-akumulacyjne, które powstają skutkiem wcinania się rzeki w starsze osady dolinne i ich podłoża; w przekroju poprzecznym tarasy takie wykazują u góry materiał aluwialny, w dole zaś skalisty.

Studium tarasów, a więc ich wysokości, nachylenia i materiału, który je tworzy, ułatwia w dużym stopniu odcyfrowanie historii geologicznej dorzecza w okresie czwartorzędowym.

Niż

Na Niżu tarasami zajmowali się St. Lencewicz, St. Pawłowski, J. Kondracki, R. Galon, St. Pietkiewicz, H. Radlicz, J. Lewiński i inni. Na Podkarpaciu i Wyżynach Południowych pracowali: Lm. Sawicki, J. Smoleński, Cz. Kuźniar, A. Zierhoffer, St. Pawłowski oraz ich uczniowie: J. Szaflarski, M. Klimaszewski i W. Stolfówna.

Ogólny schemat tarasów plejstocenijskich na rzekach polskich dał St. Pawłowski (788) oraz St. Lencewicz (468), który opracował bardzo starannie tarasy Wisły środkowej od Puław do Torunia, a także tarasy niektórych dopływów jak: Wkra, Skrwa, Ner i Bzura. Wyróżnił on tutaj 4 poziomy tarasów, z których dwa wyższe — plejstocenijskie — są erozyjne. Tarasom tym przypisuje wiek ostatniego zlodowacenia (Bühl). Natomiast dwa niższe tarasy uważa za holocenijskie. Miały one powstać w okresie litoryny oraz ancylusu. St. Lencewicz poświęca dużo miejsca charakterystyce litologicznej tarasów, ich wysokościom względnym, a także porównaniu z tarasami rzek zachodnio-europejskich, jak Moza, Sekwana, Rodan i Loara. Dochodzi on do wniosku, że dwa erozyjne tarasy Wisły odpowiadają ściśle dwóm dolnym tarasom (młodszym) na zachodzie, ponieważ Wisła posiadała wówczas wspólną podstawę erozyjną z rzekami zachodniej Europy, tj. Morze Północne. St. Lencewicz próbuje również powiązać tarasy Wisły z tarasami Dniepru.

Kilka krótszych notatek poświęca St. Lencewicz (447) tarasom Pilicy w okolicy Tomaszowa Mazowieckiego. Wspomina on o 3 tarasach tej rzeki, a także pisze o przeciągnięciu Wolborki.

Studium J. Kondrackiego (314) o tarasach dolnego Bugu jest rozszerzeniem prac St. Lencewicza nad tarasami rzek Mazowsza i próbą powiązania ich z Polesiem. Autor wyróżnia 4 poziomy tarasowe, z czego 2 erozyjne i 2 akumulacyjne o wysokościach względnych prawie identycznych z tarasami wiślanymi, z jednym tylko wyjątkiem, a mia-

nowicie tarasem IV, który jest nieco niższy nad Bugiem. Poza tym w okolicy Mielnika J. Kondracki znalazł jeszcze jeden wyższy poziom, który nazwał mielnickim, a który według niego nie należy do systemu Wisły.

W dolinie środkowego Bugu A. Jahn (250) znalazł 3 poziomy tarasów, z tego 2 zalewowe, zwane dennymi, o wysokościach 2—3 i około 5 m. Trzeci zwany krystynopolskim jest erozyjny i ma wysokość 6—9 m.

Tarasы środkowego dorzecza Narwi opisuje H. Radlicz (880), wyróżniając też 4 tarasy: 2 akumulacyjne i 2 erozyjne. Tarasy akumulacyjne Narwi mają wysokości nieco mniejsze niż wiślane. Wyższy spośród nich stanowi główny element krajobrazowy tzw. równiny kurpiowskiej, 2 wyższe tarasy są erozyjne i nie odgrywają większej roli w rzeźbie regionu. I one mają nieco mniejsze wysokości względne niż ich wiślane odpowiedniki.

St. Pietkiewicz (822) badał dorzecze Hańczy, nad którą znalazł 4 tarasy, przy czym najwyższy z nich traktuje jako sandr, na którym zachowały się ślady drumlinizacji. Taras III występuje tylko w bardzo skąpych fragmentach.

Podczas prac melioracyjnych na Polesiu w latach 1930—1932 tarasami tamtejszych rzek zajmowali się St. Lenczewicz i St. Pawłowski. Ten ostatni wyróżnia nad Horyniem dwa tarasy.

Tarasы wiślane na odcinku przełomowym od Zawichosta do Puław badał Lm. Sawicki (1004), który wyróżnił 2 poziomy plejstocenie, czyli erozyjne o wysokości 15 i 25 m oraz 2 holocenie — akumulacyjne o wysokości 5—8 i 2—4 m. Na obszarze sąsiednim, a mianowicie nad dolną Kamienną K. Pożaryska (837) znalazła aż 5 tarasów, dwa dolne uznając za polodowcowe. Trzy wyższe — plejstocenie — autorka wiąże ze zlodowaczeniami w sposób następujący: taras III, na którym leży less, powstał podczas zlodowacenia bałtyckiego — najmłodszego, taras IV powstał podczas zlodowacenia środkowo-polskiego, wreszcie taras najwyższy, czyli V, powstał w interglacjale pomiędzy drugim i trzecim zlodowaczeniem. W pradolinie warszawsko-berlińskiej J. Mikołajski (666) wyróżnił 3 systemy tarasów: niskie — 2—3 m wysokości względnej, średnie — 8—13 m i wysokie — 16—20 m. Tarasy średnie i wysokie są erozyjne.

Tarasы dolnej Wisły w dół od Torunia były przedmiotem zainteresowania R. Galona (144), który wydzielił tu 6 poziomów: dwa najniższe są akumulacyjne, a cztery wyższe — erozyjne. Wysokości ich są następujące: zalewowy — 2—3 m, nadzalewowy około 5 m, dolny — 10—15 m, środkowy niższy — 17—22 m, środkowy wyższy — 25—27 m, wreszcie górny 32—41 m. Tenże autor (138) nad Drwęcą wyróżnił 4 tarasy: zale-

wowy 2—3 m, dolny około 9 m, środkowy około 17 m i górny 24 m. Tarasy Wdy są obecnie obiektem badań W. Okołowicza (od 1946 r.).

Nad dolną Odrą pod Szczecinem J. Brinken (35) znalazł 4 tarasy: łąkowy, czyli zalewowy — bardzo niski, bo tylko 1 m liczący, dolny — 6—8 m, środkowy — 12—15 m i górny mający 20—25 m, typowo wydmowy. Trzy górne tarasy są erozyjne, wycięte w równinie lodowcowej i częściowo pokryte osadami jeziornymi.

Karpaty

Wydzieleniem tarasów w dolinie Skawy i Raby zajmował się J. Szaflarski (1132), wyróżniając 6 poziomów, a mianowicie: taras I — 2—3 m, II — 16—22 m, III — o wysokości 35—40 m, IV o wysokości 80—100 m, ponad tymi widzi jeszcze dwa poziomy o wysokości 110—120 m oraz o wysokości 150—170 m. Autor jednak nie podaje ich wieku. Jeśli chodzi o Rabę, to J. Szaflarski miał możliwość nawiązania do dobrego ujęcia Cz. Kuźniara (426), który wyróżnił nad górnym odcinkiem tej rzeki tylko 3 tarasy, a mianowicie — taras dolny 0,50 m, nad nim taras 2 m z materiałem eratycznym i wreszcie taras III — wysokości 8—12 m, przykryty lessem. Taras III uważa autor za odpowiednik zlodowacenia środkowo-polskiego. Do badań Cz. Kuźniara nawiązała W. Stolfówna (1074) przy oznaczaniu wieku tarasów górnej Raby. Autorka wyodrębnia tu też tylko 3 tarasy, przy czym poziom 2—3 m uważa za zalewowy, 10—12 m zaś, zgodnie z Cz. Kuźniarem, zalicza do plejstocenu.

St. Pawłowski (799) w omówieniu krytycznym pracy J. Szaflarskiego wydziela na podstawie obserwacji własnych z okolic Rabki 3 tarasy: taras dolny — 1'—2 m, środkowy 2—4 m i górny 8—10 m; w dolinach bocznych dopływów Raby odpowiednie wysokości są mniejsze. Taras dolny i środkowy są pochodzenia akumulacyjnego, natomiast górny jest erozyjno-akumulacyjny. Niestety St. Pawłowski nie wnika głębiej w budowę tarasów, ani też nie zajmuje się ich wiekiem. Duża różnica poglądów co do ilości tarasów w dolinach Skawy i Raby u St. Pawłowskiego i J. Szaflarskiego wynika z tego, że J. Szaflarski uznał spłaszczenia wierzchołkowe i zboczowe, wywołane różnicami petrograficznymi, za tarasy rzeczne.

M. Książkiewicz (410) w okolicy Suchej nad Skawą wyróżnił także 3 poziomy akumulacji rzecznej: najwyższy — 16—20 m, żwirowo-gliniasty, środkowy 3—5 m również zbudowany z tego samego materiału i dolny wysokości 2 m. Poziom najwyższy, słusznie według M. Klimaszewskiego, wiąże autor ze zlodowaceniem Cracovien.

Tarasы górnego odcinka Dunajca opracowali E. Romer i B. Halicki, dolny zaś od Pienin aż po ujście badał M. Klimaszewski (288). St. Pawłowski w pasie Pienin wyróżnia dwa tarasy: holoceniński, o wysokości 2—5 m, zbudowany ze żwirów wapiennych, piaskowcowych i granitowych oraz taras plejstoceński, wysokości 12—30 m, również żwirzasty. J. Smoleński (1042) w kotlinie sądeckiej wyróżnia 5 tarasów, a mianowicie: taras łągowy wysokości 2—5 m, zbudowany z namulów piaszczystych i żwirowisk, taras II — wysokości 8—12 m, taras III mający 20—25 m, taras IV wysokości 55 m i taras V wysokości 80—90 m. Na podstawie stanu zachowania się żwirów tatrzańsko-fliszowych J. Smoleński wysunął tezę o wysokim zasypaniu doliny Dunajca wskutek zatamowania odpływu wód, spowodowanego nasuwającym się od północy lądolodem. W 1934 r. M. Klimaszewski wyróżnił w dolinie Dunajca od Pienin w dół 3 tarasy akumulacyjne o wysokościach 2, 5, 10 m oraz 3 górne — erozyjne.

Tarasami Wisłoki i jej dopływów zajmował się już w 1901 r. Wł. Szajnocha, który wyróżnił tutaj duży, płaski taras plejstoceński, zbudowany z otoczków karpackich. W kilka lat później W. Łoziński (548) wydzielił dwa poziomy tarasów, a mianowicie dolny, zbudowany z piasków i żwirów, 2—6 m wysokości oraz górny, mający 12—20 m, po części erozyjny i akumulacyjny. Genezą tych tarasów zajął się dopiero St. Pawłowski w 1925 r. Taras dolny 2—3 m jest wieku polodowcowego, natomiast górny 12—22 m pochodzi z ostatniego interglacjału. Ponadto St. Pawłowski wspomina o spłaszczeniach żwirowych na wysokości 30—50 m oraz o poziomach żwirowych na wysokości 80—100 m.

Zagadnieniem tarasów w dorzeczu Sanu zajmował się H. Świdziński oraz J. Hempel i St. Wdowiarsz. Wydzielono tutaj 4 tarasy, z tego dwa dolne — holoceniskie — o wysokości 2—3 m (zalewowy) i 4—6 m (rędzinowy) oraz dwa górne — plejstoceńskie, występujące przeważnie fragmentarycznie, jak stwierdza np. St. Wdowiarsz. Są to poziomy 10—16 m oraz 20—26 m. Wysokość tarasu najwyższego J. Hempel ocenia na 45 m w okolicy Sanoka. W kotlinie krośnieńskiej nad Wisłokiem H. Świdziński wyróżnił dwie grupy tarasów: młodsze — ciągnące się wzdłuż poszczególnych dolin i starsze łączące się ze sobą w jednolitą powierzchnię. Tarasy młodsze H. Świdziński wiąże ze zlodowaczeniem środkowo-polskim, natomiast tarasy starsze, mające wysokość 12—20 m, uważa za powstałe podczas maksimum zlodowaczenia.

DRUMLINY

Drumliny stanowią dość charakterystyczną formę akumulacji lodowcowej we wszystkich obszarach zlodowaconych. Jednakże rzadko można

je spotkać w tak klasycznej postaci, jak w Irlandii (skąd wzięły swą nazwę), czy też w stanach Wisconsin, Minnesota i Michigan. W zasadzie drumliny występują gromadnie, tworząc niekiedy rozległe krajobrazy.

Drumliny, spotykane na Niżu Polski, są przeważnie nietypowe i nigdzie nie osiągają takich rozmiarów jak w Irlandii. Znamy je z Pojezierza Dobrzyńskiego, gdzie może rozwinęły się najlepiej, dalej z terenu na południowy wschód od Szczecina, z okolic Konina, Wyżyny Elbląskiej i paru innych mniejszych obszarów.

Najbardziej klasycznym terenem występowania drumlinów w Polsce jest Pojezierze Dobrzyńskie. Formy te zostały opisane w 1925—1927 r. przez W. N e c h a y a (682, 683) na obszarze około 32 km² na północny wschód od moren czołowych Chrostkowa. Autor wyróżnił tutaj 3 obszary drumlinowe. Na ogół drumliny te nie są wysokie, ale przedstawiają dość typowe formy, zbudowane z piasków i żwirów przekątnie warstwowanych i przykrytych gliną. Opierając się na ich wewnętrznej budowie W. N e c h a y wyróżnia 2 typy drumlinów dobrzyńskich: pierwszy posiadający jądro z piasków warstwowanych i drugi — wymodelowany wyłącznie z gliny zwałowej. Zależnie od różnych faz zlodowacenia, jak nasuwanie się, postój i topnienie, geneza drumlinów może być różna.

Dwa pola drumlinowe opisuje B. Z a b o r s k i (1326) w okolicach Wysokiego Mazowieckiego i na południe od Białegostoku. Są to na ogół formy małe i nietypowe. Koło Wysokiego Mazowieckiego biegną one niemal południkowo, natomiast pod Białymstokiem w kierunku NW — SE.

Mały obszar drumlinowy, znajdujący się na północ od Kobrynia, opisał St. P a w ł o w s k i (776) w 1927 r. Na niewielkiej przestrzeni autor znalazł 12 typowych drumlinów, uszeregowanych mniej więcej równolegle, mających od 3 do 10 km długości i około 1 do 3 km szerokości. Biegną one z NNW na SSE, względnie z NW na SE. Drumliny te zbudowane są z piasków stanowiących jądro pagórka i gliny tworzącej płaszcz około 2 m grubości. Autor sądzi, że powstały one na skutek działalności wód topniejącego lądolodu. Są to więc raczej formy związane z erozją.

Dobrze zaznaczone tereny drumlinowe znajdują się na SE od Poznania i nad jeziorem Przemęt.

Niezbyt typowe drumliny opisuje St. P i e t k i e w i c z (821) z zachodniej części Pojezierza Suwalskiego. Są to niskie formy, występujące w dolinie Hańczy na tarasie sandrowym i mające kierunek NW — SE. St. P i e t k i e w i c z uważa, że powstały one na skutek oscylacji jezora lodu, analogicznej do tych, jakie stwierdzili St. L e n c e w i c z, J. L e w i ń s k i i W. N e c h a y na Mazowszu.

KEMY

Nazwą kemów określa się nieregularne, kopiaste wzgórza, zbudowane z warstwowanych żwirów i piasków. Genetycznie pokrewne są one ozom, toteż niektórzy autorzy nazywają je „poprzeczną odmianą ozów“. Kemy powstały w pobliżu czoła lodowca wskutek działalności wód roztopowych, a więc w strefie moreny czołowej. Najczęściej kemy występują w obszarach bardziej piaszczystych moren czołowych. Typowe kemy można spotkać w południowej Szwecji (np. w miejscowości Billingen), w krajach bałtyckich, a także na Pojezierzu Meklemburskim.

Formami kemowymi poza B. K r y g o w s k i m nikt się w Polsce nie zajmował, może poprostu dlatego, że u nas należą one do rzadkości. B. K r y g o w s k i (391) opisuje po obu stronach dolnego Styru, na południowym Polesiu, szereg kopulastych wzgórz, które osiągają wysokość do 7 m i są według tego autora zbliżone do typowych kemów.

OZY

Niewątpliwie najciekawszą i niezwykłą formą pracy wód lodowcowych są ozy, które spotyka się szczególnie często na obszarze najmłodszego zlodowacenia. Czasem mogą one tworzyć całe krajobrazy, jak np. w południowej Finlandii, czy północno-zachodnich Niemczech.

Ozy są dość często spotykaną formą na Niżu polskim, jakkolwiek nie zawsze posiadają tak typowe kształty, ani tak imponujące rozmiary jak w Szwecji, Finlandii, czy też na niektórych obszarach Stanów Zjednoczonych Ameryki. Ozy Niżu Polski są najczęściej niewysokie, a długość ich nie przekracza paru kilometrów.

Najdłuższy ze znanych w Polsce — oz wrzesiński, opisywany już przez H. K o r n a oraz Th. W o l f e r a w XIX wieku — został dokładnie zbadany w 1934 r. przez A. B o r a t y ń s k ą (33). Autorka ta odnalazła dalszy ciąg ozu, uważany niegdyś za morenę czołową i tym samym ustaliła jego całkowitą długość na 19 km; próbuje ona także wyjaśnić genezę ozu i zakłada dwie możliwości:

1) powstanie na dnie lodowca przez akumulację wód subglacjalnych, za czym może przemawiać mała szerokość i zmniejszanie się ziarn ku południowemu zachodowi.

2) powstanie na zetknięciu 2 części lodowca w myśl teorii L e i v i s k i.

Ta druga interpretacja wydaje się bardziej prawdopodobna ze względu na niezgodność przebiegu ozu wrzesińskiego z kierunkiem pradolin.

Ozy występujące na Mazowszu i Podlasiu opisywane były przez F. R u t k o w s k i e g o (963), B. Z a b o r s k i e g o (1325), St. L e n c e w i c z a i innych.

M. Chelińska i B. Zaborski (47) uważają, że ozy pod Latowiczem i Siedlcami musiały powstawać w szybko płynących wodach, ponieważ materiał, z którego są zbudowane, jest źle przesortowany i przekątnie warstwowany. Autorzy ci stwierdzają, że ozy występują nie tylko na *plateau*, lecz także w szerokiej dolinie. Ozy w okolicach Odrzywołu i Grójca należą do dość okazałych form. Mają one kilka *km* długości i zbudowane są ze żwiru. B. Zaborski (1326) uważa, że tworzyły się one podczas powolnego cofania się lodów, kiedy to prócz powstawania wałów ozowych wyżłobione zostały głębokie rynny, zamienione następnie przez erozję normalną w głębokie doliny rzeczne.

St. Lencewicz (464) opisuje szereg ozów pod Płockiem i to zarówno w dolinie samej Wisły, np. pod Gostyninem jak i na wyżynie lodowcowej. Ozy Gostynina opisał w 1914 r. F. Rutkowski.

Również W. Nечау na Pojezierzu Dobrzyńskim (682) spotyka 5 typowych ozów o formie sinusoidalnej, prostopadłych do ciągu moreny czołowej. Jeden z nich to słynny oz maszewski, wspomniany już przez St. Lencewicza. Dwa inne znajdują się koło Rypina. Autor wnioskuje, że zarówno moreny jak i ozy dobrzyńskie należą do dwu różnych, nie-współczesnych jezorów lodowcowych.

Strefa zlodowacenia środkowo-polskiego posiada stosunkowo niewiele typowych ozów. Jedną z charakterystyczniejszych form jest oz w okolicy Tarłowa, wykryty w 1923 r. przez A. Łuniewskiego (568), a potem wzmiankowany przez J. Samsonowicza i J. Siatraka (1034). O kilku ozach na terenie Puszczy Kurpiowskiej wspomina H. Radlicz (880). Między innymi pod Chorzalami autorka zaobserwowała niezbyt typowe ozy zatopione w bagnach. Na pierwszy rzut oka można je wziąć za wydmy, które zresztą mogły powstać z rozwianego materiału ozowego.

B. Zaborski (1326) znalazł ozy po zachodniej stronie moreny Czerwonego Boru oraz koło miejscowości Rutki na południe od Narwi na Podlasiu.

Morfologią ozów śremskich zajmował się J. Mikołajski (666) i R. Błachowski (25). Ozy te mają kilka *km* długości i wyglądem swym różnią się od ozów skandynawskich. Zbudowane są z piasków z małą domieszką dużych głazów, a poza tym wewnątrz znaleziono nigdy przedtem niespotykane, warstwowane ły. J. Mikołajski zakłada, że ozy te powstały w deltach, w myśl teorii de Geera. Wprowadza on też podział genetyczny ozów na 3 typy, a mianowicie: poprzeczne, podłużne-podlodowcowe i podłużne-przykrawędziowe.

Kilka ozów doczekało się osobnych monografii, a mianowicie oz szeskiński pod Wilnem i tartulski koło Suwałk. Pierwszy został opisany przez W. Okołowicza (719). Oz ten posiada długość 1,2 km i 19 m szerokości, ma formę meandru, a po bokach charakterystyczne rynny przyozowe, po części wypełnione bagnami. Oz tartulski, opisany przez St. Pietkiewicza (821) ma 3 km długości i zbudowany jest ze średnioziarnistego materiału. Obniża się on zlekka ku północnemu wschodowi.

Obaj ostatni autorzy wspominają o szeregu mniejszych form ozowych. W. Okołowicz (720) w pobliżu jeziora Miadzioł wykrył dwa ozy, długości około 3 km, zbudowane z gruboziarnistych piasków, przykrytych gliną zwałową. St. Pietkiewicz znalazł szereg małych i nietypowych ozów w zachodniej części Pojezierza Suwalskiego. Wreszcie o ozie w Lubasz, mającym 4 km długości, opisywanym po raz pierwszy przez F. Wahnschaffego w 1890 r. wspomina J. Bajerlein (13) przy opisie genezy jezior mialskich.

RYNNY

Rynny lodowcowe, należące do typowych form krajobrazu lodowcowego, są bardzo często spotykane na Niżu polskim, a zwłaszcza na Pojezierzu. Niestety mało budziły one zainteresowania u geografów i geologów. W 1927 r. zagadnieniem rynien zajmował się St. Pawłowski, który na podstawie usytuowania jezior największych oraz ciągów jezior mniejszych stwierdził, że dominującym kierunkiem rynien jest południkowy z niewielkimi odchyleniami; z tych najczęściej spotykane są kierunki NE i NW.

W. Nechay (685) w swej pracy o genezie jezior dobrzyńskich z 1932 r. wyróżnia 3 typy rynien lodowcowych:

1) rynny subglacjalne, które charakteryzuje wąski i długi kształt, nierówne dno z przegłębieniami, rygle poprzeczne i meandry oraz oś dłuższa skierowana w kierunku ruchu lodu i czasem akumulacja kopców na dnie,

2) rynny szczelinowe, o nieco szerszym kształcie i płaskim dnie z rynienkowatymi przegłębieniami, brak rygli poprzecznych, występowanie pasami często we wspólnej większej rynnie, wreszcie oś podłużna, równoległa do krawędzi lądolodu,

3) rynny interglacjalne o cechach analogicznych jak rynny typu drugiego, z tą tylko różnicą, że kierunek osi podłużnej jest prostopadły do krawędzi, czyli skierowany w kierunku ruchu lodów.

Sporo ciekawych danych na temat genezy rynien jeziornych Pojezierza Gostyńskiego podał St. Lenczewicz (466).

Genezę i ewolucję rynny jeziora Hańcza opisuje E. Rühle (944) w 1932 r. Autor sądzi, że rynna ta powstała już na początku zlodowacenia bałtyckiego na skutek działalności wód podlodowcowych. Później szczelina lodowa, którą płynęły wody złobiające, została przesunięta bardziej na zachód, a rynnę Hańczy wypełniał lód, konserwując początkową głębokość i jednocześnie łagodząc pierwotne formy erozyjne. Ostatnia (trzecia) oscylacja lodów na terenie Pojezierza Suwalskiego spowodowała dalsze pogłębienie rynny i powstanie moren wyciśnięcia na jej brzegach.

M. Prószyński i E. Rühle (864) historię i genezę rynien w dolinie Kotry kreślą w następujący sposób. W końcu okresu lodowcowego na miejscu obecnej pradoliny zjawia się rzeka o dużej sile erozyjnej, która pogłębia swe koryto. Później jednak następuje sedimentacja piasków, które po części zasypują dolinę. Z kolei następuje oscylacja lodowcowa zwana grodzieńską; w czasie postoju lodu wody podlodowcove rzeźbią rynny. Po wycofaniu się lodów wody spływają tylko z pradoliny do dolin rzek dzisiejszych i skutkiem tego nie niszczą rynien.

W 1947 r. obszerną pracę kartometryczną, dotyczącą rynien lodowcowych opublikował S. Majdanowski (579). Autor stwierdził, że wszystkie kierunki rynien są reprezentowane na Nizu z tym, że występują obszary o przewadze pewnych kierunków. Jako najczęstsze kierunki S. Majdanowski uważa NW i NNW. Dalej stwierdza, że nie można uogólniać dla naszych rynien poglądu Sederholma, który uważa, jakoby kierunki rynien były odzwierciedleniem szczelin w podłożu. Tak samo autor nie zgadza się z tezą Krausa, według którego rynny miały być funkcją nachylenia podłoża podczwartorzędowego. S. Majdanowski sądzi, że kierunki rynien są uwarunkowane całym szeregiem czynników, które działały jednocześnie. Dowodem tego jest radialne rozłożenie rynien wewnątrz każdego większego jeziora lodowego. Cecha ta jest najbardziej charakterystyczna dla rozmieszczenia naszych rynien lodowcowych. Jeśli chodzi o strefy występowania rynien lodowcowych, to najwięcej znajduje się ich na terenie akumulacji czołowo-morenowej, a zwłaszcza u zbiegu dwóch jeziorów lodowych. Tak samo spora ilość rynien cechuje obszary moreny dennej, o ile powierzchnia jej zachowała się w stanie pierwotnym i niezniszczonym. W pradolinach z wyjątkiem pewnych obszarów (np. międzyrzecze Noteci i Warty oraz Pojezierze Gostyńskie) jeziora są nieliczne. Na obszarach sandrowych w jednych miejscach brak jest rynien, podczas gdy w innych są one liczne.

SANDRY

Bardzo często formą akumulacji osadów fluwioglacjalnych, tj. powstałych z wód roztopowych, są sandry. Na Nizu spotyka się je wszędzie

na zewnętrznej stronie wałów moren czołowych, którym towarzyszą zwartym pasem. Dopiero w pewnej odległości rozdzielają się na poszczególne stożki napływowe, po których niegdyś płynęła woda roztopowa, kierująca się ku najbliższej pradolinie.

Pomimo swej powszechności na Niżu, sandry nie miały dotąd wielu badaczy. Zajmowali się nimi: H. Radlicz, W. Nechay, J. Degórska i B. Zaborski.

B. Zaborski (1326) wspomina o małych powierzchniach sandrowych w okolicach Kleszczeli oraz po wschodniej stronie moreny Czerwonego Boru. Niewielki sandr we wschodniej części Pojezierza Dobrzyńskiego u czoła moren rypińskich opisuje W. Nechay (682). Na sandrze tym autor wyróżnia szeregi rynien odpływowych.

Dwa dobrze rozwinięte sandry opisuje St. Pietkiewicz (821) w zachodniej części Pojezierza Suwalskiego. Tworzą one powierzchnię o niewielkich spadkach, na której ulokowały się jeziora i bezodpływowe niecki. Sandry suwalskie zbudowane są z grubych piasków i żwirów.

O sandrach znajdujemy wzmianki w studium morfologicznym Puszczy Kurpiowskiej H. Radlicz. Autorka nie uważa za sandr całego obszaru równiny kurpiowskiej, lecz tylko najbardziej północne i stosunkowo niewielkie tereny piasków, przylegające bezpośrednio do moren czołowych tzw. oscylacji kurpiowskiej. Taki pogląd zgadza się w zasadzie z hipotezami B. Zaborskiego i J. Lewińskiego.

W 1938 r. ukazuje się szczegółowa monografia sandru tucholskiego J. Degórskiej (89). Autorka wyznacza obszar sandru na 4200 km², próbuje podać jego miąższość, która w części źródłowej, zbudowanej głównie ze żwiru osiąga ponad 30 m, w pobliżu zaś ujścia, przy Noteci tylko 10 m. Średni spadek powierzchni sandru ma wynosić według autorki 0,8%. W pobliżu moren czołowych bałtyckich J. Degórska wyróżnia tzw. strefę przejściową (3 km szerokości), którą nazywa sandrem krawędziowym, o topografii niespokojnej i z charakterystycznymi bezodpływowymi zagłębieniami, zbudowaną z gliny i żwiru pokrywającego. Dalej ku południowi autorka widzi tzw. strefę źródłową sandru, zbudowaną wyłącznie ze żwirów, a dopiero w części południowej zaczyna się sandr właściwy, zbudowany z piasków.

Na północny zachód od Poznania przed czołem festonu morenowego R. Galon (137) wyróżnia 3 rynny odpływowe, po części wypełnione jeziorami, a zakończone stożkami sandrowymi. Sandry te według autora tworzyły się bezpośrednio u czoła lodowca podczas poznańskiej fazy postojowej, kiedy miało miejsce intensywne spływanie wody, o czym świadczą słabo rozwinięte moreny czołowe oraz budowa wewnętrzna sandru. Sandry te R. Galon nazywa typem mieszanym.

WYDMY

Do czasu ukazania się pracy St. Lencewicza pt. „Wydmy śródlądowe Polski“ (453) literatura dotycząca tych form była nieliczna i sprowadzała się do kilku drobnych przyczynków Hołowkiewicza (jeszcze z ubiegłego stulecia), A. Fleszara, W. Friedberga, E. Romera, St. Małkowskiego i J. Siemiradzkiego. Ten ostatni poświęcił jeden rozdział wydmom w swej geologii ziem polskich.

W. Friedberg w 1899 r. spostrzegł, że wydmy mają nie tylko znaczenie krajobrazowe i archeologiczne, ale także są dokumentem zmieniających się warunków klimatycznych. Autor ten zajmując się wydmami Niziny Sandomierskiej stwierdza, że należą one do typowych form pustynnych (barchany) i że powstały wskutek działalności dominujących wiatrów zachodnich, przy czym nie wyklucza też, że kształt ich mógł ulec dalszym deformacjom pod wpływem wiatrów wiejących z innych kierunków.

Takie poglądy nie zgadzały się z przyjętymi ogólnie tezami Solgera dla Nizu Europy i dlatego wywołały zdecydowany sprzeciw ze strony E. Romera (898). Autor ten zwrócił uwagę, że jakkolwiek wydmy rzeszowsko-sandomierskie powstały wskutek działania wiatrów wschodnich, to jednak nie można nie doceniać roli wiatrów zachodnich przy późniejszym przeobrażeniu. E. Romer udowodnił, że wydmy rzeszowskie bynajmniej nie są barchanami, lecz wydmami parabolicznymi i ich geneza związana jest z siecią dolin polodowcowych, w których występują wielkie przestrzenie zbudowane z piasku.

W. Friedberg (119) w odpowiedzi E. Romerowi stwierdza z naciskiem, iż pośród wydm rzeszowskich z pewnością znajdują się barchany o niewielkich rozmiarach (ciężiwa około 10 m), poza tym uważa, że wydmy te wcale nie są związane z dolinami, ponieważ większość ich znajduje się na działach wód.

Obszary wydmowe nad Bugiem koło Sadownego były przedmiotem badań St. Małkowskiego (600—603) w latach 1912—1917. Autor ten dochodzi do wniosku, że wydmy te powstały pod wpływem wiatrów WNW, ale wykazują też ślady późniejszego działania wiatrów, a to głównie z kierunku południowego. Wydmy te związane są ściśle z lodowcową doliną Wisły i przedstawiają szczególny rodzaj wydm parabolicznych śródlądowych.

Dalsze obserwacje procesów tworzenia się wydm w okolicy Szczakowej w dolinie Przemszy w 1914 r. i w Puszczy Niepołomskiej oraz badania J. Lewińskiego utwierdziły St. Małkowskiego w tym przekonaniu. W pracy poświęconej wydmom podwarszawskim, St. Mał-

k o w s k i (603) zamieszcza szereg uogólnień. Stwierdza on np. że wydmy śródlądowe najczęściej występują w dolinach rzek, gdzie wylewy dostarczają ciągle nowych zasobów piasku i niszczą roślinność, która byłaby w stanie tworzyć zaporę przed wiatrem. Zresztą uważa, że wydmy śródlądowe mogą występować poza dolinami rzek i w zasadzie są bardzo podobne do wydm parabolicznych, nadmorskich.

St. L e n c e w i c z (453) w swej ogólnej pracy o wydmach zwrócił uwagę, że są one jedną z najczęściej spotykanych form na Niziu polskim, ponieważ piasek jest materiałem pospolicie występującym na tym obszarze. Udowodnił, że wydmy wywierają ogromny wpływ na ewolucję sieci rzecznej, powodując zmiany kierunku odpływu, przeciągnięcia i wyznaczając działy wodne. Na podstawie własnych licznych obserwacji terenowych stwierdził, że najczęstszą formą jest wydma paraboliczna, skierowana rogami na zachód. Wydmy mogą osiągać 30 m wysokości. Po wyliczeniu najważniejszych obszarów wydmowych w Polsce St. L e n c e w i c z poświęca sporo miejsca ich genezie i wiekowi. Przy omawianiu genezy zbija wywody Solgera i Tutkowskiego, jakoby wydmy miały powstać pod działaniem wiatrów wschodnich. St. L e n c e w i c z twierdzi, że nasze wydmy powstały pod wpływem wiatrów zachodnich. Jeśli chodzi o wiek tych form, to wytworzyły się zapewne po całkowitym wycofaniu się lodów, prawdopodobnie w okresie lityrynowym. Wydmy są utworami młodszymi od lessów i nie miały one nic wspólnego ze zlodowaceniem, ponieważ występują w rozmaitych poziomach i zbudowane są z piasku różnego pochodzenia.

Sporo uwagi wydmom poświęciła J. K a c z o r o w s k a (265) w 1926 r. Zauważyła ona, że w Puszczy Kampinoskiej wydmy mają z reguły postać paraboli, uszeregowane są w 3 rzędy i łączą się ze sobą południowymi ramionami. Autorka doszła do wniosku, że wydmy powstały pod wpływem wiatrów zachodnich i że istniał tylko jeden okres ich powstawania. Wreszcie stwierdza, że pierwotną formą wydmy był wał wydłużony z zachodu na wschód, pod wpływem rozwiewania przybrał on formę paraboli.

O wydmach Łatowicza zamieszczają wzmianki M. C h e l i ń s k a i B. Z a b o r s k i (47), pisząc, że powstały one z silnie rozwiewanego materiału piaszczysto-żwirzastego.

Ciekawą monografię wydm maleńkiego obszaru Nieborowa dał w 1927 r. K. P r z e s m y c k i (868), który przy omawianiu ich genezy wyróżnia 3 okresy tworzenia się. Stwierdza on także, że wskutek powstawania wydm pierwotne kierunki dopływów Bzury płynących na północny wschód uległy zmianie na kierunek północno-zachodni.

Krótką wzmiankę o paru wydmach w okolicy Aleksandrowa pod Łodzią na działach wód Neru i Bzury podała w 1929 r. A. Gontarska (188). Autorka uważa, że materiał wydm pochodzi z rozmytych moren czołowych pod Zgierzem.

Monografię wydm południowej Wielkopolski dał w 1929 r. St. Pawłowski (784).

Dużo uwagi wydom poświęca H. Radlicz (880) w 1935 r. w studium morfologicznym Puszczy Kurpiowskiej. Autorka stwierdza, że stanowią one główny element morfologiczny na obszarze równiny kurpiowskiej. Mają one na ogół bardzo skomplikowane formy i przeważnie są rozrzucone nieregularnie. Wysokości ich, nawet w przypadku nakładania się jednych wałów na drugie, nie przekraczają 30 m. Tylko w niektórych miejscach, np. nad Omulewem, Orzycem i Szkwą wydmy ułożyły się w pasy biegnące z NW na SE, tworzące czasem działki wodne. Tu i ówdzie można w nich zaobserwować kształt paraboli skierowanych rogami na zachód. Szczególnie duże, ale zarazem najbardziej skomplikowane formy wydm obserwuje się między Orzycem i Omulewem, czyli w zachodniej części Puszczy Kurpiowskiej. H. Radlicz stwierdza wreszcie, że z reguły najwyższe wydmy występują w pobliżu rzek.

O wydmach okolic Kowla pisał w 1937 r. E. Rühle (952), który udowodnił, że powstały one w końcu plejstocenu, w klimacie suchszym od dzisiejszego. Wiejące od zachodu wiatry usypywały podłużne wały o dość różnorodnej formie. W przeciwieństwie do Tutkowskiego, który rozróżnia tutaj wiele typów wydm, E. Rühle twierdzi, że wszystkie typy wywodzą się w zasadzie z jednej formy pierwotnej, a mianowicie wydmy łukowej. Dalej autor zauważa, że i tutaj południowe ramiona są dłuższe aniżeli północne, zgodnie z obserwacjami poczynionymi w Puszczy Kampinoskiej i na innych terenach środkowej Polski.

ZSUWY

Jakkolwiek badanie form dolinnych i procesów je modyfikujących najwięcej zajmuje morfologa, to jednak dotąd w małym stopniu uwzględniano wpływ zsuwów na rzeźbę i morfologię stoków doliny. Mimo że zjawiska zsuwów są bardzo pospolite zarówno na Nizinie jak i w górach, literatura polska dotycząca tego zagadnienia jest niezmiernie uboga i ogranicza się do paru prac, mających charakter przeważnie techniczny.

O dużym zsuwie pod Sanokiem, jaki powstał w 1907 r. i który w zasadzie nie ma nic wspólnego z utworami czwartorzędowymi, pisał W. Schramm (1033). Zsuw ten spowodował przesunięcie około 10 milionów m^3 masy skalnej na przestrzeni 3 km i zatamowanie potoku, na któ-

rym powstały 3 jeziora. Autor rozróżnia 6 typów zsuwów, będących funkcją spadku zbocza i stopnia natężenia ruchu. Do typu VI, który powstał wskutek najgwałtowniejszego ruchu, zalicza W. Schramm właśnie ów zsuw nad górnym Sanem.

Nieco obszerniejsza jest praca A. Chudzińskiego (51) z 1927 r. poświęcona zsuwom w dolinie środkowej Warty. Autor wyróżnia na Niżu dwa typy zjawisk ruchu sypkiego materiału. Do pierwszego typu zalicza soliflukcje, pełzanie i denudację, czyli ruchy o powolnym, ledwie dostrzegalnym przebiegu, drugi zaś typ stanowią zsuwy, obrywiska i inne podobne gwałtowne ruchy. Rozpatrując zjawiska drugiego typu autor opisuje 36 zsuwów, które dzieli na 4 grupy genetyczne. Wszystkie zsuwy są związane z występowaniem ilów poznańskich w podłożu. Do typu pierwszego zwanego złazem, który w dolinie Warty jest najczęstszy, zalicza niewielkie obsunięcie się materiału prawie bez zaburzenia warstw. Typ drugi przedstawiają tak zwane zsuwy schodkowe, czyli tarasowate, gdzie każdy poszczególny stopień tworzy się kolejno i gdzie zbocze jest na ogół bardzo strome. Ten typ powstaje tam, gdzie ily poznańskie pokryte są cienką warstwą nadkładu (głina lub piasek gliniasty). Typ trzeci to zsuwy amfiteatralne, powstające na skutek gwałtownego przebiegu ruchu. Tutaj warstwy zostają zaburzone; ten typ tworzy się wówczas, gdy na ile spoczywa gruba warstwa nadkładu i zwłaszcza tam, gdzie u góry warstwa nadkładu jest grubsza niż u dołu. Wreszcie typ czwarty przedstawia klasyczny fran alpejski, w którym można wyróżnić dwie strefy składowe: akumulacyjną i denudacyjną (spotyka się go na Niżu dość rzadko). W powstawaniu zsuwów najważniejszą rolę gra woda i to zarówno atmosferyczna jak i podziemna. Woda zbiera się na powierzchni ilów i tworzy plastyczną powierzchnię poślizgu, a nadto wykonywa pracę erozyjną w głębi, wskutek czego tworzy się szpara między utworami nadkładu czwartorzędowego i ilami. Czasem może nastąpić osadzenie się nadkładu i powstawanie niewielkich nieckowatych zagłębień na powierzchni. Kiedy zaś powierzchnia ślizgowa posiada dostateczne nachylenie, następuje osuwanie się. Bezpośredni impuls do ruchu daje też woda (opadowa), która wsiąkając w nadkład powoduje powiększenie jego ciężaru i naruszenie równowagi mas. Autor w zakończeniu podaje szereg uwag odnośnie do mechaniki zsuwu i zaznacza, że najczęściej zsuwom podlegają stoki, zbudowane z gliny zwałowej, natomiast prawie nie spotyka się ich w piaskach, a zwłaszcza w piaskach wydmowych.

Krótką notatkę o franie dobrzyńskim nad Wisłą z próbą wyjaśnienia jego genezy publikuje K. Gelinek w 1927 r.

Dużo uwagi zsuwom karpackim poświęcił H. Teisseyre (1191). Autor ten w 1936 r. opisał najczęściej spotykane zsuwy w okolicy Dukli

i na Pokuciu, przy czym uwzględnił nie tylko formę, grubość oraz strukturę zsuwów, ale także próbował wyjaśnić przyczyny powstawania zsuwów oraz zjawiska, które przyczyniły się do ich przeobrażania. H. Teisseyre stwierdza, że zsuwy tworzą się z reguły tam, gdzie na łupkach ilastych leżą gruboławicowe piaskowce wodonośne.

W strefie centralnej Karpat autor wyróżnia:

1) osuwiska zboczowe o sporych rozmiarach, przypominające jezory lodowców alpejskich i towarzyszące głównie czołom nasunięć,

2) osuwiska o nieco mniejszych rozmiarach, zbudowane głównie ze zwietrzeliny i powoli zsuwające się w dół,

3) zerwy — o bardzo małych rozmiarach.

Zarówno typ 2 jak i 3 nie są zupełnie związane z kątem upadu warstw.

W strefie podkarpackiej, głównie na Pokuciu, H. Teisseyre widzi jeden tylko charakterystyczny typ zsuwów, który w przeciwieństwie do zsuwów karpaccich nie wiąże się ze strefami tektonicznymi. Występuje on głównie w terenach zbudowanych z łożyskami mioceniowymi na stromych zboczach dolin. Są to osuwiska zboczowe, które cechuje powolne lecz długotrwałe powierzchniowe spływanie skał ilastych lub zwietrzeliny.

W zakończeniu autor wyciąga wniosek, że każdy region geograficzny charakteryzuje odrębny i sobie tylko właściwy typ zsuwów. Jeżeli warunki klimatyczne w regionach danych są analogiczne, to typy zsuwów zależą wyłącznie od struktury terenu i erozji.

ZJAWISKA KRASOWE

Zagadnienie zjawisk krasowych, spotykanych w różnych obszarach Polski, interesowało od dawna geologów i geografów. Wiązało się ono nie tylko z tematami ściśle naukowymi, lecz również miało poważne znaczenie praktyczne ze względu na bezpieczeństwo budownictwa w obszarach podlegających tym niezmiernie ciekawym zjawiskom. Istnieje pokaźna literatura rosyjska, dotycząca zjawisk krasowych, występujących na południowym Polesiu i na Wołyniu i od dawna zwracających uwagę licznych badaczy. W literaturze polskiej po 1930 r. pojawia się szereg prac, które dorzucają nowe fakty i podają nowe poglądy na te zjawiska.

W 1930 r. ukazuje się notatka St. Pawłowskiego (789) o formach krasowych w okolicy Kamienia Koszyrskiego. Są to leje kilkanaście m głębokie i mające do 5 m średnicy. Jakkolwiek występują one na powierzchni utworów lodowcowych, to w zasadzie odzwierciedlają zjawiska krasowe, zachodzące w głębiej leżącej kredzie podłoża.

Zjawiskami krasowymi, występującymi w okolicy Kowla i Lubomla zajmował się E. Rühle (952), który wyróżnił tu dwa typy form kraso-

wych. Pierwszy typ występuje bezpośrednio w kredzie pokrytej co najwyżej 10 metrowej grubości pokrywą morenową i przedstawia wyraźne, kilkumetrowe zagłębienia wypełnione czwartorzędem, co przemawia za ich młodym wiekiem. Niektóre zagłębienia krasowe są wypełnione trzeciorzędem, co wykazuje, że tworzyły się one także i w tym okresie. Drugi typ występuje pod grubszą powłoką morenową i przedstawia bardziej regularne formy. Występują one przeważnie w pobliżu wierzchołków wzgórz, zbudowanych z piasków trzeciorzędowych. Często są one bardzo młode, powstałe nawet za pamięci ludzkiej. Ten typ form krasowych układa się w pewne charakterystyczne linie, co pozwala autorowi wnioskować, że tworzą się one wskutek rozpuszczającej działalności wód podziemnych krążących w kredzie.

Ciekawe uwagi odnośnie do zjawisk krasowych w okolicach Opoczna podaje S. Z. Różycki (1939). Autor zaobserwował tutaj w powierzchniowej powłoce czwartorzędowej wiele form krasowych, często świeżych, nawet współczesnych. Powstają one na skutek działalności wód podziemnych, krążących w leżącym w podłożu wapieniu górno-jurajskim. Świeże formy są głębokie do 5 m i mają średnicę do 20 m. Często lejki krasowe uszeregowane są w rzędy, odpowiadające liniom spękań wapienia jurajskiego.

S. Z. Różycki wyróżnia cykl krasowy o 3 wyraźnych stadiach rozwoju:

- a) tworzenie się form krasowych jak lejki i zagłębienia oraz łączenie się ich w doliny,
- b) przeobrażanie się form na skutek zasypywania deluwiami i powstawanie jezior, a w końcu także i łąk o owalnym kształcie,
- c) powstawanie rozleglejszych zapadlisk bezodpływowych, a następnie włączenie ich do ogólnej sieci odpływu powierzchniowego.

W 1950 r. krótką rozprawkę o formach krasowych, często spotykanych koło Cycowa pod Chełmem, opublikował T. Wilgat (1954). Autor stwierdził, że formy krasowe w tym obszarze są reprezentowane wyłącznie przez doliny, które podzielił na dwa typy: podłużne, występujące na wysoczyźnie, gdzie kredowe podłoże leży stosunkowo głęboko oraz bardziej okrągłe, spotykane na obszarach niższych, gdzie kreda znajduje się blisko powierzchni. Autor dowodzi, że pierwszy typ doliny ulega przeobrażeniu w drugi, w miarę rozwijania się formy.

Zjawiska pseudokrasowe w lessach opisywali B. Zaborcki (1924) oraz A. Malicki (1939). Pierwszy autor opisuje podziemne krążenie i wsiąkanie wód w osady lessu, które powoduje zwalanie się górnych partii i tworzenie dolin o charakterze krasowym. B. Zaborcki usiłuje także wyróżnić cykl ewolucji form krasowych w lessie i podkreśla,

że jest on znacznie krótszy aniżeli cykl krasowy w wapieniach. A. Malicki opisuje leje i wertepy, występujące w okolicy Szczerca pod Lwowem, w grubej do 18 m warstwie lessu, który spoczywa na gipsach mających 10 m miąższości. Formy krasowe mają tutaj rozmaite rozmiary, a powstały na skutek spękań w gipsie, w które wpada less, a wraz z nim dostaje się woda, powodująca tworzenie się krasu.

KLIMATOLOGIA

Stosunki klimatyczne w plejstocenie starano się odtworzyć przede wszystkim na podstawach paleobotanicznych, rzadziej zaś faunistycznych, a w pewnych przypadkach przy pomocy analizy procesów geologicznych i zjawisk morfologicznych. Stosowano także meteorologię porównawczą. Przy omawianiu stosunków klimatycznych w plejstocenie należy oddzielnie scharakteryzować warunki istniejące w okresach interglacjalnych, a osobno w glacialach.

Stosunki klimatyczne interglacjałów na ogół były zbliżone do współczesnych, jak to wykazali w swych pracach J. Lilpop i Wł. Szaffer.

Bardzo cenną syntezę dotyczącą klimatu interglacjałów dał Wł. Szaffer (1103). Na podstawie badań florystycznych znalezisk w Żydowszczyźnie i Samostrzelnikach autor ten nakreślił przypuszczalny przebieg temperatur w okresie wegetacyjnym, nadto wyróżnił 8 okresów klimatycznych, z których najcieplejszy posiadał średnią temperaturę około $+17^{\circ}\text{C}$. Wł. Szaffer wykazał duże podobieństwo pomiędzy zmianami klimatycznymi Polski północno-wschodniej i Rosji środkowej z jednej strony oraz Śląska i Niemiec z drugiej.

Klimaty w okresach glacialnych starano się odtworzyć na przykładzie Karpat. Już pierwsze wzmianki znajdują się u J. Lilpopa i Wł. Szaffera (523), lecz dopiero w 1939 r. dokładniejszy obraz klimatu podczas ostatniego zlodowacenia dał Wł. Szaffer (1115) przy opisie flory dryasowej z Krościenka. W oparciu o poglądy Penccka oraz Wertha — Wł. Szaffer założył, że klimat Karpat i Pogórza był wówczas chłodny i dość suchy — wysokogórski, lecz bynajmniej nie jednolity; mianowicie w okresach interstadiałów stawał się cieplejszy, natomiast podczas nawrotu lodów był wyraźnie zimniejszy. Autor próbuje nawet dać cały szereg absolutnych danych, charakteryzujących średnią temperaturę roku (Kraków — 0, Pieniny — -1° , płn. Tatry — -2°), najcieplejszego miesiąca (około $+15^{\circ}$), opadów w dolinach (500—700 mm) i w górach (1200 mm). Na podstawie tych rozważań można przypuszczać, że klimat Karpat w czasie ostatniego zlodowacenia znajdował się poza wpływem lodolodu niżowego.

Podczas dwóch starszych zlodowaceń klimat Karpat był znacznie chłodniejszy aniżeli w okresie Varsovien II. Karpaty znajdowały się wówczas w bezpośrednim zasięgu klimatu peryglacjalnego. Wł. S z a f e r utrzymuje, że w tym okresie, między czołem lodu niżowego i lodowcami karpaccymi rozpościerała się bezdrzewna tundra, przy czym w obszarze gór i Pogórza była ona znacznie uboższa w gatunki roślinne. Średnia temperatura roku w okolicach Krakowa wynosiła -2° , w Krościenku -3° , a u podnóża Tatr -5° . Jest to więc średnia temperatura, odpowiadająca północnej Syberii, gdzie brak lodowców tłumaczy się jedynie nikłą ilością opadów. A zatem powstanie lodowców tatrzańskich i beskidzkich należy wiązać z obfitszymi opadami i chłodnymi latami, jak sądzi M. K l i m a s z e w s k i (295). Opady zaś mogły być przynieszone tylko przez wiatry zachodnie.

W czasie zlodowacenia Cracovien Karpaty znajdowały się w bezpośrednim zasięgu lodowca niżowego, który przykrywał stoki do wysokości 400 m. Rozważania nad klimatem tego okresu należy rozpocząć analogicznie do poprzednich — od ustalenia linii wiecznego śniegu. Według M. K l i m a s z e w s k i e g o (298), który koryguje dane B. H a l i c k i e g o o położeniu linii wiecznego śniegu w Tatrach, leżała ona na wysokości 1000 m. Temperatury były wtedy o wiele niższe aniżeli w okresach poprzednich, a mianowicie około -7° w Karpatach i -4° w kotlinie krośnieńskiej.

Wiele uwag na temat temperatury ostatniego okresu lodowcowego podają F. Z e u n e r i F. L a n g e r s d o r f f przy opisie owadów Staruni (441) oraz J. L i l p o p i J. T r e l a przy opisie flory okolic Koszar, Włodawy, Olszewic i Sulejowa (513, 514, 515, 516, 518).

Ostatnio szereg ciekawych wniosków dotyczących zmian klimatu podczas ostatniego zlodowacenia podał W. O k o ł o w i c z (722) na podstawie morfologii okolic Wilna i Trok. Autor wyróżnił tutaj 3 tarasy Wilii. W tarasach górnych, mających około 20 m wysokości względnej, występują często boczne zawieszane dolinki, które musiały powstać podczas silnych opadów. W. O k o ł o w i c z sądzi, że w tym czasie panował klimat wilgotny strefy przykrawędziowej lądolodu. W zboczach form erozyjnych, związanych z tarasami średnimi (7—17 m wysokości względnej) brak jest takich dolinek i wobec tego autor sądzi, że klimat w tym okresie był zimny i bez opadów. Podczas tworzenia się tarasów niskich (około 5 m wysokości względnej) miały miejsce większe zmiany klimatyczne. Obszary te znajdowały się poza zasięgiem lądolodu, a pod przemożnym wpływem niosących wilgoć wiatrów zachodnich. Dowodzą tego wydmy, skierowane ku wschodowi oraz pokryte osadami eolicznymi krawędzie tarasów.

ARCHEOLOGIA

Dotychczasowe wyniki badań archeologicznych są skromne, a to prawdopodobnie wskutek braku odpowiednich warunków konserwacji szczątków człowieka i jego wyrobów.

PALEOLIT

Materiały dotyczące znajomości tego okresu, zebrane przed 1910 r. są bardzo nieliczne i były zbierane w sposób obniżający ich wartość naukową. Pochodzą głównie z jaskiń w okolicy Krakowa i składają się z drobnych fragmentów, które opisywał S. J. Czarnowski (66—71). Dopiero po 1910 r. zaczęto wykopaliska prowadzić systematycznie i na coraz to większych obszarach Polski.

Pomimo różnych trudności udało się zebrać dość obfity materiał naukowy, który pozwolił L. Kozłowskiemu (364) i St. Krukowskiemu (384) na obszerne opracowanie syntetyczne. St. Krukowski wyróżnił dwa okresy paleolityczne w Polsce: górny — starszy — odpowiadający w przybliżeniu okresowi Würm-Riss i niżowy — młodszy — przypadający na koniec plejstocenu i początek holocenu. Znaleźiska paleolitu zostały stwierdzone w całej Polsce, przy czym paleolit górny znajdowany był głównie w okolicach Krakowa i pod Puławami, paleolit niżowy zaś na bardziej północnych obszarach, przeważnie w otwartych stanowiskach na powierzchni, a więc narażonych na większe zniszczenia.

Najważniejsze stanowiska paleolitu górnego znajdują się na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej, a mianowicie w Okiennikach pod Skrzynem, w Piekarach, Ogrójcu i pieczarze Ciemnej w dolinie Prądnika, na Sowińcu oraz pod Puławami w Górze Puławskiej. To ostatnie znalezisko było opisywane przez S. J. Czarnowskiego (70), L. Kozłowskiego (367), St. Krukowskiego (380) i Lw. Sawickiego (1017). St. Krukowski stwierdził, że w utworach tzw. zastoiska puławskiego znajdują się wyroby kultury górnosolutreńskiej.

Poza tymi obszarami stanowiska paleolitu starszego znaleziono po wschodniej stronie Gór Świętokrzyskich (między innymi w Małym Antonowie koło wsi Wierzchów) i w Gródku na Wołyniu. Były one opisywane przez Lw. Sawickiego (1014, 1022).

Najważniejsze stanowiska paleolitu niżowego opisywane były z miejscowości Świdry Wielkie na południe od Warszawy przez St. Krukowskiego (379) i Lw. Sawickiego (1026). Przedmioty tu znalezione były nawet źródłem nazwy „przemysł świderski“. Początkowo rozkopano stanowisko w aluwiałach tarasu praskiego, nieopodal ujścia rzeki Świder

do Wisły, później wyroby paleolitu znaleziono także we wsi Marianki — Wyględów, na wschód od poprzedniego miejsca.

Dalsze stanowiska paleolitu zaczęto znajdować prawie na całym Niżu Polski, nie wyłączając nawet terenów Pojezierza. I tak w Płudach na północ od Warszawy znaleziono przedmioty pochodzące mniej więcej z okresu Würm III. Stanowiska paleolityczne stwierdzono również w Golinie nad środkową Wartą, w Orońsku koło Radomia, w Wieliszewie pod Zegrzem i w kilku innych miejscowościach. Znaleźisko typu świderskiego odkryto nawet w dolinach rzek Kotry i Mereczanki i pod Wilnem. Znaleźiska te były opisywane przez J. Kostrzewskiego i L. Kozłowskiego.

NEOLIT

Syntetyczne opracowanie znaleźisk neolitycznych wykonał w 1924 r. L. Kozłowski (366), opierając się częściowo na własnych studiach monograficznych. Opracowanie to jest niejako dalszym ciągiem „Starszej epoki kamiennej w Polsce“ (364), wydanej przez tegoż autora nieco wcześniej. L. Kozłowski wyróżnia w neolicie polskim dwa okresy, a mianowicie: a) mezolit, składający się z 4 kolejnych grup kulturowych, stanowiących przejście do b) neolitu właściwego, czyli młodszego. Ten drugi okres dzieli autor z kolei na: neolit nadburzański, bałtycki oraz kultury mega- i mikrolityczne. Praca ta spotkała się jednak z bardzo krytycznym przyjęciem wśród archeologów, przy czym najwięcej zarzutów co do interpretacji wieku znaleźisk wysunął J. Kostrzewski (344).

Zagadnienie znaleźisk neolitycznych na obszarach nadniemeńskich poruszył w Moskwie w 1934 r. W. Antoniewicz na Zjeździe Międzynarodowej Asocjacji do Badań Czwartorzędu.

HYDROLOGIA

Zainteresowanie zagadnieniami hydrologii czwartorzędu do 1939 r. było niewielkie, pomimo że należą one do ważniejszych w gospodarce państwa. W okresie tym publikuje swe prace T. Kirkor (278, 279), W. Łoziński (549), J. Lewiński (495), B. Rychłowski (970) i R. Rosłoński (916—930). Są to niejednokrotnie wyczerpujące rozprawy z zakresu hydrologii w ogóle, ale znajdujące się w nich wzmianki o występowaniu poziomów wodonośnych w utworach czwartorzędowych są raczej fragmentaryczne.

R. Rosłoński na podstawie badań hydrologicznych nad Bystrycą Łomnicką udowadnia wbrew pierwotnym poglądom, iż obecność materiału pochodzenia północnego w osadach czwartorzędowych nie wpływa

na wydajność poziomu wodonośnego. Wydajność zależy od obecności cząstek ilastych, oraz od stopnia segregacji materiału przez wodę.

W 1917 r. B. Rychłowski publikuje „Materiały do hydrologii Królestwa Polskiego i ziem przyległych“ (969) oparte na licznych wierceniach. Publikacja ta zawiera opisy 1323 otworów wiertniczych z terenów Polski i obszarów zachodniej Rosji. Obok informacji odnośnie do głębokości występowania warstwy wodonośnej uwzględniono także w wielu przypadkach twardość, wydajność i skład chemiczny wody.

Praca B. Rychłowskiego zasługuje na specjalne wyróżnienie nie tylko dlatego, iż jest to pierwsza tego rodzaju publikacja w Polsce, ale i z tego względu, że jest bardzo sumiennie opracowana. Autor zaznacza, że jej celem jest stworzenie pewnego „ośrodka“, wokół którego winny się gromadzić materiały wiertnicze. Zebrany materiał winien służyć celom zarówno naukowym jak i praktycznym.

Wezwanie B. Rychłowskiego nie pozostało bez echa. Praca nad zbieraniem materiałów wiertniczych, w której bierze udział sam inicjator, zatacza coraz szersze kręgi. Już w 10 lat po ukazaniu się pierwszej publikacji zostają wydane przez Państwowy Instytut Geologiczny dalsze tomy „Materiałów do hydrologii Rzeczypospolitej Polskiej“ (970) dotyczące głównie obszaru środkowej Polski. Najwięcej materiałów wiertniczych opublikowano z terenu Warszawy. Analogicznie do pierwszej publikacji podano głębokość występowania poziomu wodonośnego, wydajność, twardość i skład chemiczny wody. W większości przypadków oznaczono już wiek warstw. Dlatego też „Materiały“ zyskały nie tylko większe znaczenie praktyczne, np. przy fundamentowaniu czy też robotach kanalizacyjnych, lecz także oddały ogromne usługi nauce.

Bardziej systematyczne badania hydrologiczne zaczęły się dopiero po 1930 r. w związku z opracowaniem przez R. Rosłóńskiego (930) mapy hydrologicznej Łodzi w skali 1 : 300 000. Autor stwierdził, iż olbrzymia większość badanego terenu zaopatruje się w wodę pochodzącą z warstw plejstoceniowych, a nadto udowodnił, że źródła poziomów czwartorzędowych tak samo mogą być samobijące, jak z poziomów kredowych i oligoceniowych. Niestety właściwe rezultaty pracy R. Rosłóńskiego nie doczekały się publikacji.

Po II wojnie światowej w związku z potrzebami budownictwa oraz koniecznością zaopatrzenia w wodę osiedli i przemysłu poznanie stosunków hydrologicznych stało się szczególnie ważne. Toteż badania hydrologiczne rozpoczęto w różnych częściach kraju i na wielką skalę.

W 1947 r. ukazuje się krótka, lecz dość ciekawa wzmianka W. Hajdy (199) o skomplikowanych stosunkach hydrologicznych na terenie Warszawy. Mniej więcej w tym samym czasie charakterystykę wód pod-

ziemnych Dolnego Śląska dał B. Krygowski (399). Autor ten stwierdził, że pod Lubichowem, pomimo wielkiej miąższości utworów czwartorzędu, istnieje tylko jeden poziom wodonośny, ale za to o dużej wydajności.

Badania hydrologiczne w ostatnich czasach były dokonywane przez J. Gołabę (183) na zachód od Krakowa, w przedłużeniu rowu krzeszowickiego. Autor wyróżnił tutaj 3 poziomy wodonośne w czwartorzędzie, a mianowicie: w glinach preglacjalnych, w piaskach przeławionych ze żwirkami (interglacja) i w górnych piaskach holocenijskich.

BADANIA GLEBOZNAWCZE

W porównaniu z innymi dziedzinami czwartorzędu badania gleboznawcze prowadzone były systematycznie i bez przerwy podczas I połowy XX wieku. W tym okresie pisali Wł. Grabski (195), K. Mościcki (677) i K. Malewski (590, 591), którzy zebrali wiele materiału do poznania gleb okolic Puław, Łomży, Lubaczowa i innych obszarów Królestwa Polskiego.

W pierwszym dziesiątku lat XX wieku rozpoczyna swą długoletnią działalność na polu gleboznawstwa St. Miklaszewski. Początkowo pracuje on w regionie świętokrzyskim, później zaś zakres prac rozszerza na inne obszary Polski środkowej. Już w 1907 r. publikuje on syntetyczne opracowanie gleb Królestwa Polskiego (646), a w 20 lat później ukazuje się jego wielka praca „Gleby Polski“ (665). W tym okresie autor publikuje dużą ilość mniejszych monografii glebowych, obejmujących poszczególne powiaty, a nawet mniejsze obszary Polski środkowej, a między innymi: Radomia, Puław, Łęczycy, Wielunia i Iłży (648—663).

Prócz wymienionych opracowań gleb poszczególnych powiatów dokonanych przez St. Miklaszewskiego, należy wspomnieć o monografii glebowej powiatu włocławskiego, napisanej w 1912 r. przez Byszewskiego (45).

Również bardzo wydatnie pracuje od 1907 r. na polu gleboznawstwa T. Mieczyski. Autor ten początkowo bada gleby w powiecie ciechanowskim (629), a później na obszarach południowych województwa kieleckiego i w okolicy Puław (630, 631). W okresie od 1928 do 1939 r. zajmuje się badaniem gleb Polesia i Wołynia (632—636), a ostatnio, już po wojnie opracował gleby okolic Gdańska i Ziem Odzyskanych (637—641).

Obok wymienionych gleboznawców należy wspomnieć szereg innych, należących do młodszego pokolenia. Są to: F. Terlikowski, J. To-

maszewski, B. Kuryłowicz, A. Musierowicz, W. Zajączkowski, M. Kwinichidze, P. Zacharzewski, B. Pankiewicz oraz W. Swederski. Wśród nich na specjalną uwagę zasługują prace J. Tomaszewskiego, który badał gleby Polesia oraz F. Terlikowskiego, pracującego nad glebami Wielkopolski. Wszyscy ci wyżej wymienieni gleboznawcy pracowali przede wszystkim na Polesiu, Wołyniu i w Karpatach wschodnich, gdzie stosunki glebowe były początkowo mało znane. Ponadto zagadnieniami glebowymi zajmował się w południowo-wschodniej Polsce W. Łoziński, który oprócz innych prac opublikował studium gleb województwa tarnopolskiego (565). W latach 30-tych rozpoczęto szczegółowe kartowanie gleb Wielkopolski i region ten w 1937 r. doczekał się syntetycznego opracowania, dokonanego przez F. Terlikowskiego (1198).

W 1945 r. badania gleboznawcze podjęto przede wszystkim na terenach Ziemi Odzyskanych, które, pomimo dawnych prac niemieckich, wymagają szczegółowych badań. Zakres więc prac gleboznawczych znacznie się rozszerzył, gdyż obszary Polski środkowej i wschodniej również wymagają dalszych badań. Prace gleboznawcze prowadzone są w tym okresie przez dwa ośrodki naukowe, a mianowicie w Puławach i Bydgoszczy. Z publikacji, które ukazały się ostatnio, należy wymienić pracę M. Strzemskiego, który opracował gleby w dolinie środkowej Wisły pomiędzy Zawichostem a Kazimierzem (1075) oraz B. Dobrzańskiego i A. Malickiego, którzy badali lessy w okolicy Leżajska i ponadto opublikowali wyniki dawnych badań gleb krawędzi Podola (91—94).

Stosunkowo dużo pracy poświęcano od dawna lessom, ich rozmieszczeniu, genezie, składowi itp. Zajmowali się nimi nie tylko gleboznawcy, lecz przede wszystkim geologowie i geografowie (G. G. Pusch, W. Łoziński, J. Siemiradzki, J. Samsonowicz, Lw. Sawicki). Zwłaszcza dużo uwagi zwrócono na lessy sandomierskie, których stratyografię opracował w 1924 r. J. Samsonowicz. Wykonał on pierwszą próbę obliczenia miąższości lessu i wykazał, że nie wzrasta ona wcale na stokach, jak sądzono dawniej. J. Samsonowicz udowodnił, że usunięcie lessów ze znacznych połaci Gór Świętokrzyskich zostało wywołane wzmożeniem się erozji wskutek młodych ruchów górotwórczych.

W ostatnich latach zainteresowano się w badaniach gleboznawczych problemem erozji gleb, tak ważnym z punktu widzenia gospodarki rolnej. Erozja gleb wywołana jest przeważnie bezplanową działalnością człowieka. Problem ten poruszali: St. Bac, A. Malicki i J. Ostromięcki. Omawiając erozję i próby walki z nią w Stanach Zjednoczonych Ame-

ryki A. Malicki (596) zwraca uwagę, że i w Polsce występuje ona w silnym stopniu. Natomiast zwiewanie nie odgrywa wielkiej roli. Autor ten podkreśla, że erozja niszczy przede wszystkim gleby o przewadze materiału pylastego, jak lessy, szcerki i bielice pyłowe. Szczególnie duże spustoszenia zachodzą na wiosnę, kiedy to pola nie pokryte są jeszcze roślinnością, a rozmokła ziemia łatwo podlega soliflukcji. Terenem, gdzie najlepiej widać niszczącą działalność erozji, są okolice Kazimierza nad Wisłą.

St. B a c i J. O s t r o m ę c k i podają szereg cyfr, ilustrujących rozmiar erozji na glebach lessowych. Według St. B a c a w ciągu 45 lat zostaje zmyta ze stoków warstwa gleby o miąższości 25 cm. J. O s t r o m ę c k i próbuje wyrazić erozję gleby w postaci funkcji kilku czynników jak: ukształtowanie powierzchni, roślinność, charakter użytkowania gleby, odporność gleby na splukiwanie oraz innych. Nadto opierając się na przykładach i metodach radzieckich podaje sposoby walki i zapobiegania erozji. Metody te dzieli na dwa typy:

- 1) techniczne — jak np. sypanie wałów i budowanie tarasów, oraz
- 2) rolnicze — jak zadrzewianie i zalesianie.

BADANIA SUROWCOWE

Przez dłuższy czas nie doceniano znaczenia surowców mineralnych czwartorzędu i dlatego poświęcano im bardzo mało uwagi. Zagadnieniami tymi zajmowało się kilku geologów i techników, przeważnie przy omawianiu całości spraw surowcowych. J. C z a r n o c k i (58) wspominając o czwartorzędowych surowcach skalnych i materiałach budowlanych Gór Świętokrzyskich pisze, że składają się na nie przeważnie głązy narzutowe, ale nie mają one praktycznego znaczenia, ponieważ są nieregularnie rozmieszczone i występują w niewielkiej ilości.

M. N e s t o r o w i c z (689) w krótkim artykule, poświęconym skałom budowlanym Polski, wspomina o znaczeniu otoczków i żwirów rzecznych oraz omawia ich przydatność w budownictwie. O leżących pod gliną zwałową plejstocenijskich glinach garncarskich spod Ostroga wspomina R. K r a j e w s k i (371).

Szczegółową charakterystykę petrograficzną materiałów „narzutowych“ pod kątem zastosowania ich przy budowie dróg podaje W. S k a l m o w s k i (1038). Według niego najważniejsze są głązy narzutowe oraz żwiry fluwioglacjalne, z których można sporządzać różnej wielkości i różnego rodzaju materiał drogowy. W. S k a l m o w s k i podkreśla jednak, że na skutek petrograficznej różnorodności głązów, wartość ich nie jest zbyt duża. Autor podaje ciekawe procentowe zestawienie udziału

poszczególnych typów petrograficznych gładów narzutowych w różnych regionach Polski. Z zestawienia tego wynika, że ponad $\frac{1}{3}$ stanowią różnego rodzaju granity.

W 1936 r. krótką pracę o glinach czwartorzędowych Pomorza, przydatnych w przemyśle ceramicznym, publikuje R. Galon (149).

Ciekawe i celowe zastosowanie znalazł piasek plejstoceni Pustyni Błędowskiej, który postanowiono użyć jako podsadzkę w kopalniach węgla. W tym celu w 1947 r. dokonano obliczenia zasobów piasku (M. Kwaśniewicz — 437).

Druga wojna światowa wykazała, że surowce czwartorzędowe odgrywają ogromną rolę w gospodarce narodowej. Dotyczy to zarówno glin, piasków, żwirów jak i torfów. Brak jednak odpowiednich materiałów i opracowań powoduje, że w nowych publikacjach surowcowych podaje się bardzo skąpe informacje o skałach czwartorzędowych.

M. Kamiński (270) omawiając skały budowlane czwartorzędowe Polski podaje bardzo krótką ich charakterystykę, a mianowicie pisze, że reprezentują je tylko gładzy narzutowe, które ze względu na dużą różnorodność składu petrograficznego muszą być poddane specjalnym analizom chemicznym przed użyciem ich w przemyśle. O innych surowcach budowlanych czwartorzędu, jak żwir, piaski i ily M. Kamiński nie pisze wobec braku opracowań w tym zakresie.

Jedyny surowiec energetyczny plejstocenu — torf — był przedmiotem szczególnego zainteresowania. Na początku XX wieku krótkie wzmianki o torfach i ich znaczeniu dla rolnictwa i przemysłu znajdujemy u W. Syniewskiego (1096), E. Małyszewskiego (618) i K. Łubkowskiego (567).

Mniej więcej w 1923 r. rozpoczyna się długotrwała działalność M. Ptaszyckiego, który zajmował się głównie inwentaryzacją torfowisk. Terenem prac M. Ptaszyckiego było środkowe Pobuże (871), województwo białostockie i nowogrodzkie (872) oraz Polesie (873—875), a także częściowo wybrzeże Bałtyku koło Karwi. Wreszcie około 1935 r. badaniami swymi objął M. Ptaszycki (876) wnętrza Polski, a zwłaszcza środkowe Mazowsze.

Obok M. Ptaszyckiego należy wspomnieć o L. Dąbrowskiej, która pracowała w okolicach Wilna, a także w źródłiskowym obszarze Szczary (84) i na Pojezierzu Dobrzyńskim (85). Badaniami szczegółowymi torfów Polesia zajmował się St. Kulczyński, który w 1940 r. opublikował obszerną monografię (420). Rejestrację torfów lubelskich i kieleckich przeprowadzał B. Halicki (208) oraz L. Kazubski (274); na południowym Polesiu pracował W. Tymrakiewicz (1256).

Zasoby torfów Polski południowej oszacował A. Kornella (339) oraz Cz. Kuźniar i R. Krajewski (428). O roli torfów jako surowca energetycznego pisał St. Turczynowicz (1251), o uprawie zaś torfowisk i ich przemianach wskutek nawadniania i osuszania St. Bac.

Obliczanie zasobów torfów w całej Polsce oraz powierzchni torfowisk zostało zapoczątkowane w 1948 r. przez E. Rühlego (960) w ramach prac Państwowego Instytutu Geologicznego. Na podstawie materiału kartograficznego udało się oszacować ogólne zasoby torfu na przeszło 12 miliardów m^3 surowej masy. Przy tym jednak nie rozróżniono torfowisk niskich i wysokich.

W 1949 r. ukazał się artykuł J. Walukiewicza (1266), omawiający perspektywy rozwoju przemysłu torfowego, który, jak wiadomo, powstał w Polsce dopiero po drugiej wojnie światowej. Dotychczasowa eksploatacja torfu odbywała się bezplanowo i prawie wyłącznie na opał. Obecnie torf będzie stanowić surowiec dla produkcji ściółki torfowej, płyt i okładzin, które są bardzo cenionym za granicą artykułem. Autor podaje szereg cyfr odnośnie do produkcji ściółki, opierając się jednakże na fałszywych liczbach zasobów, przyjmując 1000 razy mniejsze zasoby, niż są w rzeczywistości.

BADANIA REGIONALNE

Dotychczasowe poznanie utworów czwartorzędowych w poszczególnych częściach Polski jest bardzo nierównomierne. Pewne tereny są opracowane dość szczegółowo i posiadają liczne publikacje naukowe różnych autorów. Natomiast na innych, często nawet dużych obszarach, prowadzono zaledwie pobieżne badania. Są wreszcie i takie, gdzie prawie nic nie zrobiono dla poznania czwartorzędu. Do takich należą niektóre części Pomorza Kaszubskiego, Wielkopolski, Podlasia i większość Ziem Odzyskanych.

NIŻ

Stosunkowo najlepiej poznany jest Niż polski, a zwłaszcza jego część środkowa. Szczególnie dużo uwagi poświęcono dorzeczu środkowej Wisły, gdzie przez wiele lat pracowali: J. Lewiński, F. Rutkowski, St. Lencewicz, St. Małkowski, J. Samsonowicz, St. Wołosowicz, A. Łuniewski, B. Zaborski i wielu innych. Po 1930 r. na tym terenie pojawia się liczne grono młodszych pracowników, jak: S. Z. Różycki, J. Kaczorowska, W. Nechay, E. Rühle, H. Radlicz, J. Kondracki, B. Halicki, W. Mizerja i inni.

J. Lewiński zajmuje się przede wszystkim zagadnieniami podłoża plejstocenu, jego ukształtowaniem i petrografią oraz utworami preglacjalnymi. Terenem jego prac są okolice Łodzi, Piotrkowa, Tomaszowa Mazowieckiego i Warszawy. Opierając się na licznych materiałach wiertniczych, zebranych przez B. Rychłowskiego, publikuje wraz z J. Samsonowiczem mapę podłoża podczwartorzędowego dla całego Mazowsza. W 1924 r. ukazuje się szczegółowe studium utworów czwartorzędowych okolic Włocławka, w którym autor ponownie porusza zagadnienie podłoża i daje jasny obraz historii geologicznej tego obszaru podczas zlodowacenia dolnej Wisły. J. Lewiński zwraca uwagę, że w ewolucji tego obszaru odegrała dużą rolę predyspozycja tektoniczna oraz młodsze ruchy tektoniczne. W tymże roku ukazuje się rozprawka J. Lewińskiego (499) o genezie ilów wstęgowych na Mazowszu. Autor uważa je za utwory międzylodowcowe, powstałe w wielkim zbiorniku, jaki wytworzył się wskutek ruchów epirogenetycznych w interglacjale.

W 1922 r. J. Samsonowicz pisze o zastoiskach nad górną i środkową Wisłą (980).

St. Małkowski (600—603) przez kilka lat zajmował się zagadnieniem wydm w okolicach Warszawy i nad środkowym Bugiem. Podaje także opis największego na ziemiach Polski głazu narzutowego, znajdującego się pod Mszczonowem.

F. Rutkowski opisuje ozy pod Gostyninem oraz moreny czołowe w powiecie wysoko-mazowieckim.

W 1917 r. zaczyna się na Mazowszu długotrwała działalność St. Lencewicza. Początkowo pracuje on na Mazowszu prawobrzeżnym w okolicy Płońska i Wyszogrodu, potem przenosi się na wschód od Warszawy, gdzie wraz z J. Samsonowiczem i J. Lewińskim opracowuje tereny, z których projektuje się zaopatrzenie Warszawy w wodę. W 1922 r. St. Lencewicz publikuje małą rozprawkę o tzw. węźle kałuszyńskim; wspomina w niej między innymi o trudnościach odwadniania, spowodowanych obecnością wydm. W tym samym roku publikuje obszerniejszą pracę o wydmach śródlądowych, opartą głównie na obserwacjach okolic podwarszawskich. Do problemów przeciągnięć rzek i zmian sieci hydrograficznej powraca St. Lencewicz jeszcze kilkakrotnie w późniejszych swych publikacjach, a między innymi przy omawianiu zmian odpływu Wkry i Skrwy.

W latach 1922—1926 St. Lencewicz wraz z grupą swych pracowników przeprowadza badania w okolicach Gostynina, zajmując się problemami utworów morenowych w dolinie Wisły, tarasami tej rzeki i jej dopływami. W tym czasie interesuje się ruchami epirogenetycznymi, ewolucją sieci rzecznej oraz podłożem czwartorzędu. Zakończeniem

pierwszej fazy badań nad czwartorzędem Polski środkowej jest jego praca pt. „Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla“, która ukazuje się w 1927 r. Autor opierając się na szczegółowym studium tarasów rzek i ciągów moren odtwarza czwartorzędową historię geologiczną tej części Polski.

Na obszarze północnego Mazowsza, w okolicy Mławy, Rypina i Działdowa w latach 1922—1926 prowadzi badania St. Wołosowicz (1295). Wyróżnia on na tym obszarze dwa typy osadów czwartorzędowych: subglacjalne, do których zalicza morenę denną i liczne porwaki ilów warwowych oraz ekstraglacjalne, tj. moreny czołowe i osady fluwioglacjalne. Wśród moren czołowych St. Wołosowicz wyróżnia 5 ciągów, różniących się między sobą dość znacznie pod względem petrograficznym i morfologicznym. Autor sądzi, że powstały one wskutek kolejnych oscylacji lądolodu i dlatego mają charakter nasypowy.

Studia nad pradoliną warszawsko-berlińską prowadził J. Mikołajski (666). W 1927 r. autor ten publikuje rozprawę o jej powstaniu i stosunkach morfologicznych. Znajduje on w pradolinie 3 systemy tarasów i stwierdza, że na odcinku Bzura — Ner wody bifurkowały z Warty do zastoiska warszawskiego, na co wskazuje zwężenie doliny oraz ciągłość tarasów w tym właśnie kierunku. J. Mikołajski sądzi, że większa część pradoliny jest wieku plejstocenijskiego, ponieważ wcięta jest w utwory młodsze; jedynie w miejscach, gdzie pradolina wcięła się w utwory starszego podłoża, głównie w ily poznańskie, tam związek z podłożem zaznacza się wyraźnie zarówno w kierunku Warty jak i Bzury. Autor więc wnioskuje, że dolina Warty posiada predyspozycję przedplejstocenijską.

W latach 1922—1927 na terenie Podlasia i południowego Mazowsza (okolice Grójca) pracuje B. Zaborski. Autor ten zajmuje się studium form lodowcowych i rzecznych oraz odwodnieniem. W 1927 r. ukazuje się dość obszerna jego praca pt. „Morfologia Podlasia“ będąca syntezą wszystkich poprzednich badań. W pracy tej B. Zaborski usiłuje odtworzyć dzieje ostatniego zlodowacenia i wyznaczyć zasięgi poszczególnych faz postojowych lądolodu, wycofującego się na północ.

Pojezierze Dobrzyńskie było przedmiotem szczegółowego opracowania W. Nechaya w latach 1922—1926. Autor ten bada formy akumulacji lodowcowej, wśród których wyróżnia 4 ciągi moren czołowych, uszeregowane równoleżnikowo, przy tym najbardziej południowy wiąże z morenami płońskimi i wyszogrodzkimi St. Lencewicza. Opisuje także szczegółowo sandry, ozy i drumliny, przy których wspomina o roli prądów w lądolodzie i ich genezie. Podaje szczegółową stratyografię utworów czwartorzędu, opartą na licznych odsłonięciach. Opierając się

na morfologii i stratygrafii, próbuje określić wiek moren czołowych i sandrów, genezę drumlinów oraz na podstawie przebiegu ozów i rynien jeziornych wyznaczyć kierunki nasuwania się lodowca skandy-nawskiego (z północnego zachodu). Historię ostatniego zlodowacenia na obszarze Pojezierza Dobrzyńskiego odcyfrowuje W. Necha y przy pomocy metody morfologicznej. Stwierdza, że po stopniowym wycofaniu się lodów na linię moren mławskich nastąpiło nowe ich wtargnięcie podczas ostatniego zlodowacenia. Jezor lodowy posunął się daleko na południowy wschód tektonicznym zagłębieniem pomiędzy zrębem kujawskim a cokołem brodnickim.

Przy omawianiu publikacji, dotyczących badań czwartorzędowych na Mazowszu, nie można zapominać o pracach geografów poznańskich: R. Galona, R. Błachowskiego i B. Krygowskiego oraz J. Siatraka, którzy w latach 1937—1939 zajmowali się ustaleniem stratygrafii czwartorzędu w dolinie Wisły od Zawichosta do Torunia. Prace te jednak wykonano w sposób rekonesansowy i dlatego dziś budzą sporo zastrzeżeń.

Doliną dolnej Wisły zajmował się dorywczo w 1922 r. M. Limanowski oraz przez wiele lat R. Galon, który opublikował z tego terenu szereg prac. Najważniejsze z nich dotyczą morfologii doliny Drwęcy oraz stratygrafii czwartorzędu i morfologii doliny dolnej Wisły. Obecnie w okolicach Bydgoszczy i Torunia pracują: R. Galon, E. Passendorfer, W. Okołowicz i szereg innych.

Z dość dużej liczby geografów i geologów poznańskich, pracujących nad zagadnieniami czwartorzędu Wielkopolski należy wymienić: St. Pawłowskiego, R. Galona, B. Krygowskiego, J. Bajerleina, J. Mikołajskiego, R. Błachowskiego, A. Boratyńską, A. Rejowską i kilku innych. Wszyscy oni wnieśli jednak bardzo drobne przyczynki do znajomości czwartorzędu.

Również drobne przyczynki do znajomości Pomorza wniosła J. Degórska, badająca sandr tucholski oraz L. Klima piszący o krajobrazie okolic Chojnic.

Utworami czwartorzędowymi i morfologią wybrzeża Bałtyku zajmowali się M. Limanowski (526), St. Pawłowski (798) oraz B. Zaboriski. Ten ostatni pisze o oscylacji lodów na terenie powiatu morskiego. Po drugiej wojnie światowej powstaje naukowy ośrodek w Szczecinie. W 1949 r. opublikował on dwie prace o czwartorzędzie tego regionu, a mianowicie J. Mikołajskiego o morfologii wyspy Wolin i J. Brinkena o stosunkach geologicznych Szczecina.

Czwartorzędem i morfologią Pojezierza Suwalskiego oraz okolic Grodna zajmowali się St. Wołosowicz, St. Pietkiewicz,

E. Rühle, M. Prószyński i B. Zaborski. Pierwszy pisze o tzw. transgresji wigierskiej, czyli oscylacji lodowca, podobnej do tej, jaką obserwował St. Lencewicz pod Gostyninem. St. Pietkiewicz daje ciekawą rozprawę morfologiczną o zachodniej części Pojezierza Suwalskiego. E. Rühle bada stosunki morfologiczne w otoczeniu jeziora Hańczy. Tenże autor wraz z B. Zaborskim i M. Prószyńskim publikuje szereg przyczynków do historii zlodowacenia pod Grodnem i nad Mereczanką.

Obszary północno-wschodnie, należące do Polski przed 1939 r., były stosunkowo słabo poznane. Po pracach A. Missuny, które miały miejsce w pierwszym dziesiątku lat naszego stulecia, dopiero po 1930 r. zaczęto się więcej interesować tym regionem. Pracowali tu St. Wołosowicz, B. Rydzewski, B. Halicki, St. Małkowski, J. Kondracki i A. Jaroszewicz-Kłyszyska. Spośród szeregu mniejszych i większych przyczynków, na wyróżnienie zasługuje dość obszerna praca J. Kondrackiego, poświęcona morfologii i hydrografii Pojezierza Brastawskiego w 1938 r.

Zachodnie Polesie jest jednym z ciekawszych regionów geologicznych. Duże obszary bagienne wymagały wielu prac regulacyjnych i odwadniających, toteż już w ubiegłym stuleciu zaczęto prowadzić szczegółowe badania, mające na celu charakterystykę geologiczną tego obszaru. W 1927 r. zapada decyzja sejmowa, polecająca przeprowadzenie melioracji Polesia. Prace przygotowawcze tego projektu objęły szczegółowe badania geologiczne, które miały stanowić podstawę dalszych, różnorodnych opracowań i wobec tego były prowadzone bardzo szczegółowo i systematycznie.

Równinny charakter obszaru i brak naturalnych odsłoneń wymagał prac wiertniczych i stosowania stratygraficznych metod przy badaniu utworów czwartorzędu. Zorganizowano szereg grup, pozostających pod ogólnym kierunkiem St. Lencewicza (rejon Brześć—Kowel), St. Pawłowskiego (obszar Sarny—Kamień Koszyrski), M. Limanowskiego (dorzecze Szczary i Jasiołdy) i St. Wołosowicza.

Zaledwie niewielka część wyników tej gigantycznej pracy doczekała się publikacji. W porządku chronologicznym należy wymienić wstępne badania Lw. Sawickiego z zachodniego Polesia, które dają cały szereg ciekawych obserwacji, oraz St. Wołosowicza o utworach czwartorzędowych z okolic Pińska. W 1935 r. St. Lencewicz publikuje prace o międzyrzeczu Prypeci i Bugu, z dużym rozdziałem geologicznym. E. Rühle w szeregu prac omawia zagadnienia geologiczne okolic Kowla, Lubomla i Włodzimierza Wołyńskiego. Jego praca monograficzna o powiecie kowelskim jest swego rodzaju syntezą geolo-

giczną południowo-zachodniego Polesia. M. Prószyński daje ciekawą notatkę o geologii Brześcia nad Bugiem, B. Krygowski zaś pisze o kemach w okolicy Maniewicz.

Zestawienie kartograficzne, stanowiące syntezę prac geologicznych na południowo-zachodnim Polesiu, opublikowali St. Lencewicz i St. Pawłowski wraz z odpowiednimi objaśnieniami.

WYŻYNY POŁUDNIOWE

Badania Wyżyny Śląskiej, Krakowsko-Częstochowskiej i terenów sąsiednich (np. dorzecza górnej Warty i Pilicy) miały charakter prac dorywczych i niesystematycznych.

Na obszarze Górnego Śląska duże zasługi dla poznania utworów czwartorzędowych położył A. Makowski, który w latach 1924—1937 opracowywał szczegółową mapę geologiczną w skali 1 : 25 000. Autor ten zajmował się głównie petrografią i stratygrafią czwartorzędu, wyróżniając dwa zlodowacenia. Poza nim utworami czwartorzędowymi Śląska zajmowali się F. Rutkowski, W. Nechay i Z. Buczkówna. Florę i faunę plejstocenu badali A. Kozłowska i Z. Ryziewicz (362).

P. Koroniewicz w 1911 r. opisuje formy lodowcowe pod Częstochową i na wschodnich stokach Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Autor ten wyróżnił szeregi moren czołowych, sandry i wydmy i przypuszcza, że dolina górnej Warty pomiędzy Skrzydłowem i Częstochową jest przedlodowcowa i być może była wyzyskiwana jako rynna odpływowa wód glacialnych. Wreszcie znajduje też inną rynnę odpływową, położoną bardziej na południe od poprzedniej i stwierdza istnienie całego szeregu suchych dolin, które łączą Wartę z Małapanwią i Prosną.

Utworami czwartorzędowymi w środkowej i południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej zajmowali się St. Lencewicz, J. Lewiński, Z. Sujkowski, A. Łuniewski i H. Swidiński.

St. Lencewicz (442) opisując utwory lodowcowe w okolicy Miechowa i w dorzeczu Szreniawy, Dłubni i Prądnika specjalną uwagę zwraca na charakterystykę żwirów i lessów. Według niego żwiry zostały przyniesione z Karpat przez rzeki konsekwentne, co mogło nastąpić tylko w ten sposób, że rzeki płynęły po powierzchni lądolodu, który wypełniał w tym czasie kotlinę zachodniej Małopolski. Jeśli chodzi o lessy, to autor stwierdza dwa jego wyraźne poziomy: górny i dolny, wykazujący wyraźne warstwowanie. Wyciąga stąd wniosek, że powstały one w dwóch oddzielnych epokach, przedzielonych okresem

wilgotniejszym. Wreszcie St. Lencewicz stwierdza, że materiał morenowy, przeważnie zresztą zniszczony, zawiera sporo składników świętokrzyskich.

O dyslokacji utworów czwartorzędowych w Złotym Potoku pisał S. Z. Różycki (936). W 1948 r. notatkę o geomorfologii doliny Będkowskiej i Kobylańskiej opublikował W. Walczak (1261).

Czwartorzęd w dolinie Wisły na wschód od Krakowa, w niecce Nidy, badała J. Łyczewska (573) z okazji kartowania geologicznego arkusza Brzesko Nowe. Autorka stwierdza, że tereny te były dwukrotnie nawiedzane przez lodowce. Śladami starszego zlodowacenia są liczne głazy narzutowe, dochodzące do 2,5 m średnicy. Są to prawdopodobnie resztki pokrywy morenowej, która uległa zniszczeniu na skutek silnej erozji tego obszaru, wywołanej ruchami tektonicznymi w Karpatach na początku czwartorzędu. Zlodowacenie młodsze reprezentuje cienka powłoka gliny zwałowej, składającej się przeważnie z materiału lokalnego, z niewielką tylko domieszką północnego. Morena ta jest po części warstwowana w stropie, na niej zaś leżą dwa poziomy lessu.

W okolicy Pińczowa, a więc na obszarze przylegającym od wschodu do terenów badanych przez J. Łyczewską, A. Mazurek stwierdził następujący profil czwartorzędu: w spągu lessy warstwowane, na nich zaś piaski fluwioglacjalne, w stropie cienka warstwa gliny zwałowej. Obszary powiatu miechowskiego były badane jeszcze w 1912 r. przez St. Lencewicza.

Na obszarze Gór Świętokrzyskich i ich otoczenia utworami czwartorzędowymi zajmowali się St. Lencewicz, J. Czarnocki, J. Samsonowicz, A. Łuniewski, K. Pożaryska. Poza tym niewielkie przyczynki wnieśli I. Jurkiewiczowa i W. Richling-Kondracka. Florę interglacjalną w Bedlnie koło Końskich opisali E. Passendorfer, Wł. Szafer, J. Trela i M. Ziembianka.

W 1913 r. St. Lencewicz (446) publikuje szereg ciekawych uwag na temat historii geologicznej Lubrzanki, której bieg górny miał ulec przeciągnięciu na zachód, do Nidy, poprzez antecendentny przelom w pasmie Łysogór. Utwory czwartorzędowe oraz morfologia po wschodniej stronie Gór Świętokrzyskich były obiektem badań J. Samsonowicza, który w latach 1923—1935 opracował arkusz Opatów mapy geologicznej. Autor wyróżnił na tym terenie dwa typy utworów plejstocenu: starsze — obserwowane głównie na południu, gdzie zachowały się przed denudacją dzięki ochronnej warstwie lessów oraz młodsze — które występują w północnej części i które powstały już po zdarciu pokrywy lessowej i zniszczeniu osadów starszych. J. Samsonowicz publikuje cały szereg ciekawych profilów stratygraficznych, między innymi w Wilczycach (osady

starszego zlodowacenia). Podaje on dokładną charakterystykę petrograficzną osadów i ich miąższość oraz szczegółowo opisuje tarasy, wydmy i moreny czołowe. Wreszcie kreśli przejrzysty obraz historii czwartorzędowej tego terenu. Oddzielną pracę dotyczącą lessów sandomierskich publikuje J. S a m s o n o w i c z w 1924 r.

A. Ł u n i e w s k i (568) w rozprawie o geologii Zawichosta w 1923 r. zamieszcza szereg ciekawych uwag na temat czwartorzędu i morfologii tego terenu. Autor wyróżnia tutaj lessy, piaski wierzchnie, które miejscami stanowią materiał wydmy, glinę zwałową oraz osady jeziorne, zastoiszkowe, przypominające utwory tego typu z okolic Warszawy. Koło wsi Cegielnia A. Ł u n i e w s k i odkrywa klasyczny oz długości 4 km, nazywany potem przez J. S a m s o n o w i c z a i J. S i a t r a k a ozem tarłowskim. Wreszcie A. Ł u n i e w s k i zauważa, że doliny rzeczne, często zasypane lessami lub suche, uwarunkowane są liniami tektonicznymi.

W 1931 r. J. C z a r n o c k i (56) publikuje syntezę czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. Autor stwierdza nie jedno zlodowacenie, jak dawniej przypuszczano, lecz obecność dwu poziomów gliny zwałowej, stanowiących dowody dwóch zlodowaceń. Gлина dolna — szara — według J. C z a r n o c k i e g o ma odpowiadać okresowi Mindel, czyli Cracovien. Gлина górna — o odcieniu żółto-czerwonawym, analogicznie jak w Warszawie silnie spiaszczona, reprezentuje Riss, czyli zlodowacenie Varsovien I. Ogółem autor ten wyróżnia 11 poziomów w utworach czwartorzędowych, a mianowicie:

- 1) lessy,
- 2) piaski z głazami lokalnego pochodzenia,
- 3) glina żółto-czerwona,
- 4) ility warstwowane,
- 5) piaski z wtrąceniami żwirów,
- 6) żółty, lessowaty ility,
- 7) glina szara,
- 8) ility wstęgowe,
- 9) żółte piaski z wkładkami żwirów.
- 10) szare i zielonawe ility, po części lessowate, i w samym spągu
- 11) materiał pochodzący z lokalnego wietrzenia.

Poziomy te autor przydziela jak następuje:

- 1—3 Interglacja Masovien
- 4—6 Riss (L_4)
- 7—9 Mindel (L_3)
- 10—11 Günz (L_2).

W. R i c h l i n g - K o n d r a c k a (888) badając zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich miała na celu wykazanie ścisłej zależności między

budową geologiczną i petrografią z jednej, a rzeźbą z drugiej strony. Autorka stwierdza istnienie dwóch poziomów gliny zwałowej, przedzielonych warstwą osadów, zawierających resztki roślinne. Na glinie górnej spoczywają lessy i piaski. Utwory czwartorzędowe pokrywają cały badany obszar i szczególnie grubą warstwą wypełniają doliny rzek, przyczyniając się przez to do wyrównania rzeźby. Rzeki dzisiejsze, starając się odgrzebać swe dawne koryta, mają bardziej skomplikowany bieg. W ogóle sieć rzek naśladuje linie tektoniczne o przewadze kierunku NE — SW.

I. Jurkiewiczowa, opisując budowę geologiczną terenów na wschód od Skarżyska, wyróżnia osady czwartorzędowe głównie w postaci piasków. Dzieli je na dwa typy: piaski czerwonawe, tworzące czasem niewysokie wzniesienia morenowe i piaski ilaste, występujące w dolinach. Autorka zwraca uwagę na fakt, że przeważa materiał lokalny, a mianowicie ułamki piaskowców (około 80%); wśród niewielkiej ilości gładów pochodzenia północnego przeważają krzemienie.

Praca K. Pożaryskiej (1837) poświęcona jest stratygrafii osadów plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej oraz próbie powiązania jej z osadami rzecznyymi, ponieważ rzeka posiada tarasy plejstoceńskie i holocenijskie w liczbie 5-ciu. Autorka stwierdza, że dolinę Kamiennej nawiedziły 3, względnie 4 zlodowacenia, które pozostawiły ślady w postaci moreny dennej i bruku. Ponadto znajduje oznaki 3 innych zlodowaceń: najstarszego, po którym zachowały się żwirry z domieszką materiału krystalicznego oraz dwu młodszych, które reprezentowane są przez warstwy lessów. Te 3 zlodowacenia nie dotarły jednakże do doliny Kamiennej. Osady międzylodowcowe w postaci ilów zastoiskowych autorka stwierdza tylko w dwóch poziomach. Pozostałe okresy interglacjalne wyznacza bądź na podstawie powierzchni erozyjnych, bądź z obecności piasków i żwirów tarasowych.

Region lubelski należy do najmniej poznanych pod względem geologicznym. W 1911 r. osady czwartorzędowe nad środkowym Bugiem w okolicy Krystynopola opisał Wł. Szafar w związku z odkryciem flory interglacjalnej. Lw. Sawicki w swej pracy o morenach środkowopolskich opisuje różne okolice regionu lubelskiego, a między innymi pisze o morenie czołowej we wsi Białopole, którą uważa za najbardziej południowy punkt zlodowacenia środkowo-polskiego.

W latach 1926—1936 na obszarze Wyżyny Lubelskiej i na terenach sąsiednich pracuje B. Zaborcki (1322) i na podstawie studiów morfologicznych próbuje ustalić maksimum zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Według niego czoło lodowca miało się oprzeć o krawędź północną wyżyny i nigdzie na nią nie wtargnęło. Tenże autor podaje szereg

ciekawych uwag na temat zjawisk podobnych do krasu w okolicy Kazimierza.

W związku z zaopatrzeniem Lublina w wodę, badania geologiczne na tym terenie prowadził J. Lewiński i zwrócił uwagę na utwory preglacjalne w dolinie Bystrzycy. Potem w 1934 r. zajmował się on utworami morenowymi w okolicy Chełma, gdzie w dolinach rzecznych znalazł ślady dwóch zlodowaceń. Utwory starsze w postaci żwirów i piasków uznał za odpowiednik Jaroslavien Wł. Szafera, natomiast młodsze, reprezentowane przez glinę zwałową, określił jako Cracovien.

J. Nowak przypuszcza w 1932 r., że ruch lodowca Cracovien na południowym Roztoczu odbywał się od wschodu, względnie południowego wschodu.

W 1933 r. Lw. Sawicki w okolicy Zamościa w dwóch miejscach wykrył ślady 4 zlodowaceń, z tego dwa górne reprezentowane przez lessy, co świadczyłoby o tym, że teren ten nie był zlodowacony w tym czasie, oraz dwa dolne w postaci glin zwałowych. Glinę dolną, w której przeważa materiał lokalny, autor uważa za Jaroslavien, glinę górną zaś o przewadze skał pochodzenia skandynawskiego wiąże ze zlodowaczeniem Cracovien. Dwa poziomy lessowe synchronizują z dwoma stadiami zlodowaczenia Varsovien I. Na podstawie zaobserwowanych faktów Lw. Sawicki wyciąga szereg ogólnych wniosków o wieku rzeźby podczwartorzędowej. Przyjmuje on, że przed nasunięciem się lodów rzeźba Wyżyny Lubelskiej była podobna do dzisiejszej i osady lodowcowe zostały nagromadzone głównie w dolinach rzecznych, gdzie też zachowały się ich resztki. Natomiast na wierzchołkach uległy one w znacznym stopniu zniszczeniu.

Badania morfologiczne na północnej krawędzi Wyżyny Lubelskiej prowadził St. Pawłowski.

W ostatnich latach na terenie Wyżyny Lubelskiej pracuje A. Jahn (247), zajmując się zagadnieniem stratygrafii utworów czwartorzędowych nad środkowym Bugiem oraz nad dolnym i środkowym Wieprzem. A. Jahn dochodzi do podobnych wniosków, co Lw. Sawicki, tzn. że zachowały się tutaj ślady 4 zlodowaceń: dwa w postaci utworów lodowcowych lub ich szczątków i dwa w postaci lessów. Jednakże A. Jahn stwierdza, że jeżeli uwzględni się dwudzielność lessów, która jest wszędzie regułą, to należy się liczyć z dwoma stadiami ostatniego zlodowacenia.

W latach 1922—1930 okolice środkowego Bugu koło Włodawy i Koszar były terenem zainteresowań paleobotaników: Wł. Szafera i J. Lilpopa, którzy dali charakterystykę występujących tu szczątków roślinnych z okresu interglacjalnego.

KARPATY I TATRY

Na początku XX wieku utworami plejstocenu Karpat zajmowali się T. Wiśniowski, Wł. Szajnocha, J. Grzybowski, J. i M. Łomniccy i W. Friedberg, którzy opracowali Atlas Geologiczny Galicji. Wł. Szajnocha i J. Grzybowski traktowali utwory plejstocenijskie bardzo ogólnikowo. Wł. Szajnocha, który opracował 4 zeszyty Atlasu, rozróżniał tylko dwa rodzaje utworów tego okresu, a mianowicie: żwiry, tworzące dna i tarasy dolinne oraz gliny miejscowe i lesowe; natomiast J. Grzybowski dodaje jeszcze jeden typ osadów lodowcowych, a mianowicie piaski plejstocenijskie.

Prace W. Friedberga i M. Łomnickiego, którzy działali głównie na przedpolu Karpat, dają bardzo szczegółowy obraz utworów czwartorzędu. Wyróżniają oni wśród utworów plejstocenu 7 typów, utwory zaś holocenu dzielą na dwie grupy: starszą i młodszą. M. Łomnicki próbuje też wyjaśnić powstanie wydmy i tarasów.

Żaden z tych geologów nie dał jednakże pełniejszego obrazu epoki lodowcowej w Karpatach i na ich przedpolu. Za pierwszą próbę tego rodzaju można uważać dopiero prace W. Łozińskiego z 1909 r. (554). Badaniami swymi W. Łoziński objął północne stoki gór oraz doliny Raby, Dunajca, Białej, Wisłoki, Wisłoka, a w późniejszej pracy uwzględnił również dolinę Sanu. W tych pracach autor zajął się wyznaczeniem granicy zasięgu lodów i osadami glacialnymi. W innej pracy, także o charakterze syntetycznym W. Łoziński (559) rozważa pochodzenie utworów zwietrzelinowych, pokrywających zbocza i wierzchowiny Karpat. Uważa je za produkty peryglacialnego wietrzenia mechanicznego.

Dużą syntezę morfologiczną Karpat zachodnich publikuje Lm. Sawicki (998—1001). Opierając się na studium tarasów lodowcowych, zbudowanych ze zmieszanych żwirów w podgórskich odcinkach dolin, wnioskuje o ich preglacialnym wieku.

J. Smoleński (1041) znalazłszy na zboczach kotliny nowo-sądeckiej ślady zasypania, wiąże je przyczynowo z obecnością lądolodu, barykadującego wylot doliny Dunajca. Później autor ten wyraził pogląd, że w innych dolinach karpaccyckich musiało zachodzić analogiczne zjawisko. To przypuszczenie potwierdziły także późniejsze obserwacje M. Klimaszewskiego, prowadzone zrazu nad Dunajcem (288), a potem i na innych rzekach karpaccyckich (294). Dalsze studia M. Klimaszewskiego na terenie Karpat szły w kierunku pogłębienia wiadomości o roli i przebiegu procesów erozyjnych i akumulacyjnych w plejstocenie, w szczególności podczas maksymalnego zlodowacenia.

Dużo materiału do poznania morfologii i historii zlodowaceń w Karpatach wniósł St. Pawłowski. Wyniki swych badań Wisłoki (771)

i Raby uogólnił później na wszystkie rzeki Karpat (796), przyjmując występowanie dwóch tarasów jako regułę: tarasu wysokiego od 12 do 30 m, skalisto-osadowego oraz niskiego — akumulacyjnego, zalewowego. Taras wysoki wiązał ze zlodowaceniem maksymalnym, a rozcięcie jego z cofaniem się lodów. Natomiast taras niższy miał według niego wytworzyć się podczas zlodowacenia środkowo-polskiego. Później jednak, w 1934 r. doszedł do wniosku (799), że utwory akumulacyjne tarasu niskiego powstały podczas ostatniego zlodowacenia. W ostatnich swych pracach (803—807) St. Pawłowski omawia ślady zlodowaceń w poszczególnych grupach górskich jak: Tatry, Babia Góra i Pilsko. Zdaniem jego zlodowacenie karpackie miało charakter wyspowy i obejmowało w zasadzie obszary wyższe od 1500 m. Ślady lodowcowe pochodzą według niego niemal wyłącznie z ostatniego zlodowacenia. W pracach swych zamieszcza też kilka uwag na temat klimatu.

Trzeba także wspomnieć o pracy M. Książkiewicza o utworach czwartorzędowych Pogórza cieszyńskiego (409). Na podstawie szczegółowych obserwacji stara się on odtworzyć przebieg cofania się lądolodu Cracovien, jego postój oraz łączenie się wód Wisły z Olzą i przelewanie się ich ku zachodowi. Z okresami dwóch późniejszych zlodowaceń wiąże M. Książkiewicz utwory rzeczne, które tworzą taras wyższy — pokryty lessem i taras niższy — zalewowy.

Tatry, jako najwyższe pasmo Karpat, zwracały od dawna uwagę geologów i geografów, jednakże badaniem utworów czwartorzędowych i zjawisk glacialnych zajmowali się tylko E. Romer, A. Gadowski, St. Lenczewicz, B. Halicki, J. Młodziejowski, J. Szafarski, W. Kuźniar i M. Gotkiewicz.

W latach 1907—1930 z przerwą kilkuletnią, wywołaną przez pierwszą wojnę światową, w Tatrach pracuje E. Romer (901—912). Autor dochodzi do wniosku, że w Tatrach istniały 4 okresy lodowe, przedzielone trzema interglacjami. Poza tym wyróżnia on w ostatnim okresie lodowym co najmniej 3 stadia recesyjne, zaznaczające się zarówno w morenach dolinnych, jak i w tarasach wyciętych w osadach fluwioglacjalnych. Poglądy E. Romera różnią się zasadniczo od wyników większości innych badaczy czwartorzędu Tatr.

Od 1919 r. morfologią i osadami czwartorzędowymi Tatr zajmuje się A. Gadowski. W 1926 r. wydaje on pracę syntetyczną, poświęconą morfologii glacialnej północnych Tatr (121), a w szczególności zlodowaceniowi doliny Białki. Autor ten stawia tezę trzykrotnego zlodowacenia Tatr, czemu mają odpowiadać 3 strefy moren czołowych, a ponadto wyróżnia 4 stadia odwrotowe ostatniego zlodowacenia, którym odpowiadają

moreny stadialne. Potem publikuje szereg dalszych rozpraw dotyczących bądź morfologii bądź hydrografii Tatr (122—134).

Zwolennikiem trzykrotnego zlodowacenia Tatr jest też W. Kuźniar (430), który opiera się na ilości koryt w cyrku Stawów Gąsienicowych, oraz B. Halicki (202).

W 1917 r. St. Małkowski (604) odkrywa morenę czołową w Szafarach, zbudowaną głównie ze zwietrzałych granitów i gnejsów tatrzańskich. Autor ten wyraża opinię, że morena ta odpowiada zlodowaceniowi Riss, a tym samym potwierdza dawne poglądy A. Rehmana i H. Zapalowicza, iż lodowce tatrzańskie w tym okresie dochodziły aż do Nowego Targu.

W 1929 r. B. Halicki (202) publikuje pracę poświęconą zlodowaceniowi północnych Tatr, będącą rezultatem jego 5-letnich studiów, prowadzonych głównie na Podhalu. Autor stwierdza, iż w obszarze górskim zachowały się jedynie moreny związane z najmłodszym zlodowaceniem, natomiast moreny starsze ocalały tylko w wyjątkowo korzystnych warunkach. Opierając się na ilości tarasów oraz obecności starych żwirów fluwioglacjalnych na przedpołu Tatr B. Halicki dowodzi, że liczba zlodowaceń w tych górach nie przekracza 3. Znalezione zaś na tarasach górnych resztki moren czołowych dowodzą istnienia dwóch oscylacji lodowca podczas przedostatniego zlodowacenia. Tak zwaną morenę szafarską St. Małkowskiego uważa B. Halicki za utwór fluwioglacjalny.

Jeszcze inny pogląd wyraża St. Lenczewicz (480) przy opisie form lodowcowych Tatr. Autor ten uważa, że kluczem do rozwiązania zagadki ilości zlodowaceń są studia osadów fluwioglacjalnych na Podhalu. Dalej stwierdza, iż badacze zajmujący się tym problemem — Romer i Halicki — doszli do błędnych wyników. St. Lenczewicz dodaje, że trzykrotność zjawisk erozji lodowcowej, jaka zaznacza się zarówno w mapach A. Gądomskiego, jak i na jego własnej nie oznacza bynajmniej 3 samodzielnych zlodowaceń, przedzielonych interglacjami, lecz wyraża jedynie 3 fazy jednego tylko zlodowacenia.

Zlodowaceniem i formami południowych stoków Tatr zajmowali się M. Gotkiewicz i J. Szafarski.

KARTOGRAFIA

Kartografia czwartorzędu napotyka wciąż duże trudności, a to głównie z dwóch powodów: po pierwsze ze względu na wielką różnorodność facji, tworzącą mozaikę litologiczną, oraz wskutek dużych rozbieżności poglądów co do podziału stratygraficznego czwartorzędu.

Zdjęcia czwartorzędu można podzielić na dwa najważniejsze typy: szczegółowe, wykonywane w skali 1 : 25 000 i przeglądowe, mające raczej charakter wstępnej charakterystyki geologicznej danego obszaru w skali 1 : 100 000 i w skalach mniejszych. Mapa w tej skali daje jedynie ogólną orientację w budowie czwartorzędu danego obszaru.

W kartografii czwartorzędowej obowiązują te same zasady, jakie stosuje się dla formacji starszych. Na pierwsze miejsce wysuwa się podział stratygraficzny, wskazujący wiek osadu, jednak obecny, niedostateczny stan naszych wiadomości o utworach czwartorzędowych nie zawsze daje możliwość stosowania dokładnych kryteriów stratygraficznych. Obok tego podziału duże znaczenie posiada charakterystyka typów genetycznych, które pozwalają na odtworzenie procesów geologicznych i ich genezy.

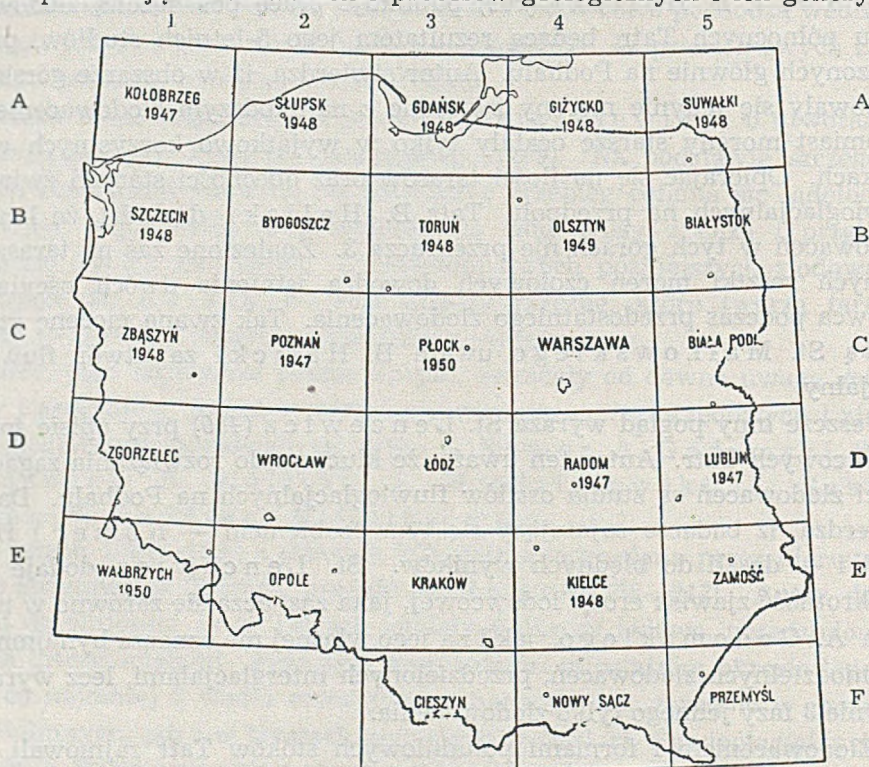


Fig. 56

Wykaz arkuszy Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 300 000
Wydanie A

Oprócz chronologii i genezy utworów na mapach szczegółowych i przeglądowych szerokie zastosowanie posiada oznaczanie litologiczne osadów. Jakkolwiek istnieją duże trudności, wynikające z niezgodnionej nomenklatury, stosowanie kryterium składu mechanicznego ma wielkie znaczenie, jeśli chodzi o cele praktyczne.

Dorobek kartograficzny w zakresie czwartorzędu do 1939 r. jest bardzo skromny, jak zresztą cały polski dorobek kartograficzno-geologiczny w tym czasie. Spotykamy się z dużą różnorodnością skal i oznaczeń, wynikających z celów, jakim służyły. Większość map posiada najrozmaitsze barwy i sygnatury.

W 1928 a następnie w 1933 r., w związku z niezrealizowanym projektem wielkich prac i wydawnictw kartograficznych, J. S a m s o n o w i c z (993) opracował projekt znaków dla oznaczania utworów czwartorzędu. Autor wyróżnił 39 typów osadów, przy czym dla niektórych utworów wprowadził prócz barwnych sygnatur także oznaczenia literowe i uwzględnił stratyografię.

W 1939 r. Lw. S a w i c k i (1029) opublikował nowy projekt terminologii utworów czwartorzędu, oparty na kryteriach litologiczno-genetycznych. Zaprojektowana przez tego autora skala barw, nadająca się do druku map szczegółowych w skali 1 : 25 000, nie doczekała się dotąd zastosowania w kartografii.

Zagadnienia kartografii czwartorzędu były niejednokrotnie dyskutowane. Między innymi na Zjeździe Plejstocenijskim, zorganizowanym w 1946 r. w Krakowie, E. R ü h l e (954) omówił różne typy zdjęć kartograficznych. Jako przykład zastosowania szczegółowej skali genetyczno-litologicznej przedstawił mapę w skali 1 : 25 000 okolic Kołek nad Styrem, na której utwory czwartorzędowe zostały podzielone na 4 genetyczne grupy, a wśród każdej z nich wydzielono poszczególne typy litologiczne. Jako przykłady zdjęć przeglądowych, wykonanych w skali 1 : 100 000 dla map o mniejszej podziałce demonstrowano arkusze Solec i Iłża, gdzie wyróżniono 16 typów utworów czwartorzędu. Oznaczenia te wprowadzono potem do wydawanych obecnie przez Państwowy Instytut Geologiczny map przeglądowych w skali 1 : 300 000. Mapy te mają służyć zarówno celom praktycznym jak i teoretycznym, toteż na pierwszym miejscu znajdują się oznaczenia litologiczne, a później genetyczne. Chronologia utworów czwartorzędowych została opuszczona wobec dużych trudności w ustaleniu stratygrafii.

Publikacja Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 300 000, w której uwidoczniło się względnie szczegółowo utwory czwartorzędowe, rozpoczęła się w 1946 r. Do połowy 1950 r. ukazało się 14 arkuszy tej mapy, a mianowicie: Radom, Lublin, Kielce, Kołobrzeg, Toruń, Poznań, Zbąszyń, Słupsk, Szczecin, Gdańsk, Giżycko, Suwałki, Płock i Olsztyn. Ponadto w druku znajdują się dalsze arkusze. W ciągu 1952 r. ma być wydana całość Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski, składająca się z 28 arkuszy.

W ten sposób w ciągu 5 lat wykonano pierwsze polskie jednolite opracowanie kartograficzno-geologiczne. Przy opracowaniu tym oparto się na materiałach zarówno opublikowanych jak i rękopiśmiennych, ale dla większości obszarów, które nie posiadały żadnych map geologicznych, przeprowadzono olbrzymią ilość badań w terenie. Ponad 60% powierzchni Polski uzyskano po raz pierwszy zdjęcia geologiczne. Ogółem zdjęto w terenie 209 arkuszy mapy w skali 1 : 100 000.

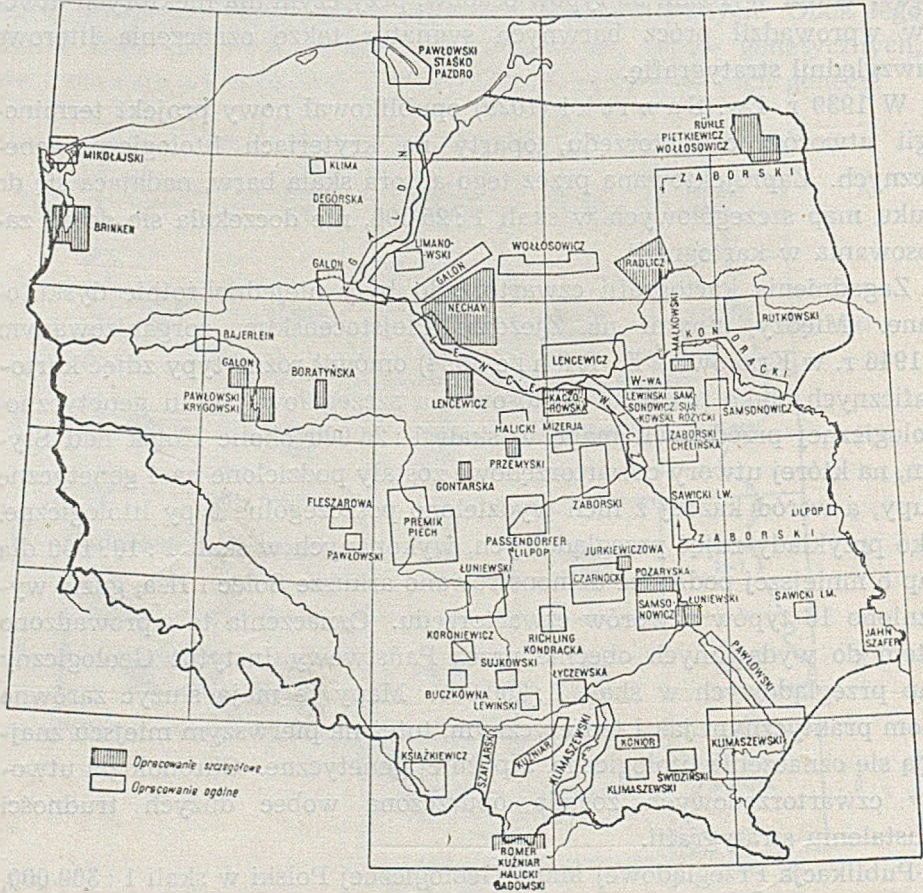


Fig. 57

Zestawienie dorobku kartograficznego w zakresie badań regionalnych

W opracowaniu Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski brali udział następujący autorzy: E. Ciuk, J. Czarnocki, St. Doktorowicz-Hrebnicki, J. Dylik, R. Galon, I. Jurkiewiczowa, M. Klimaszewski, J. Kondracki, B. Krygowski, J. Ły-

czewska, Cz. Pachucki, St. Pietkiewicz, S. Z. Różycki, E. Rühle, St. Sokołowski, H. Świdziński, J. Wdowiarz i St. Z wierz, przy współdziale około 80 młodszych pracowników naukowych. Ogólne kierownictwo zdjęć i redakcję naukową prowadził E. Rühle.

Z dawniejszych opracowań kartograficznych czwartorzędu (fig. 57), które po części wyzyskiwano do mapy 1 : 300 000, należy wymienić mapy St. Lencewicza, J. Samsonowicza, St. Wołosowicza, B. Zaborskiego, Z. Sujkowskiego, St. Pawłowskiego, St. Pietkiewiczza i W. Nechaya.

Te opracowania są jednak w najrozmaitszych skalach i stosują różne oznaczenia, często też obejmują przypadkowe tereny. Stosunkowo najwięcej map utworów czwartorzędu w dużych i średnich podziałkach posiada Mazowsze i dolina środkowej Wisły. Natomiast obszary wschodnie jak Wyżyna Lubelska czy Podlasie mają mapy tylko w podziałkach ogólnych, np. mapa B. Z a b o r s k i e g o w skali 1 : 750 000. Stosunkowo najdokładniejsze mapy czwartorzędu sprzed 1939 r. posiadają okolice Włobromia (Z. S u j k o w s k i — 1077), zachodniej części Pojezierza Suwalskiego (St. P i e t k i e w i c z — 821) oraz okolice Warszawy, opisywane przez J. S a m s o n o w i c z a, J. L e w i Ń s k i e g o i St. L e n c e w i c z a.

Юльиш ГЛОДЕК

ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЬШИ
В 1900 — 1950 Г.

(с 2 фиг. в тексте)

С о д е р ж а н и е

Предлагаемая работа имеет целью дать общую характеристику исследований четвертичных отложений Польши за последнее пятидесятилетие. Она не представляет собой научного обобщения проведенных работ и является лишь хронологическим образом важнейших исследований, служит введением прилагаемой библиографии трудов, посвященных изучению четвертичных отложений Польши. В отдельных главах рассмотрены следующие вопросы: стратиграфия, дислокации, подстилающие породы, палеозоология и палеоботаника, петрография, морфология, климатология, археология, гидрология, полезные ископаемые, региональные исследования и картографические материалы.

Р Е З Ю М Е

Предлагаемая работа имеет целью дать общую характеристику изучения четвертичных отложений Польши в первую половину нашего столетия. Она не представляет собой научного синтеза проведенных работ, а является лишь хронологическим обзором важнейших исследований и служит введением к прилагаемой библиографии трудов, посвященных изучению четвертичных отложений Польши. В отдельных главах рассмотрены следующие вопросы: стратиграфия, дислокации, подстилающие породы, палеозоология и палеоботаника, петрография, морфология, климатология, археология, гидрология, полезные ископаемые, региональные исследования и картографические материалы.

Не все эти вопросы были разработаны одинаково глубоко и полно. В некоторых, например в области палеоботаники, почвоведения и морфологии, было сделано много, в других — совсем мало. К последним относятся петрография, гидрология, исследования полезных ископаемых и т. д. Поэтому, несмотря на большое количество работ (сводка работ содержит свыше 1300 названий), создание ясной всеобъемной картины в области геологии четвертичных отложений принадлежит к числу труднейших задач геологии, главным образом вследствие трудности определения возраста образований. Палеозоологические методы здесь как правило, ненадежны, палеоботанические — дают лучшие результаты, но и их не следует переоценивать.

Много сторонников приобрел петрографический метод применяемый при определении возраста морен. На ряду с другими применял его Р. Б л а х о в с к и й. Общие стратиграфические схемы разработали Я. Л е в и н с к и й, М. Л и м а н о в с к и й и В. Ш а ф е р; последний на основе флористических данных. Двое первых базировались на распространении озерных глин.

В 1939 г. в результате многолетней дискуссии, было принято, что Польша подвергалась трем оледенениям, причем средне-польское оледенение в свою очередь проявилось в ряде стадий наступания и отступления ледникового покрова. В настоящее время принято, что и южно-польское оледенение состояло из двух стадий.

Весьма важным вопросом в стратиграфии четвертичных отложений являются лессы и их отношение к моренам, ибо только установление правильных взаимоотношений этих образований позволит воссоздать полную картину стратиграфии четвертичных отложений южной Польши. Вопросами стратиграфии лессов занимались Л. С а в и ц к и й и Б. Г а л и ц к и й. Указания на дислокации четвертичных отложений встречаются в работах следующих исследователей: В. Л о з и н с к о г о, Я. Л е в и н с к о г о, Ч. К у з н я р а, Ю. П р е м и к а, Э. П а с е н д о р ф е р а С. З. Р у ж и ц к о г о и С. С р о к о в с к о г о. Э. П а с е н д о р ф е р писал о интенсивной складчатости зеленых глин залегающих на песках и гравиях в Глужней вблизи Познани. Ю. П р е м и к наблюдал дислокации в глинах в бассейне верхней Варты.

Породами непосредственно подстилающими четвертичные отложения занимались: А. Ф л е ш а р, А. Ц и р г о ф ф е р, Я. Л е в и н с к и й, Я. С а м с о н о в и ч, С. Л е н ц е в и ч, Э. С у й к о в с к и й и другие. Из перечисленных исследователей только А. Ц и р г о ф ф е р интересовался всей территорией Польши, остальные же ограничивались лишь отдельными районами большей или меньшей площади.

Результаты палеозоологических исследований в первой половине двадцатого века оказывались более скромными, по сравнению с крупными достижениями прошлого столетия. Фауной безпозвоночных четвертичного периода занимались: Й. Полянский, Э. Незабитовский, Грохмалицкий, Я. Урбанский, М. Макульский. Э. Незабитовский обнаружил среди межледниковой фауны Шелонга, вблизи Познани, моллюска *Belgrandia*, являющегося характерной формой для южной Европы. Из знатоков фауны позвоночных следует отметить Г. Гойера давшего сводное описание фауны четвертичного периода Польши, а также Ю. Стаха, З. Рызевича, и Э. Незабитовского.

Изучение флоры до 1925 г. велось маркоскопическими методами, после в основу были положены микроскопические исследования, хотя ученые полностью не отказались и от макроскопических методов. Наибольшие заслуги в области изучения флоры принадлежат В. Шаферу, Е. Лильпопу, Е. Трели, Б. Ярою, А. Козловской. В первой половине двадцатого века был обнаружен целый ряд новых местонахождений флоры ледниковых и межледниковых эпох, главнейшие из этих местонахождений находятся в районах Шелонга, Дзбанков Косцюшковских, Людвинополя, Кристинополя, Жолиборжа, а также в ряде пунктов в среднем течении Немана.

Петрография четвертичных отложений Польши, по сравнению с иными областями четвертичной геологии, была разработана недостаточно несмотря на то, что петрографические исследования четвертичных образований имеют огромное научное и практическое значение. Ю. Токарский доказал, что петрографические исследования должны стать исходным пунктом при установлении точного стратиграфического подразделения четвертичных образований.

Количественный анализ петрографического материала применялся уже в 1938 г. Р. Блаховский. На основании этих анализов Ю. Токарский установил возраст и происхождение польских лессов. Подробные петрографические исследования четвертичных образований скрестистей Вильно проводились до 1939 г. под руководством С. Малковского.

В настоящее время М. Турнау Моравская ведет подробную петрографическую обработку четвертичных образований долины Буга.

Об эрратических валунах довольно много писали Я. Чароцкий, Лв. Савицкий, С. Малковский, С. Павловский, Ф. Кравец, Г. Сьвидзинский и другие.

Морфологические исследования велись многими авторами в различных районах. Больше всего внимания было посвящено конечным

морсам, чтобы на основании их размещения и сохранности установить количество и границы оледенений. Предметом исследований многих авторов явились также речные террасы, изучение которых ставило целью шифровки происхождения и эволюции рельефа.

Меньше внимания обращалось на озы, друмлины, зандры, кемы, озера и карстовые формы.

Границы оледенений для всей территории Польши пробовали установить М. Лимаковский и Ю. Семирадзкий, а для отдельных регионов С. Воллосович, Я. Самсонович, Л. Савицкий, С. Ленцевич, Б. Заборский, В. Нэхай, К. Пех, В. Кузьяр и М. Климашевский.

Речными террасами Польской Низменности занимались: Л. Ленцевич, Р. Галон, Е. Кондрацкий, С. Петкевич, Г. Радлич, Ю. Миколайский, Е. Бринкен, В. Околович. На юге в предгорьях и в Карпатах работали: Л. Савицкий, Е. Смоленский, Ч. Кузьяр, А. Пиргоффер, С. Павловский, М. Климашевский, Ю. Шафлярский, К. Пожарыская, В. Столлф. В бассейне средней Вислы было выделено 4 системы речных террас, из них 2 верхние — эрозионные и 2 нижние — аккумуляционные. В нижнем течении Вислы Р. Галон обнаружил 6 террас. Для берлинско-варшавской долины Ю. Миколайский установил 3 уровня террас, Е. Бринкен выделил на нижнем Одере 4 террасы. В предгорьях Карпат на реках Рабе, Соле и Скаве выделено три уровня террас. Для Дунайца проблема террас выглядит несколько иначе: в Пенинах удалось установить только 2 террасы, а ниже по устью включительно М. Климашевский выделил 6 террасовых уровней. В долине Вислоки установлено 2 террасы, в долине Сана — 4.

Друмлины описали: В. Нэхай для Добржинского Поозерья, С. Павловский — для южного Полесья, С. Петкевич для Сувальского Поозерья. Кемы описывал Б. Крыговский. Озми занимались: А. Боратынская, Б. Заборский, С. Ленцевич, А. Луневский, Ф. Рутковский, Ю. Миколайский, В. Околович и ряд других исследователей.

Происхождением послеледниковых озер имеющих характерную форму („рынны“) занимались: С. Павловский, В. Нэхай, Е. Рюле и М. Прущинский.

В 1947 г. появилась картометрическая работа С. Майдановского посвященная размещению „рынных“ озер в Польше. Зандрами занимались: Г. Радлич, Б. Заборский, В. Нэхай и Р. Галон.

Монографическое описание Тухольских зандров дала А. Дегурская.

Дюны описывали: А. Флешар, В. Фрийдберг, Э. Ромер, С. Малковский, Ю. Семирадский, Я. Левинский. Классический обзор внутриконтинентальных дюн дал в своей работе С. Лепцевич. Позднее этими формами занимались Я. Качоровская, Б. Заборский, Э. Рюле и ряд других.

Карпатским оползням много внимания посветили: Г. Тейсер и В. Шрамм; классификацию оползней Польской Низменности (долина Варты) дал А. Худзынский, он же подробно описал механизм возникновения оползней.

Карстовыми явлениями интересовались: С. Павловский, Е. Рюле, С. З. Ружицкий и Т. Вильгат. Авторы эти занимались классификацией, генезисом и циклом развития карстовых форм. Псевдолениковые явления в лесах описывали: Б. Заборский и А. Малицкий.

Климатические исследования базировались, главным образом, на изучении флоры и обычно проводились параллельно с ним, поэтому более всего данных, послуживших для воссоздания образа климата в четвертичном периоде, дали палеоботаники: В. Шафер, Е. Ляльпоп и другие. Не следует однако, недооценивать в этой области также работ геоморфологов, которые, подобно как М. Климашевский, С. Леневич и В. Околович провели много интересных наблюдений и внесли много данных относительно термики, осадков и положения границы вечных снегов в различных регионах Польши.

Результаты археологических исследований были весьма скромными, вследствие отсутствия условий, необходимых для сохранения остатков человека и его изделий. К числу исследователей палеолита принадлежат: С. Я. Чарновский, Л. Козловский, С. Круковский, Ю. Костржевский и Л. Савицкий. Л. Козловский в своей обзорной работе, посвященной палеолиту выделил 2 эпохи: старшую (названную им горной) и младшую (равнинную).

Из исследователей неолита следует отметить: Л. Козловского, Ю. Костржевского и В. Антоневича.

Между этими авторами существуют большие расхождения в интерпретации находок неолита и в подразделении неолита Польши.

Гидрологией до 1939 года занимались мало, несмотря на то, что она относится к числу вопросов весьма актуальных для народного хозяйства страны.

В нескольких статьях Т. Киркора, В. Лозинского, Я. Левинского, Б. Рыхловского и Р. Рослонского встречаются указания о водоносных горизонтах в четвертичных отложениях. Крупным вкладом в области выяснения гидрологических условий Польши явились работы Б. Рыхловского „Материалы по гидрологии Польского Королевства” и „Материалы по гидрологии Речи Посполитой Польской”, а также, исследования Р. Рослонского — инициатора гидрогеологического картирования Лодзи.

После окончания второй мировой войны гидрологические исследования в различных районах Польши вели: Ю. Голомб, Ф. Рутковский, В. Гайдо, Б. Крыговский и другие.

Исследования в области почвоведения, по сравнению с иными разделами четвертичной геологии, велись более систематически и охватывали, всю территорию Польши. После работ Грабского, К. Мосьцицкого и К. Малевского, относящихся к первым годам нашего столетия, начали свою многолетнюю деятельность С. Микляшевский и Т. Мечинский. В период между первой и второй мировыми войнами, помимо этих двух почвоведов, начинают работу еще ряд молодых исследователей, как например, Ф. Терликовский, Я. Томашевский, А. Мусерович, Б. Курылович и другие. После второй мировой войны вышла работа М. Стржемского посвященная описанию почв средней Вислы. Сравнительно много внимания было уделено лессам, которыми занимались, как почвоведы так и геологи. Из числа последних следует отметить таких авторов, как Я. Самсонович, Л. Савицкий, В. Лозинский и Ю. Семирадзкий. В последние годы было также обращено внимание на вопрос эрозии почв, чрезвычайно важный с точки зрения народного хозяйства.

Долгое время не доценивалось значения полезных ископаемых четвертичного периода несмотря на то, что, как показала вторая мировая война, они играют не малую роль в народном хозяйстве. Относится это как к торфам, так в равной степени и к глинам, пескам и гравиям. Более всего внимания посвящалось торфам и их применению в промышленности и в сельском хозяйстве. К числу исследователей торфов принадлежат: В. Сыневский, М. Пташицкий, С. Кульчинский, Я. Домбровская, В. Тымракевич, Э. Рюде, С. Бац и Б. Галицкий. Упоминания о значении иных полезных ископаемых встречаются в работах М. Несторовича, В. Скальмовского, (дорожные стройматериалы), М. Каменского, Р. Галона, Я. Чарноцкого и Р. Кравевского.

Региональные исследования четвертичных отложений Польши

велись в различных районах и с разной степенью точности. Лучшие других районов была изучена центральная часть Польской Низменности, и особенно бассейн средней Вислы, где в течении многих лет работали Ф. Рутковский, Я. Левинский, С. Ленцевич, С. Малковский, Я. Самсонович, С. Воллосович, Б. Заборский и А. Луневский. В тридцатых годах здесь начинают свою деятельность новые исследователи, такие как С. Э. Ружицкий, Я. Качоровская, В. Нэхай, Э. Рюле, Г. Радлич, Е. Кондрацкий, Б. Галицкий и ряд других. Четвертичные отложения Силезии изучали А. Маковский, В. Нэхай, Ф. Рутковский, а четвертичные отложения краковско-ченстоховской Возвышенности — П. Короневич, (северная часть), С. Ленцевич, Я. Левинский, Э. Суйковский, Г. Сьвидзинский. В Свентокжизских Горах работали: С. Ленцевич, Я. Чарноцкий, Я. Самсонович, А. Луневский, К. Пажарыская, И. Юркевич, Э. Пассендорфер и другие.

В Люблинском районе работали: М. Ломницкий, В. Шафер, Л. Савицкий, Е. Лиллоп, Б. Заборский, С. Павловский, А. Яни и Я. Левинский.

В Карпатах и в Татрах в начале двадцатого века четвертичными отложениями занимались: В. Шайноха, Ю. Гржибовский, Я. Ломницкий и В. Фридберг. Довольно полный образ ледниковой эпохи в Карпатах дал в своих работах В. Лозинский. Великие заслуги Л. Савицкого, Е. Смоленского и С. Павловского в области изучения морфологии Карпат. Гляциальными явлениями в Татрах интересовались: Э. Ромер, А. Гадомский, С. Ленцевич, Б. Галицкий, В. Кузьчар, Ю. Шафлярская и другие.

Достижения геокартирования в области четвертичной геологии до 1939 г. были невелики. Масштабы съемок и условные обозначения отличались большим разнообразием, что естественно вытекало из различия целей, которым служили публикуемые карты. Два проекта терминологии и условных обозначений четвертичных образований опубликовали Я. Самсонович и Л. Савицкий. Однако, проекты эти не были реализованы. После долгих дискуссий для издаваемой в настоящее время Государственным Геологическим Институтом обзорной геологической карты Польши был принят критерий литологически-генетический. Хронологию внутри четвертичных образований пришлось опустить ибо до настоящего времени остается неустановленной их стратиграфия, а также и потому, что карта создается в первую очередь для целей чисто практических.

Juliusz GŁODEK

HISTORY OF INVESTIGATIONS IN POLISH QUATERNARY
DURING 1900—1950

(with 2 figures in the text)

SUMMARY

Abstract

The present work aims at giving a general characteristic of the Poland's Quaternary investigations during the last 50 years. This by no means is to be considered as a scientific synthesis of the works done, but rather as a chronological survey of most important works and it represents an introduction to the enclosed bibliographical list of those referring to Poland's Quaternary. The following problems are discussed in separate chapters: stratigraphy, dislocations, Quaternary substratum, palaeozoology and palaeobotany, petrography, geomorphology, climatology, archeology, hydrology, pedology, soil resources regional investigations and the mapping of Quaternary.

The present work aims at giving a general characteristic of the Poland's Quaternary investigations during the last 50 years. This by no means is to be considered as a scientific synthesis of the works done, but rather as a chronological survey of most important works and it represents an introduction to the enclosed bibliographical list of those referring to Poland's Quaternary.

The great diversity of topics resulting from various interests of particular authors, had caused the differentiations of the following problems: stratigraphy, dislocations, Quaternary substratum, palaeozoology, palaeobotany, petrography, geomorphology, climatology, archeology, hydrology, pedology, mineral resources, regional investigations, mapping.

Not all sections were obviously worked out in the same degree. Much was done in regard to some of them, e. g. in the sphere of palaeobotany, pedology or morphology; others, on the other hand, were rather insufficiently treated, as for instance petrography, hydrology and investigations of mineral resources. In spite of a great number of works (the statement involves over 1300 bibliographical items), we did not yet obtain a complete picture of the Quaternary in Poland.

The stratigraphy of the Quaternary deposits is one of the most difficult geographical tasks, particularly owing to difficulties connected with the application of the actualization method. The palaeozoological methods are, as a rule, deceitful, the palaeobotanical methods are of a better service, but they also must not be over-estimated. The petrographical methods have gained many partisans in regard of the definition of the moraine's age. They were applied, among others by R. Bła ch o w s k i. The general stratigraphical schemes of the Quaternary were worked out by J. Lewiński, M. Limanowski and Wł. Szafer. The last did it on the floristical basis, while the two others based their considerations upon the analysis of ice dammed lake clays. After many discussions the problem concerning the number of glaciations in Poland was recognized in 1939 as amounting to three; the Middle Poland's glaciation has been divided into a number of recession stages. It is also admitted at present that the South-Polish glaciation is also composed of two stages. The loess and their relation to the morainic level represent as well a very important problem in regard to the Quaternary stratigraphy, as the matter of taking them into account will let us define the whole of the Quaternary stratigraphy of southern Poland. Lw. Sawicki and B. Halicki were busy with the problem of the loess stratigraphy.

We find references to the dislocations of the Quaternary deposits in the works of: W. Łoziński, J. Lewiński, Cz. Kuźniar, J. Premik, E. Passendorfer, S. Z. Różycki and St. Srokowski. E. Passendorfer wrote about a considerable folding of green clays lying over the sands and gravels in Główna near Poznań. J. Premik observed the dislocation of the varved clays in the ice dammed lake of the upper Warta.

The Quaternary substratum was investigated by A. Fleszar, A. Zierhoffer, J. Lewiński, J. Samsonowicz, St. Lenczewicz, Z. Sujkowski and others but only one of them — A. Zierhoffer — involved in his research the whole of Poland, while the remaining limited their work to smaller or greater Poland's regions.

The results of the palaeontological research in the first half of the XX century were rather poor, if compared with great attainments of the last century. J. Polański, E. Niezabitowski, Grochmalicki, J. Urbański and J. Makólski were the scientists who were busy investigating the invertebrata fauna. E. Niezabitowski, for instance, found among the Szelał interglacial fauna near Poznań a gastropod — *Belgrandia* — being an index form for southern Europe. H. Hoyer (who gave a synthese of the Quaternary fauna), J. Stach,

Z. Ryziewicz and E. Niezabitowski must be mentioned as experts in vertebrata fauna.

The floristic research were carried on until 1925 by means of macroscopic methods, and the main stress was laid later on microscopic examinations, though the macroscopic methods were not completely abandoned. The greatest services in that field were rendered by: Wł. Szafer, J. Trela, B. Jaroń and A. Kozłowska. A number of new finds of the interglacial and glacial fauna was discovered in the first half of the XX century; the most important of them are: Szelaż, Dzbanki Kościuszkowskie, Ludwinopol, Krystynopol, Żoliborz and certain localities over the middle Niemen.

Petrographical investigations of the Quaternary deposits are not greatly advanced in comparison to other sections, in spite of their great scientific and practical importance. J. Tokarski has proved that they ought to make an exact stratigraphical basis. The qualitative analyses of the petrographical material were applied by R. Błachowski in 1938, and owing to them J. Tokarski could decipher the age and genesis of the Podolia loess. Detailed petrographical registrations were carried on before 1939 in the Wilno centre under direction of Małkowski. At present M. Turnau-Morawska carries on the petrographical working out of the Quaternary deposits in the Bub valley. The number of articles and notes concerning erratic boulder is rather considerable (J. Czarnoćcki, Lw. Sawicki, St. Małkowski, F. Krawiec, H. Świdziński and others).

Morphological investigations were carried on by many authors and over different areas. Most attention was relatively given to the terminal moraines and to the reconstruction of their extension and number of glaciations on the basis of their distribution and conservation. Terraces which enabled the matter of deciphering the origin and evolution of the landscape were investigated as well. Not so much attention was given to eskers, kames, drumlins, outwash plains, trouhs and karst forms.

Extentions of particular glaciations were fixed by: M. Limanowski, J. Siemiradzki for the whole of Poland, and by St. Wołosowicz, J. Samsonowicz, Lm. Sawicki, St. Lencewicz, B. Zaborski, W. Nechay, K. Piech, W. Kuźniar and M. Klimaszewski for smaller regions.

River terraces on the Low Plain were investigated by: St. Lencewicz, R. Galon, J. Kondracki, St. Pietkiewicz, H. Radlicz, J. Mikołajski, J. Brinken and W. Okołowicz. In the Subcarpathians and Southern Uplands worked: Lm. Sawicki, J. Smoleński, Cz. Kuźniar, A. Zierhoffer, St. Pawłow-

ski, M. Klimaszewski, J. Szaflarski, K. Pożaryska and W. Stolfówna. Four system of terraces were differentiated in the Wisła basin: two upper — erosion and two lower — accumulation ones. R. Galon found over the lower Wisła 6 terraces. J. Mikołajski discerns in the Warsaw-Berlin old valley 3 horizons, and over the lower Odra J. Brinken finds 4 terraces. As concerns the Subcarpathians, 3 horizons of terraces were differentiated over the Raba, Soła and Skawa. The precision of the number of terraces over the Dunajec meets great difficulties; only two terraces were found in the Pieniny Mountains by St. Pawłowski, and M. Klimaszewski had differentiated still lower — up to the river's mouth 6 horizons. Two terraces were observed over the Wisłoka, and four in the San valley.

The drumlins were described by W. Nechay (Dobrzyń Lake District), St. Pawłowski (southern Polesie) and St. Pietkiewicz (Suwałki Lake District). The working out of the kames was done by B. Krygowski, and sometimes they were also the subject of interest of: A. Boratyńska, B. Zaborski, St. Lencewicz, A. Łuniewski, F. Rutkowski, J. Mikołajski, W. Okołowicz and of a number of other scientists. St. Pawłowski, W. Nechay, E. Rühle and M. Prószyński investigated the origin of the subglacial river troughs. In 1947 there was published the cartometric work of Majdanowski in regard to the distribution of troughs in Poland. The outwash plains were the subject of research of H. Radlicz, B. Zaborski, W. Nechay, St. Pietkiewicz and R. Galon. Degórska gave a monography of the Tuchola outwash plain. The dunes were described by: A. Fleszar, W. Friedberg, E. Romer, St. Małkowski, J. Siemiradzki and J. Lewiński but St. Lencewicz gave a classical synthetic work concerning mid-continental dunes. These forms were investigated latter by: J. Kaczowska, B. Zaborski, E. Rühle and a number of other scientists. Much attention was given to the Carpathian landslides by H. Teisseyre and W. Schramm, but the classification of the landslides on the Low Plain (the Warta valley) and the mechanic of their formation — by A. Chudziński. The karst forms were worked out by: St. Pawłowski, E. Rühle (Kowel county), S. Z. Różycki and T. Wilgat. These last authors examined the classification, origin and the cycle of the evolution forms. The pseudoglacial phenomena in the loess were described by B. Zaborski and A. Malicki.

The climatic researches were chiefly based upon floristic ones and as a rule, they always went in pairs; in consequence the palaeobotanists: Wł. Szafer, J. Lilpop and others were those who supplied the

most valuable data for sketching a picture of the Quaternary climate. The geomorphologists: St. Lencewicz, St. Miklaszewski and W. Okołowicz provided many well grounded climatic observations concerning temperature, rainfall and the position of the snow line in particular regions of Poland.

The results of the archeological research are rather poor, owing to the lack of conditions suitable for the conservation of the relics of the man and his products (implements). The scientists investigating the Palaeolithe are: S. J. Czarnowski, L. Kozłowski, St. Krukowski, J. Kostrzewski and Lw. Sawicki. L. Kozłowski differentiates in his synthetic work concerning the Palaeolithe two periods: the older — called on uplands, and the younger — on low land. L. Kozłowski, J. Kostrzewski and W. Antoniewicz are the best known scientists investigating the Neolithe. A great difference of opinion exists among them as concerns the interpretation of the findings and the division of Poland's Neolithe into smaller units.

The interest taken in the problems of hydrology was not great until 1939, though their importance in the national economy is considerable. We find in several treatises of T. Kirkor, W. Łoziński, J. Lewiński, B. Rychłowski and R. Rosłoński certain references concerning the ground water levels in the Quaternary deposits. B. Rychłowski, who published his materials for hydrology of the Polish Republic, deserves much appreciation thanks to information relating to hydrological conditions; same may be said about Rosłoński, the initiator of the hydrological mapping of the Łódź area. The hydrological research after the II World War are carried on in different Poland's areas by: J. Gołąb, F. Rutkowski, W. Hajdo, B. Krygowski and others.

In comparison to other sections, the investigations concerning soil were carried on systematically over the whole Poland's territory. After the works of Wł. Grabski, K. Mościcki and K. Malewski, a long lasting activity of St. Miklaszewski and T. Mieczyski began in the first years of the XX century. Besides these two experts of the soil, during the inter-war period works concerning soil were carried on by a number of younger scientists: F. Terlikowski, J. Tomaszewski, A. Musierowicz, B. Kuryłowicz and others. A paper concerning the working out the middle Vistula soil of M. Strzemski was published after the II World War. Relatively attention was paid to the loess which became the subject of interest of experts in soil, as well as of geologists. From the last ones must be mentioned: J. Samsonowicz (Sandomierz loess),

Lw. Sawicki, W. Łoziński and J. Siemiradzki. After the II World War attention was paid for the first time to the problem of the soils erosion which is so important from the viewpoint of the national economy.

The value of the Quaternary mineral resources was not appreciated during a long time, though, as was proved during the II World War, their importance in the national economy is great. That concerns peats, as well as loams, sands, clays and gravels. The relatively greatest attention was given to peats and their application to agriculture and industry. The number of scientists investigating peats is rather considerable; to that group belong: W. Syniewski, M. Ptaszycki, St. Kulczyński, J. Dąbkowska, W. Tymrakiewicz, E. Rühle, St. Bac and B. Halicki. We find certain hints concerning the importance of other mineral resources in the works of M. Nestorowicz, W. Skalmowski (road material), M. Kamieński, R. Galon, J. Czarnocki and R. Krajewski.

The regional investigations of Poland's Quaternary were done upon different areas and with a various precision. The relatively best known area is the middle part of the Low Plain, and particularly of the Middle Wisła basin, where: F. Rutkowski, J. Lewiński, St. Lencewicz, St. Małkowski, J. Samsonowicz, St. Wołosowicz, B. Zaborski and A. Łuniewski have worked during many years. New scientists give us the results of their research after 1930, viz.: S. Z. Różycki, J. Kaczorowska, W. Nechay, E. Rühle, H. Radlicz, J. Kondracki, B. Halicki and a number of others. The Cracow-Częstochowa Upland was investigated by: Koroniewicz (the northern part), St. Lencewicz, J. Lewiński, Z. Sujkowski, H. Świdziński (remaining parts). On the area of the Św. Krzyż Mts. worked: St. Lencewicz, J. Czarnocki, J. Samsonowicz, A. Łuniewski, K. Pożaryska, I. Jurkiewiczowa, E. Passendorfer and others. In the Lublin region — M. Łomnicki, Wł. Szafer, Lw. Sawicki, J. Lilpop, B. Zaborski, St. Pawłowski, A. Jahn and J. Lewiński. The Quaternary deposits in the Carpathian and Tatra Mountains were investigated at the beginning of the XX century by: Wł. Szajnocha, J. Grzybowski, J. Łomnicki and W. Friedberg. W. Łoziński gave a fuller picture of the glacial epoch in the Carpathians. Great are the merits as concerns the knowledge of the Carpathian's morphology of Lw. Sawicki, J. Smoleński, St. Pawłowski. The glacial phenomena in the Tatra Mountains at last were investigated by: E. Romer, A. Gadomski,

St. Lencewicz, B. Halicki, W. Kuźniar, J. Szaflarski and others.

The cartographical gain in the sphere of the Quaternary research is very modest up to 1939. We meet a great diversity of rocks and determinations depending to what aims were the published maps destined. Two projects of the terminology and signs of the Quaternary deposits were published by J. Samsonowicz and Lw. Sawicki, but they were not applied in practice, however. After many discussions, the lithological and genetic criterion was admitted in the publication of the geological general map of Poland in the scale 1:300 000, issued by the Geological Survey of Poland. The chronology of the deposits was left out owing to the yet fixed stratigraphy and to the fact that this map is, first of all, destined for practical aims.

Cecylia WARDEŚKA

BIBLIOGRAFIA POLSKICH PRAC Z ZAKRESU BADAŃ
CZwartorzędu 1900—1950

Bibliografia niniejsza obejmuje prace autorów polskich dotyczące badań czwartorzędu na obszarze Polski i na terenach sąsiednich, publikowane w latach 1900—1950. Bibliografia obejmuje zarówno prace, które ukazały się w czasopismach, względnie w wydawnictwach nieperiodycznych, drukowanych w Polsce, jak również publikacje autorów polskich w wydawnictwach obcych. Prace, które obok tytułu polskiego posiadają także tytuł obcojęzyczny, mają przekład lub streszczenie w danym języku.

1. A b a n c o u r t d' A. Klasyfikacja i rozwój dolin podolskich (Classification and the development of the Podolian valleys). *Prace Geogr. E. Romera* t. 9. pp. 3—26, 1 tabl. il. Lwów 1927.
2. A d a m e t z L., N i e z a b i t o w s k i - L u b i c z E. Über die in Złoczów in Ostgalizien gefundenen Pferde — und Ziegenknochenüberreste (Equus sp. Capra prisca n. sp.) *Acad. Sci Lett. Bull. Intern. B* 1914, pp. 761—765, 2 tabl. Kraków 1914.
3. A n t o n i e w i c z W. Les plus anciens vestiges de l'homme dans la Pologne et en Lithuanie. *II Intern. Confer. of the Assoc. on the Study of the Quaternary Period in Europe. Transactions* 5, pp. 29—46, il. Leningrad 1935.
4. A n t o n i e w i c z W. DREWNIJSZYJE OSTATKI CZŁOWIEKA W SIEWIERO-WAŚCOCZNOJ POLSZE I LITWIE. *Trudy II Mieždun. Konfer. Assoc. po Izuczeniu Czetyrticznawo Perioda. Glaw. Geol.-Gidro-Geodez. Upraw. W.* 5 pp. 23—44 Leningrad — Moskwa — Nowosibirsk 1934.
5. B a c St. Przyczynek do badań nad zmianą położenia powierzchni ornych gruntów lessowych (Beitrag zur Kenntniss der Oberflächen-veränderungen von bebauten Loessackerfeldern). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 19, Poznań 1928.
6. B a c St. Ruchy warstw gleby wskutek zamarzania i rozmarzania (Schwankungen der Bodenschichten infolge Ein- und Abfriesen). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 33, Poznań 1934.
7. B a c St. Ruchy gleby pod wpływem zamarzania i rozmarzania (Schwankungen der Bodenschichten infolge Ein- und Abfriesen). *Mater. Pozn. Gleb Pol.* t. 4, Puławy 1938.

8. Bac St. Badania petrograficzne na Wileńszczyźnie (Petrographische Untersuchungen in Nord-Ost Polen). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 13, pp. 1—26, il. Warszawa 1939.
9. Bac St. Badania petrograficzne na Wołyniu (Petrographische Untersuchung in Wolhynien). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 14, pp. 1—32, il. Warszawa 1939.
10. Bajerlein J. Z badań nad jeziorami, położonymi na prawym brzegu dolnej Warty (Observations sur les lacs situés au bord droit de la Warta Basse). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Kom. Mat-Przyr. Prace*, pp. 167—180, 1 mapa, Poznań 1923.
11. Bajerlein J. Tymczasowe wyniki badań nad jeziorami Dolskimi (Vorläufiger Bericht über die Lötung der Dolziger Seen). *Bad. Geogr. Pol. Ptn.-Zach.* z 2/3, pp. 131—132 Poznań 1927.
12. Bajerlein J. Jeziora Sierakowskie. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Stow.* Streszczenie referatu, pp. 2, Kraków 1927.
13. Bajerlein J. Jeziora Mialskie. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Stow.* Streszczenie referatu, pp. 2, Kraków 1927.
14. Bajerlein J. Jeziora Mialskie (Die Miały-Seen-Kette). *Bad. Geogr. Pol. Ptn.-Zach.* z 2/3, pp. 1—13, Poznań 1927.
15. Bajerlein J. Geneza jezior Sierakowskich. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 2, pp. 61, Poznań 1928.
16. Bajerlein J. Jeziora Gnieźnieńskie. *Bad. Geogr. Pol. Ptn.-Zach.* z. 6/7, pp. 1—6, Poznań 1931.
17. Bartonec F. Przyczynek do geologii Libiąża. *Kosmos* t. 29, p. 338, Lwów 1904.
Baudoin de Courtenay K., patrz nr 1163.
18. Bayger J. A. Żaba wodna (*Rana esculenta* L. v. *ridibunda* Pall) z plejstocenu staruńskiego. *Kosmos* t. 33, pp. 489—491, Lwów 1908.
19. Bąkowski K. Dawne kierunki rzek pod Krakowem. *Rocznik Krakowski* t. 5, pp. 138—172, Kraków 1902.
20. Beres K. Profil dyluwialny w Zielonkach (Über ein Profil des Diluviums in Zielonki). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 13, pp. 82—93, il. Kraków 1938.
21. Beres K. Przyczynki do geologii Krakowa (Quelques remarques sur la géologie de Cracovie). *Wiadom. Geogr.* t. 16, pp. 94—105, Kraków 1938.
22. Bieda F. O morzach Prabałtyku. *Wszechświat*, pp. 8—12, il. (popularne), Warszawa 1945.
23. Bielecki J. O glince zielonej w Królestwie Polskim. *Chem. Pol.* 9, pp. 102—193, Warszawa 1909.
24. Biskupski S. Analiza petrograficzna profilu lessowego z okolic Krzemieńca (Petrographische Analyse eines Lössprofiles aus der Umgebung von Krzemieniec). *Kosmos* A, t. 62, pp. 649—661, Lwów 1937.
25. Błachowski R. Morfologia ozów śremskich. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 23, pp. 56—57, Poznań 1935.
26. Błachowski R. Próba stratygrafii dyluwium Środkowego Powiśla wzdłuż prawego brzegu Wisły od Torunia po Modlin. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 27, pp. 138—139, Poznań 1936.
27. Błachowski R. Über die karpatische Grenze der nordischen Vereisung. *Gesell. Erdkunde, Ztschr.* pp. 359—363, il. Berlin 1936.

28. Bła ch o w s k i R. Rozwój świeżych wcięć erozyjnych w morenach czołowych (Entwicklung rezenter Erosionseinschnitte in Endmoränen). *Kosmos A*, t. 62, pp. 73—79, il. Lwów 1937.
29. Bła ch o w s k i R. W sprawie granicy lodowca dyluwialnego w okolicach Sambora. (Über die Grenze der nordischen Vereisung in der Gegend von Sambor). *Kosmos A*, t. 63, pp. 451—455, il. Lwów 1938.
30. Bła ch o w s k i R. Próby stratygrafii utworów dyluwialnych na prawym brzegu Wisły między Toruniem a Modlinem (Versuch einer Stratigraphie der Diluvialablagerungen am rechten Weichselufer zwischen Toruń und Modlin). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach.* z. 20, pp. 1—32, 30—39, 1 mapa, 1 tabl., Poznań 1939.
31. B o b r o w s k i Wł. Badania glin na obszarze świętokrzyskim, wykonane w r. 1938 (Recherches sur les argiles du Massif de S-te Croix exécutées en 1938). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 15, pp. 85—102, il. Warszawa 1939.
32. B o g u c k a A. Próg podkarpacki między Rabą a Wisłoką (Karpatische Stufe zwischen Raba und Wisłoka). *Koło Geogr. Uczn. Uniw. Jag. Sprawozd. Nauk.* 3, pp. 62—65, il. Kraków 1933.
33. B o r a t y Ń s k a A. Oz Wrzesiński. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 1934, pp. 107—108, Poznań 1934.
34. B o r a t y Ń s k a A. Oz Wrzesiński (L'ooz de Września). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Kom. Geogr. Prace* 1—4, pp. 1—30, il. Poznań 1938.
35. B r i n k e n J. Okolice Szczecina pod względem geologicznym i morfologicznym (The surroundings of Szczecin with regard to geology and morphology). *Czasop. Geogr.* t. 19, pp. 291—299. Wrocław 1949.
36. B r i n k e n J., G a l o n R., K i e ł c z e w s k a - Z a l e w s k a M. Przewodnik wycieczek Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Toruniu i w Szczecinie w dn. 25—29 maja 1947 r. *Pol. Tow. Geogr., Oddz. w Toruniu*, pp. 1—52, 1 mapa, Toruń 1947.
37. B r y k J. Osady epoki kamiennej na wydmach nadbużańskich. *Wiadom. Archeol.* t. 9, pp. 50—69 Warszawa 1925.
B r y k a l s k i W., patrz nr 643.
38. B r z ę k G. Geneza i ewolucja jezior Wielkopolskiego Parku Narodowego pod Poznaniem. *Chr. Przyr. Ojcz.* Marzec-Kwiecień, Warszawa 1950.
39. B u c z k ó w n a Z. Kilka uwag o geomorfologii północnej części Zagłębia Dąbrowskiego (Quelques remarques sur la géomorphologie de la partie septentrionale du bassin houiller de Dąbrowa Górnicza). *Wiadom. Geogr.* t. 11, pp. 12—15, il. Kraków 1933.
40. B u j a l s k i B. Szkic geologiczny Bałtyku, odczyt (Esquisse géologique du bassin de la mer Baltique). *Kosmos* t. 46, pp. 139—142, Lwów 1922.
41. B u j a l s k i B. Ogólna Mapa Geologiczna Polski (Carte Géologique Générale de la Pologne). 1 : 100 000 Ark. Nadworna. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1938.
42. B u k o w s k i G. Spostrzeżenia geologiczne w podkarpackiej strefie okolic Bochni (Observations géologiques dans la zone subcarpathique des environs de Bochnia). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* t. 2, pp. 97—101, Warszawa 1923.
43. B u r t a n ó w n a J., K o n i o r K., K s i ą ż k i e w i c z M. Mapa geologiczna Karpat Śląskich (Carte géologique des Karpates de Silésie) 1 : 50 000. *Pol. Akad. Umiej. Wydawn. Śląskie*, Kraków 1938.

44. Buzek K. Przyczynek do geologii Księstwa Cieszyńskiego (Contribution à l'étude géologique de la Silésie de Cieszyn). *Mies. Pedag.*, pp. 1—51, 1 mapa 1 : 200 000, Cieszyn 1914.
45. Byszewski. Pochodzenie i typy gleb powiatu Włocławek, pp. 12, 1912.
46. Chelińska M. Przyczynki do orometrii Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej (Contributions à l'orométrie du plateau de Kielce-Sandomierz). *Przegl. Geogr.* t. 4, pp. 115—125, Warszawa 1924.
47. Chelińska M., Zaborski B. Utwoy lodowcowe okolic Latowicza (Dépôts glaciaires des environs de Latowicz). *Przegl. Geogr.* t. 4, pp. 126—131, il. Warszawa 1924.
48. Chlebowski T., Obtulowicz J., Wdowiarz J. Badania geologiczne zachodnich Karpat brzeżnych w okolicy Rzeszowa, Tyczyna i Ropczyce (Carte géologique des Karpathes Occidentales dans les environs de Rzeszów, Tyczyn et Ropczyce). *Kosmos A*, t. 62, pp. 669—682, 1 mapa, Lwów 1937.
49. Chłapowski F. O znalezieniu kilku gatunków, względnie odmian słonia w niżu północno-niemieckim i polskim. *Kosmos A*, t. 62, pp. 109—130. Poznań 1904.
50. Chłapowski F. Ząb mastodonta w żwirowisku Obornickim. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Rocznik* t. 31, p. 10, Poznań 1910.
51. Chudziński B. Obsuwiska itp. zjawiska w dolinie środkowej i dolnej Warty (Über Erdrutschungen des mittleren und unteren Warthetales). *Bad. Geogr. Pol. Ptn.-Zach.* z. 4/5, pp. 20—45, il. Poznań 1929.
52. Ciętek Z. Jaskinie południowej części Wyżyny Małopolskiej. Studia morfologiczne (The caverns in the meridional part of the plateau of Little Poland). *Ochr. Przyr.* 15, pp. 195—242, il. Kraków 1935.
53. Cizancourt de H., Styrnałówna M. O budowie geologicznej okolicy Rybnika nad Stryjem (Sur la structure géologique des environs de Rybnik, sur le Stryj). *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 11, pp. 5—6, Warszawa 1925. *Kosmos* t. 50, pp. 13—30, 1 mapa, 1 tabl., Lwów 1925.
54. Czarnocki J. Wyniki badań geologicznych dokonanych w roku 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 11, pp. 11—14, Warszawa 1925.
55. Czarnocki J. O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 17, pp. 18—21, Warszawa 1927.
56. Czarnocki J. Dyluwium Gór Świętokrzyskich (Diluvium der Święty Krzyż Gebirge). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 7, pp. 85—105, il. Kraków 1931.
57. Czarnocki J. O znalezieniu kości ssaków dyluwialnych w kopalni „Sitkówka”. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 42, pp. 71—72, Warszawa 1935.
58. Czarnocki J. O kilku największych głazach narzutowych w zachodniej i środkowej części Gór Świętokrzyskich (Sur quelques uns des plus grands blocs erratiques dans la partie occidentale et centrale du massif de S-te Croix). *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 3, pp. 164—168, il. Warszawa 1936.
59. Czarnocki J. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski (General Geological Map of Poland) 1 : 300 000 Ark. Kielce. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1947.
60. Czarnocki J., Kowalewski K. O prasarmacie i o dyluwium w okolicach Medyki na podstawie zdjęć, wykonanych w południowo-zachodnim krańcu arkusza Mościska. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 42, pp. 63—66, Warszawa, 1935.

61. Czarnocki J., Samsonowicz J. przyczynek do znajomości utworów lodowcowych we wschodniej części Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej (*Contributions à la connaissance des sédiments glaciaires dans la partie orientale des montagnes de Kielce-Sandomierz*). *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 8, pp. 45—67, Warszawa 1915.
62. Czarnocki S. Sprawozdanie z prac, wykonanych w r. 1928 na arkuszu Oświęcim szczegółowej mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 24, pp. 19—20, Warszawa 1929.
63. Czarnocki S. Sprawozdanie z badań na arkuszu Oświęcim szczegółowej mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 27, pp. 27—28, Warszawa 1930.
64. Czarnocki S. Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych wykonanych w ostatnim dwudziestolecu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, pp. 37—41, Warszawa 1932.
65. Czarnocki S. Złoża energetycznych surowców mineralnych w Polsce. *Przeł. Chem.* 1, pp. 151—153, Lwów 1937.
66. Czarnowski S. J. Jaskinia Borsucza nad rzeką Prądnikiem. *Światowit*, 3, pp. 75—84, 1901.
67. Czarnowski S. J. Czaszka z jaskini Oborzysko Wielkie p/Ojcowem. *Światowit*, 5, 1902.
68. Czarnowski S. J. Jaskinia „Okopy Wielkie“ nad rzeką Prądnikiem w okolicy Ojcowa. *Mater. Antrop. Archeol. Etnogr.* 5, pp. 52—93, t. 2, 1901.
69. Czarnowski S. J. Paleolit na zboczu Góry Smardzewskiej pod Ojcowem. *Kosmos*, t. 30, Lwów 1906.
70. Czarnowski S. J. Siedziba paleolityczna na Górze Puławskiej. *Polska Przedhist.* t. 3, pp. 18, 1 mapa, il, Warszawa-Kraków 1911.
71. Czarnowski S. J. Jaskinie wąwozu Korytania nad Prądnikiem. *Akad. Umiej. Kom. Antrop. Mater.* Kraków 1904.
72. Czekałski J. O profilu utworów czwartorzędowych pod Tomaszowem nad Pilicą. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 10, 1924, pp. 15—16, Warszawa 1925.
73. Czekałski J. Doliny, wąwozy, niecki bezodpływowe i jeziorne pagórków Ludwikowskich i najbliższej okolicy. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 1934, pp. 112—113, Poznań, 1934.
74. Czekałski J., patrz nr 571.
75. Czeżowski A. Kamieniołomy, t. 1, rozdz. 2. Rozmieszczenie łomów kamieni naturalnych w Polsce i najbliższym jej sąsiedztwie. *Inst. Bad. Budown.* pp. 27—90, 1 mapa, il. Warszawa 1946.
76. Czubiński Z. Ochrona przyrody w regionie świętokrzyskim w związku z planowaniem kraju. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* za lata 1945—1946, 13, z. 1, pp. 67—69, Poznań 1946.
77. Czyżewski J. Lwów i jego okolice w świetle wycieczki na Wysoki Zamek. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Przewodnik Kongr.* pp. 192—198, Kraków 1927.
78. Czyżewski J. Udział wód glacialnych w rzeźbie Podola. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow.* Streszczenie referatu, p. 1, Kraków 1927.
79. Czyżewski J. Udział wód glacialnych w rzeźbie Podola. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow.* 1927. *Pamiętniki* t. 1, p. 301, Kraków 1929.

79. Czyżewski J. Z historii doliny Dniestru (Histoire d'une partie de la vallée du Dniestr). *Prace Geogr. E. Romera* t. 10, pp. 33—66, 1 mapa, il. Lwów 1928.
80. Czyżewski J. Le problème de la surface d'aplanissement dans l'avant-pays des Karpates Orientales Polonaises. *Congrès Intern. de Géographie*. 1934. *Resumés des Communic.* p. 68, Warszawa 1934.
81. Czyżewski J. Krajobraz Niżu Śląskiego. *Dolny Śląsk* t. 1, Wrocław 1948.
82. Czyżewski J. Zierhoffer A. Kilka spostrzeżeń z wycieczki we wschodniej części północnej krawędzi Podola i Wołynia Grzędowego (Some remarks on the eastern part of the Northern Podolian escarpment and Southern Wolhynia). *Kosmos* A, 61, pp. 83—101, il. Lwów 1936.
Czyżewski J., patrz nr 1351.
83. Czubiński Z. Rezerwat „Torfowisko Janiewickie“ koło Sławna na Pomorzu Zachodnim ze stanowiskiem maliny morozki. *Chr. Przycz. Ojcz.* 5, nr 1/3, pp. 66—68, Kraków 1949.
84. Dąbkowska I. Torfowiska jeziorne i dolinne źródeł Szczary. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 36, pp. 62—63, Warszawa 1933.
85. Dąbkowska I. O torfowiskach ziemi Dobrzyńskiej (In the peat bogs of the environs of Dobrzyń on the Vistula). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 1933—34, 68/69, pp. 1—34, il. Kraków 1935.
86. Dąbkowska I. Sprawozdanie z badań terenowych torfowisk Wileńszczyzny. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 48, pp. 55—56, Warszawa 1937.
87. Dąbkowska I. Torfowiska i torfy północno-wschodniej Polski (Torflager und Torftypen Nordost-Polens). *Rocznik Ziem Wschodnich* t. 5, pp. 87—94, il. Warszawa 1939.
88. Degórska J. Czy istnieją dwie moreny w Albrechtowie pod Pińskiem, *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 30, pp. 149—150, Poznań 1937.
89. Degórska J. Morfologia zandru Tucholskiego (Morphologie des Tucher Sandres). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 32, pp. 128—131, Poznań 1938.
Demetrykiewicz W., patrz nr 434.
90. Dobrowolski A. B. Historia naturalna lodu, pp. 940, Warszawa 1923.
91. Dobrzański B. Charakterystyka niektórych gleb lessowych północnej krawędzi Podola (The characteristics of some loess soils on the northern margin of Podolia). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sect. E*, vol. 11,6, pp. 139—192, 1 mapa, Lublin 1947.
92. Dobrzański B. Studia gleboznawcze nad lessami północnej krawędzi Podola (Pedological investigations of loess on the northern margin of Podolia). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sect. E*, vol. 1, 2, pp. 1—59, Lublin 1947.
93. Dobrzański B., Malicki A. Rzekome loessy i rzekome gleby loessowe okolic Leżajska (Pseudo-loesses and pseudo-loess soils in the environment of Leżajsk). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sect. B*. vol. 3, 11, pp. 415—416, Lublin 1949.
94. Dobrzański B., Malicki A. Gleby województwa krakowskiego i rzeszowskiego (The soils of Cracow and Rzeszów provinces). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sect. B*, vol. 4, 6, pp. 117—134, Lublin 1950.
95. Dobrzański B., Nipanicz A. Mady w dolinie Wiśłoka (The muds in the valley of the Wiśłok). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sect. B*, vol. 4, 10, pp. 257—270, Lublin 1950.

96. Dcbrzański B., Piszczek J. Badania gleboznawcze terenów Sośnica (Studies of soils of Sośnica's terrain). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, Sect. E. vol. 2, 11, pp. 263—289, Lublin 1947.
97. Doktorowicz-Hrebnicki St. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na arkuszu Gołonóg mapy Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 24, pp. 21—22, Warszawa 1929.
98. Doktorowicz-Hrebnicki St. Sprawozdanie z badań w r. 1929 na arkuszu Wielki Chełm mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, pp. 41—43, Warszawa 1930.
99. Doktorowicz-Hrebnicki St. Sprawozdanie z badań złoża węgla brunatnego pod Rogowem. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 32, pp. 23—27, Warszawa 1932.
100. Doktorowicz-Hrebnicki St. Sprawozdanie z poszukiwań węgla brunatnego w Żyrardowie. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 32, pp. 27—28, Warszawa 1932.
101. Doktorowicz-Hrebnicki St. Sprawozdanie z badań w r. 1931 na arkuszu Wielki Chełm mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, pp. 41—43, Warszawa 1932.
102. Doktorowicz-Hrebnicki St. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polskiego Zagłębia Węglowego (Carte Géologique Spéciale du Bassin Houiller Polonais) 1 : 25 000 Ark. Grodziec z objaśnieniami. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1934.
103. Doktorowicz-Hrebnicki St. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1936 na arkuszu Sączów mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 48, pp. 2—3, Warszawa 1937.
104. Doktorowicz-Hrebnicki St. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. (Carte Géologique Détaillée de la Pologne). 1 : 25 000 Ark. Dąbrowa Górnicza. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1947.
105. Doktorowicz-Hrebnicki St. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. (Carte Géologique Détaillée de la Pologne). 1 : 25 000 Ark. Ząbkowice. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1947.
106. Domański T. Krótki geologiczno-rolniczy opis okolic miasta Kraśnika, pow. Janowski, gub. Lubelska. *Pam. Fizjogr.* t. 17, cz. 2, pp. 135—142, Warszawa 1900.
107. Dyakowska J. Historia torfowiska na Czerwonem pod Nowym Targiem w świetle analizy pyłkowej (Analyse pollinique et histoire de la tourbière „na Czerwonem" près de Nowy Targ en Pologne). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 63, pp. 129—150, Kraków 1929.
108. Dyakowska J. Interglacjał w Poniemuniu pod Grodnem (La période interglaciaire à Poniemuń près Grodno). *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. czyn. posiedz.* t. 41, nr 6, p. 175 *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens*, nr 6, p. 7, Kraków 1936.
109. Dyakowska J. Interglacjał w Poniemuniu pod Grodnem (Interglacial in Poniemuń near Grodno). *Starunia* nr 14, pp. 1—11, il. Kraków 1936.

110. Dyakowska J. Interglacjał w Ściejowicach pod Krakowem (Interglacial in Ściejowice near Cracow). *Starunia* nr 17, pp. 1—15, 3 tabl. Kraków 1939.
111. Dyakowska J. The interglacial Profile at Kąty near Sromowce Wyżne. (The Pieniny Range in the West Carpathians). *Acad. Pol. Sci. Lett. Cl. Sci. Math.-Nat. C.-R. Mens.* nr 1/3, p. 13. Cracovie 1947.
112. Dyakowska J. Interglacjał w Kątach koło Sromowiec Wyżnich (Pieniny) (The interglacial of Kąty. The Range of Pieniny). *Starunia* nr 23, pp. 1—18, Kraków 1947.
Feliksiak St., patrz nr 625.
113. Fleszar A. Zur Evolution der Oberflächengestaltung des polnisch-deutschen Tieflandes. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.*, pp. 14, il. Kraków 1913.
114. Fleszar A. Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna (Sur la morphogenèse des Karpates situés au nord de Krosno). *Kosmos* t. 39, pp. 99—122, 2 tabl. Lwów 1914.
115. Fleszar A. Uwagi nad krajobrazem poleskim. Studia między Turią a Styrem (Sur la genèse du paysage de Polésie. Recherches géologiques entre la Turia et le Styr). *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 9, pp. 717—732, Warszawa 1916.
116. Fleszarowa R. Z geologii okolic Ostrzeszowa, *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 4, Warszawa 1922.
117. Frankowski E. Z Polesia Wołyńskiego, *Ziemia* 5, pp. 155—156, Warszawa 1914.
118. Friedberg W. Atlas Geologiczny Galicji z. 16. Rudnik, Ranizów, Ropczyce-Dębica, Rzeszów-Łańcut. *Pol. Akad. Umiej.*, pp. 147, Kraków 1903.
119. Friedberg W. Kilka uwag w sprawie wydym niżu rzeszowskiego. *Kosmos* t. 32, pp. 215—218, Lwów 1907.
120. Gadomska A. Die Eemfauna an der unteren Weichsel. *III Intern. Quartär-Konferenz in Wien, 1936. Verhandlungen*, pp. 262—263, Wien 1938.
121. Gadomski A. Morfologia północnych stoków Wysokich Tatr. Cieszyn 1926.
122. Gadomski A. Zjawiska lodowcowe północnych stoków Wysokich Tatr. (La glaciation des Tatry septentrionales). *I Sjezd Slov. Geogr. Etnogr. 1924. Sbornik*, pp. 166—171, il. Praha 1926.
123. Gadomski A. Morfologia glacialna Bielskich Tatr. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Slov. 1927. Pamiętniki* t. 1, pp. 301—305, Kraków 1929.
124. Gadomski A. Polodowcowe zmiany hydrografii tatrzańskiej. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Slov. 1927. Pamiętniki* t. 1, pp. 309—311, Kraków 1929.
125. Gadomski A. Nienormalność odwodnienia północnych stoków Czerwonych Wierchów w Tatrach. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Slov. 1927. Pamiętniki* t. 1, pp. 311—314, Kraków 1929.
126. Gadomski A. Lodowiec w Tatrach. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Slov. Pamiętniki* t. 1, pp. 314—316, Kraków 1929.
127. Gadomski A. Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Slov. 1927, Pamiętniki* t. 1, pp. 316—319, Kraków 1929.
128. Gadomski A. Tatrzańskie kaptaze dopływów Dunajca (Les captages des affluents du Dunajec dans les Tatras). *Przeegl. Geogr.* t. 9, pp. 13—20, il. Warszawa 1929.

129. G a d o m s k i A. Z fizjografii dorzecza Popradu (Le captage du Poprad des Beskidy). *Wiadom. Służby Geogr.*, pp. 37—64, Warszawa 1934.
130. G a d o m s k i A. Carte de la morphologie glaciaire du versant N des Monts Tatra. *Congrès Intern. de Géographie, 1934. C-R. 2*, pp. 142—147, 1 mapa, Warszawa 1936.
131. G a d o m s k i A. O zlodowaceniu doliny Bystrej pod Kuźnicami (Sur l'ancienne glaciation de la vallée de la Bystra dans les Tatras). *Przepl. Geogr. t. 15*, pp. 65—75, il. Warszawa 1936.
132. G a d o m s k i A. Uwagi o epoce lodowcowej w Tatrach (A propos de l'époque glaciaire dans les Tatra). *Przepl. Geogr. t. 16*, pp. 151—154, Warszawa 1937.
133. G a d o m s k i A. Dolina Żabich Stawów Białczańskich. *Wiadom. Geogr. 15*, pp. 51—53, Kraków 1937.
134. G a d o m s k i A. Die Eiszeit in der Tatra. *III Intern. Quartär-Konferenz in Wien, 1936, Verhandlungen*, pp. 178—180, 1 mapa, Wien 1938.
135. G a j e w s k i M. O krajowych glinkach ogniotrwałych. *Hutnik 12*, pp. 102—104, Katowice 1945.
136. G a l o n R. Kujawy „Białe“ i „Czarne“ („Weisses“ und „Schwarzes“ Kujawien). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach. z. 4/5*, pp. 47—76, il. Poznań 1929.
137. G a l o n R. Über Schmelzwasserrinnen und Sander bei Posen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Bd. 82*, pp. 419—425, Berlin 1930.
138. G a l o n R. Morfologia doliny Drwęcy (Über die Morphologie des Drewenztales). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach. z. 6/7*, pp. 59—69, 1 mapa, Poznań 1931.
139. G a l o n R. Znaczenie konfiguracji podłoża dla ukształtowania obszarów niegdys zlodowaconych ze szczególnym uwzględnieniem niżu polskiego i niemieckiego (Importance de la configuration du sous-sol pour le relief des anciennes contrées glaciaires, spécialement pour la plaine polonaise et allemande). *III Congrès Geogr. Etnogr. Slaves. 1930* pp. 96—98, Belgrad 1933.
140. G a l o n R. Krajobraz geograficzny Torunia. *Dzieje Torunia*, pp. 3—10, Toruń 1933.
141. G a l o n R. Z geografii Bydgoszczy. *Przepl. Bydgoski, 4*, pp. 1—19, 1 mapa, il. Bydgoszcz 1933.
142. G a l o n R. Charakterystyka oraz podział niżowego krajobrazu polodowcowego na podstawie przebiegu krzywej hipsograficznej. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd. pp. 109—110*, Poznań 1934.
143. G a l o n R. Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla (Die Gestalt und Entwicklung des unteren Weichseltales in Beziehung zum geologischen Aufbau des unteren Weichselgebietes). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach. z. 12/13*, pp. 1—12, il. 1 mapa, Poznań 1934.
144. G a l o n R. Das Terrassensystem im unteren Weichselgebiet. *Congrès Intern. de Géographie. 1934. Resumés des Communic. p. 76*, Warszawa 1934.
145. G a l o n R. Versuch einer Bestimmung des relativen Postglazials auf morphologischer Grundlage. *Ztschr. Gletscherkunde. Bd. 21*, pp. 319—329, il. 1934.
146. G a l o n R. O stosunku dyluwium do płyty krystalicznej na pograniczu wołyńsko-poleskim na północ od Ostek (studium porównawcze). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd. 24*, pp. 121—122, Poznań 1935.
147. G a l o n R. Kilka uwag o metodach badań dyluwialnych w Polsce (Einiges über die Methoden der Forschung des Diluviums in Polen). *Czasop. Geogr. t. 13*, pp. 221—231, Lwów 1935.

148. Galon R. Dolina dolnej Wisły. *Inst. Bałtycki*, pp. 1—111, tabl. 3, il. 33, Toruń 1935
149. Galon R. Charakterystyka i podział glin ceramicznych, występujących na obszarze dolnego Powiśla i terenów przyległych z uwzględnieniem glin całej Polski. *Przegl. Ceram.* 2, pp. 1—5, il. Warszawa 1936.
150. Galon R. Der Abtragungszyklus des Talhanges (im diluvialen Aufschüttungsgebiet). *Congrès Intern. de Géographie 1934. C.-R.* 2, pp. 335—341, il. Warszawa 1936.
151. Galon R. Sprawozdanie z badań nad stratygrafią dyluwium wzdłuż doliny Wisły pomiędzy Warszawą a Dęblinem. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 30, pp. 144—149, Poznań 1937.
152. Galon R. Geologia i morfologia Prus Wschodnich. *Słownik Geograficzny. Pol. Tow. Krajozn.* I col. 29—41, il. Warszawa.
153. Galon R. Stratygrafia dyluwium wzdłuż prawego brzegu doliny Wisły i Nogatu od Gardei do Malborga oraz w okolicy Elbląga (Stratigraphie des Diluviums längst des rechten Weichsel- und Nogat-Ufers von Gardeja bis Marienburg). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 32, pp. 133—137, Poznań 1938.
154. Galon R. Die stratigraphische Stellung der Eemablagerungen im unteren Weichselgebiet nebst Bemerkungen über die Diluvialstratigraphie anliegender Gebiete. *III Intern. Quartär-Konferenz in Wien, 1936. Verhandlungen*, pp. 157—260 (Discussion), 260—261, Wien 1938.
155. Galon R. Versuch einer Klassifikation der Endmoränen im polnischen und deutschen Flachland. *Congrès Intern. de Géographie à Amsterdam 1938*, pp. 1—4, Leiden 1938.
156. Galon R. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski (General Geological Map of Poland) 1 : 300 000 Ark. Toruń, *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1948.
157. Galon R. Podział Polski północnej na krainy naturalne (The division of Northern Poland into natural regions). *Czasop. Geogr.* t. 18, z. 1/4, pp. 113—168, Wrocław 1948.
158. Galon R. Morfologia doliny Odry. *Monografia Odry*, Poznań 1948.
159. Galon R., Passendorfer E. Przewodnik XXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Kujawach i Pomorzu w r. 1948. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 17, Kraków 1948.
160. Gawłowska M. Jezierze (Najas) w dyluwium polskim. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 39, 10, p. 24. Kraków 1934.
161. Gawłowska M. Przyczynę do znajomości flory kopalnej w Cimoszkowiczach (Contribution to knowledge of the fossil flora of Cimoszkowicze). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 10, pp. 519—545, il. Kraków 1934.
162. Gawlikówna A. O zastosowaniu niektórych metod morfometrycznych na obszarze Beskidów Magórskich (Morphometrische Studien in den polnischen Westbeskiden). *Koło Geogr. Uzn. Uniw. Jag. Sprawozd. Nauk.* 3, pp. 67—72, il. Kraków 1933.
163. Gawliński M. Przegląd wierceń wykonanych na Przedgórzu Zachodnim oraz niektóre wnioski z nich wypływające (Review of well borings in Western Foreland and some inferences). *Nafta* nr 10, pp. 317—319 oraz nr 11, pp. 362—364. Kraków 1947.
164. Gąsiorowski H. Ślady glacialne na Czarnohorze. *Kosmos* t. 31, pp. 148—312, il. Lwów 1906.

165. Gąsiorowski H. Formy zlepienia piaskowca dyluwialnego w Mechowie pod Puckiem. (Sur les concrétions du grès quaternaire à Mechowo près de Puck). *Przeł. Geogr.* t. 4, 1923, pp. 161—164, il. Warszawa 1924.
166. Gelinek K. Osuwiska nad Wisłą. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. Pamiętniki* t. 1, pp. 212—215, Kraków 1929.
167. Geróch St. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszach 1 : 100 000 — Częstochowa i Woźniki (Report on geological fieldwork on the 1 : 100 000 sheets Częstochowa and Woźniki — Central Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 31, pp. 32—42, il. Warszawa 1947.
168. Glinicka J., Matwiejewówna L., Okołowicz W. O zasięgu i fazach zlodowacenia bałtyckiego na pojezierzu Narockim (Über die Ausdehnung und Rückzugstadien der baltischen Vereisung im Narocz Seegebiet). *Wiln. Tow. Przyj. Nauk. Prace* t. 10, *Zakł. Geol. Geogr. Uniw. S. Batorego, Prace* t. 24, pp. 1—34, 1 mapa, Wilno 1936.
169. Głowińska A. Materiały do inwentarza zabytkowych głazów narzutowych w Polsce (Materials for the inventory of boulders in Poland). *Ochr. Przyr.* 12, pp. 81—88, Kraków 1932.
Głowińska A., patrz nr 377.
170. Golankówna M. Morfologia okolic Sanoka (Sur la morphologie des environs de Sanok). *Koło Geogr. Uzn. Uniw. Jag. Sprawozd. Nauk.* 2, pp. 18—23, il. Kraków 1926.
171. Golankówna M. Gleby byłego terytorium Gdańska. *Inst. Bałtycki* pp. 24, 1 mapa, Gdańsk 1946.
172. Golankówna M. Głazy narzutowe w województwie Śląsko-Dąbrowskim. *Biul. inform. Delegata Min. Oświaty do spraw Ochrony Przyrody* 2 (12), nr 2, pp. 44, Kraków 1949.
173. Gołąb J. Zarys budowy geologicznej okolic Ostrzeszowa (Über den Bau der Umgebung von Ostrzeszów). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 7, pp. 398—401, Kraków 1931.
174. Gołąb J. Przyczynki do znajomości geologii okolic Niechobrza (Contributions à la connaissance de la géologie des environs de Niechobrz). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, pp. 18—41, il. Kraków 1932.
175. Gołąb J. Toczeńce z gliny morenowej w Szelażu pod Poznaniem (Rollsteine aus dem Moränenton von Szelaż bei Poznań). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 10, pp. 546—554, il. Kraków 1934.
176. Gołąb J. Kimeryd w wierceniu w Poznaniu. (Kimeridien in der Tiefbohrung bei Poznań). *Kosmos A*, t. 60, pp. 159—172, Lwów 1935.
177. Gołąb J. Zabytki geologiczne najbliższej okolicy Poznania (The geologic relics in the vicinity of Poznań). *Okr. Kom. Ochr. Przyr. na Wielkopolskę i Pomorze*, 7, pp. 20—25, Poznań 1937.
178. Gołąb J. Przyczynki do geologii okolic Mogielnicy na arkuszu Rabka (Contributions to geology of Mogielnica summit near Rabka — Western Carpathians). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 29, pp. 57—63, 2 tabl., 1 mapa, Warszawa 1947.
179. Gołąb J. Sprawozdanie z badań geologicznych w rejonie Częstochowy w latach 1945—1946 (Report on geological research in the Częstochowa region, Central Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 31, pp. 8—31, 1 mapa, il. Warszawa 1947.

180. Gołąb J. Krótka charakterystyka źródeł okolic Krzeszowic (Short characteristics of the springs in the Krzeszowice region). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 32, pp. 26—38, 1 mapa, 1 tabl. Warszawa 1947.
181. Gołąb J. Hydrogeologia zachodniego pasma Gubałowskiego (Hydrogeological characteristics of the Gubałówka Range near Zakopane). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 32, pp. 39—46, 1 tabl. Warszawa 1947.
182. Gołąb J. Sprawozdanie z badań geologicznych na ark. Krzepice w 1947 r. (Report on geological research carried out in 1947 on the sheet-map Krzepice — Central Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 54, pp. 12—19, Warszawa 1949.
183. Gołąb J. Krótka charakterystyka stosunków wodnych na NW od Krakowa (Short characteristics of hydrogeological conditions on north west from Cracow). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 58, Warszawa 1949.
184. Gołąb J., Krawiec F. Flory kopalne Wielkopolski — trzeciorzęd — dyluwium (Fossil Flora). *Okr. Kom. Ochr. Przyr. na Wielkopolskę i Pomorze*, 6, pp. 58—62, Poznań 1936.
185. Gołąb J., Urbański J. Nowa odkrywka interglacjału na Winiarach koło Poznania (Neuer Aufschluss des Interglazials in Winiary bei Poznań). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 13. pp. 104—119, il. Kraków 1938.
186. Gontarska A. O rozmieszczeniu wysokości względnych po obu brzegach Wisły środkowej i dolnej (Répartitions des hauteurs relatives sur les rives de la Vistule moyenne et inférieure). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach.* z. 2/3, pp. 26—52, Poznań 1927; *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow.* Streszczenie referatu, Kraków 1927.
187. Gontarska A. O rozmieszczeniu wysokości względnych po obu brzegach Wisły od Zawichosta do Tczewa. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. Pamiętniki* t. 1, pp. 319—320, Kraków 1929.
188. Gontarska A. Wydmy okolic Aleksandrowa Łęczyckiego (Les dunes des environs de Aleksandrów Łęczycki). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach.* z. 4/5, pp. 107—110, il. Poznań 1929.
189. Gotkiewicz M. Najdalszy zasięg lodowca Zuberskiej doliny w Tatrach. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow.* Streszczenie referatu, p. 1, Kraków 1927.
190. Gotkiewicz M. Predyluwialny poziom skoruszyński na Orawie (Die vor-diluviale Hochfläche von Skoruszyn im Oravagebiet). *Przeegl. Geogr.* t. 11, pp. 153—164, il. Warszawa 1931.
191. Gotkiewicz M. Z Orawskich wspomnień geomorfologa. *Ziemia* 16, pp. 153—158, Warszawa 1931.
192. Gotkiewicz M. Stare żwirry tatrzańskie na Podhalu i Orawie (Alte Schotterfluren in Podhale und Orawa). *Koło Geogr. Uczn. Uniw. Jag. Sprawozd. Nauk.* 3, pp. 73—79, Kraków 1933.
193. Gotkiewicz M., Szaflarski J. Dyluwialne i predyluwialne poziomy dolinne na Orawie (Contributions à l'étude des anciennes vallées en Orawa). *Wiadom. Służby Geogr.* 1934, pp. 187—226, 1 mapa, il. Warszawa 1934.
194. Górski M., Grzymała J., Maksimow A. Badania rolniczo-gleboznawcze pow. skierniewickiego (Landwirtschaftlich-bodenkundliche Studien im Kreise Skierniewice). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 25, pp. 333—388, 1 mapa, Poznań 1931.
195. Grabski W. Badania gleboznawcze i stacje rolnicze. *Bibl. Warsz.* 2, pp. 498—513, Warszawa 1900.

196. Grodzińska W. Materiały do poznania składu chemicznego torfowisk polesskich. I. Torfy okolic Pińska (The chemical composition of some peat deposits of Polessie. I. Peats of the surroundings of Pińsk). *Mater. Pozn. Gleb. Pol.* t. 2, pp. 85—123, Puławy 1932.
Grylewski, patrz nr 1153.
197. Grzybowski J. Atlas geologiczny Galicji. z. 14. Pilzno-Ciężkowice, Brzostek-Strzyżów, Tyczyn-Dynów. *Akad. Umiej.*, pp. 91, 1 tabl., Kraków 1903.
198. Grzybowski J. Atlas geologiczny Galicji, z. 25. Ustrzyki Dolne, Turka, Bolechów. *Akad. Umiej.* pp. 51, Kraków 1911.
Grzymała J., patrz nr 194.
Grzywo-Dąbrowski W., patrz nr 642.
199. Hajdo W. Woda zaskórna. Z zagadnienia odbudowy Warszawy. *Inż. Budown.* 4, pp. 23—25, Warszawa 1947.
200. Halicki B. Kilka nowych spostrzeżeń glaciologicznych i morfologicznych na obszarze Podhala (Quelques nouvelles observations glaciologiques dans la région de Podhale). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 2, 1923/24, pp. 70—77, Kraków 1925.
201. Halicki B. Kilka uwag o morfologii Podhala (Quelques remarques sur la morphologie de Podhale). *Koło Geogr. Uzn. Jag. Sprawozd. Nauk.* 2, pp. 29—36, Kraków 1926.
202. Halicki B. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 24, pp. 17—18, Warszawa 1929.
203. Halicki B. Spis prac geologicznych dotyczących obszaru województwa Łódzkiego. *Czasop. Przym.* 3, pp. 107—110, Łódź 1929.
204. Halicki B. Geologia powiatu sochaczewskiego. *Mater. Monogr. Woj. Warsz.* 1,6, pp. 12—14, Warszawa 1930.
- 67 205. Halicki B. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1929 w okolicy Puław i na północnym przedpolu Tatr. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 26, pp. 19—20, Warszawa 1930.
206. Halicki B. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* t. 5, pp. 377—534, Warszawa 1930.
207. Halicki B. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1930. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 20, pp. 61—62, Warszawa 1931.
208. Halicki B. Sprawozdanie z rejestracji torfowisk, prowadzonej w r. 1931 w województwie Lubelskim i Kieleckim. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 32, pp. 16, Warszawa 1931.
209. Halicki B. Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich (Quelques remarques sur l'évolution des vallées tatriques). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* t. 7, z. 2, pp. 301—318, Warszawa 1932.
210. Halicki B. Sur un essai de l'application de la méthode géochronologique en Pologne. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 7, z. 2 pp. 193—197 1 tabl. Kraków 1932.
211. Halicki B. Sprawozdanie z rejestracji otworów świdrowych i badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na terenie województw północno-wschodnich. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, p. 96, Warszawa 1932.
212. Halicki B. L'Etat actuel de notre connaissance du Quaternaire en Pologne. *Assoc. pour l'Etude de Quaternaire Européen. Transactions* 1932, vol. 1, pp. 45—51, Leningrad 1932.

213. Halicki B. Sprawozdanie z badań, przeprowadzonych w okolicy Koronowa w związku z projektem budowy tamy na Brdzie. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 36, p. 59, Warszawa 1933.
214. Halicki B. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932 na terenie województwa Nowogródzkiego i Wileńskiego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 36, pp. 60—61, Warszawa 1933.
215. Halicki B. O faunie sekwańskiej z północnego Polesia. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 36, pp. 61—62, Warszawa 1933.
216. Halicki B. Iły wstęgowe w Plecewicach nad Bzurą. *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 2, pp. 86—90, il. Warszawa 1933.
217. Halicki B. Wycieczka do Litwy i budowa podłoża Wileńszczyzny zachodniej. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 39, pp. 54—55, Warszawa 1934.
218. Halicki B. O zasięgu zlodowacenia w Polsce północno-wschodniej. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 41, pp. 4—6, Warszawa 1935.
219. Halicki B. Mapa podłoża poddyluwialnego Polski północno-wschodniej. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 42, pp. 60—61, Warszawa 1935.
220. Halicki B. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1935. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 42, p. 6, Warszawa 1935.
221. Halicki B. Carte du Quaternaire de la Pologne. *III Intern. Quartär Konferenz in Wien 1936, Verhandlungen*, pp. 161—163, Wien 1937.
222. Halicki B. Materiały do znajomości budowy podłoża Polski północno-wschodniej. II. Podłoże Wilna (Matériaux pour la connaissance de la structure de la partie NE de la Pologne. II. Le substratum préquaternaire de Wilno). *Zakł. Geogr. Uniw. S. Batorego, Prace*, N. S. 5, pp. 1—36, 37—38, 2 tabl. Wilno 1938.
223. Halicki B. Zlepniec narzutowy ze Skanii w dyluwium okolic Nowogródka. *Zakł. Geogr. Uniw. S. Batorego, Prace*, N. S. 10, Wilno 1939.
224. Halicki B. Stratygrafia polskiego plejstocenu. Sprawozdanie ze zjazdu poświęconego zagadnieniom plejstocenu. *Starunia* nr 21, pp. 22—25, Kraków 1946.
225. Halicki B. Projekt nadmorskiego Parku Narodowego. *Wiadom. Muzeum Ziemi* nr 3, pp. 77—91, il. (popularne), Warszawa 1947.
226. Halicki B. O żwirach i gładach „antropogenicznych“ w Karpatach (Les graviers d'origine „antropogénique“ dans les Karpates). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 17, pp. 61—88, Kraków 1948.
227. Halicki B. O właściwej roli kwarcytów w żwirowiskach przedpola Tatr (Sur le rôle des quartzites dans les graviers de l'avant-pays de Tatra). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 17, pp. 89—101. Kraków 1948.
228. Halicki B. Charakterystyka florystyczna interglacjalów dorzecza Niemna. *Wiadom. Muzeum Ziemi* nr 4, pp. 241—246, Warszawa 1948.
229. Halicki B. O lodowcach (Les glaciers). *Wiadom. Muzeum Ziemi* nr 4, pp. 77—111. Warszawa 1948.
230. Halicki B. Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niziu Europejskim (Some problems concerning the stratigraphy of the pleistocene of the European Lowland). *Muzeum Ziemi, Acta Geol. Polonica* Vol. 1, 2, Warszawa 1950.
231. Halicki B., Lilpop J. Czwartorzędowe trawertyny w Gliczarowie na Podhalu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, pp. 97—98, Warszawa 1932.
232. Halicki B., Sawicki Lw. Less Nowogródzki. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 34, pp. 17—19, Warszawa 1932.

233. Halicki B., Sawicki Lw. Sprawozdanie z badań nad stratygrafią czwartorzędu w dolinie środkowego Niemna. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 43, pp. 3—6, Warszawa 1935.
234. Halicki B., Urbański J. Dwa profile czwartorzędu koło Komaryszek nad Straczanką (Deux coupes du Quaternaire près Komaryszki sur la Straczanka). *Wiln. Tow. Przyj. Nauk. Prace* 10; *Zakł. Geol. Geogr. Uniw. S. Batorego, Prace* 26, pp. 1—19, Wilno 1936.
Halicki B., patrz nr 1032.
235. Hempel J. Szkic geologiczny okolic Sanoka (Esquisse géologique des environs de Sanok). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 5, pp. 666—682, 2 tabl. Warszawa 1930.
236. Hoyer H. Zwierzęta kopalne okolic Krakowa (Animaux fossiles de la région de Cracovie). *Ziemia* 8, pp. 118—122, Warszawa 1923.
237. Hoyer H. Wyniki badań kości zebranych w r. 1922 w grotach doliny Kościeliskiej (Ergebnisse der Untersuchung der im J. 1922 in den Grotten des Kościelisko-Tales gefundenen Knochen). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 62, pp. 27—30, Kraków 1928.
238. Hoyer H. Fauna dyluwialna Polski. *Kosmos* B, t. 62, pp. 181—210, Lwów 1937.
239. Hryniewiecki B. Pierwsza polska praca o torfie w XVIII wieku. *Wiadom. Muzeum Ziemi* 3, pp. 110—113, Warszawa 1947.
240. Instrukcja dotycząca badań torfowisk. *Pol. Kom. Energ. Sprawozd., Prace* 10, Warszawa 1936.
241. Iwiński J. E. Piaskowiec czerwony z łódzkich głązów narzutowych. *Czasop. Przyr.* 6, pp. 45—47, Łódź 1932.
242. Jaczewski T. O wioślakach kopalnych z Borysławia (Über den fossilen Corixiden aus Boryslaw. Vorl. Mitt.). *Rozpr. Muzeum Dzieduszyckich* 7/8, 1921/22, pp. 55—59, Lwów 1923.
243. Jaczynowski J. Morfometria jezior Gostyńskich (Morphometrie des lacs de Gostynin). *Przeegl. Geogr.* t. 9, pp. 35—66, Warszawa 1929.
244. Jahn A. Próba wyjaśnienia kilku form w zachodniej części północnej krawędzi Podola (About the analysis of some relief forms occurring in the western part of the northern margin of Podolia). *Kosmos* A, t. 61, pp. 103—107, il. Lwów 1936.
245. Jahn A. Zdjęcie morfologiczne północnej krawędzi Podola i jej przedpola między potokami Kocurowskim i Pohoryleckim. (Morphological survey of the northern Podolian margin and its foreground between the Kocurowski and Pohorylecki streams). *Kosmos* A, pp. 549—596, 2 mapy, il. Lwów 1937.
246. Jahn A. Morfogeneza i wiek północnej krawędzi Podola w dorzeczu Ikwy. (Morphology and age of the northern Podolian margin (scarp) in the Ikwa basin). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sect. B*, vol. 1, pp. 103—130, 1 mapa, Lublin 1946.
247. Jahn A. Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu (Stratigraphy of the Quaternary deposits in the Bug-river basin). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 16, pp. 126—138, Kraków 1946.
248. Jahn A. Fossil structural soils in Bednarówka near Lwów (notatka). *Pol. Akad. Umiej. Wykaz prac z działu nauk mat.-przyr. (1939—1945)*, pp. 165—166, Kraków 1947.

249. Jahn A. Morphology and age of northern margin of Podolia in the Ikwa basin (notatka). *Pol. Akad. Umiej. Wykaz prac z działu nauk mat.-przyr.* (1939—1945), pp. 165, Kraków 1947.
250. Jahn A. Utwory czwartorzędowe i morfologią doliny Bugu pod Sokalem (Quaternary deposits and morphology of the valley of Bug river near Sokal). *Kosmos A*, t. 65, pp. 9—58, 1 mapa, Wrocław 1948.
251. Jahn A. Gleby strukturalne w polskiej części Tatr. *Przeegl. Geogr.* t. 23, Warszawa 1949.
Jahn A., patrz nr 598.
252. Jaroń B. Analiza pyłkowa interglacjalna z Żydowszczyzny koło Grodna (Pollenanalitische Untersuchung des Interglazial von Żydowszczyzna bei Grodno in Polen). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 9, pp. 147—183, 2 tabl., il. Kraków 1933.
253. Jaroń B. Torfowisko z kulturą łużycką w Biskupinie (Tourbière avec les restes d'un village fortifié à Biskupin). *Przeegl. Archeol.* t. 5, z. 2, Poznań 1936.
Jaroń B., patrz nr 1128.
254. Jaroszewicz-Kłyszzyńska A. Materiały do charakterystyki petrograficznej profilu dyluwialnego Łysej Góry około wsi Szałtuny pod Wilnem. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 42, pp. 77—78, Warszawa 1935.
255. Jaroszewicz-Kłyszzyńska A. O utworach morenowych Łysej Góry pod Wilnem. *Starunia* nr 15, Kraków 1938.
256. Jaroszewicz-Kłyszzyńska A. Wyniki próbných badań kilku moren Polski środkowej i północnej. *Starunia* nr 15, Kraków 1938.
257. Jaroszewicz-Kłyszzyńska A., Okołowicz W. Prace petrograficzne, rejestracyjne w okolicach Druskienik i Grodna. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 48, pp. 53—54, Warszawa 1937.
258. Jasiński B. Opis wycieczki geologicznej w południowych powiatach Królestwa. *Wszechświat* 22, pp. 529—536, 549—554, Kraków 1903.
259. Jaskólski S. Opis geologiczny okolic Turki nad Stryjem (Description géologique des environs de Turka sur le Stryj). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* t. 7, z. 2, pp. 349—368, 2 tabl. Warszawa 1932.
260. Jentys-Szaferowa J. Budowa błon pyłków leszczyny, woskownicy i europejskich brzoź oraz rozpoznanie ich w stanie kopalnym. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr.* B, t. 68, nr 5, Kraków 1929.
261. Jura A. Stanowisko paleolityczne na Krowodrzy, przedmieściu Krakowa w żwirach dyluwialnych rzeki Robotnej (z opisem geologicznym M. Książkiewicza). *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. czyn. posiedz.* t. 42, Kraków 1937.
262. Jura A. Das Aurignacien in Polen. *Quartär*, vol. 1, Berlin 1938.
263. Jura A. Stanowisko młodszej kultury oryńskiej w Przegorzałach pod Krakowem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. czyn. posiedz.* t. 43, nr 7/8, Kraków 1938.
264. Jurkiewiczowa I. Uwagi na temat budowy geologicznej okolic Majkowa na wschód od Skarżyska-Kamiennej (Remarks on the geol. structure of the Majków region east of Skarżysko-Kamienna, Central Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 31, pp. 70—91, 1 mapa, Warszawa 1947.
265. Kaczorowska J. Studium geograficzne Puszczy Kampinowskiej (Etude géographique de la „lande“ de Kampinos). *XII Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich w r. 1925. Księga pamiątkowa*, p. 126, Warszawa 1926.

266. Kaczorowska J. Studium geograficzne Puszczy Kampinowskiej (Étude géographique de la „lande“ de Kampinos). *Przeegl. Geogr.* t. 6, pp. 45—91, il. Warszawa 1926.
267. Kamiński M. O zadaniach i roli petrografií egzotyków i erratyków w Polsce. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Pamiętniki* t. 1, pp. 261—262, Kraków 1929.
268. Kamiński M. Zagadnienie mineralów użytecznych Polski (Die mineralischen Rohstoffe in Polen). *Przeegl. Chem.* 3, pp. 79—92, Lwów 1939.
269. Kamiński M. Skąły użyteczne Dolnego i Górnego Śląska. *Zagadn. Gosp. Śląska. Inst. Śląski.* Ser. 2, nr 1, pp. 40, Katowice 1946.
270. Kamiński M. Skąły budowlane w Polsce (Building rocks in Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 57, Warszawa 1949.
271. Kamiński M., Engel F. O własnościach glin ogniotrwałych z okolicy Krzeszowice (Über die Eigenschaften der feuerfesten Tone aus der Umgebung von Krzeszowice). *Przeegl. Ceram.* 7, pp. 723—727, il. 1933; 8, pp. 53—55, Warszawa 1939.
272. Kamińska J. O pochyłościach w krajobrazie Wielkopolski (Sur l'inclinaison du terrain dans la plaine). *Bad. Geogr. Pol. Ptn.-Zach.* z. 4/5, pp. 77—90, il. Poznań 1929; *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Pamiętniki* t. 1, pp. 326—327, Kraków 1929.
273. Kątra T. Jeziora Kartuskie (Die Seen der Gegend von Kartusy). *Koło Geogr. Ucn. Uniw. Jag. Sprawozd. Nauk.* 3, pp. 97—101, il. Kraków 1933.
274. Kazubski L. Torfowiska w Polsce. *Pol. Kom. Energ. Sprawozd. Prace,* 12, nr 2, pp. 37—75, Warszawa 1938.
275. Kączkowski E., Prawocheński R. Fragment czaszki kopalnej konia okresu międzylodowcowego, znalezionej w okolicach Góry Puławskiej (Fragment of skull of a horse from the interglacial deposits near Puławy, Poland). *Inst. Gosp. Wiejsk. Pamiętniki* t. 6, A, pp. 196—212, 2 tabl. Kraków 1925.
- Kiełczewska-Zalewska M., patrz nr 36.
276. Kiernik E. Materiały do paleozoologii dyluwialnych ssaków ziem polskich. I, Jeleń olbrzymi z dyluwium z Ludwinowa. *Kosmos.* t. 34, pp. 27, 1 tabl. il. Lwów, 1911; oraz *Kosmos* t. 37, Lwów 1912.
277. Kiernik E. Szczątki wilka. *Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. B.* t. 13, Kraków 1913.
278. Kirkor T. Rys hydrologiczny Zagłębia Dąbrowskiego (Le contour hydrologique du bassin de Dąbrowa). *Przem. Chem.* t. 7, pp. 185—191, Lwów 1923.
279. Kirkor T. Wody wglębne miasta stołecznego Warszawy i okolicy (Les eaux souterraines de la ville de Varsovie et de ses environs). *Gaz, Woda, Techn. Sanit.* t. 18, pp. 160—177, Kraków 1930.
280. Klima L. Geneza krajobrazu okolic Chojnic. *Ziemia* 27, pp. 38—41, il. Warszawa 1937.
281. Klimaszewski M. Z zagadnień dotyczących zlodowacenia ziem polskich. *Wiadom. Geogr.* 9, pp. 89—95, Kraków 1931.
282. Klimaszewski M. Some problems of the glaciation in Poland. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, 2, pp. 227—236, Kraków 1932.
283. Klimaszewski M. Sprawozdanie z wycieczek Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Nowogródku w dn. 24—28 maja 1931 r. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, z. 1, pp. 338—341, Kraków 1932.

284. Klimaszewski M. W sprawie rozwoju dorzecza Raby i Skawy. *Wiadom. Geogr.* 10, pp. 21—24, Kraków 1932.
285. Klimaszewski M. Podgórska część doliny Dunajca między Czchowem a Wojniczem. *Ziemia* 23, pp. 219—224, Warszawa 1933.
286. Klimaszewski M. Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich (Sur la morphogenèse des Karpates Polon, Occid.). *Wiadom. Geogr.* 12, pp. 30—44, 1 mapa, Kraków 1934.
287. Klimaszewski M. Podziały okresu dyluwialnego Europy i Północnej Ameryki. *Wiadom. Geogr.* 12, pp. 1—5, Kraków 1934.
288. Klimaszewski M. Die Terrassen und Diluvialablagerungen in Dunajectale von den Pieninen bis zur Mündung in die Wiechsel. *Congrés, Intern. de Géographie*, 1934, C.-R. 2, pp. 603—605, Warszawa 1935.
289. Klimaszewski M. Zasięg maksymalny zlodowacenia w Karpatach Zachodnich (Die Grenze der maximalen Vereisung in den West-Karpaten) *Wiadom. Geogr.* 14, pp. 22—28, il. Kraków 1936.
290. Klimaszewski M. Zur Stratigraphie der Diluvialablagerungen in den West-Karpaten und ihrem Vorland. (Przyczynek do znajomości stratygrafii utworów dyluwialnych w Karpatach Zachodnich i na ich przedpolu). *Starunia* nr 13, pp. 1—11, il. Kraków 1936.
291. Klimaszewski M. Z geologii i morfologii Żywiecczyzny. *Ziemia* 26, pp. 5—8, il. Warszawa 1936.
292. Klimaszewski M. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście (Morphologie und Diluvium des Dunajectales von den Pieninen bis zur Mündung). *Wiadom. Służby Geogr.* nr 2, Warszawa 1937.
293. Klimaszewski M. O wpływie zlodowaceń północnych na działalność rzek w Karpatach Zachodnich (Über den Einfluss der nordischen Vereisungen auf die Tätigkeit der Karpatischen Flüsse). *Wiadom. Geogr.* 15, pp. 36—46, pp. 48—51, Kraków 1937.
294. Klimaszewski M. Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem (Zur Morphologie des Santales zwischen Lesko und Przemyśl). *Przegl. Geogr.* t. 16, pp. 107—129 i 129—133, 1 mapa, il. Warszawa 1937.
295. Klimaszewski M. Przebieg zlodowacenia maksymalnego u północnego brzegu Karpat. *IV-e Congrès Géogr. Slaves.*, 1939, C.-R. pp. 74—75, Sofia 1938.
296. Klimaszewski M. O przyrodzie Karkonoszy. *Chr. Przynr. Ojcz.* 1, nr 233, pp. 32—37 (popularne), Kraków 1945.
297. Klimaszewski M. Geologiczna budowa osadów pliocenkich z okolic Krościenka. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. czyn. posiedz.* 47, nr 8, p. 289, Kraków 1946; oraz
The geological construction of the Pliocene sediments in the neighbourhood of Krościenko. *Acad. Pol. Sci. Lett. Cl. Sci. Math.-Nat.* nr 1/10, pp. 26—27, Cracovie 1946.
298. Klimaszewski M. Stosunki klimatyczne w Polsce w okresie dyluwialnym. *Starunia* nr 21, pp. 32, Kraków 1946.
299. Klimaszewski M. Podział morfologiczny południowej Polski. *Czasop. Geogr.* t. 17, pp. 133—132, Wrocław 1947.
300. Klimaszewski M. Jezioro plejstocenijskie koło Jasła (The geological and morphological description of the late glacial lake near Jasło). *Starunia* nr 27, pp. 1—15, Kraków 1948.

301. Klimaszewski M. Opis geologiczno-morfologiczny późnoglacialnego jeziora pod Jasłem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. czyn. posiedz.* 49, nr 3, p. 141, Kraków 1948; oraz
The geological map and morphological description of the late-glacial lake near Jasło. *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens. Cl. Sci. Math.-Nat.* nr 2/3, pp. 6—7, Cracovie 1948.
302. Klimaszewski M. Krajobraz Sudetów. Oblicze Ziemi Odzyskanych. *Dolny Śląsk*, t. 1, pp. 113—164, il. Wrocław 1948
303. Klimaszewski M. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Wrocł. Tow. Nauk. Prace*, ser. B, nr 7, pp. 233, 2 tabl. 5 map, Wrocław 1948.
304. Klimaszewski M. Morfologia zamknięcia doliny Białej Wody w Tatrach. *Ochr. Przyr.* 19, Kraków 1949.
305. Klimaszewski M., Masztalerz J. Morfologia glacialna doliny Cichej w Tatrach (Glazialmorphologie des Cichatales in der Tatra). *Wiadom. Geogr.* 16, pp. 6—17, 17—19, Kraków 1938.
Klimaszewski M., patrz nr 1129.
Kobendza R., patrz nr 934.
306. Koczvara M. Z badań pyłkowych nad torfowiskami Podola. *Kosmos* t. 53, pp. 109—120, Lwów 1928.
307. Koczvara M. Rozwój polodowcowej flory i klimatu Podola w świetle analizy pyłkowej. *Prace Geogr. E. Romera* t. 9, pp. 41—60, Lwów 1927.
308. Kokoszyńska B. Wiadomości o znalezieniu kości mamuta w Jaremczu. (Communication sur la trouvaille du squelette du mammoth à Jaremce). *Czasop. Geogr.* t. 12, pp. 318—319, il. Lwów 1934.
309. Kolbuszewska M. O rozmieszczeniu błot w województwach poznańskim i pomorskim (Répartitions des marais dans la Posnanie et dans la Poméranie). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach.* z. 2/3, pp. 133—135, Poznań 1927.
310. Kolski J. O erozji w dorzeczu Wisły. *Wszechświat* 22, pp. 417—422, Warszawa 1903.
311. Kolski J. Geologiczny przekrój gruntu wzdłuż linii nowoprojektowanego mostu kolejowego przez Wisłę pod Warszawą. *Wszechświat* 23, pp. 305—307, Warszawa 1904.
312. Kołodziejska M. Morfologia Wyżyny Małopolskiej w świetle studiów profilów podłużnych. II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Streszczenie referatu, pp. 2, Kraków 1927.
313. Kołodziejska M. Morfologia Wyżyny Małopolskiej w świetle studiów profilów podłużnych. II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927, *Pamiętniki* t. 1. pp. 328—329, Kraków 1929.
314. Kołodziejska M. Doliny rzek Wyżyny Małopolskiej (Les vallées du plateau de la Petite Pologne). *Prace Geogr. E. Romera* t. 14 pp. 1—28, Lwów 1931.
315. Kondracki J. Tarasy dolnego Bugu (Die Terrassen des unteren Bug). *Zakł. Geogr. Uniw. Warsz. Prace* 19, pp. 1—25, 1 mapa oraz *Przegl. Geogr.* nr. 13. pp. 104—126, 1 mapa, Warszawa 1933.
316. Kondracki J. O zlodowaceniu pasma Nieneski w Karpatach Marmaroskich (Über die Vergletscherung des Neneska Rückens in der Marmaroscher Karpaten). *Przegl. Geogr.* t. 14, pp. 160, Warszawa 1935.
317. Kondracki J. Studia nad morfologią i hydrografią Pojezierza Braślawskiego (Studien über Morphologie und Hydrographie der Seenplatte von Braslaw). *Przegl. Geogr.* t. 17, 1937, pp. 1—92, 92—100, 1 mapa, il. Warszawa 1938.

318. Kondracki J. Katalog jezior poleskich. *Zakł. Geogr. Uniw. Warsz. Prace*, Warszawa 1938.
319. Kondracki J. Z morfogenezy doliny dolnego Niemna (Sur la morphogenèse de la vallée du Niemen inférieur). *Przeł. Geogr.* t. 21, z. 1/2, pp. 11—36. 1 mapa; oraz *Zakł. Geogr. Uniw. Warsz. Prace* nr 27, pp. 1—28, 1 mapa, il. Warszawa 1947.
320. Kondracki J. Katalog jezior dorzecza Wisły. *Przeł. Geogr.* t. 21, pp. 243—247, Warszawa 1948.
321. Kondracki J. Niziny i pojezierza. *Czytelnik. Wiedza Powszechna* (popularne). Warszawa 1949.
322. Kondracki J. Przeglądowa mapa geologiczna Polski (General Geological Map of Poland) 1 : 300 000, Ark. Giżycko. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1949.
323. Kongiel R., Rakowski E. Pomiary głębokości jezior Trockich (Die Tiefenverhältnisse der Trokiseen). *Zakł. Geol. Geogr. Uniw. S. Batorego, Prace* 7, pp. 1—95 1 mapa, Wilno 1920.
324. Konior K. Dotychczasowe wyniki badań brzegu karpackiego w okolicy Kóz i Kęt (Die bisherigen Resultate der Geologischen Untersuchungen auf dem Karpatenrande in der Gegend von Kozy und Kęty). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 63, pp. 173—175, Kraków 1929.
325. Konior K. Über die Geologie der Umgebung von Przemyśl. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern. A*, pp. 354—370, 1 mapa, 1 tabl. Kraków 1934.
326. Konior K. Z problemów paleomorfologicznych okolic Krakowa (Quelques problèmes paléomorphologiques dans les environs de Cracovie). *Wiadom. Służby Geogr.* 1934 pp. 286—312, 1 mapa, 1 tabl. Warszawa 1934.
327. Konior K. Z badań nad czwartorzędem przedgórze karpackiego między Tarnowem a Dębicą (Die Forschungen über die Quartärbildungen des Karpatischen Vorlandes zwischen Tarnów und Dębica). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 12, pp. 353—381; 1 mapa, Kraków 1936.
328. Konior K. Über ein Profil des Pleistozäns in Dziedzice (O profilu plejstocenijskim w Dziedzicach). *Starunia*, nr. 11, pp. 8, 1 tabl. Kraków 1936; oraz *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 41, pp. 139—140, Kraków 1936.
329. Konior K. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko (Étude sur la structure géologique du bord carpatique dans la region de Biała-Bielsko). *Pol. Akad. Umiej. Wydawn. Śląskie. Prace Geol.* 5, pp. 1—76, 77—94, 1 mapa, 2 tabl. Kraków 1938.
330. Konior K. Konstrukcja siodła Biecz-Głęboka w świetle nowszych obserwacji (Die Konstruktion des Sattels Biecz-Głęboka im Lichte neuerer Beobachtungen). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 31, pp. 61—62, Poznań 1938.
331. Konior K. Przyczynki do znajomości hydrografii arkusza Biała-Bielsko (Zur Hydrographie des Blattes Biała-Bielsko). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 31, pp. 59—61, Poznań 1938.
332. Konior K. O występowaniu warstw interglacjalnych w Wilamowicach (Sur les couches interglaciaires à Wilamowice). *Starunia* nr 18, pp. 1—7, Kraków 1939.
333. Konior K. Geologia okolicy Tarnowa (The geology of the environments of Tarnów). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sect. B*, vol. 1, pp. 2—61 il., 1 mapa 1 : 50 000, Lublin 1946.

334. Konior K. The geology of the region of Tarnów (notatka). *Pol. Akad. Umiej. Wykaz Prac z działu nauk mat.-przyr. (1939—1945)*, pp. 188—189, Kraków 1947.
- Konior K., patrz nr 43.
335. Kormos T. Fragments d'os de petits Vertébrés trouvés dans l'argile diluviale de Starunia. *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens.* 9, p. 5; oraz *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 39, 9, p. 23, Kraków 1933.
336. Kormos T. Knochenfragmente der in Starunia zusammen mit der Wollnashorn gefundenen kleineren Wirbeltiere. *Starunia* nr 5. pp. 1—4, il. Kraków 1934.
337. Kornaś J. Aktualne postulaty ochrony przyrody Jury Krakowskiej. *Chr. Przyr. Ojcz.* 3, nr 3/4, pp. 14—19, il. (popularne), Kraków 1947.
338. Kornella A. Osuszenie i namulenie bagien naddniestrzańskich między Hordynią a Terszakowem. *Czasop. Techn.* 21, pp. 3—4, 16—17, 39—40, 54—55, 66—67, Lwów 1903.
339. Kornella A. Zasoby torfu w województwie krakowskim, lwowskim, stanisławowskim i tarnopolskim. *Pol. Kom. Energ. Sprawozd. Prace* 6, pp. 115—133, il. Warszawa 1930.¹
340. Koroniewicz P. Über die Glazialbildungen im Częstochauer Juragebiete. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 63, pp. 10, Berlin 1911.
341. Korosadowicz Z., Szaflarski J. Przyczynek do znajomości jezior tatrzańskich (Ein Beitrag zur Kenntnis der Tatrseen). *Koło Geogr. Uczn. Univ. Jag. Sprawozd. Nauk.* 3, pp. 112—125, Kraków 1933.
342. Korybut-Daszkiewicz A., Matwiejewówna L. Prace petrograficzne, rejestracyjne na obszarze powiatów Święciańskiego i Wileńsko-Trockiego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 48, pp. 54—55, Warszawa 1937.
343. Kosiba A. Problem wahań klimatycznych i zlodowaceń (The problem of the climatic oscillations and glaciations). *Czasop. Geogr.* t. 17, pp. 91—105, Wrocław 1946.
344. Kostrzewski J. Młodsza epoka kamienna w Polsce. *Wiadom. Archeol.* t. 9, t. 4, pp. 115—125, Warszawa 1924.
345. Kostrzewski J. *Pradzieje Polski*, Poznań 1949.
346. Kotar S. Die Sandböden des mittleren Polessie. *Mater. Pozn. Gleb Pol.* t. 2, pp. 124—156, Puławy 1932.
347. Kotkowski K. Przegląd stosunków geologicznych w pow. Radomszczańskim. *Czasop. Przyr.* 8, pp. 86—95, il. Łódź 1934.
348. Kowalewski K. Sprawozdanie z badań geologicznych w części południowo-zachodniej wyżyny Lubelskiej. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 11, pp. 15—18, Warszawa 1925.
349. Kowalewski K. Sprawozdanie z badań dokonanych w południowo-zachodniej części arkusza Staszów. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 24, Warszawa 1929.
350. Kowalewski K. Prace geologiczne na arkuszu Pińczów wykonane w roku 1938 (Travaux géologiques exécutés en 1938 pour la feuille de Pińczów). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 15, Warszawa 1939.
351. Kowalewski K. Jaskinia w Kryspinowie. *Chr. Przyr. Ojcz.* 2, nr 7/8, pp. 15—23 (popularne), Kraków 1945.
- Kowalewski K., patrz nr 60.

352. Kowalski M., Małkowski St. O surowcach mineralnych Wileńszczyzny. (Die Mineralrohstoffe von Nordost Polen). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 13, pp. 1—8, Warszawa 1939.
353. Kozij A. G. Wysokogórskie torfowiska północno-zachodniego pasma Czarnohory (Hochgelegene Torfmoore des Nord-Westlichen Teiles der Gebirgskette Czarnohora). *Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. Pamiętniki* t. 13, pp. 163—179, il. Puławy 1932.
354. Kozij A. G. Stratygrafia i typy florystyczne torfowisk Karpat Pokuckich (Stratigraphie der Torfmoore und Moorwiesentypen der Pokutischen Karpathen). *Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk., Pamiętniki* t. 15, 1 pp. 160—226, 1 mapa, il. Puławy 1934.
355. Kozłowska A. O zbożach kopalnych z okresu neolitu w Polsce (Les blés fossiles de la période néolithique en Pologne). *Rozpr. Pol. Akad. Umiej.* B. 20, 1920, pp. 1—20, Kraków 1921.
356. Kozłowska A. Nieco o geobotanicznych stosunkach Polesia (Einiges über die geobotanischen Verhältnisse von Polesie). *Kosmos* t. 47, pp. 494—509, Kraków 1923.
357. Kozłowska A. Stosunki geobotaniczne ziemi Miechowskiej (Geobotanische Verhältnisse der Umgebung von Miechów). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 57, pp. 1—68, 1 mapa geol. Kraków 1923.
358. Kozłowska A. Flora międzylodowcowa z pod Rakowa (La flore interglaciaire des environs de Raków). *Acta Soc. Bot. Poloniae* 1, 1923, pp. 213—232, 1 tabl. Warszawa 1924.
359. Kozłowska A. Diluvian Flora of Poland. *The Botanical Gazette* 73, pp. 186—198, il. Chicago 1924.
360. Kozłowska A. Element amerykański we florze kopalnej dyluwium polskiego (Elements américains dans la flore fossile du quaternaire polonais). *I Sjezd Slov. Geogr. Etnogr.* 1924, *Sbornik*, p. Praha 1926.
361. Kozłowska A. Z badań nad dyluwium Śląska. Ukształtowanie utworów dyluwialnych i flora driasowa z okolic Milowic i Makoszów (Über die Ausbildung der diluvialen Gebilde und die Driasflora). *Muzeum Śląskie*, dz. 3, nr 6, pp. 1—45, 1 mapa, 5 tabl. Katowice 1933.
362. Kozłowska A., Ryziewicz Z. Z badań dyluwium Śląska. *Muzeum Śląskie*, pp. 128, 4 nrb., 7 tabl. Katowice 1933.
363. Kozłowski L. Wielkopolska w epoce kamiennej. *Przeegl. Archeol.* t. 1, z. 2/3, pp. 25, Poznań 1921.
364. Kozłowski L. Starsza epoka kamienna w Polsce (Paleolit) (La période paléolithique en Pologne). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Kom. Archeol. Prace* t. 1, 2, 1, pp. 1—53, 16 tabl., il. Poznań 1922.
365. Kozłowski L. Epoka kamienna na wydmach wschodniej części Wyż. Małopolskiej (Die Steinzeit im Dünengebiet der Kleinpolnischen Höhe). *Archiwum Nauk Antrop.* 2, 3, pp. 1—275, 1 mapa, 32 tabl., il. Warszawa 1923.
366. Kozłowski L. Młodsza epoka kamienna, Lwów 1924.
367. Kozłowski L. W sprawie stanowiska człowieka paleolitycznego w Puławach. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 9, pp. 13—14, Warszawa 1924.
368. Kozłowski L. Die ältere Steinzeit in Polen. *Die Eiszeit* 1, pp. 112—163, 1 mapa, 15 tabl., il. Leipzig 1924.

369. Kozłowski L. L'époque mésolithique en Pologne. *Anthropologie* 26, pp. 47—74, il. Paris 1926.
370. Krach W. Przekroje stratygraficzne wierceń poszukiwawczych „Jaworznik“ nr 1/46 i „Choroń“ nr 3/45 (Stratigraphical logs of test bore-holes „Jaworznik“ nr 1/46, and „Choroń“ nr 3/45. Central Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 31, pp. 66—69, Warszawa 1947.
371. Krajewski R. Glinki garncarskie w woj. Wołyńskim. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 42, p. 53, Warszawa 1935.
372. Krajewski R. Rudy darniowe w Polsce. *Hutnik* 12, 2, pp. 62—63, 1 mapka, Katowice 1945.
373. Krajewski R. Zawodnienie kopalń „Piaśt“ i „Ziemowit“ w Łędzinach na tle stosunków geologicznych (Inundation of the „Piaśt“ and „Ziemowit“ mines in Łędziny on the background of the geological relations). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 49, pp. 61, Warszawa 1948.
- Krajewski R., patrz nr 428.
- Krajewski St., patrz nr 1234.
374. Krawiec F. Ochrona gładów narzutowych w południowej części Pomorza. *Okr. Kom. Ochr. Przyr. na Wielkopolskę i Pomorze* 2, pp. 5—25, il. Poznań 1930.
375. Krawiec F. Flora epilityczna gładów narzutowych zachodniej Polski (Die epilittische Flora der erratischen Blöcke Westpolens). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Kom. mat.-przyr. Prace* B. 9, 2, pp. 1—252, 1 mapa, il. 239—254, Poznań 1938.
- Krawiec F., patrz nr 184.
376. Kreutz S. W sprawie systematycznego zbierania gładów narzutowych. *Orli Lot* nr 9, pp. 26, 1928.
377. Kreutz S., Głowińska A. Polskie głady narzutowe (Die Polnischen Geschiebe). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, z. 2, pp. 219—221, Kraków 1932.
- Królikowski L., patrz nr 439, 1199—1201, 1203—1209.
378. Krukowski St. Pierwociny krzemieniarskie górnictwa, transportu i handlu w holocenie Polski (Exploitation, transport et commerce de silex dans le holocène de la Pologne). *Wiadom. Archeol.* t. 5, pp. 185—206, Warszawa 1920.
379. Krukowski St. Znaczenie stref recesywnych ostatniego zlodowacenia Polski dla znajomości najstarszych pionierów cywilizacji na obszarze tegoż zlodowacenia (Importance des zones de récession de la dernière glaciation en Pologne pour la connaissance de plus anciennes industries sur le terrain de cette glaciation). *Wiadom. Archeol.* t. 3, pp. 92—97, Warszawa 1922.
380. Krukowski St. Zlodowacenie Nizy Polskiego i Wyżyny Małopolskiej w świetle stref paleolitu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 10, pp. 4—6, Warszawa 1925.
381. Krukowski St. Pewne terasy nadrzeczne Łysogór i Mazowsza i ich znaczenie chronologiczne dla paleolitu niżowego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 14, pp. 4—5, Warszawa 1926.
382. Krukowski St. Pierwsza charakterystyka stanowiska kopalnianego Krzemionki na podstawie jego pozostałości naziemnych. *Wiadom. Archeol.* t. 11, Warszawa 1932.
383. Krukowski St. Paleolit Sowińca z r. 1935 (Le paléolithique de Sowińiec de l'année 1935). *Wiadom. Archeol.* t. 14, Warszawa 1936.

384. Krukowski St. Paleolit Polski. *Pol. Akad. Umiej. Encyklopedia Polska* t. 4, cz. 1, dz. 5, Kraków 1939—1948.
385. Kruczek R. Wiercenie poszukiwawcze Zdzary 2 na Przedgórzu (Exploration drilling Zdzary 2, north of the Carpathian mountains). *Nafta* r. 1, nr 3, pp. 74—75, Kraków 1945.
386. Krygowski B. Ślady glacialnej odnogi doliny Styru i jej trzy najważniejsze jeziora (Spuren eines glazialen Nebenarmes des Styrtales und dessen 3 grössten Seen). *Postępy prac przy melioracji Polesia*, pp. 7—17, il. Brześć n. Bugiem 1933.
387. Krygowski B. Iły warwowe w okolicy Poznania (Die Bändertone in der Umgebung von Poznań). *Bad. Geogr. Pol. Ptn.-Zach.* z. 8, pp. 1—43, Poznań 1934.
388. Krygowski B. Jezioro Podwórskie (Der Podwórskie See in Südlichen Polesie). *Kosmos* A, t. 57, z. 2, pp. 345—354, il. Lwów 1934.
389. Krygowski B. Basen Jeziora Zasumińskiego, jako przykład basenu wydmowo-bagiennego. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 23, pp. 54—55, Poznań 1935.
390. Krygowski B. Nowe stanowisko interglacjału w Główniej pod Poznaniem. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 24, pp. 24, Poznań 1935.
391. Krygowski B. Kamesartige Hügel im südlichen Polesien, Prypećbecken. *Congrès Intern. de Géographie 1934, C.-R.* 2, pp. 148—153 il. Warszawa 1936.
392. Krygowski B. Basen jeziora Zasumińskiego jako przykład basenu wydmowo-bagiennego (The basin of the Zasumiński Lake a type of dune-swamp basin). *Wiadom. Służby Geogr.* pp. 466—478, il. Warszawa 1936.
393. Krygowski B. Sprawozdanie z badań nad stratygrafią dyluwium w dolinie Wisły na odcinku Sandomierz—Puławy. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 30, pp. 157—163, Poznań 1937.
394. Krygowski B. Nowe stanowisko interglacjału w Główniej pod Poznaniem (Neue Fundstelle des Interglazials in Główna bei Poznań). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Kom. Geogr. Prace* 1/3, pp. 1—11, 12—15, il. Poznań 1938.
395. Krygowski B. Untersuchungen klastischer quartärer Materiale geologisch-petrografischer Methoden (Badania nad czwartorzędowym materiałem klastycznym przy pomocy metod geologiczno-petrograficznych). *Acad. Pol. Sci. Lett. Rull. Intern.* A, pp. 373—392, Kraków 1938.
396. Krygowski B. Najważniejsze wyniki z badań geomorfologicznych nad południowym Polesiem. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd. za lata 1945—1946*, 13, z. 1, pp. 76, 76—85, Poznań 1946.
397. Krygowski B. Zarys geologiczno-morfologiczny południowego Polesia. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Kom. Mat.-Przyr. Prace* Ser. A, 5, 1, pp. 139, il., 4 mapki, Poznań 1947.
398. Krygowski B. Holocen południowego Polesia. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 2, Poznań 1947.
399. Krygowski B. Sprawozdanie z badań terenowych na Dolnym Śląsku w r. 1946 (Report of the geological field work in Lower Silesia in 1946). *Państw. Inst. Geol. B'ul.* 32, pp. 47—55, 2 tabl. Warszawa 1947.
400. Krygowski B. Ziemia Lubuska czyli Wielkopolska Zachodnia. *Czasop. Geogr.* 17, pp. 187—205 Wrocław 1947.

401. Krygowski B. Materiały do chronologii dyluwium. *Pozn. Tcw. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 15, pp. 278, Poznań 1948.
402. Krygowski B. Kilka spostrzeżeń nad warstwowaniem i spękaniem glin morenowych. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 15. z. 2, p. 278, Poznań 1948.
403. Krygowski B. Z badań nad narzućnikami Ziemi Zachodnich. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Wydz. Mat.-Przyr. Kom. Fizjogr. Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, pp. 48—57, Poznań 1948.
404. Krygowski B. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, Arkusz Poznań 1:300 000, zakryta (General Geological Map of Poland, Sheet Poznań 1:300 000, drift). *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1948.
405. Krygowski B. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, Arkusz Poznań 1:300 000 — bez utworów czwartorzędowych (General Geological Map of Poland — sheet Poznań 1:300 000 — solid). *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1948.
406. Krygowski B. Morfologia dorzecza Odry. *Inst. Zach. Monografia Odry*, pp. 91—192, 1 mapa, Poznań 1948.
407. Krygowski B. Morfologiczny krajobraz Wielkopolski. *Geografia w szkole*, pp. 1—8, Warszawa 1949.
408. Książkiewicz M. Der Bau des südlichen Teiles der Teschener Zone zwischen d. Olsa und d. Weichsel. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. A*, pp. 192—206, 1 mapa, 1 tabl. Kraków 1932.
409. Książkiewicz M. O utworach czwartorzędowych Pogórza Cieszyńskiego. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 39, 10, p. 24, Kraków 1934.
410. Książkiewicz M. Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego (Über die Quartärbildungen im Teschener Hügellande). *Pol. Akad. Umiej. Wydawn. Śląskie. Prace Geol.* 2, pp. 1—16, 1 mapa, Kraków 1935.
411. Książkiewicz M. Zarys geologii Śląska. pp. 1—65, 1 tabl., *Inst. Śląski*, Katowice 1936.
412. Książkiewicz M. Stan i potrzeby geologii Śląska Cieszyńskiego. *Inst. Śląski. Stan i potrzeby nauki polskiej o Śląsku*, pp. 1—14, Katowice 1936.
413. Książkiewicz M. Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedgórza. *Wiadom. Muzeum Ziemi*, nr 3, pp. 18—44, il., 1 mapa 1:100 000, Warszawa 1947.
- Książkiewicz M., patrz nr 43.
414. Kuhl J. Kilka spostrzeżeń o utworach trzeciorzędowych i młodszych w okolicach Tarnobrzegu. Szkic petrograficzny (Observations sur les dépôts tertiaires et posttertiaires des environs de Tarnobrzeg. Esquisse pétrographique). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 63, pp. 233—239, Kraków 1929.
415. Kulczyński St. Teoria przesuwania się z zachodu na wschód zlodowaceń dyluwialnych w świetle rozmieszczenia geograficznego roślin (La théorie de l'avancement du glacier quaternaire de l'Ouest vers l'Est dans la lumière de la distribution géographique des plantes). *I Sjezd Slov. Geogr. Etnogr.* 1924, *Sbornik*, p. 202, Praha 1926.
416. Kulczyński St. Flora międzylodowcowa z Timoszkowicz w Nowogródzkim (Eine interglaziale Flora aus Timoszkowitze bei Nowogródek, N.-O. Polen). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 63, pp. 241—252, Kraków 1929.

417. Kulczyński St. Stratygrafia torfowisk Polesia. *Lwow. Tow. Nauk. Sprawozd.* 10, p. 30, Lwów 1930.
418. Kulczyński St. Stratygrafia torfowisk Polesia (Stratigraphie der Moore von Polesie). *Biuro Melioracji Polesia Prace* t. 1, z. 2, pp. 1—84, 4 tabl., il. Brześć n. Bugiem 1930.
419. Kulczyński St. Flory driasowe doliny Sanu. *Lwow. Tow. Nauk. Sprawozd.* 11, pp. 30—31, Lwów 1931.
420. Kulczyński St. Torfowiska Polesia. 2 tomy, pp. XVII, 777, 15 map, 76 tabl., il. Kraków 1939/40.
421. Kulwieć K. Materiały do fizjografii jeziora Wigierskiego. *Pam. Fizjogr.* 18, pp. 42/43, Warszawa 1904.
422. Kulwieć K. Jeziora Wigierskie. *Okól. Ryb.*, p. 245—248, 1903. Kuryłowicz B., patrz nr 1202, 1203.
423. Kuźniar Cz. Löss w Beskidzie Galicji Zachodniej. *Kosmos* t. 37, pp. 671—678, Lwów 1912.
424. Kuźniar Cz. O budowie geologicznej Polesia Zahoryńskiego. *Ziemia* 10, pp. 100—103, 1 mapa, Warszawa 1925.
425. Kuźniar Cz. Mapa Geologiczna Rzeczypospolitej Polskiej (Carte géologique de la République Polonaise) 1 : 750 000. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1926.
426. Kuźniar Cz. W sprawie dyluwium i morfologii doliny Raby. *Wiadom. Geogr.* 7, pp. 71, Kraków.
427. Kuźniar Cz. Z morfologii doliny Skawy i górnej Raby. *Wiadom. Służby Geogr.*, z. 2, Warszawa 1931.
428. Kuźniar Cz., Krajewski R. Torfy i rudy darniowe w pow. Ropczyckim, Mieleckim, Kolbuszowskim i Rzeszowskim. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 32, pp. 13—16, Warszawa 1932.
429. Kuźniar Cz., Samsonowicz J. Sprawozdanie z wierceń poszukiwawczych, wykonanych w r. 1936 w okolicach Słupi Nowej i Łagowa. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 47, Warszawa 1937.
430. Kuźniar W. Z przyrody Tatr, pp. 105 (popularne), Kraków 1910.
431. Kuźniar W. Przyczynek do znajomości geologicznej Wielkiego Księstwa Krakowskiego. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* t. 44, dz. 4, pp. 23, 1 tabl., il. Kraków 1910.
432. Kuźniar W. Tatry w epoce lodowcowej. *Tow. Tatr. Pamiętniki* t. 32, pp. 77—96, il. Kraków 1911.
433. Kuźniar W. Rezerwat miejski na Krzemionkach nad Wisłą (La réserve de la ville de Cracovie sur les coteaux Krzemionki aux bords de la Vistule). *Ochr. Przyr.* 2, pp. 28—32, 1 tabl., Kraków 1921.
434. Kuźniar W., Demetrykiewicz W. Ślady siedziby człowieka przedhistorycznego na Górze Bronisławy koło Kopca Kościuszki pod Krakowem. *Mater. Antrop. Archeol. Etnogr.* t. 11, Kraków 1910.
435. Kuźniar W., Smoleński J. Zur Geschichte der Weichsel Oder-Wasserscheide. *Acad. Sci. Lett. Bull.* 1913, pp. 7, il. Kraków 1913.
436. Kuźniar W., Smoleński J. Postglaziale karpatische Flussläufe auf der Höhe der Schlesischen Platte. Eine angebliche Prioritätsfrage. *Geol. R.-A. Verhandlungen*, pp. 277—281, Wien 1914.
437. Kwaśniewicz M. Zasoby piasku na Pustyni Błędowskiej. *Przegl. Górn.* r. 4, nr 1, pp. 59—76, 3 tabl., 1 mapka, Katowice 1948.

438. Kwietniewki K. Wykopaliska staruńskie. *Kosmos* t. 40, pp. 46—55, Lwów 1915.
439. Kwinichidze M., Królikowski L. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski. Arkusz Sobótka (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens. Blatt Sobótka). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* Do datek do t. 34, pp. 31—45, 1 mapa, Poznań 1935.
440. Kwinichidze M., Priebe M., Mapa gleb majątności Polwica (Bodenkarte des Gutes Polwica). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 48, pp. 113—126, 1 mapa, Poznań 1939.
- Kwinichidze M., patrz nr 1200, 1201, 1204—1209.
441. Langersdorff F. Dwuskrzydłe z warstw dyluwialnych Staruni. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 38, 9, p. 23, Les Diptères des couches diluviales de Starunia. *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens.* 9, pp. 5—6, Kraków 1933.
442. Lencewicz St. Przyczynek do znajomości utworów lodowcowych okolic Miechowa. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 7, pp. 308—316, Warszawa 1911.
443. Lencewicz St. Zarys geologiczny okolic Warszawy. *Ziemia* 3, pp. 2—4, Warszawa 1912.
444. Lencewicz St. Bug pod Małkinią. *Ziemia* 3, pp. 50, Warszawa 1912.
445. Lencewicz St. Z badań fizjograficznych nad Pilicą. *Ziemia* 3, pp. 29—32, Warszawa 1912.
446. Lencewicz St. Dzieje górnej Lubrzanki (Czarnej Nidy) w czwartorzędzie. *Pam. Fizjogr.* 21, pp. 1—9, 1 mapa, Warszawa 1913.
447. Lencewicz St. Przyczynki do znajomości dyluwium i hydrografii okolic Tomaszowa Rawskiego. *Pam. Fizjogr.* 21, pp. 11—25, il. Warszawa 1913.
448. Lencewicz St. O utworach czwartorzędowych w północnej części Krakowskiego (Sur les dépôts quaternaires de la partie septentrionale des environs de Cracovie). *Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 48, t. 2, pp. 22—41, Kraków 1914
449. Lencewicz St. Étude sur le Quaternaire du Plateau de la Petite Pologne. *Soc. Geogr. Bull.* 25, pp. 1—105, 1 mapa, Neuchâtel 1916.
450. Lencewicz St. Moreny czołowe między Płońskiem i Wyszogrodem (Les moraines frontales en Pologne entre Płońsk et Wyszogród). *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 10, pp. 988—990, Warszawa 1917.
451. Lencewicz St. Nowe moreny czołowe na Niżu Polskim (Nouvelles moraines frontales en Pologne). *Przeegl. Geogr.* t. 1, pp. 108—114, Warszawa 1918.
452. Lencewicz St. La situation géographique de la Pologne. *Revue général des Sciences* 32, pp. 631—634, Paris 1921.
453. Lencewicz St. Wydmy śródlądowe Polski (Les dunes continentales de la Pologne). *Przeegl. Geogr.* t. 2, pp. 12—59, il. Warszawa 1922.
454. Lencewicz St. O wieku środkowego Powiśla. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 3, 1922, pp. 22—24, Warszawa 1922.
455. Lencewicz St. Węzeł kałuszyński, morfologia i hydrologia (Noeud hydrographique de Kałuszyn, morphologie et hydrographie). *Kosmos* t. 46, 1921, pp. 503—524, Lwów 1922.
456. Lencewicz St. O tzw. zastoisku toruńskim (Sur le présumé lac de barrage glaciaire de Toruń). *Przeegl. Geogr.* t. 4, 1923, pp. 99—114, il. Warszawa 1924.

457. Lencewicz St. Zmiany hydrograficzne pomiędzy dorzeczem Skrwy i Działdówki (Changements hydrographiques entre le bassin de la Skrwa et celui de la Działdówka). Recueil de travaux offert à M. Jovan Cvijić, pp. 223—232, il. Beograd 1924.
458. Lencewicz St. O podłożu dyluwium w okolicach Płocka. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 8, pp. 5—7, Warszawa 1924.
459. Lencewicz St. Badania jeziorne w Polsce. *Przegl. Geogr.* t. 5, pp. 1—70, Warszawa 1925.
460. Lencewicz St. La dernière glaciation en Pologne. *I Sjezd Slov. Geogr. Etnogr.* 1924, *Sbornik*, pp. 175—176, Praha 1926.
461. Lencewicz St. Różnice morfologiczne pomiędzy Polską środkową i zachodnią. *XII Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich w r. 1925 Księga Pamiątkowa*, p. 113, Warszawa 1926.
462. Lencewicz St. Czwartorzędowe ruchy epirogeniczne i zmiany sieci rzecznej w Polsce środkowej (Quartäre epirogenetische Bewegungen u. Veränderungen im Flussnetz Mittelpolens). *Przegl. Geogr.* t. 6, pp. 99—125. il. Warszawa 1926.
463. Lencewicz St. Les terrasses de la Vistule Moyenne. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow.* 1927. Streszczenie referatu, p. 2, Kraków 1927.
464. Lencewicz St. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla (Glaciation et Morphologie du bassin de la Vistule moyenne). *Państw. Inst. Geol. Prace* t. 2, z. 2, pp. 1—220, 2 mapy, Warszawa 1927.
465. Lencewicz St. Zagadnienie liczby epok lodowcowych (Sur le nombre des glaciations quaternaires). *Wszechświat* Ser. 2, t. 1, pp. 47—53, Warszawa 1928.
466. Lencewicz St. Jeziora Gostyńskie (Les lacs de Gostynin). *Przegl. Geogr.* t. 9, pp. 87—140, 1 mapa, il. Warszawa 1929.
467. Lencewicz St. Les terrasses de la Vistule moyenne. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow.* 1927, *Pamiętniki* t. 1, pp. 203—207, il. Kraków 1929.
468. Lencewicz St. Les terrasses de la Vistule moyenne. *Commis. des Terrasses Pliocènes et Pléistocènes. Deuxième rapport*, pp. 113—118, Florence 1930.
469. Lencewicz St. Międzyrzecze Bugu i Prypeci (Les eaux courantes et les lacs entre le Bug et la haute Prypéc). *Przegl. Geogr.* t. 11, pp. 1—72, il. Warszawa 1931.
470. Lencewicz St. Relations entre les terrasses de la Vistule et du Dniepr. *Assoc. pour l'Étude du Quaternaire Européen, Transactions* 1, pp. 52—54, Leningrad 1932.
471. Lencewicz St. Naturalne tendencje odwodnienia Polesia, a zagadnienie melioracji (Les tendances naturelles d'écoulement de la Polésie et le problème d'amélioration). *Postępy Prac przy Melioracji Polesia*, pp. 129—131, Brześć n. Bugiem 1933.
472. Lencewicz St. Relations entre les terrasses de la Vistule et du Dniepr. *Congrès Intern. de Géographie.* 1931 C.-R. 2, 1, pp. 134—137, Paris 1933.
473. Lencewicz St. Le massif hercynien des Lysogóry et ses enveloppes. *Congrès Intern. de Géographie* 1934. *Guide des Excursions.* B. 3—1, pp. 1—50, 2 mapy, il. Warszawa 1934.

474. Lencewicz St. Résultats des recherches sur le Quaternaire entre le Bug et la haute Prypéc. *Congrès Intern. de Géographie 1934*, Résumés des Commun. pp. 31—32, Warszawa 1934.
475. Lencewicz St. La vallée de la Vistule aux environs de Płock. *Congrès Intern. de Géographie 1934*, Guide des Excursions C. 1, pp. 1—13, il. Warszawa 1934.
476. Lencewicz St. Carte géologique de la Polésie du Sud Ouest 1 : 350 000. *Congrès Intern. de Géographie*, Warszawa 1934.
477. Lencewicz St. Résultats des recherches sur le Quaternaire entre le Bug et la haute Prypéc. *Congrès Intern. de Géographie 1934*, C.-R. 2, pp. 31—41, Warszawa 1936.
478. Lencewicz St. Mapa Geologiczna kotliny Płockiej (Carte géologique du bassin de Płock), 1 : 200 000. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1936.
479. Lencewicz St. Kilka większych jezior północnego Polesia (Sur quelques lacs de la Polésie du Nord). *Przeł. Geogr.* t. 16, pp. 133—149, il. Warszawa 1937.
480. Lencewicz St. Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich (Remarques sur la glaciation dans les Hautes Tatras). *Przeł. Geogr.* t. 16, pp. 155—160, Warszawa 1937.
481. Lencewicz St. Le problème de moraines terminales. *Congrès Intern. de Géographie C.-R.* Amsterdam 1933.
482. Lencewicz St. Polska, pp. 1—446, 7 map, 5 tabl., il. Trzaska, Evert i Michalski, Warszawa 1938.
483. Lencewicz St., Pawłowski St. Polesie et Białowieża. *Congrès Intern. de Géographie. Guide des Excursions A.* 1, pp. 1—96, 1 mapa, il, Warszawa 1934.
484. Lencewicz St., Zaborski B. Krajobraz Warszawa-Wilno. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. Przewodnik Kongr.*, pp. 152—156, Kraków 1927.
485. Leńczyk G. Grodzisko w Piekarach. *Pol. Akad. Umiej. Prace Przedhist.* nr 2, Kraków 1939.
486. Lesiecki W. Rozmieszczenie materiałów kamiennych na ziemiach polskich. *Kamień i Wapno* 1, nr 1, pp. 11—13, il. Warszawa 1946.
487. Lewiński J. Geologiczneskie izsledowania po linii Warszawsko-Kaliskiej żelaznej drogi. *Izw. Geol. Komit.* 21, pp. 153, 1 tabl., S. Petersburg 1902.
488. Lewiński J. K geologii goroda Radomia. *Warsz. Obszcz. Jestiestwisp. Trudy* 15, pp. 1—16, Warszawa 1903.
489. Lewiński J. Sprawozdanie z badań geologicznych wzdłuż drogi żelaznej Warszawsko-Kaliskiej. *Pam. Fizjogr.* 18, pp. 3—93, Warszawa 1904.
490. Lewiński J. Przyczynek do geologii Radomia. *Kosmos* t. 31, pp. 13, Lwów 1906.
491. Lewiński J. Geologiczneskie izsledowania w dol Gerbsko-Kieleckoj żelaznej Drogi. *Izw. Geol. Kom.* 31, pp. 599—634, 1 tabl., S. Petersburg 1912.
492. Lewiński J. Badania geologiczne wzdłuż drogi żelaznej Herby-Kielce. *Tow. Nauk. Warsz. Wydz. Mat.-Przyr. Sprawozd.* 5, pp. 37, Warszawa 1912.
493. Lewiński J. Utwory lodowcowe okolic Ojcowa (Die diluvialen Ablagerungen der Umg-gend von Ojców). *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 6, 8 9, pp. 819—849, Warszawa 1913.

494. Lewiński J. Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy (Die diluvialen Ablagerungen und die präglaziale Oberflächengestaltung des Przemszagebietes). *Tow. Nauk. Warsz. Prace* 7, pp. 1—159, 2 mapy, 1 tabl., Warszawa 1914.
495. Lewiński J. Badania hydrogeologiczne okolicy Warszawy (Les recherches hydrogéologiques aux environs de Varsovie). *Roboty Publiczne* t. 3, pp. 121—144, il. Warszawa 1921.
496. Lewiński J. La structure géologique de la Pologne et ses richesses minérales. *Revue général des Sciences* 32, pp. 634—640, il. Paris 1921.
497. Lewiński J. Sprawozdanie ze zjazdu w sprawie dyluwium Polski, odbytego w Warszawie w dn. 12—15 kwietnia 1932 r. (C.-R. de la réunion consacrée aux problèmes de l'époque glaciaire en Pologne). *Przepl. Geogr.* t. 4, pp. 174—187, Warszawa 1924.
498. Lewiński J. Czwartorzędowe ruchy tektoniczne i morena dolinowa w okolicach Włocławka. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 7, 1923, pp. 3—4, Warszawa 1924.
499. Lewiński J. O wieku i pochodzeniu ilów wstęgowych Niżu Polskiego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 8, p. 7, Warszawa 1924.
500. Lewiński J. Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa“ w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 2, pp. 497—549, il. Warszawa 1924.
- Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy (patrz nr 870):
 Wycieczka V: Marki-Struga-Wołomin, pp. 90—95;
 Wycieczka VI: Otwock i dolina Świdra, pp. 95—104;
 Wycieczka VII: Karczew i Otwock Wielki, pp. 104—107;
 Wycieczka VIII: Miłosna i Falenica, pp. 108—110;
 Wycieczka IX: Mochoty-Zakroczym-Modlin, pp. 110—114. *Pol. Akad. Umiejz. Kom. Fizjogr. Oddz. Warsz.*, Warszawa 1927.
501. Lewiński J. Utwory preglacjalne i glacialne Piotrkowa i okolic (Les dépôts préglaciaires et glaciaires de Piotrków et de ses environs). *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd. Wydz. III*, 21, pp. 49—66. Warszawa 1928.
502. Lewiński J. Preglacjał w dolinie Bystrzycy pod Lublinem (Le préglaciaire dans la vallée de la Bystrzyca près de Lublin). *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd. Wydz. III*, 21, pp. 111—118, Warszawa 1928.
503. Lewiński J. Die Grenzschichten zwischen Tertiär und Quartär in Mittelpolen. *Ztschr. Geschieforschung*. 5, pp. 88—98, Berlin 1929.
504. Lewiński J. Preglacjał i tzw. preglacjalna dolina Wisły pod Warszawą (Das Präglacial und das sogenannte präglaziale Weichseltal bei Warschau). *Przepl. Geogr.* t. 9, pp. 141—159, Warszawa 1929.
505. Lewiński J. Dyluwium Polski i Danii (Das Diluvium von Polen und Dänemark). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 6, pp. 1—49, Kraków 1930.
506. Lewiński J. Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni okolic Tomaszowa Mazowieckiego (La structure géologique et la morphologie des environs de Tomaszów sur la Pilica). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 7, pp. 397—420. 1 mapa, Warszawa 1933.
507. Lewiński J. Źródła błękitne i Przepaść pod Tomaszowem Mazowieckim (Les sources bleues et Przepaść de Tomaszów Mazowiecki). *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 2, pp. 69—73. il. Warszawa 1933.

508. Le wi ń s k i J. Terasses et dunes de la vallée de la Vistula près de Varsovie. *Congrès Intern. de Géographie 1934. Guide des Excursions C 2*, pp. 1—10 Warszawa 1934.
509. Le wi ń s k i J. Ślady dwóch zlodowaceń w okolicy Chełma (Les traces de deux glaciations aux environs de Chełm). *Kosmos A*, t. 57. z. 2, pp. 299—307, Lwów 1934.
510. Le wi ń s k i J. Z geologii okolic Kalisza (Note sur la géologie des environs de Kalisz). *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 29, pp. 81—85, Warszawa 1937.
511. Le wi ń s k i J., R ó ż y c k i S. Z. Dwa profile geologiczne przez Warszawę (Zwei geologische Profile durch Warschau). *Warsz. Tow. Nauk. Sprawozd. Wydz. III*, 22, pp. 30—50, 1 tabl. Warszawa 1929.
512. Le wi ń s k i J., S a m s o n o w i c z J. Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Niżu Północno-Europejskiego (Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teile des nord-europäischen Flachlandes). *Tow. Nauk. Warsz. Prace* 31, pp. 1—172, 1 mapa, 2 tabl. Warszawa 1918.
513. Librowicz W. Zagadnienie melioracji Polesia. *Przeł. Techn.* 61, pp. 373—378, 1 tabl. il. Warszawa 1923.
514. Lilpop J. Charakterystyka paleobotaniczna profilu dyluwialnego pod Koszarami. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 11, pp. 10—11, Warszawa 1925.
515. Lilpop J. Flora międzylodowcowa nad średnim Bugiem. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 11, pp. 9—10, Warszawa 1925.
516. Lilpop J. Flora międzylodowcowa z pod Włodawy nad Bugiem (The interglacial flora of Włodawa on the Bug). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 3, pp. 137—144, il. Warszawa 1925.
517. Lilpop J. Zagadnienie liczby epok lodowych, a flory kopalne w Polsce. *Wszechświat Ser. 2*, t. 1, pp. 157—162, Warszawa 1928.
518. Lilpop J. Roślinność Polski w epokach minionych. pp. 1—224, il. Lwów 1929.
519. Lilpop J. Flora utworów międzylodowcowych w Olszewicach (The flora of the interglacial formations in Olszewice near Tomaszów). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 64, pp. 57—75, 1 tabl. Kraków 1930.
520. Lilpop J. Flora utworów międzylodowcowych w Olszewicach p. Tomaszowem Mazow., profil zupełny (The flora of the interglacial formations in Olszewice, Central Poland, complete profil). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 65, pp. 81—88, Kraków 1932.
521. Lilpop J., Passendorfer E. O warstwach interglacialnych pod Sulejowem, *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 11, p. 11, Warszawa 1925.
522. Lilpop J., Passendorfer E. O utworach interglacialnych pod Sulejowem nad Pilicą (The interglacial formations near Sulejów on the Pilica). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 3, pp. 145—150, il. Warszawa 1925.
523. Lilpop J., Szafer Wł. Przyczynek do znajomości flory i klimatu dyluwium polskiego (Contributions à la connaissance de la flore et du climat de l'époque diluvienne en Pologne). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* I, pp. 445—480, il. Warszawa 1922.
- Lilpop J., patrz nr 231.
524. Limanowski M. O znaczeniu ilów wstęgowych (warwowych) Chełmna dla stratygrafii dyluwium Pomorza (Les argiles à varves de Chełmno (Kulm) et la stratigraphie du diluvium de la Basse-Vistule). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 1, pp. 337—372, Warszawa 1922.

525. Limanowski M. O znaczeniu ilów wstęgowych (warw) Chełmna dla stratygrafii dyluwium Pomorza. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.*, pp. 8, Warszawa 1922.
526. Limanowski M. Sprawozdanie z badań geologicznych na wybrzeżu Bałtyku między Chłapowem a Pilicą. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 6, p. 12, Warszawa 1923.
527. Limanowski M. O badaniach geologicznych na dolnym Powiślu w r. 1923. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 9, pp. 14—15, Warszawa 1924.
528. Limanowski M. O przebiegu garbów i rowów tektonicznych na obszarze Niemna i Wilii. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927*. Streszczenie referatu, p. 2; *Pamiętniki* t. 1, p. 221, Kraków 1929.
529. Limanowski M. Zlodowacenie L_4 na ziemiach wschodnich w związku z hydrografią. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927*, *Pamiętniki* t. 1, pp. 221—223, Kraków 1929.
530. Limanowski M. Quelques remarques sur la glaciation du coté septentrional de la Polesie occidentale. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, 2 pp. 214—218, Kraków 1932.
531. Limanowski M. Nord-Est de la Pologne, bassin du Niemen et de la Dźwina. *Congrès Intern. de Géographie 1934. Guide des Excursions* B. 1, pp. 1—48, il. Warszawa 1934.
532. Limanowski M. Sur les cuestas des plateaux diluviens. *Congrès Intern. de Géographie, 1934. C.-R.* 2, pp. 333—334, Warszawa 1936.
533. Ludera F. Wiadomość o znalezieniu osoki aloesowatej — *Stratiotes aloides* L. — w plejstocenie okolicy Rzeszowa (*Stratiotes aloides* im Pleistozän von Rzeszów). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 9, pp. 244—245, Kraków 1933.
534. Ludera F. Przegląd rezerwatów przyrody na terenie ziem Śląska Opolskiego i Dolnego. *Inst. Śląski. Komunikaty*. Komunikat nr 9, Katowice 1946.
535. Łomnicki J. Ślad lodnika karpackiego u brzegu Karpat (koło Kosmacza). *Kosmos* t. 26, pp. 311, Lwów 1901.
536. Łomnicki J. Szczątki roślinne w torfie z okolicy Nowej Grobli. *Kosmos* t. 26, Lwów 1901.
537. Łomnicki J. Atlas geologiczny Galicji. z. 18. Ark. Stanisławów, Kołomyja, Śniatyń. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* Kraków 1905.
538. Łomnicki M. Atlas geologiczny Galicji. z. 12. Ark. Mościska, Lubaczów, Płazów, Jarosław, Leżajsk. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.*, p. 72, Kraków 1900.
539. Łomnicki M. Atlas geologiczny Galicji. z. 9. Ark. Pomorzany, Brzeżany, Buczacz, Czortków, Kopyczyńce, Borszczów. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* 15, pp. 165, Kraków 1901.
540. Łomnicki M. Atlas geologiczny Galicji, z. 15. Ark. Chwałowice, Tarnobrzeg, Nisko, Szczucin, Mielec, Tarnów. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* pp. 84, Kraków 1903.
541. Łomnicki M. Przyczynek do geologii miasta Lwowa. *Kosmos*. t. 29, pp. 336—337, Lwów 1904.
542. Łomnicki M. Mięczaki ichtu plejstocenijskiego wydobyte ze szybu mamutowego w Staruni. *Kosmos*, t. 33, pp. 73—76, Lwów 1908.
543. Łomnicki M. Wykrycie mamuta (*Elephas primig. Blumb.*) i nosorożca dyluwialnego (*Rhinoc. antiquit. Blumb.*) w Staruni. *Kosmos* t. 33, pp. 63—72, Lwów 1908.

544. Łomnicki M. Mamut (*Elephas primig. Blumb.*) pod Lwowem. *Muzeum Dzieduszyckich, Rozpr.* 2, pp. 107—109, Lwów 1915.
545. Łoziński W. Stosunki hydrograficzne epoki dyluwialnej w świetle najnowszych badań. *Kosmos* t. 25, pp. 450—471, Lwów 1900.
546. Łoziński W. Limany i delty. *Kosmos* t. 26, pp. 92—111, 2 tabl. Lwów 1901.
547. Łoziński W. Spostrzeżenia geologiczne w dorzeczu Czarnej Bystrzycy powyżej Zielonej. *Kosmos* t. 29, pp. 393—396, Lwów 1904.
548. Łoziński W. Doliny rzek wschodnio-karpackich i podolskich. *Archiwum Nauk.* 2, 1, z. 2, p. 65, Lwów 1905.
549. Łoziński W. Wyniki badań hydrogeologicznych w powiecie horodeńskim. *Kosmos* t. 30, pp. 341—376, Lwów 1905.
550. Łoziński W. Powstanie jeziorok dyluwialnych na niżu galicyjskim. *Pol. Akad. Umiej. Wydz. Mat.-Przyr. Rozpr.* 47, pp. 351—368, Lwów 1907.
551. Łoziński W. Die diluviale Seebildung im Nordgalizischen Tieflande. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.*, pp. 8, il. Kraków 1907.
552. Łoziński W. L'origine des cavités lacustres pléistocènes de la Basse Galicie. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.*, pp. 738—745, Kraków 1907.
553. Łoziński W. Ein merkwürdiges Vorkommen von Konglomerat u. diluvialen Schotter in Żurawica bei Przemyśl. *Geol. R.-A. Verhandlungen*, Wien 1907.
554. Łoziński W. Glacjalne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 43, 99, 50, 1 tabl. Kraków 1908.
555. Łoziński W. Utwory dyluwialne w obszarze Kielecko-Sandomierskim. *Akad. Umiej. Sprawozd.*, pp. 2, Kraków 1909.
556. Łoziński W. Das Sandomierz-Opatower Lössplateau. *Globus* 96, pp. 330—334, Braunschweig 1909.
557. Łoziński W. Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung. *Geol. Gesell. Mitteil.* 2, pp. 162—202, Wien 1909.
558. Łoziński W. O usuwaniu się gliny w Tymowej w brzeskim powiecie. *Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 43, cz. 3, Kraków 1909.
559. Łoziński W. Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. *Geol. R.-A. Jahrb.* 3/4, pp. 31, 2 tabl. Wien 1910.
560. Łoziński W. Über Endmoränen u. d. diluviale Hydrographie des Bug-Tieflandes. *Acad. Sci. Lett. S. A. Cl. Sci. Math.-Nat.*, pp. 9, il. Kraków 1910.
561. Łoziński W. Über die Lage und die Ausbreitung des nordeuropäischen diluvialen Inlandeises. *N. Jahrb. Miner. Geol. Paläont.* t. 2, pp. 18, Stuttgart 1911.
562. Łoziński W. Wpływy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych (Sur les conditions tectoniques du développement des rivières dans les Carpathes de flysch). *Kosmos* t. 46, pp. 525—538, Lwów 1922.
563. Łoziński W. Miejscowe dyluwium Karpat (Das lokale Diluvium der Karpaten). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 59/59, pp. 65—78, Kraków 1925.
564. Łoziński W. Pofałdowane utwory dyluwialne w Wieliczce (Plissement dans le Quaternaire à Wieliczka). *Ochr. Przyr.* 13, pp. 139—141, il. Kraków 1933.
565. Łoziński W. Mapa gleb województwa Tarnopolskiego (Bodenkarte d. Woiw. Tarnopol). *Pol. Akad. Umiej. Prace Roln.-Leśne* 9, pp. 1—69, 1 mapa, 7 tabl. Kraków 1933.

566. Łoziński W. Gleby Górnego Śląska (Die Böden von Polnische Oberschlesien). *Pol. Akad. Umiej. Wydawn. Śląskie, Prace Geol.* 4, pp. 1—28, 29—34, 14 tabl. Kraków 1938.
567. Lubkowski K. Nasze torfowiska krajowe i znaczenie ich dla rolnictwa i przemysłu (Nos tourbières et leur valeur pour l'agriculture et l'industrie). *Nadzw. Zjazd Techn. Pol. w Warszawie 1917. Pamiętnik*, pp. 309—318, Warszawa 1918.
568. Łuniewski A. Z geologii okolic Zawichosta (Sur la géologie des environs de Zawichost). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 2, pp. 49—72, il. Warszawa 1923.
Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Warszawa 1927 (patrz nr 870);
Wycieczka I: Marymont-Bielany-Młociny-Buraków pp. 70—78;
Wycieczka II: Natolin-Wilanów-Siekierki pp. 78—81;
Wycieczka IV: Góra Kalwaria-Czersk pp. 86—90;
569. Łuniewski A. Radiolaryty w żwirach preglacjalnych Prawisły. *Wszechświat* 5, p. 165. Warszawa 1930.
570. Łuniewski A. Z geologii okolic Radomska i cztery głębokie wiercenia na Kujawach. Wydanie pośmiertne prac ze wspomn. (Notes on geology in the vicinity of Radomsko, Central Poland and four deep boreholes in Kujawy). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 38, pp. 1—48, 3 tabl., il. Warszawa 1947.
571. Łuniewski A., Czekalski J. St. O profilu utworów czwartorzędowych pod Tomaszowem nad Pilicą. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 10, pp. 15—16, Warszawa 1925.
572. Łuniewski A., Świdziński H. W sprawie kry jurajskiej pod Łukowem (Sur le bloc jurassique dans les dépôts glaciaires de Łuków). *Przeegl. Geogr.* t. 9, pp. 160—165, Warszawa 1929.
573. Łyczewska J. Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe (1 : 100 000), (Report on the geological investigations in the north-western corner of Brzesko Nowe, map 1 : 100 000 Carpathian Foreland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 42, il. 2 tabl. Warszawa 1948.
574. Maćko S. Dwa torfowiska koło Zamościa w świetle analizy pyłkowej (Two peat-bogs near Zamość in view of the pollen-analysis). *Starunia* nr 22, pp. 1—13, Kraków 1946.
575. Maćko S. Analiza pyłkowa torfowisk z okolicy Zamościa. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 47, nr 3, pp. 289—290, Kraków 1946.
576. Maćko S. Pollen analysis of peat-bogs near Zamość. *Acad. Pol. Sci. Cl. Sci. Math.-Nat. C.-R. Mens.* nr 1—10, pp. 27—28, Kraków 1946.
577. Majdanowski S. Rozmieszczenie, gęstości i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim (Distribution, density and directions of lake-channels of the Polish lowlands). *Przeegl. Geogr.* t. 21, z. 1/2, pp. 37—69, Warszawa 1947.
578. Majdanowski S. Granice zlodowacenia bałtyckiego na Niżu Europejskim w świetle zasięgu rynien jeziornych. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 1, pp. 123—125, Poznań 1948.
579. Majdanowski S. Zagadnienie rynien jeziornych na Niżu Europejskim. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 1, pp. 170—171, Poznań 1949.
580. Majdanowski S. Jeziora dorzecza Odry. *Inst. Zach. Monografia Odry*, Poznań 1948.

581. Makowski A. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Stary Bieruń i Lendziny. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 8, Warszawa 1924.
582. Makowski A. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Lendziny. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 10, Warszawa 1925.
583. Makowski A. Uwagi o dyluwium górnośląskim. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 27, pp. 35—36, Warszawa 1930.
584. Makowski A. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych na arkuszu Wodzisław mapy Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 27, pp. 30—32, Warszawa 1930.
585. Makowski A. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1934 na terenie arkusza Gorzyce mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 42, pp. 4—7, Warszawa 1935.
586. Makowski A. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1935 w zachodniej części arkusza Gorzyce mapy Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 45, pp. 1—4, Warszawa 1936.
587. Makowski A. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1936 na terenie arkusza Gorzyce i sąsiednich mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 48, pp. 3—6, Warszawa 1937.
588. Makólski J., Smreczyński St. Plejstocenijskie chrząszcze z Łąki Dolnych koło Pilzna (Über einige pleistozäne Käfer aus der Ortschaft Łąki Dolne bei Pilzno). *Starunia* nr 12, pp. 1—6, tabl. 1; *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 41, p. 177, *Acad. Sci. Lett. C.-R. Mens.* 6. p. 9, Kraków 1936.
589. Makólski J., Smreczyński St. Weitere Untersuchungen über pleistozäne Käfer aus der Ortschaft Łąki Dolne bei Pilzno (Dalsze badania nad plejstocenijskimi chrząszczami z Łąki Dolnych koło Pilzna). *Starunia* nr 16, pp. 1—8, 1 tabl. Kraków 1938.
- Maksimow A., patrz nr 194.
590. Malewski K. Materiały do gleboznawstwa polskiego. *Pam. Fizjogr.* 17, 2, pp. 125—133, Warszawa 1902.
591. Malewski K. Materiały do gleboznawstwa polskiego, złożone delegacji gleboznawczej dn. 17. II. 1903 r. *Pam. Fizjogr.* 18, dz. 2, pp. 115—131, Warszawa 1904.
592. Malicki A. Quelques exemples de modification de dépôts glaciaires par les processus d'érosion normale. *Congrès Intern. de Géographie 1934. Résumés des Communic.* pp. 33—34, Warszawa 1934.
593. Malicki A. Przyczynek do znajomości zjawisk krasowych w obszarze lessowym (Beitrag zur Kenntniss der Karsterscheinungen im Lössgebiete). *Czasop. Geogr.* 13, pp. 328—335, Lwów 1935.
594. Malicki A. Z morfologii Nadbuża Grzędowego (Some morphological remarks about the upper Bug basin). *Kosmos* Ser. A, t. 61, pp. 71—81, il. Lwów 1936.
595. Malicki A. Kras gipsowy Podola Pckuckiego (Karst Phenomena in the gypsum beds of Pokutian Podolia). *Prace Geogr. E. Romera* t. 18, pp. 1—46, 44—46, 1 mapa, Lwów 1938.
596. Malicki A. Erozja gleb jako zagadnienie przyrodnicze. *Chr. Przyr. Ojcz.* 5, nr 1, pp. 3—12, Kraków 1949.
597. Malicki A. Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce (The origin and distribution of loess in Central and Eastern Poland). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, vol. 4, Sect. B, 8. pp. 195—228, Lublin 1950.

598. Malicki A., Jahn A. Pochodzenie żwirów, występujących w obrębie północnej krawędzi Podola i południowego Nadbuża (The origin of the gravels occurring on the Northern Podolian Margin and on southern Nadbuże). *Kosmos* Ser. A, t. 62, pp. 597—609, pp. 610—611, il. Lwów 1937.
Malicki A., patrz nr 93, 94.
599. Malicki St. Z historii tworzenia się wybrzeży pomorskich. *Ziemia*, pp. 635—639, Warszawa 1913.
600. Małkowski St. Wydmy piaszczyste okolic Sadownego. *Kosmos* t. 36, Lwów 1912.
601. Małkowski St. Wydmy piaszczyste okolic Sadownego „Góry Bogackie“. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* t. 47, Kraków 1913.
602. Małkowski St. O wydmach parabolicznych śródlądowych, tworzących się obecnie w okolicy Szczakowy (Über die jetzt entstehenden inländischen Parabelsanddünen der Umgebung von Szczakowa). *Kosmos* t. 39, pp. 33—41, Lwów 1914.
603. Małkowski St. O wydmach piaszczystych okolic Warszawy (Les dunes anciennes des environs de Varsovie). *Warsz. Tow. Nauk. Prace Wydz. III*, nr 23, pp. 1—48, 2 tabl., Warszawa 1917.
604. Małkowski St. O morenie lodowca tatrzańskiego w okolicy Nowego Targu (Sur une moraine de l'ancien glacier du Haut Tatra découverte aux environs de Nowy Targ). *Kosmos* t. 49, pp. 1—8, il. Lwów 1924.
605. Małkowski St. Sprawozdanie tymczasowe z badań niektórych glin krajowych. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 9, pp. 2—4, Warszawa 1924.
606. Małkowski St. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze Polesia Wołyńskiego, na północ od Słuczy. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 12, pp. 15—17, Warszawa 1925.
607. Małkowski St. O największym głazie narzutowym na ziemiach polskich. *Ziemia* 11, pp. 183—185, il. Warszawa 1926.
608. Małkowski St. Wielki głaz piaskowca narzutowego w Zawadach pod Mszczonowem. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 14, Warszawa 1926.
Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. (*Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Oddz. Warsz.* Warszawa 1927. (patrz — nr 870).
Przedmowa, pp. IV—XV; Wiadomości o zbiorach geologicznych i mineralogicznych w Warszawie, pp. 161—167; Geologia Warszawy pp. 136—160.
609. Małkowski St. Podstawy naturalne krajowego przemysłu kamieniarskiego. *Związek Polskich Zrzeszeń Techn. Wiadom.* nr 6, E. 12, B. 28, Warszawa 1927.
610. Małkowski St. Odślonięcie utworów dyluwialnych w kamieniołomie szaflarskim pod Nowym Targiem (Formations glaciaires à Szaflary, près de Nowy Targ). *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 1, pp. 62—65, 2 tabl., Warszawa 1928.
611. Małkowski St. Największy głaz narzutowy na Niziu Polskim (Le plus grand bloc erratique dans les plaines polonaises). *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 1, pp. 66—68, Warszawa 1928.
612. Małkowski St. Uwagi w sprawie zabagnienia Polesia. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 28, pp. 14—16, Warszawa 1930.

613. Małkowski St. Uwagi w sprawie budowy geologicznej północnej części zachodniej strefy brzeżnej masywu wołyńsko-ukraińskiego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 28, pp. 12—14, Warszawa 1930.
614. Małkowski St. O budowie przedpola masywu krystalicznego wołyńsko-ukraińskiego na Wołyniu (Sur la structure géol. de l'avant-pays du massif cristallin volhyno-ukrainien en Volhynie). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 6, pp. 864—924, il. Warszawa 1931.
615. Małkowski St. Projekt rezerwatu nad Słuczą pod Hubkowem (Projet d'une réserve au bord de la rivière Słucz près Hubków). *Ochr. Przyr.* 2 pp. 40—44, il. Kraków 1931.
616. Małkowski St. Z geologii Wołynia (Sur la géologie de la Wolhynie). *Rocznik Wołyński* 2, pp. 1—21, il. Równe 1931.
617. Małkowski St. Plejstocenijskie zagadnienia petrograficzne. *Starunia*, nr 21, pp. 9—12. Kraków 1946.
Małkowski St., patrz nr 352.
618. Małyszewski E. Przyczynek do znajomości torfów krajowych. *Chem. Pol.* 46, pp. 897—905, Warszawa 1905.
619. Marchlewski T. Über quartäre Pferde aus Böhmen und Polen. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. Ser. B.*, pp. 501—514, Cracovie 1924.
Masztalerz J., patrz nr 305.
Matwiejewówna L., patrz nr 168, 342.
620. Mazurek A. Obserwacje geologiczne w okolicach Włodzimierza i Łucka. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 15, pp. 42—43, Warszawa 1926.
621. Mazurek A. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1929 na arkuszu Pińczów oraz badań nad kredą lubelską i wołyńską. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 27, Warszawa 1930.
622. Mazurek A. Sprawozdanie z badań geologicznych w r. 1930. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 30, Warszawa 1931.
623. Mazurek A. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1932 na Wołyniu i na arkuszu Pińczów. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 36, Warszawa 1933.
624. Mazurek A. Utwory kredowe i plejstocenijskie na południowo-zachodnim odcinku arkusza Pińczów 1:100 000 (Cretaceous and Pleistocene on the south-western part of Pińczów map 1:100 000, Central Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 42, pp. 9—11, Warszawa 1948.
625. Mazurek A., Feliksiak St. Przyczynek do poznania utworów dyluwialnych oraz ich fauny na Południowym Zahoryniu (Beitrag zur Kenntniss der diluvialen Bildungen und ihrer Fauna in Süd-Zahorynie, Wolhynien). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 17, pp. 19—23, Warszawa 1939.
626. Mądalski J. Plejstocenijska flora w Ściejowicach pod Krakowem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 40, p. 257; *Starunia* nr 10, pp. 1—12, 1 tabl., Kraków 1935.
Miączyński, patrz nr 1153.
627. Michalski A. O przyczynach wozniknowienia prowałów w przedziałach 452—454 Wilno-Rowenskawo uczastka Poliesskich Żelaznych dorog. *Izw. Geol. Kom.* 20, pp. 149—152, S. Petersburg 1901.
628. Michon J., Mielczarek K. Torfowisko w Chorzeminie w świetle analizy pyłkowej. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace, Ser. B.* 5, pp. 35—58, Poznań 1931.

629. Miczyński K. O glebach w okolicy Ciechanowa. *IX Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich w Krakowie, Dziennik* nr 5, p. 119, Kraków 1900.
630. Miczyński T. *Studia pedomorfologiczne w okolicy Puław (Region morenowy), (Pedomorphological studies in the neighbourhood of Puławy). Puławy Pam. Inst. t. 2, A, pp. 236—249. Kraków 1922.*
631. Miczyński T. *Gleba kopalna w Pińczowskim (Fossil Soil of Pińczów). Puławy Pam. Inst. t. 2, A, pp. 236—249, Kraków 1922.*
632. Miczyński T. *Gleby i grunty wołyńskie wzdłuż linii Włodzimierz Wołyński-Horochów-Beresteczko-Luck (Die Böden und Muttergesteine in Wolhynien auf der Wasserscheide W. Bug-Styr). Puławy Pam. Inst. t. 5, A, pp. 85—127, il. Kraków 1924.*
633. Miczyński T. *Gleby i grunty na południowym Polesiu, na wododziałach Styr-Stochód-Turia i Turia-Bug (Die Böden und Muttergesteine im südlichen Polesie). Puławy Pam. Inst. t. 5, A, pp. 128—188, il. Kraków 1924.*
634. Miczyński T. *Spostrzeżenia nad utworami warstwowanymi w pokładach lessów (Beobachtungen über geschichtete Bildungen in polnischen Loessgebieten). Puławy, Państw. Inst. Gosp. Pam. t. 6, A, pp. 1—22, 1 mapa, 1 tabl., Kraków 1925.*
635. Miczyński T. *Gleby i grunty poleskie nad Słuczą i Horyniem (Böden und Muttergesteine im südlichen Polessie auf den Wasserscheiden Słucz-Horyń-Styr). Puławy, Państw. Inst. Gosp. Pam. t. 6, A, pp. 87—118, 2 tabl. Kraków 1925.*
636. Miczyński T. *Klasyfikacja i hartowanie gleb poleskich (Einteilung der Polessischen Böden). Postępy prac przy Melioracji Polesia, pp. 35—51, 6 tabl., Brześć n/Bugiem 1933.*
637. Miczyński T. *Gleby terytorium Gdańska. Inst. Bałtycki, pp. 1—24, 1 mapa, Bydgoszcz-Gdańsk 1946.*
638. Miczyński T. *Gleby i wytwórczość byłych Prus Wschodnich. Załącznik do mapy: Gleby byłych Prus Wschodnich. Inst. Bałtycki pp. 1—60, 2 tabl. Gdańsk-Bydgoszcz 1946.*
639. Miczyński T. *Mapa gleb byłych Prus Wschodnich 1 : 600 000. Inst. Bałtycki, Gdańsk-Bydgoszcz 1946.*
640. Miczyński T. *Gleby i wytwórczość Pomorza Zachodniego. Inst. Bałtycki, Gdańsk-Bydgoszcz 1947.*
641. Miczyński T. *Gleby Ziemi Odzyskanych. Gosp. Wiejsk. Ziem Odz. nr 6, Warszawa 1947.*
642. Miczyński T., Grzywo-Dąbrowski W. *Gleby i grunty południowo-wschodniej części polskiego Wołynia (Die Böden und Muttergesteine im süd-östlichen Teile des polnischen Volhyniens). Puławy, Państw. Inst. Gosp. Pam. t. 6, A, pp. 60—86, 1 tabl. Kraków 1925.*
643. Mielczarek K., Brykański W. *Analiza pyłkowa torfowiska w Iwcu, Bory Tucholskie (Pollenanalytische Untersuchung des Ivtizer Bruches in d. Tucholer Heide). Kom. Fizjogr. Sprawozd. 65, pp. 107—112, Kraków 1931.*
- Mielczarek K., patrz nr 628.
644. Miernik W. *Glinki z niektórych miejscowości gubernii Radomskiej. Chem. Pol. 9, pp. 263—272, Warszawa 1909.*

645. Miklaszewski St. Gleby typowe gubernii Kieleckiej, *Pam. Fizjogr.* 18. *Chem. Pol.* 9, pp. 268—272, Warszawa 1909.
646. Miklaszewski St. Gleby ziem polskich ze szczególnym uwzględnieniem Królestwa Polskiego, Warszawa 1907.
647. Miklaszewski St. Studia nad glebami ziem polskich. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 1, pp. 170—184, Warszawa 1908.
648. Miklaszewski St. Gleby w powiecie Janowskim, gubernii Lubelskiej. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 1, 8, Warszawa 1908.
649. Miklaszewski St. Gleby typowe w gubernii Piotrkowskiej. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 2, 8, Warszawa 1908.
650. Miklaszewski St. Wyniki poszukiwań nad glebami Królestwa Polskiego. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 1, pp. 141—160, Warszawa 1908.
651. Miklaszewski St. Gleba. pp. 1—76, Warszawa 1909.
652. Miklaszewski St. Gleby w powiecie i gubernii siedleckiej. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 2, 3, Warszawa 1909.
653. Miklaszewski St. Ślady lodowca na górze Świętokrzyskiej. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 8, pp. 388—390, Warszawa 1911.
654. Miklaszewski St. Gleby w powiecie Zamojskim. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 1, Warszawa 1913.
655. Miklaszewski St. Gleby w powiecie Puławskim, *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 6, Warszawa 1913.
656. Miklaszewski St. Gleby z powiatu Jędrzejowskiego, Miechowskiego i Pińczowskiego. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 6, Warszawa 1918.
657. Miklaszewski St. Materiały do znajomości gleb Świętokrzyskich. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 7, Warszawa 1913.
658. Miklaszewski St. Gleby w okolicach Wielunia, *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 7, Warszawa 1913.
659. Miklaszewski St. Lessy w Sandomierskim. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 8, Warszawa 1913.
660. Miklaszewski St. Gleby w okolicach Łęczycy. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 9, Warszawa 1913.
661. Miklaszewski St. Gleby w okolicach Złotego Potoku. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 4, 9, Warszawa 1913.
662. Miklaszewski St. Gleby między Radomiem i Iłżą.
663. Miklaszewski St. Gleby powiatu Konstantynowskiego.
664. Miklaszewski St. przyczynek do występowania typów gleb na ziemiach polskich (Contribution à la connaissance des formes et de la structure des types de sols de l'ancien Royaume de Pologne). *Pam. Fizjogr.* 22, pp. 1—12, 19 tabl., Warszawa 1914.
665. Miklaszewski St. Gleby Polski. pp. 1—638, 90 tabl. Warszawa 1930.
666. Mikołajski J. O powstaniu tzw. pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (Über die Entstehung des sog. Warschau-Berliner Urstromtales). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach.*, z. 2/3, pp. 53—88, Poznań 1927.
667. Mikołajski J. Morfologia Polskiego Pomorza. *Inst. Bałtycki*, pp. 3—26, Ser. Balticum, Toruń 1929.
668. Mikołajski J. Z morfologii wybrzeża wyspy Wolin. *Przegl. Geogr.* t. 2, pp. 245—251, Warszawa 1948.
669. Missuna A. Materiały k izuczeniu lednikowych otłóżeńij Biełorussi i Litowskawo kraja, pp. 72, Moskwa 1902.

670. Missuna A. Przyczynek do geologii Nowogródzkiego powiatu gubernii Mińskiej. *Kosmos* t. 35, pp. 47, 1 mapa, Lwów 1910.
671. Mizerja W. Z geologii okolic Żyrardowa i Błonia (A contribution to the geology of the neighbourhood of Żyrardów and Błonie). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 39, pp. 7–28, 1 mapa 1:100 000, Warszawa 1947.
672. Młodziejowski J. Krajobraz geograficzny doliny Pańszczyca w Tatrach (The landscape of the valley Pańszczyca in the Tatra Mountains). *Ochr. Przyr.* 14, pp. 158–168, il. Kraków 1934.
673. Młodziejowski J. Morfologia glacialna „Siwych Sadów“ w dolinie Kościeliskiej w Tatrach (La morphologie glaciaire de „Siwe Sady“ dans la vallée Kościeliska, Tatra occidental). *Wiadom. Służby Geogr.* pp. 510–535, il. Warszawa 1934.
674. Młodziejowski J. Rola „kwarcytów“ permo-triasowych w krajobrazie tatrzańskim (Sur l'importance des quartzites permo-triasiques dans le paysage de Monts Tatra). *Kosmos A*, t. 57, 2, pp. 355–377, il. Lwów 1934.
675. Młodziejowski J. „Smreczyny“ w dolinie kościeliskiej („Smreczyny“ Wild Life Reservation in the Tatra). *Ochr. Przyr.* 16, pp. 88–95, il. Kraków 1936.
676. Mossoczy Z. Sprawozdanie z badań geologicznych na zachód od Częstochowy w r. 1946 (Report on geological research west of Częstochowa, Central Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 31, pp. 43–52, Warszawa 1947.
677. Mościcki K. Gleby okolicy Mikołowa w powiecie Lubaczowskim. *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 42, cz. 4, pp. 3–48, Kraków 1908.
678. Musierowicz A. Studia nad glebami połoninowymi pasma gór „Baba Ludowa“ (Über die Untersuchungen der Bergwiesenböden in der Gebirgskette „Baba Ludowa“). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* 46, pp. 169–201, 1 tabl., 1 mapa, Poznań 1939.
679. Musierowicz A. Chalk rendzinas on the northern border of Podole (Notatka). *Pol. Akad. Umiej. Wykaz prac z działy nauk mat.-przyr. w latach 1938–1945*, pp. 192–193, Kraków 1947.
680. Musierowicz A., Wondrausch A. Rędziny północnej krawędzi Podola (Die Rendzinen von Nord-Rand Podoliens). *Kosmos A*, t. 61, pp. 31–70, il. Lwów 1936.
681. Namysłowski B. O dyluwialnych okrzemkach z pod Poznania (Sur les fossiles Diatomées quaternaires des environs de Poznań). *Kosmos* t. 46, 1921, pp. 607–611, Lwów 1922.
682. Nechay W. Dyluwium pojezierza Dobrzyńskiego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 10, pp. 2–3, Warszawa 1925.
683. Nechay W. Utwory lodowcowe ziemi Dobrzyńskiej (Les sédiments glaciaires dans le pays de Dobrzyń). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 4, pp. 61–144, 10 tabl. Warszawa 1927.
684. Nechay W. Jeziora polodowcowe w Polsce. *Przyr. i Techn.* 6, pp. 311–324, il. Lwów 1927.
685. Nechay W. Uwagi o genezie jezior rynnowych i jeziorek dyluwialnych (oczek). *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow.* 1927, *Pamiętniki* t. 1 pp. 332–333, Kraków 1929.
686. Nechay W. Sur les courants dans le glacier continental. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow.* 1927, *Pamiętniki* t. 1, pp. 333–337, Kraków 1929.

687. Nechay W. Studia nad genezą jezior Dobrzyńskich (Étude sur la genèse des lacs de Dobrzyń). *Przegl. Geogr.* t. 12, pp. 124—177, 1 mapa; oraz *Zakł. Geogr. Univ. Warsz. Prace* 17, Warszawa 1932.
688. Nechay W. Spostrzeżenia dotyczące dyluwium południowej części Śląska Górnego (Beobachtungen über das Diluvium im südlichen Teile Oberschlesiens). *Wiadom. Geogr.* 17, pp. 3—13, 11—12, Kraków 1939.
689. Nestorowicz M. Materiały do budowy i utrzymania dróg w Polsce. *Przegl. Techn.* 62, pp. 459—461, 471—474, 491—494, 506—509, il. Warszawa 1924.
690. Nida St. Die Rendzinen von Polessie. *Mater. Pozn. Gleb Pol.* t. 2, pp. 124—156, Puławy 1932.
691. Niedźwiedzki J. Przyczynek do geologii okolicy Krakowa. *Kosmos* t. 25, pp. 391—398, Lwów 1900.
692. Niedźwiedzki J. Przyczynek do geologii Karpat przemyskich. *Kosmos* t. 26, pp. 214—231, 538—555. Lwów 1901.
693. Niezabitowski-Lubicz E. Das fossile Renntier in Galizien sowie seine Rassen- und Artzugehörigkeit. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.* B, pp. 56—73, 2 tabl., Kraków 1914.
694. Niezabitowski-Lubicz E. Wysokie torfowiska Podhala i konieczność ich ochrony (Les tourbières bombées au pied de Tatra et la nécessité de leur protection). *Ochr. Przyr.* 3, pp. 26—24, 2 tabl. il. Kraków 1922.
695. Niezabitowski-Lubicz E. Przyczynek do znajomości kóz kopalnych w Polsce (Contribution à la connaissance de chèvres fossiles en Pologne). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 12, pp. 335—347, 2 tabl., Poznań 1924.
696. Niezabitowski-Lubicz E. Les restes du lion des cavernes (Felix leo var. spelaea Goldfuss) en Pologne. *Poznań, Soc. des amis des Sci. Bull.* B, pp. 1—8, 1 tabl., Poznań 1925.
697. Niezabitowski-Lubicz E. Szczątki nosorożca włochatego (Rhinoceros antiquitatis Blum.) znalezione na ziemi wielkopolskiej (Les débris du Rhinoceros antiquitatis Blum. trouvés sur les territoires de la Grande Pologne). *Muzeum Wielkopolskie* 2, 1924, pp. 1—52, 4 tabl. Poznań 1926.
698. Niezabitowski-Lubicz E. Szczątki foki grenlandzkiej neolitycznej (Phoca, Pagophoca, groenlandica, neolithica n. s. sp.) z polskiego wybrzeża Bałtyku. *Muzeum Wielkopolskie* r. 4, pp. 44—99, 12 tabl. Poznań 1928.
699. Niezabitowski-Lubicz E. Interglacjał w Szelażu pod Poznaniem. II. Fauna pokładów drugiego okresu międzylodowcowego w Szelażu (Interglazial in Szelaż bei Posen. II. Die Fauna der Schichten des zweiten Interglazials in Szelaż). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 63, pp. 51—70, il. Kraków 1930.
700. Niezabitowski-Lubicz E. Szczątki kopalne żubra (Bison bonasus L.) na ziemiach Polski (Die fossilen Reste vom Wisent in Polen). *Rocznik Nauk Rcln. Leśn.* t. 26, pp. 7—50, il. Poznań 1931.
701. Niezabitowski-Lubicz E. Lagopus lagopus L. et Lagopus mutus Montin ainsi que la faune qui les accompagne dans le Quaternaire de la Pologne. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, z. 2, pp. 179—192, 1 tabl., Kraków 1932.
702. Niezabitowski-Lubicz E. Czaszka jelenia olbrzymiego — Cervus euryceros Ald. — z nieprawidłowymi rogami z Barycza nad Sanem. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 7, pp. 95—96, Poznań 1933.

703. Niezabitowski-Lubicz E. Szczątki kopalne żubra z Wielkopolski. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 29, pp. 76, Poznań 1937.
704. Niezabitowski-Lubicz E. O kilku ciekawszych szczątkach kopalnych zwierząt ssących Polski. *Pozn. Tow. Nauk, Sprawozd.* 29, pp. 77—78, Poznań 1937.
705. Niezabitowski-Lubicz E. Szczątki kopalne żubra z Wielkopolski (Über die fossilen Überreste eines aus Grosspolen stammenden Wiesentes). *Kosmos A*, t. 63, pp. 459—444, il. Lwów 1938.
706. Niezabitowski-Lubicz E. O kilku ciekawszych szczątkach kopalnych zwierząt Polski (Über einige bemerkenswerte fossile Reste ausgestorbener Säugetiere Polens). *Kosmos A*, t. 63, pp. 431—438, 1 tabl. Lwów 1938.
- Niezabitowski-Lubicz E., patrz nr 2.
- Nipanicz A., patrz nr 95.
707. Nowak J. Bauelemente und Entwicklungsphasen des Bug-Tieflandes. *Geol. Gesell. Mitteil.* Bd. 7, pp. 235—245, Wien 1914.
708. Nowak J. Budowa geologiczna okolic Lwowa (La structure géologique des environs de Lwów). *Muzeum Dzieduszyckich, Rozpr.* 1, pp. 98—102, Lwów 1914.
709. Nowak J. Geologia Krynicy. *Kosmos t.* 49, Lwów 1924.
710. Nowak J. The limit and the direction of the advance of the ice on the Roztocze. Lwów-Tomaszów. *Pol. Tow. Geol. Rocznik t.* 8, z. 2, pp. 210—213, Kraków 1932.
711. Nowak J. Przeszłość Bałtyku. *Inst. Bałtycki. Cykl odczytów*, pp. 1—37, Toruń 1933.
712. Nowak J. Beitrag zur Herkunft der Feuersteine im Volhynischen Pleistozän. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. A*, pp. 408—414, il. Kraków 1935 — Sur la provenance des silex dans le Pleistocène de la Volhynie. *Acad. Sci. Lett. C.-R. Mens.* nr 5, p. 1. 1935. — W sprawie pochodzenia krzemieni w plejstocenie wołyńskim. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 40, pp. 148—149, Kraków 1935.
713. Nowak J., Panow E. Stosunki geologiczne wykopaliska w Staruni. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr.* 3, B. 70, pp. 8—14, il. Kraków 1930.
714. Nowak J., Panow E., Tokarski J., Szafer Wł., Stach J. The second woolly Rhinoceros from Starunia, Poland. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.*, B, pp. 1—47, 10 tabl. Cracovie 1930.
715. Nowak J., Stach J., Szafer Wł., Panow E., Tokarski J. Nosorożec w Staruni. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 35, 2, pp. 11—12, Kraków 1930.
- Obtułowicz J., patrz nr 48, 1320.
716. Ochocka J. Mapa wysokości względnych w Polsce. Streszczenie referatu. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Slow.* 1927. Kraków 1927.
717. Ochocka J. Krajobraz Polski w świetle mapy wysokości względnych (Carte des hauteurs relatives de la Pologne). *Prace Geogr. E. Romera t.* 13, pp. 1—42, 1 mapa, Lwów 1931.
718. Okniński T. Kilka cech charakterystycznych części torfowisk Nadnoteckich. *Gosp. Wodna* 8, nr 11/12, pp. 336—338, Warszawa 1948.
719. Okołowicz W. Oz szeszeński (Oos à Szeszenkinie près de Wilno). *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 3, Warszawa oraz *Prace Zakł. Geol. Geogr. Uniw. S. Batoryego, Prace t.* 16, pp. 1—5, 1 tabl., il. Wilno 1934.
720. Okołowicz W. Ozy miadziolskie. Les oos de Miadzioł. *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 3, pp. 174—180, il. Warszawa 1936.

721. Okołowicz W. Oz Szeszkiński (Oos à Szeszkinie près de Wilno). *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 3, pp. 169—173, il. Warszawa 1936.
722. Okołowicz W. Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii. *Przeł. Geogr.* t. 21, pp. 83—91, Warszawa 1947.
723. Okołowicz W. Surowce ceramiczne okolic Torunia. *Mater. Budowl. Rocznik* t. 5, Poznań 1948.
724. Okołowicz W. Opis geograficzny wydmy Zadroże (The geographical description of the dune Zadroże). *Studia Soc. Sci. Toruń, Supl. I*, 1949, Toruń 1949.
725. Okołowicz W. Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza. *Czasop. Geogr.* 18, pp. 279—290, Wrocław 1949.
- Okołowicz W., patrz nr 168, 257.
726. Ołtuszewski W. Badania statystyczno-pyłkowe nad torfowiskami w okolicy Łodzi. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 13, za lata 1945—1946, z. 1, pp. 86—88, Poznań 1946.
727. Ołtuszewski W. Badania pyłkowe nad torfowiskami dolnej Łaby. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 1, pp. 173—174, Poznań 1948.
728. Opolski Z. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1936, na arkuszu Ustrzyki Dolne. *Państw. Inst. Geol. Posiedz.* 48, p. 29, Warszawa 1937.
729. O przekopie Wisły pod Krakowem. *Tygodnik Roln.* 43, 1904.
- Ormicki W., patrz nr 1052.
730. Ostromecki J. Erozja gleb jako zagadnienie melioracyjne. *Gosp. Wodna* 7, nr 4 i 5, pp. 192—201 i 255—265, il. Warszawa 1947.
- Pankiewicz B., patrz nr 1201, 1209.
- Panow E., patrz nr 713—715.
731. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych 1921 r. w Tatrach i okolicach Inowłódza nad Pilicą. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 2, pp. 2—3, Warszawa 1922.
732. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Przedbórz. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 8, pp. 2—3, Warszawa 1924.
733. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań geologicznych w granicach arkusza Przedbórz i Opoczno oraz w Tatrach. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 10, pp. 7—8, Warszawa 1925.
734. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w lecie 1925 r. na arkuszu Przedbórz. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 13, pp. 6—7, Warszawa 1925.
735. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 na arkuszu Opoczno. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 22/23, pp. 4—6, Warszawa 1929.
736. Passendorfer E. O utworach interglacjalnych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim (The interglacial formations in Olszewice near Tomaszów in Central Poland). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 64, pp. 49—56, il. Kraków 1930.
737. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1929 na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 25, pp. 21—26, Warszawa 1930.

738. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1930 na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 28, pp. 18—20, Warszawa 1930.
739. Passendorfer E. Interglacjał w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim, profil kompletny (The Interglacial in Olszewice near Tomaszów Mazowiecki, Central Poland). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 65, pp. 67—81, Kraków 1931.
740. Passendorfer E. Interglacjał w Bedlnie koło Końskich. Warunki geologiczne występowania utworów interglacialnych w Bedlnie (The Interglacial in Bedlno near Końskie, geol. description). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 65, pp. 97—106, Kraków 1931.
741. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Tatrach w lecie 1932 r. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 34, pp. 16—17, Warszawa 1932.
742. Passendorfer E. Über die Schichtenstörungen im Diluvialprofil in Główna bei Poznań. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, z. 2, pp. 201—204, Kraków 1932.
743. Passendorfer E. Jak powstały Tatry, il. *Książnica-Atlas*, pp. 1—116, Lwów 1934
744. Passendorfer E. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych na arkuszu Opoczno i w Tatrach w r. 1934. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 41, Warszawa 1935.
745. Passendorfer E. Jak powstał Bałtyk. *Bibl. Toruńska*, pp. 1—39 (popularne), Toruń 1946, II wydanie 1949.
746. Passendorfer E. Zarys budowy geologicznej Wilna i okolic (Sur la structure géologique de Wilno et de ses environs). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 16, pp. 53—125, 1 mapa 1 : 100 000, il. Kraków 1946.
747. Passendorfer E., Zabłocki J. O trzeciorzędowych i czwartorzędowych utworach brzegu Bałtyku pomiędzy Wielką Wsią a Jastrzębią Górą (Sur le Tertiaire et Quaternaire du bord baltique entre Wielka Wieś et Jastrzębia Góra). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 16, pp. 169—176, Kraków 1946.
748. Passendorfer E., Outline of the geological constitution of Wilno and its neighbourhood (notatka). *Pol. Akad. Umiej. Wykaz prac z działu nauk mat.-przyr. w latach 1939—1945*, pp. 194—195, Kraków 1947.
749. Passendorfer E., Zdjęcie geologiczne okolic Torunia (Sur le levé géologique des environs de Toruń). *Przeegl. Geogr.* t. 21, z. 3/4, Warszawa 1948.
750. Passendorfer E., Zarys budowy geologicznej Wilna i okolicy (Sur la structure géologique de Wilno et des ses environs). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*: t. 16, Kraków 1946.
751. Passendorfer E. Z przeszłości geologicznej Pomorza (popularne). Toruń 1949.
Passendorfer E. patrz nr 159, 521, 522, 1321.
752. Paszewski A. Analiza pyłkowa torfu międzylodowcowego z Szeląga pod Poznaniem. *Przyr. i Techn.* 6, pp. 135—136, Lwów 1927.
753. Paszewski A. Pollenanalytische Untersuchung einiger Moore in Nord-west Polen. *Acta Soc. Botan. Pol.* 5, pp. 353—366, Warszawa 1929.
754. Paszewski A. Pollenanalytische Untersuchung d. Torfmoores in Lututów bei Wieluń. *Acta Soc. Botan. Pol.* 7, pp. 329—336, Warszawa 1930.

755. Paszewski A. Ślady interglacjału w Łańcuchowie nad Wieprzem. *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, IV, 11, Sec. B, Lublin 1950.
Paszkowski T., patrz nr 934.
756. Patla A. Polskie Zagłębie Kamienne (Bassin Polonais de pierres de construction). *Przegl. Gór.-Hutn.* 30, pp. 373—385, il. Katowice 1938.
757. Pawłowski M. B. Caractéristique géobotanique générale des Monts de Czywczyn. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern. Ser. B*, (1947), nos 1—10, pp. 71—104, 13 il., 2 mapy, 4 tabl. Kraków 1947.
758. Pawłowski St. O morenie lodowcowej w Czystkach pod Nowym Miastem. *Kosmos* t. 35, pp. 1050, Lwów 1910.
759. Pawłowski St. Z geografii okolic Lwowa (Esquisse géographique des environs de Lwów). *Muzeum Dzieduszyckich Rozpr.* 1, pp. 95—98, Lwów 1914.
760. Pawłowski St. Z morfologii Pienińskiego pasa skałek (Sur la morphologie de Klippes des Pienines). *Kosmos* t. 40, pp. 111—140, Lwów 1915.
761. Pawłowski St. Ze studiów nad zlodowaczeniem Czarnohory (Études sur la glaciation de la Czarnohora, Carpathes orientales). *Prace Tow. Nauk. Wydz. III*, nr 10, pp. 1—61, 2 mapy, il. Warszawa 1915.
762. Pawłowski St. W sprawie wieku nowej rzeźby polskich Karpat fliszowych (Zur Frage des Alters der jüngeren Oberflächenformen der polnischen Flyschkarpathen). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 50, pp. 1—12, Kraków 1916.
763. Pawłowski St. Próba morfologicznej analizy okolic Lwowa (Un essai d'analyse morphologique des environs de Lwów). *Muzeum Dzieduszyckich Rozpr.* 2, pp. 143—168, Lwów 1917.
764. Pawłowski St. O utworach dyluwialnych w dorzeczu Mlecзки (powiat Przeworski i Jarosławski). (Das nördliche Diluvium im Mleczka Gebiet, Bezirke Przeworsk und Jaroslaw). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* 53—54, pp. 1—11, Kraków 1920.
765. Pawłowski St. O jeziorcach dyluwialnych na południowej krawędzi zlodowacenia (Les petits lacs quaternaires dans la zone terminale de la glaciation). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Kom. Mat.-Przyr. Prace Ser. A*, 1, 1, pp. 1—17, il. Poznań 1921.
766. Pawłowski St. O asymetrii dolin w dorzeczu Sanu (Sur la dyssymétrie des vallées dans le bassin du San). *Kosmos* t. 46, pp. 492—502, 1 mapa, Lwów 1922.
767. Pawłowski St. Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego (Caractéristique des côtes polonaises). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Kom. Mat.-przyr. Prace* 1, 2, pp. 19—118, il. Poznań 1922.
768. Pawłowski St. Nasze wybrzeże. *Ziemia* 7, pp. 8—15, Warszawa 1922.
769. Pawłowski St. O wybrzeżu i dnie morza polskiego. *Przyr. Techn.* 2, pp. 385—403, il. Lwów 1923.
770. Pawłowski St. O pojmowaniu „teras rzecznej“ w morfologii (Note sur les terrasses et les terrasses anciennes). *Kosmos* t. 48, pp. 576—583, Lwów 1924.
771. Pawłowski St. O terasach w dolinie Wisłoki (Sur les terrasses dans la vallée de la Wisłoka, Carpathes). *Pokłosie Geogr.* pp. 151—178, il. Lwów 1925.
772. Pawłowski St. O śladach zlodowacenia w Gorganach Zachodnich. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Ser. A*, Kraków 1925.

773. Pawłowski St. Kilka spostrzeżeń nad utworami lodowcowymi w powiecie Kępińskim (Einige Bemerkungen über glaziale Bildungen im Kreise Kępno). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach.* z. 1, pp. 45—47, il. Poznań 1926.
774. Pawłowski St. O systemie odwodnień dyluwialnych i poddyluwialnych na terenie Wielkopolski. *XII Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich 1925. Księga Pamiątkowa*, pp. 111—112, Warszawa 1926.
775. Pawłowski St. Sur les traces glaciaires dans les Gorganes occidentales (Karpatés polonaises). *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. A*, 1925, pp. 369—375, 1 mapa, 4 tabl. Cracovie 1926.
776. Pawłowski St. Krajobraz drumlinowy okolic Kobrynia (Die Drumlinlandschaft in der Umgebung von Kobryń). *Przegl. Geogr.* t. 7, pp. 44—54, il. Warszawa 1927.
777. Pawłowski St. Les traces glaciaires dans la Bratkowska, Gorganes Orientales. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Streszczenie referatu*, p. 1, Kraków 1927.
778. Pawłowski St. Krajobraz Katowice-Poznań (Le paysage entre Katowice et Poznań). *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Przewodnik Kongr.* pp. 100—106, Kraków 1927.
779. Pawłowski St. Wycieczka geologiczno-morfologiczna w okolicy Poznania (La géologie et la morphologie des environs de Poznań). *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Przewodnik Kongr.*, pp. 116—118, Kraków 1927.
780. Pawłowski St. Krajobraz Poznań-Gdynia (Le paysage entre Poznań et Gdynia). *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Przewodnik Kongr.* pp. 118—126, Kraków 1927.
781. Pawłowski St. Pobrzeże polskie; wycieczka geograficzno-morfologiczna. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. Przewodnik Kongr.*, pp. 128—130, Kraków 1927.
782. Pawłowski St. Czy istnieją L_3 i L_4 w Polsce? (Entsprechen die Eiszeiten Polens d. dritten u vierten alpinen Vergletscherungen?). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 5, pp. 1—20, Kraków 1928.
783. Pawłowski St. Interglacial w Szelażu pod Poznaniem. I. Warunki występowania interglacjalu poznańskiego (Interglazial in Szelaż bei Posen. I. Die Bodenverhältnisse des Posener Interglazials). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 63, pp. 39—49, 2 tabl. Kraków 1929.
784. Pawłowski St. Południowo-poznański obszar wydmowy. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk* 63, pp. 39—49, 2 tabl. Kraków 1929.
785. Pawłowski St. Geograficzny krajobraz i położenie Poznania. *Księga pamiątkowa m. Poznania*, Poznań 1929.
786. Pawłowski St. Les traces glaciaires dans la Bratkowska. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927, Pamiątniki* t. 1, pp. 338—339, Kraków 1929.
787. Pawłowski St. Kryteria morfologiczne i inne w ocenie dyluwium Danii i Polski (Aus dem Gebiete der Diluvialmorphologie Dänemarks u. Polens). *Kosmos*, Ser. A, t. 55, pp. 303—338, il. Lwów 1930.
788. Pawłowski St. Les terrasses pléistocènes en Pologne. *Commis. des Terrasses Pliocène et Pleistocènes. Deuxième rapport*, pp. 108—112, Florence 1930.
789. Pawłowski St. Zjawiska krasowe na Polesiu (Les phénomènes carstiques en Polesie). *Czasop. Geogr.* 8, pp. 172—174, Lwów 1930.
790. Pawłowski St. Fauna łąk Polesia południowego. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 3, p. 71, Poznań 1930.

791. Pa w ł o w s k i St. O tzw. spiaszczonej morenie dennej Polesia południowego. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 3, pp. 72—73, Poznań 1930.
792. Pa w ł o w s k i St. O kształtach powierzchni i o podziale Wielkopolski (Über die Bodengestalt u. Gliederung Grosspolens). *Bud. Geogr. Pol. Ptn.-Zach.* z. 6/7, pp. 137—172, il. Poznań 1931.
793. Pa w ł o w s k i St. Rzut oka na ukształtowanie Pomorza. *Czasop. Geogr.* 9, pp. 257—268, il. Lwów 1931.
794. Pa w ł o w s k i St. Dwa wielkie głazy narzutowe w Ostrzeszowskim (Two large erratic boulders in the district of Ostrzeszów). *Okręg. Kom. Ochr. Przyr. na Wielkopolskę*, 1931.
795. Pa w ł o w s k i St. La glaciation nordique en Pologne d'après les recherches nouvelles. *III Congrès Géogr. Etnogr. Slaves 1930, C.-R.* pp. 75—79, Beograd 1933.
796. Pa w ł o w s k i St. Z badań nad zlodowaceniem Polskich Karpat (Les études glaciaires dans les Karpates polonaises). *Czasop. Geogr.* 11, pp. 1—5 il. Lwów 1933.
797. Pa w ł o w s k i St. Terasy w dolinie górnej Raby (Les terrasses dans la vallée de la haute Raba). *Czasop. Geogr.* 11, pp. 36—41, Lwów 1933.
798. Pa w ł o w s k i St. La Poméranie et le littoral de la mer Baltique. *Congrès Intern. de Géographie 1934. Guide des Excursions.* B. 2, p. 1—82, il. Warszawa 1934.
799. Pa w ł o w s k i St. Les Karpates à l'époque glaciaire. *Congrès Intern. de Géographie 1934. Résumés des Communic.*, pp. 36—37, Warszawa 1934.
800. Pa w ł o w s k i St. Note préliminaire sur le Quaternaire de la Polésie méridionale. *Congrès Intern. de Géographie 1934, Résumés des Communic.* pp. 37—38, Warszawa 1934.
801. Pa w ł o w s k i St. Note préliminaire sur le Quaternaire de la Polésie Méridionale. *Congrès Intern. de Géographie 1934. C.-R.* 2, pp. 75—79. Warszawa 1936.
802. Pa w ł o w s k i St. Wydma a droga. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 9, pp. 122—123, Poznań 1935.
803. Pa w ł o w s k i St. Les Karpates à l'époque glaciaire. *Congrès Intern. de Géographie C.-R.* 2, pp. 89—141, 1 mapa, Warszawa 1936.
804. Pa w ł o w s k i St. Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza. *Pol. Tow. Krajozn. Słownik Geograficzny* 1, col. 10—29, il. Warszawa (1937).
805. Pa w ł o w s k i St. Uwagi o utworach dyluwialnych nad środkowym i dolnym Sanem (Über die Diluvialbildungen im mittleren und niederen Santale). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 32, pp. 118—128, Poznań 1938.
806. Pa w ł o w s k i St. Sprawozdanie i uwagi o III Międzynarodowej Konferencji Dyluwialnej w Wiedniu. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 13, Kraków 1938.
807. Pa w ł o w s k i St. Bemerkungen über die Vergletscherung der Karpathen. *III Intern. Quartär-Konferenz, Wien 1936, Verhandlungen*, pp. 133—136, Wien 1938.
808. Pa w ł o w s k i St. Sur la Morphologie de la lisière méridionale du plateau du Lublin (Charakterystyka morfologiczna południowej krawędzi wyżyny Lubelskiej). *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* A, pp. 367—372, il. Kraków 1938.

809. Pawłowski St., Pokorny W. Studia lodowcowe w górach Rodniańskich. *X Zjazd Polskich Przyrodników i Lekarzy we Lwowie, Sprawozd.* Wyd. prof. dr W. Sieradzki 1907/08.
Pawłowski St. patrz nr 483.
810. Pazdro Z. Szkic geologiczny Liwocza. *Kosmos* t. 51, 1926, pp. 393—409, Lwów 1927.
811. Pazdro Z. Stosunki geologiczne okolic Brzostka. *Lwow. Tow. Nauk. Sprawozd.* pp. 50—52, Lwów 1928.
812. Pazdro Z. Z badań geologicznych w okolicy Brzostka (Études géologiques dans les environs de Brzostek). *Kosmos* t. 53, 1928, pp. 887—903, 1 mapa, il. Lwów 1929.
813. Pazdro Z. Geologiczne dzieje Bałtyku. *Technika Morza i Wybrzeża* 1947, nr 7/8, pp. 1—5,5 il. (popularne), Gdańsk 1947.
812. Pazdro Z. Półwysep Hel i jego geneza. *Technika Morza i Wybrzeża* 1948, nr 1, il. Gdańsk 1948.
815. Piasecki D. Z badań nad morfologią okolic Krzemieńca (About the morphology of the environments of Krzemieniec). *Kosmos A*, pp. 613—638, il. Lwów 1937.
816. Piech K. Flora warstw międzylodowcowych okolicy Szczercowa, Dzbanek Kościuszkowskich i niektórych innych miejscowości w dorzeczu środkowej Warty. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 6, 1929, pp. 393—399, Kraków 1930.
817. Piech K. Das Interglazial von Szczerców östlich von Wieluń, Wojewodschaft Łódź. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 7, 1, pp. 51—132, 3 tabl. Kraków 1932.
818. Piech K. Z badań nad dyluwium południowo-zachodniej części środkowej Polski. II. Utwory międzylodowcowe w Szczercowie, woj. łódzkie (Zur Kenntnis des Diluviums im süd-westlichen Mittelpolen, II. Das Interglazial von Szczerców, Wojew. Łódź). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, z. 2, Kraków 1932.
819. Piech K., Premik J. Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, Kraków 1929.
820. Pietkiewicz St. Les terrasses du cours supérieur de la Hańcza. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927*, Streszczenie referatu, pp. 2, Kraków 1927.
821. Pietkiewicz St. Pojezierze Suwalszczyzny Zachodniej (Esquisse morphologique de la partie occidentale du district de Suwałki). *Przeegl. Geogr.* t. 8, pp. 168—222, 1 mapa, Warszawa 1928.
822. Pietkiewicz St. Les terrasses du cours supérieur de la Hańcza. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927*, *Pamiętniki* t. 1, pp. 209—212, il. Kraków 1929.
823. Pietkiewicz St. Wycieczki: Na jeziora Grodzieńskie. Na pogranicze Wołynia i Polesia. Wycieczka w dolinę Prutu i na Podole. Wycieczka w dolinę Kamiennej i do Sandomierza. W pasmo Orłowińsko-Ociesęskie. W okolicy Mławy, Brodnicy, Sierpca i Raciąża. W okolicy Ostrzeszowa, Wielunia i Łodzi. Do południowej części Gór Świętokrzyskich. *Przeegl. Geogr.* t. 14, pp. 223—239, il. Warszawa 1935.
824. Pietkiewicz St. Podział morfologiczny Polski północnej i środkowej. *Czasop. Geogr.* 18, pp. 123—165, Wrocław 1948.
825. Piotrowski H. L. Gliny pasa tychowskiego na północnym stoku Gór Świętokrzyskich (Die jurassischen Tone am nördlichen Abhänge des polnischen Mittelgebirges). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 9, pp. 39—51, Warszawa 1939.
- Piszczyk J., patrz nr 96.

826. Poborski Cz. Zaleganie złóż i kopalnictwo węgla brunatnego w Zachodniej Polsce. *Węgiel brunatny w zachodniej Polsce*, Katowice 1949.
827. Poborski J. Nowsze materiały do geologii złóż solnych w Wielkopolsce (Recent contributions to the geology of salt beds in western Poland). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 36, Warszawa 1947.
828. Podobiński Wł. Zagadnienie torfu w Polsce. *Ogólnopolski Informator. Przem. Miejsc.* 1948, nr 12/13, pp. 3—5 oraz *Spółdz. Przegl. Bank.* 1948, nr 3, pp. 230—235, Warszawa 1948.
Pokorny W., patrz nr 809.
829. Polański J. Lessy warstwowe w świetle archeologicznych badań Ludwika Sawickiego. *Wiadom. Archeol.* 10, pp. 119.
830. Poliński Wł. Quartäre Mollusken aus den Tonen von Ludwinów bei Krakau. *Pol. Akad. Umiej. Bull. Intern. Ser. B* pp. 716—730, Kraków 1914.
831. Poliński Wł. O faunie malakozoologicznej utworów czwartorzędowych na Żoliborzu w Warszawie. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 16, pp. 6—8, Warszawa 1927.
832. Poliński Wł. Ślimaki z dyluwium Kielc. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 17, pp. 21—22, Warszawa 1927.
833. Pomianowski. Jeziora Pomorskie. *Czasop. Techn.* 22, pp. 108, Lwów 1904.
834. Potęga E. Łódzkie głązy narzutowe. *Czasop. Przyr.* Łódź 1930.
835. Pożaryska K. Uwagi o tarasach. (Rozdział w pracy Z. Sujkowskiego pt. „Serie szypockie na Huculszczyźnie“). *Państw. Inst. Geol. Prace* 3/2, pp. 79—87, Warszawa 1938.
836. Pożaryska K. Prace geologiczne wykonane w 1938 r. na arkuszu Solec. (Travaux géologiques exécutés en 1938 pour la feuille de Solec). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 15, pp. 73—75, Warszawa 1939.
837. Pożaryska K. Stratygrafia plejstocenu w dolinie Dolnej Kamiennej (Stratigraphy of Pleistocene of the Lower Kamienna valley). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 52, pp. 1—91, 3 mapy i profil, Warszawa 1948.
Prawocheński R., patrz nr 275.
838. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w lecie 1922 r. w okolicach Wielunia, Kalisza i Sieradza. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 5, pp. 10—12, Warszawa 1923.
839. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Olewina, Kraszkowic, Burzenina, Widawy i Szczercowa. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.*, pp. 3—4, Warszawa 1924.
840. Premik J. Spostrzeżenia nad utworami lodowcowymi w dorzeczu Warty. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 8, pp. 5, Warszawa 1924.
841. Premik J. Warstwy glaukonitowe i kordatowe w Wieluniu i Lipiu (Les couches glauconieuses et les couches à *C. cordatum* à Wieluń et à Lipie). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 2, pp. 359—373, il. Warszawa 1924.
842. Premik J. O zastoisku widawskim (Sur le lac endigué glaciaire de Widawa). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 2, pp. 419—429, il. Warszawa 1924.
843. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1924 w powiecie Wieluńskim oraz nad górną i środkową Widawką. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 10, 1924, pp. 8—11, Warszawa 1925.
844. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1925 na obszarze Praszki, Rudnik, Komornik i Działoszyna. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 13, pp. 7—9, Warszawa 1925.

845. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1926 na arkuszu Wieluń oraz wzdłuż nowowybudowanej kolei Podzamcze-Wieluń-Kalety. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 16, pp. 12—13, Warszawa 1927.
846. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1927 na obszarze arkuszy Krzepice i Częstochowa. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 19/20, pp. 8—9, Warszawa 1928.
847. Premik J. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1928 na obszarze arkuszy Krzepice i Częstochowa. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 22/23, pp. 6—7, Warszawa 1928.
848. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, dokonanych w r. 1929 na obszarze Kłobucka, Wręcycy, Rudnik i nad środkową Widawką. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 25, pp. 26—32, Warszawa 1930.
849. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1930 na arkuszu Częstochowa w okolicy Szarlejki, Łojek, Gnaszyna oraz na arkuszu Koziegłowy, w okolicy Kozichgłówek i Aleksandrii. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 28, pp. 20—24, Warszawa 1930.
850. Premik J. Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. I. O utworach preglacjalnych, glacialnych i interglacjalnych w dorzeczu środkowej Warty, Widawki i Proсны. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 6, pp. 382—392, Kraków 1930.
851. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1931 w najbliższej okolicy Częstochowy oraz arkusza Koziegłowy w okolicy Chornia, Poraja, Gężyn i Siedlec. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 31, pp. 15—19, Warszawa 1931.
852. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932 na arkuszu Woźniki, Częstochowa i Szczerców. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 34, pp. 13—16, Warszawa 1932.
853. Premik J. Über die Ausbildung und Gliederung d. Diluviums im südwestlichen Teil Mittelpolens. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, 2, pp. 1—50, 1 mapa, 2 tabl. Kraków 1932.
854. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1933 na arkuszu Częstochowa oraz Woźniki. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 37, pp. 8—11, Warszawa 1933.
855. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1934, na arkuszu Koziegłowy oraz Częstochowa. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 41, pp. 16—17, Warszawa 1935.
856. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1935 na arkuszu Częstochowa. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 44, pp. 12—13, Warszawa 1936.
857. Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1936 na arkuszu Częstochowa oraz Woźniki. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 47, pp. 13—15, Warszawa 1937.
858. Premik J. Diluvial rocks in the regions of Tarnów, Grabiny, Szczucin, Mielec, Kolbuszowa, Szczepanowice and Baranów Sandomierski (mapa Pilzno, Tarnów, Stopnica, Mielec) (Notatka). *Pol. Akad. Umiej. Wykaz prac z działu mat.-przyr. wykonanych w Polsce w latach 1939—1945*, pp. 195—196, Kraków 1947.

859. Premik J. Diluvial rocks in the area of Częstochowa, Koniecpol, Włoszczowa and Małogoszcz (Notatka). *Pol. Akad. Umiej. Wykaz Prac z działu mat.-przyr. wykonanych w Polsce w latach 1930—1945*, pp. 190—200, Kraków 1947.
Premik J., patrz nr 819.
- Priebe M., patrz nr 440.
860. Prószyński M. Szkic geologii miasta Brześcia nad Bugiem. *Postępy prac przy Melioracji Polesia. Sprawozdanie za lata 1931—1932*, Brześć n. Bugiem.
861. Prószyński M. Przewodnie zespoły malakologiczne z osadów słodkowodnych. *XIV Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich, Pamiętnik*, Poznań 1933.
862. Prószyński M. Materiały do geologii i hydrogeologii, profile 19 otworów z r. 1947. *Mater. zgrom. w Prac. Fizjogr. Dyr. Plan. Przestrz. Biura Od-budowy Stolicy*, pp. 2, nlb., 11, 29, Warszawa 1948 (maszynopis powielany).
863. Prószyński M. Sposób rozbioru uziarnienia gruntu (gleby), pp. 1—34, (maszynopis powielany). *Mikrotechnika*, Warszawa 1949.
864. Prószyński M., Rühle E. Jeziora rynnowe pod Grodnem w pradolinie Kotry i Rotniczanki (Les lacs d'origine glaciaire dans une vallée des environs de Grodno). *Przeegl. Geogr.* t. 13, pp. 127—157, 1 mapa; *Zakł. Geogr. Univ. Warsz. Prace* 20, Warszawa 1933.
865. Przemyski K. Nieborowski teren wydmowy (Le terrain éolien de Nieborów). *Przeegl. Geogr.* t. 7, z. 2, pp. 76—91, il. Warszawa 1927.
866. Przepiórski W. Glacial and fluvioglacial formations in the southern Lwów district. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, z. 2, pp. 224—226, Kraków 1932.
867. Przepiórski W. Dyluwium na płaskowyżu Chyrowsko-Lwowskim (Diluviale Gebilde zwischen Lwów und Chyrów). *Kosmos A*, t. 63, pp. 183—240. il. Lwów 1938.
868. Przesmycki P. Ślady epoki lodowej w Zagłębiu Dąbrowskim. *Przeegl. Górn. Hutn.* 12, pp. 200—201, Dąbrowa Górnicza 1920.
869. Przesmycki P. Źródła rzek Przemszy i Szreniawy. *Przeegl. Górn.-Hutn.* 13, pp. 452—453. il. Dąbrowa Górnicza 1921.
870. Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Oprac. J. Lewiński. A. Łuniewski, St. Małkowski, J. Samsonowicz. *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Oddz. Warsz.* pp. 1—183, 1 mapa 1 : 200 000, 25 tabl. Warszawa 1927.
871. Ptaszycki M. Sprawozdanie z badań torfowych na środkowym Pobużu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 6, pp. 5—6, Warszawa 1923.
872. Ptaszycki M. Sprawozdanie z badań torfowych, wykonanych w źródłiskach Narwi i Jasiołdy w r. 1923. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 9, pp. 15—66, Warszawa 1924.
873. Ptaszycki M. Sprawozdanie z prac torfowych w r. 1924 w woj. Pomorskim, Białostockim i Poleskim. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 11, pp. 19—21, Warszawa 1925.
874. Ptaszycki M. Sprawozdanie z prac torfowych i hydrogeologicznych na terenie woj. Poleskiego i Białostockiego w r. 1925. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 15, pp. 39—42. Warszawa 1926.
875. Ptaszycki M. Notatka informacyjna o pracach torfowych wykonanych w r. 1926 na Polesiu i w woj. Nowogródzkim. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 18, p. 41, Warszawa 1927.

876. Ptaszycki M. Badania torfowe na terenie Polski Środkowej w r. 1931/32. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, pp. 98—99, Warszawa 1932.
877. Ptaszycki M. Spis torfowisk w okolicach Warszawy. *Pol. Kom. Energ.* pp. 1—24, 3 mapy. Warszawa 1935.
878. Pusch J. Geologiczny opis Polski oraz innych krajów, na północ od Karpat położonych. Dąbrowa Górnicza 1903.
879. Rabowski F. Dyluwialne martwice wapienne w Tatrach. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 27, p. 45, Warszawa 1930.
880. Radlicz H. Studium morfologiczne puszczy Kurpiowskiej (Morphologisches Studium über die Kurpie-Heide). *Przepl. Geogr.* t. 15, pp. 23—63 1 mapa, il. Warszawa 1935.
- Rakowski E., patrz nr 323.
881. Rakowski W. Narzutowe głowonogi Wielkopolski (Die Cephalopoden-Fauna in Geschieben Grosspolens). *Muzeum Wielkopolskie* r. 3, pp. 1—22, 6 tabl. Poznań 1928.
882. Rakowski W. Geologia i paleontologia miasta Poznania. *Kronika m. Poznania* 11, pp. 106—117, Poznań 1933.
883. Rakowski W. Narzutowe trylobity Wielkopolski. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* 23, p. 49; *Prace wydz. mat.-przyr.* B. 8, z. 2, pp. 1—11 il. Poznań 1935.
884. Raniecka J. Pollenanalytische Untersuchungen des Interglazial von Żoliborz in Warschau. *Acta Soc. Botan.* 7, pp. 169—182, 1 tabl. 1930.
885. Rehman A. Czym są limany i w jaki sposób powstały. *Kosmos*, t. 27 pp. 169—186, Lwów 1902.
886. Rajewska A. Morfologia pagórków Ludwikowskich. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 1934, pp. 110—112, Poznań 1934.
887. Rewieńska W. Kilka uwag o dolinie przełomowej Niemna pod Grodnem (Einige Beiträge zur Erkenntniss d. Durchbruchtales d. Niemen bei Grodno). *Przepl. Geogr.* t. 13, pp. 170—174, Warszawa 1933.
888. Richling-Kondracka W. Z morfologii zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Contribution à la morphologie de la bordure occidentale des montagnes de S-te Croix). *Wiadom. Służby Geogr.*, pp. 439—494, il. Warszawa 1937.
889. Rogala W. Przyczynek do znajomości dyluwialnych utworów Galicji. *Kosmos* t. 32, pp. 350—363, Lwów 1907.
890. Rogi jelenia jaskiniowego wydobyte z Sanu w Kurku w powiecie Przemyśkim. *Łowiec* 24, 1901.
891. Rogójski K. Badania geologiczno-rolnicze i chemiczne nad glebami gubernii płockiej. *IX Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich, Dziennik* 5, p. 118, Kraków 1900.
892. Romer E. O napływie wód gruntowych w dolinie Wisły w Galicji. *Czasop. Techn.* 18 pp. 43—45, 57—58, 80—82, 91—92, 125—126, 144—145, Lwów 1900.
893. Romer E. Wisła, dorzecze i sieć wodna. *Kosmos* t. 27, pp. 67—120, Lwów 1902.
894. Romer E. Fizyczna geografia ziem polskich. *Polska. Obrazy i opisy* z. 1, pp. 3—67, Lwów 1904.
895. Romer E. Kilka wycieczek w źródłiska Bystrzycy, Łomnicy i Cisy Czarnej. *Kosmos*, t. 29, pp. 439—503, 2 tabl. Lwów 1904.

896. Romer E. Epoka lodowa na Świdowcu. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr.* 6, A, pp. 82, 3 tabl., il. Kraków 1906.
897. Romer E. Sprawozdanie z wycieczek do wydm niżowych z poglądem na ich powstanie, *Kosmos*, Lwów 1906.
898. Romer E. Einige Bemerkungen über fossile Dünen. *Geol. R.-A. Verhandlungen*, pp. 48—55, Wien 1907.
899. Romer E. Kilka spostrzeżeń i wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem. *Kosmos* t. 32, pp. 424—440, Lwów 1907.
900. Romer E. Zur Geschichte des Dniestrtales. *Geogr. Gesell. Mitteil.*, z. 6 i 7, pp. 17, Wien 1907.
901. Romer E. W sprawie dyluwialnego wypiętrzenia Karpat — odpowiedź dr Rudnickiemu. *Kosmos* t. 32, pp. 373—378, Lwów 1907.
902. Romer E. Kilka uwag o genezie krajobrazu lodowcowego. *Kosmos* t. 34, pp. 239—262, Lwów 1909.
903. Romer E. O potężde wód i lodowców w Tatrach (L'oeuvre des eaux et des glaciers dans la Tatra). *Wierchy* 2, pp. 166—183, il. Lwów 1924.
904. Romer E. Quelques idées sur le phénomène du surreusement dans les Mts. Taty. Recueil de Travaux offert à M. Jovan. Cvijić pp. 241—252, Beograd 1924.
905. Romer E. Wycieczka glacialno-morfologiczna w Tatry. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927, Przewodnik Kongr.*, pp. 250—253, Kraków 1927.
906. Romer E. Pogląd na Tatry. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927, Przewodnik Kongr.*, pp. 229—243, Kraków 1927.
907. Romer E. Najstarszy okres lodowy w Tatrach. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Streszczenie referatu*, pp. 4, Kraków 1927.
908. Romer E. Tatrzańska epoka lodowa. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 33, 3, pp. 17—18, Kraków 1928.
909. Romer E. Najstarszy okres lodowy w Tatrach. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927, Pamiętniki* t. 1, pp. 343—344. Kraków 1929.
910. Romer E. Tatrzańska epoka lodowa (The Ice Age in the Tatra Mts.). *Prace Geogr. E. Romera* t. 11, pp. 1—186, 16 tabl., 1 mapa, Lwów 1929.
911. Romer E. Zarys moich poglądów na tatrzańską epokę lodową (Essai de mes études sur l'époque glaciaire de Mts. Tatra). *Czasop. Geogr.* 8, pp. 114—140, 1 mapa, Lwów 1930.
912. Romer E. The Ice Age in the Tatra. *Acad. Pol. Sci. Lett. Mém.* 3, A, 1, 1929, pp. 1—253, 1 mapa, 16 tabl. Cracovie 1930.
913. Romer E. Niektóre zagadnienia z morfologii plejstocenu. Zjazd pośw. zagadn. plejstocenu. *Starunia* nr 21, pp. 3—7, Kraków 1946.
914. Romer E. Niektóre zagadnienia z morfologii plejstocenu (Some morphological problems of glaciation). *Przeegl. Geogr.* t. 21, z. 1/2, pp. 93—101, Warszawa 1947.
915. Romer E. Lekcja geomorfologii na tle krajobrazu Rabki (A lecture on geomorphology on the background of the landscape of Rabka). *Czasop. Geogr.* t. 18, pp. 1—75, Wrocław 1948.
916. Rosłoński R. Zbiornik wody gruntowej w Prałkowcach nad Sanem pod Przemyślem (The underflow at the San river valley near Przemyśl, Prałkowce). *Państw. Inst. Geol. Prace* t. 1, pp. 237—275, 2 tabl., il. Warszawa 1924.

917. Rosłoński R. Z badań w czwartorzędzie Bystrzycy Łomnickiej. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 12, pp. 20—21, Warszawa 1925.
918. Rosłoński R. Wody artezyjskie w Poznańskim. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 15, pp. 53—55, Warszawa 1926.
919. Rosłoński R. Odpływ powierzchniowy i podziemny w dorzeczu Przemszy. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 15, pp. 55—57, Warszawa 1926.
920. Rosłoński R. Podział wód podziemnych oraz mineralnych. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 18, pp. 42—44, Warszawa 1927.
921. Rosłoński R. Klasyfikacja wód mineralnych Polski. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 18, pp. 45—46, Warszawa 1927.
922. Rosłoński R. Wody gruntowe na Pomorzu na lewym brzegu Wisły. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 21, pp. 47—48, Warszawa 1928.
923. Rosłoński R. Obserwacje stanów wody gruntowej w dorzeczu górnej Wereszycy w terenach wodociągowych m. Lwowa. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 24, pp. 50—53, Warszawa 1929.
924. Rosłoński R. Tymczasowe wyniki badań opadu i odpływu w dorzeczu Jasiołdy na Polesiu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 27, pp. 57—62, Warszawa 1930.
925. Rosłoński R. Szczawa w Matkowie. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 27, p. 63, Warszawa 1930.
926. Rosłoński R. Odwierty wody artezyjskiej w Okońsku na Polesiu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 27, pp. 63—64, Warszawa 1930.
927. Rosłoński R. Über Stand der Grundwasserforschung in Polen. *III Hydrol. Konferenz Baltischen Staaten*, pp. 1—5. Warszawa 1930.
928. Rosłoński R. Tworzenie się wody gruntowej na Polesiu, w dorzeczu Jasiołdy. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 42, pp. 81—84, Warszawa 1935.
929. Rosłoński R. Wody artezyjskie w Myszkowie-Mijaczowie na pld. od Częstochowy. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 45, pp. 47—48, Warszawa 1936.
930. Rosłoński R. O postępach pracy przy sporządzaniu mapy hydrogeologicznej, arkusz Łódź-Piotrków 1 : 300 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 45, p. 47, Warszawa 1936.
931. Rózkowska M. Ślimaki narzutowe Wielkopolski (Die Gasteropoden-Fauna in Geschieben Grosspolens). *Muzeum Wielkopolskie* r. 3, pp. 23—53, 4 tabl. Poznań 1928.
932. Rózkowska M. Pochodzenie skamielin narzutowych ze szczególnym uwzględnieniem Wielkopolski. *Kosmos* B, t. 53, pp. 294—311, il. Lwów 1928.
933. Różycki F. Brzeg Wisły na Bielanych pod Warszawą (Le bord de la Vistule à Bielany près de Varsovie). *Przeł. Geogr.* 9, pp. 280—296, il. Warszawa 1929.
934. Różycki F., Kobendza R., Paszkowski T. Bielany pod Warszawą. Przewodnik dla wycieczek geograficzno-przyrodniczych. *Książnica-Atlas*, Lwów — Warszawa.
935. Różycki S. Z. Interglacja Żoliborski (Das Interglazial von Żoliborz bei Warschau). *Warsz. Tow. Nauk. Wydz. III, Sprawozd.* 22, pp. 6—29, il. Warszawa 1929.
936. Różycki S. Z. Dyzlokacje dyluwialne w okolicach stacji Złoty Potok. *Wszechświat*, p. 196, Warszawa 1930.

937. Różycki S. Z. Stratygrafia kredy i dyzlokacje dyluwialne w okolicy Stacji Złoty Potok. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 38, pp. 7—9, Warszawa 1934.
938. Różycki S. Z. Próba porównania profili geochronologicznych okolic Sochaczewa i Warszawy (Essai de comparaison der profils géochronologiques des environs de Sochaczew et de Varsovie). *Kosmos*, Ser. A, t. 57, 2, pp. 339—343, 1 tabl. Lwów 1934.
939. Różycki S. Z. Przyczynki do znajomości krasu Polski (Contributions à la connaissance des phénomènes karstiques en Pologne). *Przeegl. Geogr.* t. 20, pp. 107—127, il; oraz *Zakł. Geogr. Uniw. Warsz. Prace* 26, pp. 1—36, il. Warszawa 1946.
940. Różycki S. Z. Przeglądowa mapa geologiczna Polski (General Geological Map of Poland) 1 : 300 000 Ark. Lublin, *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1946.
941. Różycki S. Z. Interglacialne łupki bitumiczne w Barkowicach Mokrych koło Sulejowa (Interglacial bituminous shales in Barkowice Mokre near Sulejów). *Przyczynki do geologii Polski. Państw. Inst. Geol. Biul.* 29, pp. 16—24, 2 tabl., 1 fig. Warszawa 1947.
942. Różycki S. Z. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski (General Geological Map of Poland) 1 : 300 000 Ark. Gdańsk. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1949.
- Różycki S. Z., patrz nr 511, 1088.
943. Rudnicki S. W sprawie doliny Dniestru. *Kosmos* t. 32, 91—92, Lwów 1907.
944. Rühle E. Jezioro Hańcza na pojezierzu Suwalskim (Der Hańcza See auf d. Suwalken Seenplatte). *Wiadom. Służby Geogr.* 6, pp. 422—445, 4 mapy, Warszawa 1932.
945. Rühle E. Morfologia i geologia wzgórz w dorzeczu górnej Prypeci (Die Anhöhen in d. Gebiete d. oberen Pripet). *Wiadom. Służby Geogr.* 7, pp. 362—390, 1 mapa, Warszawa 1933.
946. Rühle E. Zmiany hydrograficzne w środkowej części dorzecza Niemna. *Ziemia* 25, pp. 15—18. il. Warszawa 1935.
947. Rühle E. Szkic geologiczny polskiego Polesia. *Ziemia* 25, pp. 120—126, il. Warszawa 1935.
948. Rühle E. Przegląd prac melioracyjnych na Polesiu. *Czasop. Przyr.* 9, pp. 45—50, Łódź 1935.
949. Rühle E. Jeziora krasowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego (Die Karstseen im west. Teile d. volhynischen Polesie). *Rocznik Wołyński* 4, pp. 210—241, 2 mapy, il. Równe 1935.
950. Rühle E. Ślady dwóch zlodowaceń nad górną Prypecią (Die Spuren zweier Vergletscherungen über dem oberen Pripet). *Czasop. Geogr.* 14, pp. 79—83, Lwów 1936.
951. Rühle E. Utwory lodowcowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego (Die Moränenbildungen in dem westlichen Teil des Wolhynischen Polesien). *Kosmos* A, t. 62, pp. 81—105, 105—109, Lwów 1937.
952. Rühle E. Studium powiatu kowelskiego (Studium des Kreises Kowel). *Rocznik Wołyński* 5—6, 1936—1937, pp. 171—385, 385—394, 13 map, 10 tabl., il. Równe 1937.
953. Rühle E. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski (General Geological Map of Poland) 1 : 300 000 Ark. Radom. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1947.

954. Rühle E. Kartografia plejstocenu. *Starunia* nr 21, pp. 13—17, Kraków 1946.
955. Rühle E. Budowa geologiczna okolicy wsi Kornicy w powiecie Białskim (The geological structure around the village Kornica in Biała Podlaska district. Eastern Poland). *Przyczynki do geologii Polski. Państw. Inst. Geol. Biul.* 29, pp. 25—29, 1 tabl., Warszawa 1947.
956. Rühle E. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski (General Geological Map of Poland) 1 : 300 000 Ark. Kołobrzeg. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1947.
957. Rühle E. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski (General Geological Map of Poland) 1 : 300 000 Ark. Słupsk. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1948.
958. Rühle E. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski (General Geological Map of Poland) 1 : 300 000 Ark. Szczecin. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1948.
959. Rühle E. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski (General Geological Map of Poland). 1 : 300 000 Ark. Zbąszyń. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1948.
960. Rühle E. Torfowiska w Polsce (wiadom. tymczasowa). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 42, 113—115, Warszawa 1948.
961. Rühle E. Materiały Archiwum Wierceń t. I, ark. Radom. *Państw. Inst. Geol.* pp. 1—592 i 16 ark. map rozmieszczenia wierceń w skali 1 : 100 000, Warszawa 1949.
Rühle E., patrz nr 864, 1334.
962. Rutkowski F. Spostrzeżenia z dyluwium okolic Gostynina (Observations on the glacial deposits in the neighbourhood of Gostynin). *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd.* 7, pp. 645—659, 1 tabl., Warszawa 1914.
963. Rutkowski F. O morenach czołowych w powiecie Mazowieckim (g. Łomżyńska). (Sur les moraines frontales du district de Mazowieck) (gouv. de Łomża). *Pamiętnik Fizjogr.* 22, pp. 39—48, 1 tabl., Warszawa 1914.
964. Rutkowski F. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych na arkuszu Maczki mapy Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1 : 25 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 18, pp. 29—31, Warszawa 1927.
965. Rutkowski F. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1927 na arkuszu Bukowno. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 21, p. 34, Warszawa 1928.
966. Rutkowski F. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na arkuszu Chrzanów mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, pp. 45—47, Warszawa 1932.
967. Rychlicki J. Przyczynek do znajomości dyluwium. *Kosmos* t. 38, pp. 796—770, Lwów 1913.
968. Rychłowski B. Przyczynki do hydrologii Królestwa Polskiego. *Przeegl. Techn.* 43, pp. 332—333, 2 tabl., Lwów 1905.
969. Rychłowski B. Materiały do hydrologii Królestwa Polskiego i ziem przyległych (Matériaux pour l'étude hydrologique de la Pologne). *Warsz. Tow. Nauk.*, pp. 1—738, Warszawa 1917.
970. Rychłowski B. Materiały do hydrologii Rzeczypospolitej Polskiej, pp. 1—1413. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1930.
971. Rydzewski B. Rys geologiczno-morfologiczny Wilna (Esquisse géologique et morphologique de Wilno). *Ziemia* 7, pp. 152—156, il. Warszawa 1922.

972. Rydzewski B. Kra jurajska z dyluwium Puszkarni pod Wilnem i głębokie wiercenie w Wilnie (Die Tiefbohrung von Wilno und die Jurascholle im Diluvium von Puszkarnia). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 3, pp. 191—210, il. Kraków 1926.
973. Rydzewski B. Studia nad dyluwium doliny Niemna (Les études sur le quaternaire de la vallée du Niemen). *Zakt. Geol. Geogr. Uniw. S. Batorego, Prace* 2, pp. 1—37, 1 tabl., 1 mapa, Wilno 1927.
974. Rydzewski B. Dyzlokacja Grodzieńska (Die Dyslokation von Grodno). *Zakt. Geol. Geogr. Uniw. S. Batorego, Prace* 6, pp. 1—12, Wilno 1928.
975. Rydzewski B. Fizjografia woj. wileńskiego. *Wilno i Ziemia Wileńska* 1, pp. 51—71, Wilno 1931.
976. Ryziewicz Z. Szaki dyluwialne z piaskowni pod Milowicami (Über die Tierwelt). *Muzeum Śląskie*, pp. 49—63, 4 tabl., Katowice 1933.
Ryziewicz Z., patrz str. 362.
977. Samsonowicz J. Kilka słów o dyluwium powiatu Sokołowskiego (Das Diluvium im Kreise Sokołów). *Warsz. Tow. Nauk, Sprawozd.* 10, pp. 601—609, Warszawa 1917.
978. Samsonowicz J. Dzieje geologiczne ziemi Sandomierskiej (Histoire géologique de la region de Sandomierz). *Biblioteka Sandomierska* 2, pp. 1—25, 1 tabl. Sandomierz 1920.
979. Samsonowicz J. Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 1, pp. 8—9, Warszawa 1922.
980. Samsonowicz J. Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą (Les lacs endigués de la période glaciaire sur la Haute et la Moyenne Vistule). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 1, pp. 373—404, Warszawa 1922.
981. Samsonowicz J. O budowie geologicznej okolic Warszawy (Sur la géologie des environs de Varsovie). *Ziemia* 7, pp. 323—328, il. Warszawa 1922.
982. Samsonowicz J. O loessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur le loess dans la partie orientale des montagnes de S-te Croix). *Wiadom. Archeol.* 9, pp. 1—18, 1 mapa, Warszawa 1924.
983. Samsonowicz J. Odkrycie pierwotnych złóż krzemienia „szarego biało nakrapianego“ (Sur la découverte des lits primaires du silex gris avec mouchetures blanches). *Wiadom. Archeol.* 9, pp. 99—101, Warszawa 1924.
984. Samsonowicz J. O granicy młodszego zlodowacenia między rzeką Iżanką a Wisłą. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 12, pp. 9—10, Warszawa 1925.
985. Samsonowicz J. Badania geologiczne w dorzeczach rzeki Pokrzywianki i rzeki Kamionki, dopływów rzeki Kamiennej. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 12, pp. 6—8, Warszawa 1925.
986. Samsonowicz J. Sprawozdanie z badań geologicznych w rogu północno-wschodnim arkusza Opatów. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 18, Warszawa 1927.
- Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy (patrz — nr 870),
Budowa geologiczna i dzieje okolic Warszawy, pp. 1—69;
Wycieczka III — do Woli, Odolan, Jelonka, Włoch, Wiktoryna, Szczęśliwic, pp. 81—86;
Wycieczka X — do Żyrardowa, Radziejowic, Mszczonowa, Zawad, pp. 115—121;
Wycieczka XI — ze St. Szymanów przez Prusy, Kampinos, Górki, Leoncin, pp. 121—125;

- Wycieczka XII — do Czerwińska, Wilkowej, Radzikowa, Wychodzia, pp. 126—131;
- Wycieczka XII — do Sochaczewa, Młodzieszyna, Wyszogrodu, pp. 131—135. Tablica stratygraficzna i paleogeograficzna plejstocenu okolic Warszawy (wraz z St. Krukowskim). Mapa geologiczna okolic Warszawy 1 : 200 000. *Pol. Akad. Umiej. Fizjogr. Oddz. Warsz.* Warszawa 1927.
987. Samsonowicz J. O solankach w Łęczyckim i o ich związku z budową podłoża czwartorzędu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 19/20, pp. 27—29, Warszawa 1928.
988. Samsonowicz J. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1927 w okolicach Międzygórza na arkuszu Sandomierz mapy 1 : 100 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 19/21, pp. 25—27, Warszawa 1928.
989. Samsonowicz J. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 w okolicach Klimontowa, na arkuszu Sandomierz. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 24, pp. 13—14, Warszawa 1929.
990. Samsonowicz J. Ogólne wyniki głębokiego wiercenia w Dąbiu pod Krakowem: czwartorzęd, trzeciorzęd i jura. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 27, Warszawa 1930.
991. Samsonowicz J. Ogólna Mapa Geologiczna Polski (Carte géologique générale de la Pologne) 1 : 100 000 Ark. Opatów. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1932.
992. Samsonowicz J. Wyniki badań geologicznych, uzyskane podczas rewizji zdjęć na arkuszu Opatów. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, pp. 51—53, Warszawa 1933.
993. Samsonowicz J. Terminologia i znakowanie utworów plejstocenijskich. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 9, pp. 294—295, Kraków 1933.
994. Samsonowicz J. Objasnienie arkusza Opatów. Ogólna Mapa Geologiczna Polski, z. 1, pp. 117, 2 mapy, 1 tabl. (Explication de la feuille Opatów, Carte géol. générale de la Pologne. Livr. 1, pp. 97, 2 cartes, 1 tabl.). *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1934.
995. Samsonowicz J. Nowy otwór świdrowy na Helu (Neue Tiefbohrung auf d. Halbinsel Hel). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 8, 3, pp. 27—50, il. Warszawa 1935.
996. Samsonowicz J. O składzie i budowie podłoża czwartorzędu na polskim wybrzeżu Bałtyku. *Lwow. Tow. Nauk. Sprawozd.* 17. pp. 241—242, Lwów 1938.
997. Samsonowicz J. Über das Quartär und den Untergrund des Quartärs im polnischen Südbalticum nach einigen Tiefbohrungen in Jurata und Karwia. *Geol. Fören. Förh.* Bd. 60, pp. 590—600, il. Stockholm 1938.
Samsonowicz J., patrz nr 61, 429, 512.
998. Sawicki Lm. O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. *Kosmos* t. 34, pp. 361—401, Lwów 1909.
999. Sawicki Lm. Les études glaciaires dans les Karpates. *Ann. de Géogr.* 21, pp. 20, Paris 1910.
1000. Sawicki Lm. Glaziale Landschaften in den Westbeskiden. *Bull. Acad. Sci. Lett. Bull.* pp. 4, 1 mapa, 2 tabl. Cracovie 1913.
1001. Sawicki Lm. Krajobrazy lodowcowe zachodniego Beskidu. *Akad. Umiej.* 53, pp. 22, 1 mapa, 2 tabl., *Akad. Umiej.* 13, *Rozpr. A.*, pp. 1—22, 3 tabl., Kraków 1913.

1002. Sawicki Lm. Lubartower Seen. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. A*, pp. 17—28, Kraków 1918.
1003. Sawicki Lm. Wiadomość o środkowo-polskiej morenie czołowej (Über die mittelpolnische Endmoräne). *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. A*, 21, pp. 1—42, 2 t. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. A*, 1921, pp. 26—35, 1 mapa, 2 t. Kraków 1922.
1004. Sawicki Lm. Przełom Wisły przez Średniogórze Polskie (Der Mittelpolnische Weichseldurchbruch). *Inst. Geogr. Uniw. Jag. Prace* 4, pp. 1—68, 1 mapa, 6 tabl. Kraków 1925.
1005. Sawicki Lm. Morfogenezę Wisły (La morphogénèse de la Vistule). *I Sjezd Slov. Geogr. Etnogr. 1934, Sbornik*, pp. 179—181, Praha 1926.
1006. Sawicki Lm. Krajobraz Zakopane-Kraków. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Przewodnik Kongresu*, pp. 274—277, Kraków 1927.
1007. Sawicki Lm. Bibliografia prac i artykułów naukowych. *Przegl. Geogr.* 9, pp. XVII—XXIII, Warszawa 1929.
1008. Sawicki Lm. Przyczynek do znajomości jezior naszych kresów wschodnich. *Pol. Akad. Umiej. Wydz. Mat.-Przyr. Rozpr.* 68, A, 3, pp. 47—56, 3 mapy, 1 tabl. Kraków 1929.
1009. Sawicki Lw. O metodzie badań stanowisk otwartych (wydmowych). *Wiadom. Archeol.* t. 6, pp. 11—21, Warszawa 1921.
1010. Sawicki Lw. Próba ustalenia chronologii i genezy wydm podwarszawskich. Referat wygł. na posiedzeniu *Inst. Nauk. Antropol. Tow. Nauk Warsz.* dn. 1. II. 1922.
1011. Sawicki Lw. Uwagi o stanowisku wydmowym „Górki“ w Świdrach Wielkich. *Wiadom. Archeol.* t. 8, pp. 49—53, Warszawa 1923.
1012. Sawicki Lw. Wydmy, jako środowisko występowania zabytków kulturowych. Les dunes considérés du point de vue des trouvailles préhistoriques. *Wiadom. Archeol.* t. 8, pp. 139—151, il. Warszawa 1923.
1013. Sawicki Lw. Wiek transgresji Bałtyku na wybrzeżu Karwińskim w świetle zabytków przedhistorycznych. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 15, pp. 15—17, Warszawa 1926.
1014. Sawicki Lw. Stanowisko młodszego paleolitu w Gródku. *Ziemia* 12, pp. 36—42, il. Warszawa 1927.
1015. Sawicki Lw. Rzut oka na dyluwium i na zagadnienie zabagnienia Polesia (Blick aufs Diluvium u. das Problem d. Versumpfung von Polesien). *Inż. Roln.*, pp. 330—406, il. Warszawa 1928.
1016. Sawicki Lw. Wiek przemysłu świderskiego w świetle geomorfologii podwarszawskiego odcinka pradoliny Wisły (L'âge de l'industrie świderienne a la lumière de la géomorphologie de la vallée de la Pré-Vistule aux environs de Varsovie). *Księga ku czci prof. W. Demetrykiewicza*, pp. 1—29, Poznań 1930.
1017. Sawicki Lw. Warunki geologiczne i wiek stanowiska środkowo-orinjackiego Góra Puławska (Les conditions géol. et l'âge de la station aurignacienne moyenne à Góra Puławska). *Księga ku czci prof. W. Demetrykiewicza*, pp. 30—43, Poznań 1930.
1018. Sawicki Lw. Sur la stratigraphie du loess en Pologne. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8/1, pp. 331—333; 8/2, pp. 133—171, 1 tabl. Kraków 1932.

1019. Sawicki Lw. Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L₃) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa. Materiały do znajomości stratygrafii dyluwium oraz paleomorfologii okolic Krasnegostawu, Zamościa i Tomaszowa Lub. (La moraine de fond de la glaciation plus ancienne que le Cracovien (L₃) à Huszczka Wielka, distr. de Zamość), *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 9, pp. 113—146, il. Kraków 1933.
1020. Sawicki Lw. Przyczynek do znajomości dyluwium oraz morfogenezy przełomu Wisły pod Puławami (Contribution à connaissance du Quaternaire et de la morphogenèse de la vallée de la Vistule près de Puławy). *Przełgl. Geogr.* t. 13, pp. 158—169, il. Warszawa 1933.
1021. Sawicki Lw. Głaz Żoliborski. *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 2, pp. 132—134, 1 tabl. Warszawa 1933.
1022. Sawicki Lw. Z zagadnień prehistorii dyluwialnej Wołynia (Sur le problème de la préhistoire quaternaire de la Wolhynie). *Rocznik Wołyński* 3, pp. 1—11, il. Równe 1933.
1023. Sawicki Lw. Geomorfologia pradoliny Wisły okolic Warszawy. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 39, pp. 64—68, Warszawa 1934.
1024. Sawicki Lw. Budowa geologiczna oraz morfologia okolic Warszawy (Géologie et Morphologie des environs de Varsovie). *Ziemia* 24, pp. 193—208, il. Warszawa 1934.
1025. Sawicki Lw. Profil utworów czwartorzędowych Żoliborza. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 44, pp. 6—8, Warszawa 1936.
1026. Sawicki Lw. Przemysł świderski I stanowiska wydmowego Świdry Wielkie 1. (L'Industrie świderienne de la station Świdry Wielkie 1). *Przełgl. Archeol.* 5, pp. 1—23, 25 tabl., Poznań 1936.
1027. Sawicki Lw. Das Alter der Świderien-Industrie im Lichte der Geomorphologie des Weichselurstromtales der Umgebung von Warschau. *Festschrift zur Hundertjahrfeier des Museums vorgeschichtlicher Altertümer in Kiel.* pp. 17—52, il. 1936.
1028. Sawicki Lw. W sprawie metody badań dyluwialnych. *Kosmos* Ser. B, t. 62, pp. 1—28, Lwów 1937.
1029. Sawicki Lw. Projekt terminologii i znakowania utworów czwartorzędowych (Projekt einer Terminologie und Bestimmung der Quartärbildungen). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 18, pp. 1—7, 7 tabl. Warszawa 1939.
1030. Sawicki Lw. Utwory interglacjalne w Rudziewicach, woj. białostockie. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 9, pp. 12—14, Warszawa 1939.
1031. Sawicki Lw. Przyczynek do znajomości techniki obróbki krzemienia. *Wiadom. Archeol.* t. 7, Warszawa.
1032. Sawicki Lw., Halicki B. Sprawozdanie z badań, przeprowadzonych w r. 1934 nad stratygrafią czwartorzędu w dolinie środkowego Niemna. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 41, pp. 3—4, Warszawa 1935.
- Sawicki Lw., patrz nr 232, 233.
1033. Schramm W. Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie (Les éboulements des pentes montagneuses dans les Beskides). *Kosmos* t. 50, pp. 1355—1374, 2 tabl. Lwów 1925.
1034. Siatrak J. Dyluwium w przełomie Wisły od Sandomierza do Puław. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 30, pp. 151—157, Poznań 1937.
1035. Siemiradzki J. Geologia ziem polskich, t. 2. (Formacje młodsze, kreda, dyluwium). Lwów 1909.

1036. Siemiradzki J. Epoka lodowa i jej ślady w Polsce. *Przyr. i Techn.* 3, pp. 385—398, Lwów 1924.
1037. Siemiradzki J., Zych Wł. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1931 na obszarze woj. Lubelskiego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, pp. 114—116, Warszawa 1932.
1038. Skalmowski W. Naturalne materiały kamienne w budownictwie drogowym. *Drogowy Inst. Bad.*, pp. 313, Warszawa 1937.
1039. Skibniewski L. Jeziora w Polsce i wpływ ich na stosunki hydrologiczne. *Gosp. Wodna* 7, pp. 207—213, il. Warszawa 1947.
1040. Smoleński J. O powstaniu północnej krawędzi podolskiej i o roli morfologicznej młodszych ruchów Podola. *Pol. Akad. Umiej. Wydz. Mat.-Przyr. Rozpr.* 10. A, pp. 31—67, Kraków 1911.
1041. Smoleński J. O wysokich tarasach dyluwialnych na zboczach kotliny sądeckiej. (Les hautes terrasses diluviales sur les versants du bassin de Nowy Sącz). *Pol. Akad. Umiej. Wydz. Mat.-Przyr. Rozpr.* 17, A, pp. 127—136, Kraków 1918.
1042. Smoleński J. Über die hohen Diluvialterrassen an den Rändern des Beckens von Sącz. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.* A, pp. 301—305, Kraków 1917.
1043. Smoleński J. O „zubożałych“ żwirach tatrzańskich w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca (wiadom. tymczasowa) — (Sur les graviers tatriques appauvris dans la partie septentr. du bassin Karpatique du Dunajec). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 1, pp. 72—75, Warszawa 1920.
1044. Smoleński J. Krajobraz okolic Krakowa (Morphologie de la région de Cracovie). *Ziemia* 8, pp. 102—108, il. Warszawa 1923.
1045. Smoleński J. Budowa i rzeźba dorzecza Prądnika. *Ochr. Przyr.* 4, pp. 69—75, il. Kraków 1924.
1046. Smoleński J. Okolice Krakowa. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Przewodnik Kongr.*, pp. 290—295, Kraków 1927.
1047. Smoleński J. Wycieczka na Kopiec Kościuszki. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Przewodnik Kongr.*, pp. 295—297, Kraków 1927.
1048. Smoleński J. O wieku jeziorok okolicy Grodziska na nizinie Małopolskiej. *Prace Geogr. E. Romera*, pp. 428—430, Lwów 1934.
1049. Smoleński J. Cracovie, vallée du Dunajec, Haute Tatra. *Congrès Intern. de Géographie, 1934. Guide des Excursions* A, 3, pp. 1—98, il. Warszawa 1934.
1050. Smoleński J. L'influence de la glaciation nordique sur la morphologie des Beskides Occidentales Polonaises. *Congrès Intern. de Géographie, C.-R.* 2, pp. 80—82, Warszawa 1936.
1051. Smoleński J. W sprawie wieku i genezy krajobrazu Beskidów Zachodnich (Zur Alters- und Entstehungsfrage der Westbeskiden-Landschaft). *Wiadom. Geogr.* 15, pp. 59—66, Kraków 1937.
1052. Smoleński J., Ormicki W. La Silésie Polonaise. *Congrès Intern. de Géographie 1934. Guide des Excursions* B, 3, 2, pp. 1—84, il. Warszawa 1934.
Smoleński J., patrz nr 435, 436.
Smreczyński St. patrz nr 588, 589.
1053. Smulikowski K. Kamienie budowlane Polski. *Mater. Budowl.* dz. 6, pp. 1—37, 1 mapa, Warszawa 1947.
1054. Sokołowski St. Geologia doliny Dunajca między Tropiem a Kurowem (Geologie des Dunajec-Tales zwischen Tropie und Kurów am Dunajec). *Kosmos* t. 40, Ser. A, pp. 49—93, 2 tabl. Lwów 1935.

1055. Sokołowski St. Osuwisko w Sadowiu w przekopie linii kolejowej Tunel-Kraków (Landslide in Sadowie in the railway cutting Tunel-Cracow). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 32, pp. 5—25, 4 tabl. Warszawa 1947.
1056. Sokołowski St. Tatry Bielskie (materials for a geological monography of the Tatra Mountains). Notatka. *Pol. Akad. Umiej. Wykaz prac z działu mat.-przyr. wykonanych w Polsce, w latach 1939—1945*, pp. 200—202, Kraków 1947.
1057. Sokołowski St. Tatry Bielskie. Geologia zbczoy południowych. *Państw. Inst. Geol. Prace* 4, pp. 3 nlb., 47, tabl. 14, il. Warszawa 1948.
1058. Sperczyński Wł. Z badań nad jeziorem Gopłem. (Observations sur le lac Gopło). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Kom. Mat.-Przyr. Prace A.* 1. pp. 181—184, 1 mapa, Poznań 1921.
1059. Sporakowski T. Wyniki dotychczasowych badań nad geografją jeziora Biskupińskiego. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 15, p. 281, Poznań 1948.
1060. Sprawozdanie Poleskiego Komitetu Geologicznego. *Przegl. Geogr.* t. 10, pp. 274—279, Warszawa 1930.
1061. Sprawozdanie z konferencji dyluwialnej, odbytej w Krakowie dnia 18 grudnia 1934 r. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 11, pp. 133—135, Kraków 1935.
1062. Sprawozdanie z prac Grupy Świętokrzyskiej oraz Wołynia, Podola, Polesia w r. 1938 (Compte-rendu des travaux géologiques exécutés en 1938 dans le Massif de S-te Croix, en Wolhynie et en Polesie). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 15, pp. 1—118, Warszawa 1939.
1063. Sprawozdanie ze zjazdu naukowego poświęconego zagadnieniom plejstocenu (Report on the Pleistocene). *Starunia* nr 21, pp. 1—32, Kraków 1946.
1064. Sprawozdanie z badań hydrogeologicznych w r. 1946 (Report of hydrogeological researches in 1946). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 32, pp. 1—55, 7 tabl. Warszawa 1947.
1065. Srokowski St. Zdyzlokowane warstwy lodowcowe z okolic Szamocina (Les couches glaciaires disloquées dans les environs de Szamocin). *Przegl. Geogr.* t. 7, p. 79, Warszawa 1927.
1066. Stach J. Drugi nosorożec (Coelodonta antiquitatis Blum). z warstw dyluwialnych Staruni. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr.* 3, 70, B, pp. 29—56. 8 tabl. Kraków 1930.
1067. Stach J. Zagadnienia faunistyczne. Sprawozd. ze Zjazdu pośw. zagadn. plejstocenu. *Starunia* nr 21, pp. 19—22, Kraków 1946.
Stach J., patrz nr 714, 715.
1068. Starzyński Z. W sprawie klasyfikacji utworów glebowych (The mechanical classification of soils). *Puławy, Inst. Gosp. Wiejsk. Pamiętnik* t. 3. A, pp. 1—34. Kraków 1922.
1069. Starzyński Z. Studia nad występowaniem utworów rędziny (Studies in the formation of the „Rendzine“ soils). *Puławy, Inst. Gosp. Wiejsk. Pamiętnik* t. 4, pp. 244—301, Kraków 1923.
1070. Staśko J. Radunia, *Ziemia* 10, pp. 92—96, 1 mapa, Warszawa 1925.
1071. Staśko J. Morfogeneza półwyspu Helu. II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927, *Pamiętniki* t. 1, pp. 297—299, Kraków 1929.
1072. Staśko J. Morfogeneza półwyspu Helu. II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Streszczenie referatu, pp. 2, Kraków 1929.

1073. Stecki K. Zsuwy ziemne w Beskidzie Zachodnim po ulewach w lipcu 1934 r. (Die Erdabstürze in Westbeskiden im Juli 1934). *Kosmos* A, t. 59, pp. 391—396, 1 tabl., il. Lwów 1934.
1074. Stolfówna W. Terasy górnej Raby (Les terrasses de la Raba supérieure). *Wiadom. Geogr.* 10, pp. 52—54, 1 mapa, Kraków 1932.
1075. Strzemski M. Gleby doliny Wisły. 1 odcinek: Kazimierz Dolny — Puławy. *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska* Sec. E, vol. 3, 5, pp. 109—122, 5 tabl., 2 mapy, Lublin 1948.
- Styrnałówna M., patrz nr 53.
1076. Sujkowski Z. O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia (Sur le Jurassique, le Crétacé et le Quaternaire des environs de Wolbrom). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 3, pp. 382—433, 2 mapy, il. Warszawa 1926.
1077. Sujkowski Z. Uwagi o piaskach i lessach w Olkuskim i ich wzajemnym stosunku (Les sables et les loess des environs d'Olkusz). *Warsz. Tow. Nauk. Wydz. III, Sprawozd.* 21, pp. 31—48, Warszawa 1928.
1078. Sujkowski Z. W sprawie lessów Nowogródzkich (Notes sur le loess de Nowogródek). *Warsz. Tow. Nauk. Wydz. III, Sprawozd.* 21, pp. 205—212, il. Warszawa 1929.
1079. Sujkowski Z. Kilka nowych wierceń na kresach północno-wschodnich (Quelques sondages dans la partie N. E. de la Pologne). *Warsz. Tow. Nauk. Wydz. III, Sprawozd.* 21, pp. 213—218, Warszawa 1929.
1080. Sujkowski Z. Sprawozdanie z badań dokonanych w r. 1930 na Wołyniu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 29, pp. 5—6, Warszawa 1931.
1081. Sujkowski Z. Sprawozdanie z badań, dokonanych w woj. Nowogródzkim w r. 1930. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 29, pp. 6—7, Warszawa 1931.
1082. Sujkowski Z. Badania geologiczne w okolicy Pilicy. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 32, pp. 6—7, Warszawa 1932.
1083. Sujkowski Z. Badania podłoża dyluwium na północnym Polesiu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 32, pp. 7—8, Warszawa 1932.
1084. Sujkowski Z. Badania w Nowogródzkim. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 35, pp. 2—3, Warszawa 1933.
1085. Sujkowski Z. Przekopy kolei Kraków-Miechów. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 38, pp. 6—7, Warszawa 1934.
1086. Sujkowski Z. Skały kredowe między miastami Pilica i Szczekociny (Roches crétacées entre les villes Pilica et Szczekociny). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 8, 1, pp. 37—74, 1 mapa, 1 tabl. Warszawa 1934.
1087. Sujkowski Z. Badania na Wołyniu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 41, p. 3, Warszawa 1935.
1088. Sujkowski Z., Różycki S. Z. Geologia Warszawy. Tekst objaśniający do map geologicznych Warszawy (Geology of Warsaw to accompany 5 geological maps of Warsaw), pp. 1—40, 1 tabl., 5 map. *Zarząd Miejski m. st. Warszawy*, 1937.
1089. Sujkowski Z. Badania geologiczne na Wołyniu i Polesiu w r. 1938 (Recherches géologiques en 1938 en Volhynie et Polesie). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 15, pp. 103—111, il., 1 mapa, Warszawa 1939.

1090. Sujkowski Z. The geological structure of East Poland and West Russia. A summary of recent discoveries. *The Quarterly Journ. of the Geol. Soc. of London* 102, p. 2, pp. 189—201, 1 tabl., 2 mapy w tekście, London 1946.
1091. Sunderland S. Przemysł kamieniarski w Polsce i drogi jego rozwoju. *Kamień i wapno* 1, nr 6/7, pp. 1—7, Warszawa 1946.
1092. Sunderland S. Znaczenie Ziem Odzyskanych, jako rezerwatu kamieniołomowego dla potrzeb Polski. *Kamień i Wapno* 1, nr 4/5, pp. 1—3, il. oraz *Przegl. Budowl.* nr 9, pp. 291—293, Warszawa 1946.
1093. Swederski W. Studia nad glebami górskimi w Karpatach Wschodnich cz. I. Gleby północno-zachodniej części pasma Czarnohory (Untersuchungen über die Gebirgsböden in d. Ostkarpathen. I). *Państw. Inst. Gosp. Wiejsk. Pamiętnik* t. 12, pp. 115—154, 1 mapa, Puławy 1931.
1094. Swederski W. Studia nad glebami górskimi w Karpatach Wschodnich, cz. III, IV, V (Untersuchungen über die Gebirgsböden in den Ostkarpathen). *Państw. Inst. Gosp. Wiejsk. Pamiętnik* t. 14, pp. 212—252, Puławy 1933.
1095. Swederski W. Studia nad glebami górskimi w Karpatach Wschodnich, cz. VII. Gleby Czywczyna (Untersuchungen über die Gebirgsböden in den Ostkarpathen. VII. Die Gebirgsböden von Czywczyn). *Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. Pamiętnik* t. 16, 2, pp. 1—16, 2 mapy, Puławy 1937.
1096. Syniewska J. Próba analizy piasków środowiska wodnego i eolicznego (Essai d'une analyse des sables d'origine marine et éolique). *Kosmos* Ser. A, t. 54, pp. 851—858, Lwów 1930.
1097. Syniewski W. Przyczynek do znajomości torfów galicyjskich. *Rolnik* 64; oraz *Gorzelnik* 3, 1901.
1098. Szafer Wł. Tymczasowa wiadomość o znalezieniu flory starodyluwialnej na Wołyniu. *Kosmos* t. 36, pp. 337—338, Lwów 1911.
1099. Szafer Wł. Eine Dryas flora bei Krystynopol in Galizien. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.* Kraków 1912.
1100. Szafer Wł. O młodszym florach kopalnych ziemi Krakowskiej w związku z historią człowieka. *Ziemia* 8, pp. 113—118, Warszawa 1923.
1101. Szafer Wł. Über den Charakter der Flora und des Klimas der letzten Interglazialzeit bei Grodno in Polen. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.* B, pp. 277—314, Kraków 1925.
1102. Szafer Wł. Zur Frage der Vielgestaltigkeit, Herkunft, sowie des Aussterbens von *Brassenia purpurea* im europaischen Diluvium. *Veröffentl. Geobot. Inst. Ruebel in Zürich, Festschrift C. Schroeter* z. 3, pp. 493—509, il. Zürich 1925.
1103. Szafer Wł. O florze i klimacie okresu międzylodowcowego pod Grodnem (Über den Charakter d. Flora u. d. Klimas d. letzten Interglazialzeit bei Grodno in Polen). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 60, pp. 1—40, il. Kraków 1926.
1104. Szafer Wł. Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej (Entwurf einer Stratigraphie d. polnischen Diluviums auf floristische Grundlage). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 5, pp. 21—33, 2 tabl., il. Kraków 1928.
1005. Szafer Wł. Die Diluvialflora in Ludwinów bei Krakau. *V. I. P. E. Guide* 7, pp. 1—9, Kraków 1928.

1106. Szafer Wł., Trela J. Interglacjał w Szelażu pod Poznaniem. III. Flora międzyzłodowcowa z Szelaża pod Poznaniem ze szczególnym uwzględnieniem wyników analizy pyłkowej (Interglazial in Szelaż bei Poznań mit besonderer Berücksichtigung den Pollenanalyse). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 63, pp. 71—82, 1 tabl. Kraków 1929.
1107. Szafer Wł. Flora tundry Staruńskiej. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr.* 3, 70, B, pp. 20—28, 1 tabl. Kraków 1930.
1108. Szafer Wł. Element górski we florze niżu polskiego. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr.* 3, 69, B, pp. 87—196, 17 tabl. Kraków 1929.
1109. Szafer Wł. Referaty dotyczące problemów dyluwium polskiego, wygłoszone dnia 2 marca 1930 r. na posiedz. Pol. Tow. Geol. w Krakowie (Summary on the communications on the diluvial epoch of Poland at the Session of the Polish Geological Soc. in Cracow on March 2 1930). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 6, p. 407—408, Kraków 1930.
1110. Szafer Wł. The oldest Interglacial in Poland. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* B. I, pp. 19—50, 2 tabl. Kraków 1931.
1111. Szafer Wł. Starodyluwialna flora w Hamerni nad Lubaczówką. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 36, p. 19 (La flore diluviale ancienne de Hamernia sur la Lubaczówka. *Acad. Sci. Lett. C.-R. Mens.* 2, pp. 11—12), Kraków 1931.
1112. Szafer Wł. Zur Auffassung d. interglazialen Flora bei Grodno. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, 2, pp. 172—178, Kraków 1932.
1113. Szafer Wł. Flora plejstocęńska w Jarosławiu (Über eine pleistozäne Flora in Jarosław). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 9, pp. 237—243, Kraków 1933.
1114. Szafer Wł. Eine pliozäne Flora in Krościenko am Dunajec (Flora plioceńska w Krościenku nad Dunajcem). *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* B. 1, pp. 81—90, 4 tabl. Kraków 1938.
1115. Szafer Wł. Flora dryasowa z Krościenka nad Dunajcem oraz uwagi o klimacie ostatniego zlodowacenia w Karpatach Zachodnich (The Dryas Flora of Krościenko on the river Dunajec with remarks on the climate of the last Glacial Period in the West-Carpathian Mts). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 24, pp. 27—52, 59—83, 1 mapa, 4 tabl. il. Warszawa 1939.
1116. Szafer Wł. Nowe znalezienie flory plejstocęńskiej w Polsce (Neue Fundorte der pleistozänen Flora in Polen). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 9, pp. 9—11, Warszawa 1939.
1117. Szafer Wł. Flora plioceńska w okolicy Krościenka nad Dunajcem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 46, pp. 118—120, Kraków 1945.
1118. Szafer Wł. Kopalna *Armeria* Willd. w plejstocenie europejskim ze szczególnym uwzględnieniem plejstocenu w Polsce. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 46, nr 6, pp. 120—122, Kraków 1945.
1119. Szafer Wł. Kopalna *Armeria* w plejstocenie Europejskim ze szczególnym uwzględnieniem plejstocenu w Polsce (The fossil *Armeria* in the European Pleistocene, especially in Poland). *Starunia* nr 20, pp. 1—32, 1 tabl. Kraków 1945.
1120. Szafer Wł. Flora plioceńska w okolicy Pienin. *Wszechświat*, z. 3, pp. 65—70 (popularne), Kraków 1946.
1121. Szafer Wł. Flora plioceńska z Krościenka nad Dunajcem I cz. ogóln. (The Pliocene Flora of Krościenko in Poland. I. Gener. part). *Pol. Akad.*

- Umiej. Wydz. Mat.-Przyr. Rozpr.* 72, B (Ser. III, 32) nr 1, pp. 1—162, Kraków 1946.
1122. Szafer Wł. Epoka lodowa. *Państw. Zakt. Wyd. Szkol.* pp. 116 (popularne) Warszawa 1946.
1123. Szafer Wł. Zarys historii rozwoju flory Holarktydy. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 16, pp. 177, Kraków 1946.
1124. Szafer Wł. Flora pliocenińska z Krościenka nad Dunajcem II cz. opisowa (The Pliocene Flora of Krościenko in Poland. II Descriptive part). *Pol. Akad. Umiej. Wydz. Mat.-Przyr. Rozpr.* 1, B. 72, (Ser. III, 32) nr 2, pp. 1—213, 15 tabl. Kraków 1947.
1125. Szafer Wł. Późny glacjał w Rostokach pod Jasłem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. A.* 49, nr 1, pp. 49—50, Kraków 1948.
1126. Szafer Wł. Zagadnienia florystyczne plejstocenu. *Starunia* nr 21. pp. 19, Kraków 1946.
1127. Szafer Wł. Czy okresy glacialne są zjawiskiem ziemskiej termodynamiki. *Czasop. Geogr.* 18, pp. 49—54, Wrocław 1948.
1128. Szafer Wł., Jaroń B. Plejstoceńskie jezioro pod Jasłem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 40, p. 149 (Un lac de l'étage pleistocène aux environs de Jasło. *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens.* 5 p. 2) (Pleistocene Lake near Jasło, *Starunia* nr 8, pp. 1—20, il.) Kraków 1935.
1129. Szafer Wł., Klimaszewski M. Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 46, pp. 122—123, Kraków 1945.
1030. Szafer Wł., Trela J., Ziembianka M. Flora interglacialna z Bedlna koło Końskich (Die interglaziale Flora Bedlno bei Końskie). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 7, pp. 402—414, il. Kraków 1931.
Szafer Wł., patrz nr 523, 714, 715.
1131. Szaflarski J. Jezioro Babiej Góry. *Ziemia* 15, pp. 407—410, il. Warszawa 1930,
1132. Szaflarski J. Z morfologii doliny Skawy i Górnej Raby (Sur la morphologie de la vallée de la Skawa et de la Raba supérieure). *Wiadom. Służby Geogr.*, pp. 104—159, 2 mapy, il. Warszawa 1931.
1133. Szaflarski J. Przełom Soły przez Beskid Mały. *Ziemia* 16, pp. 71—75, il. Warszawa 1931.
1134. Szaflarski J. Z historii doliny Soły (L'histoire de la vallée de la Soła). *Inst. Geogr. Uniw. Jag. France*, pp. 1—34, 1 mapa, Kraków 1932.
1135. Szaflarski J. O żwirach tatrzańskich w dolinie Raby (Sur les graviers tatriques dans la vallée de la Raba). *Koło Geogr. Uczn. Uniw. Jag. Sprawozd. Nauk.*, pp. 139—147, il. Kraków 1933.
1136. Szaflarski J. Kilka uwag o najnowszych pomiarach jeziornych w Tatrach. *Czasop. Przyr.* 9, pp. 6—15, Łódź 1935.
1137. Szaflarski J. Bathymetrische Forschungen über die Tatrseen. *Gesell. Erdkunde. Ztschr.*, pp. 369—377, il. Berlin 1933.
1138. Szaflarski J. Morfometria jezior tatrzańskich (Morphométrie des lacs de la Tatra polonaise). *Wiadom. Służby Geogr.*, pp. 19—51, Warszawa 1936.
1139. Szaflarski J. Le Quaternaire du bassin de Spisz. *Congrès Intern. de Géographie* 1934. C.-R. 2, pp. 83—88, il. Warszawa 1936.

1140. Szaflarski J. Ze studiów nad morfologią i dyluwium południowych stoków Tatr (Morphologische und glazialgeologische Studien auf dem Südhang der Tatra). *Inst. Geogr. Univ. Jag. Prace* 19, pp. 1—162, 3 mapy, 1 tabl., pp. 162—171, Kraków 1937.
1141. Szaflarski J. Zarys geografii fizycznej Pomorza Zachodniego. *Kurs Nauk. Inform. Ziem. Zach.* nr 7 (popularne), Kraków 1945.
1142. Szaflarski J. Der Bau, das Alter des Moores von Pakosław bei Iiża in Mittelpolen. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern. B*, pp. 751—768, 6 tabl. Cracovie 1926.
1143. Szaflarski J. Budowa i wiek torfowiska w Pakosławiu pod Iiżą. *Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 61, pp. 17—34, 6 tabl. Kraków 1927.
Szaflarski J., patrz nr 193, 341.
1144. Szafran B. La flore des Muscinées diluviales de Starunia. *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens.* 1933, 9, p. 5; Flora mchów dyluwialnych ze Staruni. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 38, 9, p. 23, Kraków 1933.
1145. Szafran B. Mchy dyluwialne w Staruni (Diluvial Mosses from Starunia) *Starunia*, nr 1, pp. 1—17, 1 tabl. Kraków 1934.
1146. Szafran B. Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem. Flora mchów. (The dryas of Krościenko on the river Dunajec. The Moss Flora). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 24, pp. 13—26, 58, Warszawa 1939.
1147. Szajnocha Wł. Ślady lodowca pod Truskawcem. *Kosmos* t. 26, pp. 142—147, Lwów 1901.
1148. Szajnocha Wł. Atlas Geologiczny Galicji. z. 13, ark. Przemyśl, Brzozów, Sanok, Łupków i Wola Michowa. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* pp. 54, Kraków 1901.
1149. Szajnocha Wł. Atlas Geologiczny Galicji, z. 11, Wadowice, Wieliczka, Bochnia, Nowy Sącz. *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* 118, Kraków 1903.
1150. Szajnocha Wł. Das Pruttal zwischen Delatyn und Worochta in den ostgalizischen Karpathen. *Intern. Geol. Kongr. Führer, Excursionen. IX*, p. 8, 11, Wien 1903.
1151. Szajnocha Wł. Geologische Skizze der Umgebung v. Czortków, Zaleszczyki u. Kasperowce in Podolien. *Intern. Geol. Kongr. Führer, Excursionen IX*, p. 9, Wien 1903.
1152. Szajnocha Wł. Einige worte über d. geologischen Bau des Gebietes von Krakau. *Intern. Geol. Kongr. Führer. Excursionen IX*, p. 10, Wien 1903.
1153. Szajnocha Wł., Grylewski, Miączyński. Atlas Geologiczny Galicji, z. 20, pp. 92, Kraków 1906.
1154. Szajnocha Wł. Atlas Geologiczny Galicji, z. 23, Ark. Smorze, Dydiowa. *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* Kraków 1907.
1155. Szajnocha Wł. Przekrój warstw karpackich między Ustroniem a źródłowiskami Wisły pod Magórką i Baranią. *Pol. Tow. Geol. Rocznik 1921/1922*, Kraków 1923.
1156. Szajnocha Wł. Dolina Brennicy pod Skoczowem na Śląsku Cieszyńskim. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 4, pp. 106—134, Kraków 1928.
1157. Szmit Z. Zarys geologiczny i przyczynek do badań archeologicznych Puszczy Białowieskiej (Abrégé d'études géologiques et de recherches archéologiques sur le territoire de la forêt de Białowieża). *Białowieża* nr 2, pp. 1—26, 2 tabl., il. Warszawa 1923.

1158. Szulczewski S. W. W sprawie ochrony gładów lodowcowych Wielkopolski. *Ochr. Przyr.* nr 4, Kraków 1924.
1159. Szymańska J. Ilość i rozmieszczenie „oczek“ na terenie Poznańskiego (Zahl u. Verbreitung der Sölle in Posen). *Bad. Geogr. Pol. Płn.-Zach.*, z. 1, pp. 49—52, il. Poznań 1926.
1160. Szymański E. Niemen, Pregola i Wisła, ich dorzecza i główne dopływy. *Przegl. Techn.* 39, nr 48, Warszawa 1901.
1161. Środoń A. Studia nad szczątkami dyluwialnymi roślin z rodziny Nymphaeaceae (Studies on diluvial Plant Remains of the Family of Nymphaeaceae). *Starunia* nr 7, pp. 1—10, 1 tabl., il. Kraków 1935.
1162. Świaniewiczowa O. Terasy Prawilii w dolinie Waki (Terrassen d. Urwilla im Tale d. Waka). *Zakł. Geol. Geogr. Univ. S. Batorego Prace* 9, pp. 1—7, 2 tabl. Wilno 1932.
1163. Świaniewiczowa O., Baudoin de Courtenay K. Terasy Willi w obrębie miasta Wilna. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927, Pamiętniki* t. 1, pp. 223—224, Kraków 1929.
1164. Świderski B. Ślady zlodowacenia górnej doliny Prutu (Sur l'ancien glacier du Prut). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, 1, pp. 1—17, 2 mapy, Kraków 1932.
1165. Świderski B. Sur l'évolution tectonique et morphologique des Karpates polonaises au Tertiaire et au Quaternaire. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, 2, pp. 198—200, Kraków 1932.
1166. Świderski B. Przyczynki do badań nad usuwiskami karpackimi (Sur les éboulements dans les Karpates). *Przegl. Geogr.* t. 12, pp. 96—111, il. Warszawa 1932.
1167. Świderski B. Sprawozdanie z badań geologicznych nad jurą górną, wykonanych w r. 1931 na arkuszu Przedbórz i Radomsko. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 32, pp. 4—6, Warszawa 1932.
1168. Świderski B. O młodych ruchach tektonicznych, czyli erozji i denudacji Karpat (Sur l'évolution tectonique et morphologique des Karpates polonaises au Tertiaire et au Quaternaire). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, pp. 239—265, Kraków 1932.
1169. Świderski B. Zarys morfologii Karpat fliszowych (Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysch). *Przegl. Geogr.* t. 14, z. 1/2, pp. 1—40, il. Warszawa 1934.
1170. Świderski B. Przekrój obwodowej niecki oligoceńskiej nasunięcia grupy średniej (nasunięcia skolskiego), przekrój płaszczowiny Czarnohorskiej, zlodowacenie pasma Czarnohory. *Pol. Tow. Geol. Oddz. Lwów, Przewodnik wycieczek*, pp. 1—4, Lwów 1934.
1171. Świderski B. Nowe przyczynki do dziejów epoki lodowej w Czarnohorze. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 42, pp. 28—30, Warszawa 1935.
1172. Świderski B. Geomorfologia Czarnohory (Géomorphologie de la Czarnohora), pp. 1—103, 1 mapa, il. *Kasa im. Mianowskiego*, Warszawa 1938.
1173. Świdziński H. Czwartorzęd w dolinie Krościeńskiej. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 36, pp. 38—40, Warszawa 1933.
1174. Świdziński H. Wielki głaz narzutowy w Śniadkowie (Le grand bloc erratique de Śniadków, massif de S-te Croix), odb. *Zab. Przyr. Nieożyw.* t. 3, pp. 163—166, 2 tabl., il. Warszawa 1934.

1175. Świdziński H. Przyczynki do poznania zasięgu dyluwium północnego w Karpatach środkowych. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 41, pp. 12—15, Warszawa 1935.
1176. Świdziński H. Szkic geologiczny okolic Przedborza nad Pilicą (Esquisse géologique des environs de Przedbórz sur la Pilica). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 8, Warszawa 1935.
1177. Świdziński H. Dalsze badania geologiczne w okolicach Ciężkowic. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 45, pp. 13—14, Warszawa 1936.
- Świdziński H., patrz nr 572.
1178. Teisseyre H. Budowa geologiczna brzegu karpackiego między Nadworną a Delatynem (Der geologische Bau d. Flyschrandes zwischen Nadworna und Delatyn). *Kosmos* t. 52, pp. 821—839, 1 tabl., 1 mapa, Lwów 1928.
1179. Teisseyre H. Kilka drobnych obserwacji morfologicznych z Karpat (Certaines observations morphologiques dans les Carpathes). *Przeegl. Geogr.* t. 9, pp. 330—347, il. Warszawa 1929.
1180. Teisseyre H. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1930 na arkuszu Jaślika. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 30, pp. 39—43, Warszawa 1931.
1181. Teisseyre H. Usuwisko koło Spasa nad Dniestrem (Ein Bergrutsch bei Spas am Dniestr in d. Karpathen). *Czasop. Geogr.* t. 9, pp. 47—61, Lwów 1931.
1182. Teisseyre H. Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich (Sur la structure géologique des Karpates de Dukla). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 7, 2, pp. 319—348, 3 tabl. Warszawa 1932.
1183. Teisseyre H. Les problèmes morphologiques des Subcarpathes orientales polonaises. *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens.* 3, p. 6, Kraków 1932.
1184. Teisseyre H. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1932 nad czwartorzędem arkusza Stary Sambor. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 36, pp. 27—29, Warszawa 1933.
1185. Teisseyre H. Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia (Sur les problèmes morphologiques de l'avant-pays des Karpates Orientales Polonaises). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 7, 3, pp. 421—454, il. Warszawa 1933.
1186. Teisseyre H. Die morphologischen Probleme d. ostpolnischen Subkarpathen. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern. A*, pp. 422—423, Kraków 1933.
1187. Teisseyre H. Osuwisko w Krasnoili (Un éboulement à Krasnoila dans les Karpates Orientales Polonaises). *Czasop. Geogr.* t. 12, pp. 97—111, il. Lwów 1934.
1188. Teisseyre H. Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Stary Sambor (Quaternaire sur l'avant-pays de la feuille Stary Sambor). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 8, 2, pp. 67—88, 2 mapy, Warszawa 1935.
1189. Teisseyre H. Dalsze spostrzeżenia nad osuwiskiem w Krasnoili (Nouvelles observations sur l'éboulement à Krasnoila, Karpates Polonaises Orientales). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 8, 2, pp. 89—97, il. Warszawa 1935.
1190. Teisseyre H. Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia (Matériaux pour l'étude des éboulements dans quelques régions des Karpates et des Subkarpates). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 12, pp. 135—192, 4 mapy, il. Kraków 1936.
1191. Teisseyre H. Niektóre zagadnienia z paleogeografii południowego Rostocza (Quelques observations sur la Paléogéographie de Rostocze aux environs de Lwów). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 14, pp. 113—154, 141—150, il. Kraków 1938.

1192. Teisseyre H. Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Sambor i Dobromil (Quaternaire sur l'avant-pays des feuilles Sambor et Dobromil), *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 13, pp. 31—81, 3 mapy, il. Kraków 1938.
1193. Teisseyre H. Studium profilów podłużnych rzek wschodnio-karpackich (Étude des profils longitudinaux des rivières des Karpathes Orientales Polonaises). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 14, pp. 81—112, il. Kraków 1938.
1194. Teisseyre H. Budowa geologiczna okolic Węglówki (Geology of Węglówka region). *Nafta* r. 3, nr 5—9, pp. 146—149, 185—190, 220—224, 258—261, 1 mapka, il. Kraków 1947.
1195. Teisseyre H. Geological structure of the Carpathen foreland between Sambor and Przemyśl (Notatka). *Pol. Akad. Umiej. Wykaz prac z działu nauk. mat.-przr. wykonanych w Polsce w latach 1939—1946*, pp. 204—206, Kraków 1947.
- Teisseyre H., patrz nr 1321.
1196. Teisseyre W. Atlas Geologiczny Galicji. Z. 8, 6 map, 2 tabl. i 4 rys. pp. 330. Założce, Tarnopol, Podwołoczyska, Trembowla, Skalat i Grzymałów. *Akad. Umiej. Kraków* 1900.
1197. Terlikowski F. Szkic profilu glebowego Łachowicze-Łachwa-Prypeć (Essai d'un profil des sols Łachowicze-Łachwa-Prypeć). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 9, pp. 66—89, Poznań 1923.
1198. Terlikowski F. Gleby Wielkopolski. *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 42, pp. 10—17, 1 mapa, Poznań 1937.
1199. Terlikowski F., Królikowski L. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski — arkusz Śrem (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens — Blatt Śrem). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 20, pp. 502—505, 1 mapa, Poznań 1928.
1200. Terlikowski F., Królikowski L., Kwinichidze M. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski — arkusz Gniewkowo (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens — Blatt Gniewkowo). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 33, pp. 69—82, 1 mapa, Poznań 1934.
1201. Terlikowski F., Królikowski L., Kwinichidze M., Zacharzewski P., Pankiewicz B. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski — arkusz Mikstat i Kępno (Materialen zur landwirtschaftlichen Karte Polens — Blatt Mikstat u. Kępno). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 29 pp. 167—172, 2 mapy, Poznań 1933.
1202. Terlikowski E., Kuryłowicz B. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski: pow. Szamotuły, Międzychód, Nowy Tomyśl, Grodzisk (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens — Blatt Szamotuły, Międzychód, Nowy Tomyśl, Grodzisk). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 7, pp. 175—192, 1 mapa, Poznań 1927.
1203. Terlikowski F., Kuryłowicz B., Królikowski L. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski: części powiatów: Wolsztyn, Śmigiel, Kościan, Grodzisk, Poznań, Szamotuły, Nowy Tomyśl (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens, Bezirke: Wolsztyn, Śmigiel, Kościan, Grodzisk, Poznań, Szamotuły, Nowy Tomyśl). *Rocznik Nauk. Roln. Leśn.* t. 18, pp. 449—460, 1 mapa, Poznań 1927.
1204. Terlikowski F., Kwinichidze M., Królikowski L. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski — arkusz Września (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens — Blatt Września). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 20, pp. 506—509, 1 mapa, Poznań 1928.

1205. Terlikowski F., Kwinichidze M., Królikowski L. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski — arkusz Poznań (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens — Blatt Poznań). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 21 pp. 123—128, 1 mapa, Poznań 1929.
1206. Terlikowski F., Kwinichidze M., Królikowski L., Zacharzewski P. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski — arkusz Koźmin (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens — Blatt Koźmin). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 23, pp. 515—520, 1 mapa, Poznań 1930.
1207. Terlikowski F., Kwinichidze M., Królikowski L., Zacharzewski P. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski — arkusz Krotoszyn, Gostynin (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens — Blatt Krotoszyn, Gostynin) *Rocznik Nauk. Roln. Leśn.* t. 23, pp. 351—358, 359—366, 2 mapy, Poznań 1930.
1208. Terlikowski F., Kwinichidze M., Królikowski L., Zacharzewski P. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski — arkusz Rawicz (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens — Blatt Rawicz). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 24, pp. 133—136, 1 mapa, Poznań 1930.
1209. Terlikowski F., Kwinichidze M., Królikowski L., Zacharzewski P., Pankiewicz B. Materiały do mapy gleboznawczo-rolniczej Polski — arkusz Bydgoszcz, Koronowo (Materialen zur landwirtschaftlichen Bodenkarte Polens — Blatt Bydgoszcz u. Koronowo). *Rocznik Nauk. Roln. Leśn.* t. 28, pp. 385—388, 1 mapa, Poznań 1932.
1210. Thomaschewski M. Pollenanalytische Untersuchung der Moore Stangenwalde und Saskoschin im Gebiet der Freien Stadt Danzig. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* B. 1, pp. 283—291, 4 tabl. Kraków 1930.
1211. Thomaschewski M. Pollenanalytische Untersuchungen bei Sulęcyno in der Kaschubei, *Acta Soc. Botan. Pol.* 7, pp. 93—102, Warszawa 1930.
1212. Tokarski A. Szkic paleograficzny okolic Gołogór. (Paleogeographische Skizze der Umgebung von Gołogóry in Podolien). *Kosmos Ser. A* t. 61, pp. 1—20, il. Lwów 1936.
1213. Tokarski A. Najstarsza akumulacja w okolicy Werchobuza (La plus ancienne accumulation aux environs de Werchobuz, Podolie du Nord. *Kosmos. Ser. A*, t. 63, pp. 457—460, 1 mapa, Lwów 1938.
1214. Tokarski J. Ze studiów nad lessem w Polsce (Komunikat na zebraniu) (Quelques mots sur le loess en Pologne). *Kosmos* t. 41, pp. 212, Lwów 1916.
1215. Tokarski J. O glinie nawianej Sokalszczyzny i Podola (Sur le loess des environs de Sokal et de la Podolie). *Muzeum Dzieduszyckich Rozpr.* 2, pp. 166—182, Lwów 1917.
1216. Tokarski J. Materiały do znajomości glin polskich (Contribution à la connaissance des argiles quaternaires de Pologne). *Kosmos* t. 46, 1921, pp. 539—543, il. Lwów 1922.
1217. Tokarski J. Analiza iltu dyluwialnego z bezpośredniego otoczenia nosorożca, znalezionej w Staruni. *Lwow. Tow. Nauk. Sprawozd.* 10 pp. 35—36, Lwów 1930, *Pol. Akad. Umiej. Rozpr.* 3, 70, B. 15—19 Kraków 1930.
1218. Tokarski J. Studia nad lessem podolskim I. Analiza petrograficzna profilu lessowego z okolic Grzybowic koło Lwowa. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 40, pp. 205—207, Kraków 1935; *Lwow. Tow. Nauk. Sprawozd.* 15, pp. 112—113, Lwów 1935.

1219. Tokarski J. Études petrographiques du less Podolien. I. *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens.*, p. 9, Kraków 1935.
1220. Tokarski J. Studien über d. podolischen Löss. I. Petrographische Analyse eines Lössprofiles aus Grzybowice bei Lwów. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern. A*, pp. 374—398, 2 tabl. Kraków 1935.
1221. Tokarski J. Ze studiów nad lessem podolskim. *Lwow. Tow. Nauk. Sprawozd.* 16, pp. 75—79, Lwów 1936.
1222. Tokarski J. Less okolic Mitulina i Trędowacza w okolicy Gologór na Podolu (Das Lössgestein von Mitulin und Trędowacz in der Umgebung von Gologóry in Podolien). *Kosmos A*, t. 61, pp. 24—30, Lwów 1936.
1223. Tokarski J. Physiographie des podolischen Lösses und das Problem seiner Stratigraphie. *Acad. Pol. Sci. Lett. Mem. A*, 4, pp. 1—61, il. Kraków 1936.
1224. Tokarski J. Sur le loess Podolien II. La physiographie du loess podolien et le problème de sa stratigraphie. *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens.* 3, p. 5, Kraków 1936; *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 31, p. 94. Kraków 1936.
1225. Tokarski J. Physiographie des podolischen Lösses und das Problem seiner Stratigraphie (Auszug). *III Intern. Quartär-Konferenz in Wien 1936 Verhandlungen*, pp. 181—182, Wien 1938.
1226. Tokarski J. Skały plejstoceńskie. Zjazd nauk. pośw. zagadnieniom plejstocenu. *Sprawozd. Starunia* nr 21, pp. 7—8, Kraków 1946.
1227. Tokarski J. Wyniki poszukiwań wskaźnika morenowego dyluwium tatrzańkiego. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 48, nr 10, pp. 416—417, Kraków 1947.
1228. Tokarski J. Wyniki poszukiwań wskaźnika morenowego tatrzańkiego (Results of research on the moraine index in the Tatra diluvium). *Starunia* nr 24, pp. 1—16, 3 tabl., Kraków 1948.
Tokarski J., patrz nr 714, 715.
1229. Tołpa St. Analiza pyłkowa torfowiska w Janowie na Roztoczu. *Kosmos* t. 53, pp. 547—552, Lwów 1928.
1230. Tołpa St. Z badań nad wysokogórkimi torfowiskami Czarnohory. *Acta Soc. Botan. Pol.* 5, p. 221—245, Warszawa 1928.
1231. Tołpa St. Budowa i rozwój torfowiska Jelnieńskiego na Wileńszczyźnie. *Pozn. Tow. Nauk. Sprawozd.* 13, (za lata 1945—1946), pp. 102—193, Poznań 1946.
1232. Tołpa St. Torfowiska Karkonczy i Gór Izerskich. *Wrocł. Tow. Nauk.*, Wrocław 1949.
1233. Tołpa St. Torfowiska i torfy. *Bibl. Biol.* 19, pp. 79 i 1 nlb. Warszawa-Wrocław 1949.
1234. Tołwiński K., Krajewski St. Ogólna Mapa Geologiczna Polski (Carte Géologique Générale de la Pologne), 1 : 100 000, Ark. Skole. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1935.
1235. Tomaszewski J. Gleby i grunty na południowo-zachodnim Wołyniu (Soils and subsoils in the south-west part of Wolhynia). *Puławy. Inst. Gosp. Wiejsk. Pamiętnik A*, pp. 189—212, Kraków 1924.
1236. Tomaszewski J. Studia nad glebami leśnymi w okolicy Puław (Studies of forest soils in the surroundings of Puławy). *Państw. Inst. Gosp. Wiejsk. Pamiętnik* t. 9, pp. 52—126, 1 mapa, Puławy 1928.
1237. Tomaszewski J. Gleby powiatu Puławskiego, pp. 1—27, 1 mapa, Puławy 1929.

1238. Tomaszewski J. Polowe badania gleboznawcze na Polesiu (Bodenk. Feldforschungen in Polesie). *Postępy prac przy melioracji Polesia*, pp. 53—59, 4 mapy, Brześć n. Bugiem 1933.
1239. Tomaszewski J. Kompleksy glebowe na Polesiu (Bodenkomplekse in Polesie). *Mater. Pozn. Gleb. Pol.*, t. 3, pp. 1—62, il. Puławy 1934.
1240. Tomaszewski J. Gleby błotne Polesia. 1935.
1241. Tomaszewski J. Gleby wschodniego Polesia. 1939.
1242. Trela J. Torfowiska w Wolbromiu. *Acta Soc. Botan. Pol.* 5 pp. 337—351, Warszawa 1928.
1243. Trela J. Torfowisko Jelnieńskie koło Dzisny w północno-wschodniej Polsce (Die pollenanalytische Untersuchung des Torfmoores „Jelnia“ bei Dzisna in Nordost Polen). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 64, pp. 13—31, Kraków 1930.
1244. Trela J. Torfowisko „Mak“ koło Sarn na Polesiu w świetle analizy pyłkowej (Die Ergebnisse der Pollenanalyse des Torfmoores „Mak“ bei Sarny in Ost-Polen). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 64, pp. 37—40, Kraków 1930.
1245. Trela J. Analiza pyłkowa utworów międzylodowcowych w Olszewicach (Pollenanalysis of the interglacial formations in Olszewice). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 64, pp. 77—86, 2 tabl. Kraków 1930.
1246. Trela J. O utworach międzylodowcowych w Olszewicach p. Tomaszowem Mazowieckim. Analiza pyłkowa utworów międzylodowcowych w Olszewicach. Uzupełnienie. (Pollenanalysis of the interglacial formations in Olszewice). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* 65, pp. 89—99, Kraków 1932.
1247. Trela J. Interglacjał w Samostrzelnikach pod Grodnem (Interglazial in Samostrzelniki bei Grodno in Polen). *Starunia*, nr 9, pp. 1—8, 2 tabl., oraz *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 40, pp. 149—150, Kraków 1935.
1248. Trela J. La Période Interglaciaire à Samostrzelniki près Grodno, à la lumière des résultats de l'analyse pollinique. *Acad. Pol. Sci. Lett. C.-R. Mens.* 5, Kraków 1935.
- Trela J., patrz nr 1131.
1249. Trembaczowski J. Próba wyjaśnienia pochodzenia piasków plaży i wyd. w Puławach. *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, Lublin 1949.
1250. Tubielewicz E. Teren wodonośny i ujęcie wodociągu bydgoskiego. *Przeł. Gazown.-Wodociągowy* 3, pp. 221—229, 4 mapy. Kraków 1923.
1251. Turczynowicz St. Torfowiska i torfy w Polsce. *Przem. Handel 1918—1928* pp. 109—110, Warszawa 1928.
1252. Turczynowicz St. Spis torfowisk w okolicach Warszawy (La liste des tourbières situées dans les environs de Varsovie. *Pol. Kom. Energ. Sprawozd. Prace* 8, pp. 61—82, 3 mapy. Warszawa 1934.
1253. Turczynowicz St. Meliorowanie i zagospodarowanie torfowisk. *Państw. Inst. Wyd. Roln.*, pp. 1—222, il. Warszawa 1949.
1254. Tymrakiewicz W. Stratigraphie d. Niederungsmoores von Dublany und einiger Torfmoore aus Süd-Volhynien. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* E. I, pp. 149—175, Kraków 1931.
1255. Tymrakiewicz W. Stratygrafia torfowiska dublańskiego. *Lwow. Tow. Nauk. Sprawozd.* 11. p. 83, Lwów 1931.

1256. Tymrakiewicz W. Stratygrafia torfowisk krasowych południowego Polesia i północnego Wołynia (Stratigraphie d. Karst-Moore aus Süd-Polesie und Nord-Wolhynien). *Kosmos A*, t. 60, pp. 173—251, Lwów 1935.
1257. Tymrakiewicz W. Lasy i lesiste torfowiska między Stochodem i Stwigą na Polesiu. *Kosmos Ser. A*, t. 65, z. 1—4, pp. 261—316, Wrocław 1948.
1258. Urbański J. Beitrag zur Kenntnis d. Mollusken d. Interglazialen Travertine von Gliczarów bei Zakopane. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, z. 2, pp. 205—209, Kraków 1932.
1259. Urbański J. Z przyrody Wielkopolskiego Parku Narodowego pod Poznaniem. *Chr. Przyr. Ojcz.* 3, nr 1/2, pp. 4—25 (popularne), Kraków 1947. Urbański J., patrz nr 185, 234.
1260. Vogt E. Analiza pyłkowa trzech torfowisk w zachodniej Suwalszczyźnie (Pollenanalytische Untersuchungen von drei Torfmooren im West-Suwałki Gebiet). *Warsz. Tow. Nauk. Sprawozd.* pp. 44—54. 4 tabl., 54—59, Warszawa 1938.
1261. Walczak W. Z morfologii i dyluwium dolin Będkowskiej i Kobylańskiej w Jurze Krakowskiej (Contribution à la morphologie des vallées Będkowska et Kobylańska). *Przepl. Geogr.* t. 20, pp. 120—140, 1 mapa, il. Warszawa 1946.
1262. Walczak W. Wietrzenie piaskowców w gorgańskich rumowiskach. *Czasop. Geogr.* 18, pp. 268—276, Warszawa 1947.
1263. Walczak W. Geograficzny opis Ziemi Kłodzkiej. *Czasop. Geogr.* 19, Wrocław 1948.
1264. Walczak W. Gleby strukturalne w Karkonoszach. *Przepl. Geogr.* t. 21, Warszawa 1948.
1265. Walczak W. Rzeźba Ziemi Kłodzkiej i jej geneza. *Rocznik Kłodzki*, pp. 5—24, 3 tabl., Kłodzko 1948.
1266. Walukiewicz J. Zagadnienie przemysłu torfowego. *Życie Gosp.* 4, nr 17, pp. 700—701, Warszawa 1949.
1267. Wątocki W. Piasek z wybrzeża Helu nad Bałtykiem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* 7, p. 9, Kraków 1928.
1268. Wątocki W. Der Granatsand von Hel am Baltischen Meer. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* A, pp. 439—444, 1 tabl. Kraków 1928.
1269. Wdowiarz J. Badania geologiczne Karpat w okolicy Błażowej (Recherches géologiques dans les environs de Błażowa, Karpates Polonaises). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 14, pp. 45—57, 1 mapa, Kraków 1938.
1270. Wdowiarz J. Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywczy (Geological structure of the Carpathians in the region of Dubiecko and Krzywcze near Przemyśl). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 33, Warszawa 1948. Wdowiarz J., patrz nr 48.
1271. Wdowiarz St. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach w r. 1936 na SE od Rzeszowa. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 43, pp. 20—22, Warszawa 1937.
1272. Wenda J. Krajobraz morfologiczny okolic Poznania. *Ziemia* 9, pp. 52—56, il. Warszawa 1924.
1273. Wielłowicz. Pomiarzy głębokości mniejszych jezior obszaru Trockiego (Über die Tiefenverhältnisse d. kleinen Trokisees). *Zakł. Geol. Uniw. S. Bultorego, Prace*, 13, pp. 1—12, 1 mapa, Wilno 1934.

1274. Wilgat T. Kras okolic Cycowa. *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*. vol. IV. 9, Sec. B, pp. 229—256, Lublin 1950.
1275. Wiśniowski T. Szkic geologiczny Krakowa i jego okolic. *Kosmos* t. 25, pp. 199—262, Lwów 1900.
1276. Wiśniowski T. Atlas geologiczny Galicji, z. 21. Ark. Dobromil, 1 mapa, tekst, pp. 104, 1 tabl., 5 fig.
1277. Wiśniowski T. Über die in Gliniany gemachte Entdeckung einer paläolithischen Station der Mammutjäger mit der Fauna diluvialer Säugetiere, *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. B*, pp. 451—454, Kraków 1914.
1278. Włoczewski T. Analizy dwóch profilów glebowych, rozwijających się na glinach morenowych pod Poznaniem (Die Analysen zweier Bodenprofile welche sich auf einem Geschiebemergel bei Poznań entwickeln). *Rocznik Nauk Roln. Leśn.* t. 13, pp. 351—357, Poznań 1925.
1279. Wodniczko A. Polodowcowa historia lessów Wielkopolskich w świetle analizy pyłkowej. *Ochr. Przyr.* Kraków 1936.
1280. Wodniczko A. Nadmorskie Parki Narodowe, Kaszubski nad Łabą i Pomorsko-Woliński. *Chr. Przyr. Ojcz.* 2, nr 7/8, pp. 1—11 (popularne), Kraków 1946.
1281. Wodniczko A. Materiały do stratygrafii i analizy pyłkowej w pradolinie Noteci (pow. chodzieski i bydgoski). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozd.* pp. 177—178, Poznań 1948.
1282. Wołosowicz St. Okolice Wilna pod względem ewolucyjno-morfologicznym. *Przyczynek do znajomości morfologii powierzchni Litwy*, pp. 1—24, Wilno 1917.
1283. Wołosowicz St. Badania nad ewolucją łożysk rzecznych na obszarze zlodowacenia czwartorzędowego. *Przyczynek do znajomości morfologii powierzchni Litwy (Évolution des lits de rivières sur les terrains de glaciation quaternaire en Lithuanie)*. *Wiln. Tow. Przyj. Nauk* 6, pp. 169—205, Wilno 1918.
1284. Wołosowicz St. Badania nad rozwojem dolin rzecznych na Litwie (Évolution morphologique des vallées fluviales de la Lithuanie), pp. 1—16, Wilno 1918.
1285. Wołosowicz St. Litwa i Białoruś. cz. I. Budowa fizyczno-geograficzna (Géographie physique de la Lithuanie et de Ruthenie Blanche). *Pol. Tow. Krajozn.*, pp. 1—103, 1 mapa, 6 tabl. Warszawa 1920.
1286. Wołosowicz St. O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 3, pp. 27—28, Warszawa 1922.
1287. Wołosowicz St. O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu (Sur la glaciation dans le bassin du Bug). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 1, pp. 481—488, Warszawa 1922.
1288. Wołosowicz St. Z morfologii środkowego Nadbuża (Études morphologiques dans le bassin du Bug Moyen), pp. 1—2, Warszawa 1922.
1289. Wołosowicz St. O grzędach morenowych ziemi Narockiej i granicy młodszego zlodowacenia w dorzeczu Wilji. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 4, pp. 19—20, Warszawa 1922.

1290. Wołosowicz St. Granica zlodowacenia L₁ w Polsce. *Przeł. Geogr. Zjazd dyluwialistów polskich. Referat. Warszawa 1922.*
1291. Wołosowicz St. O grzędach morenowych ziemi Narockiej i granicy młodszego zlodowacenia w dorzeczu Wilji (Sur les moraines terminales du pays de Narocz et sur la limite de la seconde glaciation dans le bassin de la Vilia). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd. 2*, pp. 77—95, il. Warszawa 1923.
1292. Wołosowicz St. O południowej krawędzi prusko-mławskiego jezora lodowcowego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk*, 6, pp. 6—7, Warszawa 1923.
1293. Wołosowicz St. W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia (Sur les moraines terminales dans le sud de Polésie). *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk*, 7, 1923, pp. 5—6, Warszawa 1924.
1294. Wołosowicz St. Sprawozdanie z badań geologicznych na obszarze woj. Białostockiego, Nowogródzkiego i Wileńskiego. *Państw. Inst. Posiedz. Nauk*, 7, pp. 8—9, Warszawa 1924.
1295. Wołosowicz St. O południowej krawędzi „Prusko-Mławskiego“ ładolodu w epoce ostatniego zlodowacenia (Sur l'extrémité méridionale du lobe glaciaire de Mława pendant la dernière glaciation). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd. 2*, pp. 403—418, il. Warszawa 1924.
1296. Wołosowicz St. W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia (Sur les moraines terminales dans le sud de la Polésie). *Kosmos* t. 49, pp. 225—231, il. Lwów 1924.
1297. Wołosowicz St. Utwory dyluwialne na południowo-zachodnim krańcu ładolodu Wilejskiego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk*, 11, p. 9, Warszawa 1925.
1298. Wołosowicz St. Morena denna tzw. „transgresji wigierskiej“ i jej znaczenie w budowie pojezierza Suwalskiego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk*, 13, pp. 2—4, Warszawa 1925.
1299. Wołosowicz St. Ziemia Wileńska. *Bibl. Geogr. Orbis*, 8, pp. 1—130, 1 mapa, il. Kraków 1925.
1300. Wołosowicz St. Utwory dyluwialne na południowo-zachodnim krańcu ładolodu Wilejskiego (Les formations quaternaires à l'extrémité sud-ouest du lobe glaciaire de la Vilia). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd. 3*, pp. 151—168, 1 mapa, Warszawa 1925.
1301. Wołosowicz St. Morena denna tzw. transgresji wigierskiej i jej znaczenie w budowie dyluwium Pojezierza Suwalskiego (La moraine de fond de la transgression de Wigry et son rôle dans la structure géologique du pays lacustre de Suwałki). *Państw. Inst. Geol. Sprawozd. 3*, pp. 434—467, il. Warszawa 1926.
1302. Wołosowicz St. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1926 na arkuszach Suwałki i Kalwaria mapy 1 : 100 000. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk*, 18, pp. 41—42, Warszawa 1927.
1303. Wołosowicz St. Okolice Wilna. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Przewodnik Kongr.*, pp. 158—160, Kraków 1927.
1304. Wołosowicz St. Krajobraz i geologia Wilno-Lwów. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. Przewodnik Kongr.*, pp. 175—179, Kraków 1927.
1305. Wołosowicz St. Les dépôts glaciaires de la Pologne orientale. *Scientific Results of the voyages of the Orbis*. pp. 35—98, 1 mapa, Kraków 1928.

1306. Wołosowicz St. Utwory dyluwialne i morfologia Pojezierza Suwalskiego. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 21, pp. 50—52, Warszawa 1928.
1307. Wołosowicz St. W sprawie rozgraniczenia pojezierza i pasa dolin na wschodzie Polski (Sur la délimitation du plateau lacustre et du pays des vallées de la Pologne Orientale). *Przeegl. Geogr.* t. 9, pp. 348—360, Warszawa 1929.
1308. Wołosowicz St. Utwory dyluwialne i morfologia wschodniego krańca tzw. półwyspu Pińskiego (Les dépôts glaciaires et la morphologie de l'extrémité orientale de la presqu'île de Pińsk). *Prace Biura Melioracji Polesia* 1, 1, pp. 1—50, 1 mapa, 5 tabl. Brześć n. Bugiem 1929.
1309. Wołosowicz St. Znaczenie badań geologicznych dla melioracji Polesia (Sur le rôle de la géologie dans le problème de l'assèchement des marais de Polesie polonaise). *Postępy prac przy melioracji Polesia*, pp. 1—6, Brześć n. Bugiem 1933.
1310. Wołoszynska J. Nitella plejstocénska ze Ściejowic koło Krakowa (Über eine pleistozane Nitella von Sciejowice bei Krakau). *Acta Soc. Botan. Pol.* 1, 15, pp. 23—26, 1 tabl. Warszawa 1938.
Wondrausch A., patrz nr 680.
1311. Wojcik K. Szkic budowy geologicznej podłoża miasta Poznania. *Księga Pamiątkowa m. Poznania*, Poznań 1929.
1312. Wrzosek A. Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr polskich (Untersuchungen über die Karsterscheinungen in d. poln. Tatra). *Wiadom. Służby Geogr.* 7, pp. 235—273, 1 mapa, 8 tabl. Warszawa 1933.
1313. Wrzosek A. Zarys geografii fizycznej Śląska. *Kurs Nauk. Inform. Ziem. Zach.* nr 1, Katowice 1945.
Wrzosek A., patrz nr 1333.
1314. Wykopaliska Staruńskie — słoń, mamut i nosorożec wraz z współczesną florą i fauną (Les fossiles de Starunia. Elephas Primig. Blum. et Rhinoceros Antiquitatis Blum. s. Tichorhinus Fisch. avec la faune de la flore contemp.). *Muzeum im. Czieduszyckich* 2 vol. pp. 1—386, 1 mapa, atlas, 67 tabl. Kraków 1914.
1315. Wyszynski O. Materiały geologiczne z wierceń poszukiwawczych na Przedgórzu okolic Stryja (Le puits de prospection dans l'avant-pays de la région de Stryj). *Przem. Naft.* 12, pp. 469—573, 504—508, il. Lwów 1937.
1316. Wyszynski O. Wyniki najnowszych prac poszukiwawczych na Przedgórzu (Résultats des derniers travaux de recherche dans l'avant-pays des Karpates). *Przem. Naft.* 13, pp. 441—443, Lwów 1938.
1317. Wyszynski O. Materiały geologiczne z wierceń poszukiwawczych na przedgórzu okolic Rudek (Les prospections par sondage de l'avant-pays de la région de Rudki). *Przem. Naft.* 13, pp. 493—499, Lwów 1938.
1318. Wyszynski O. Przedgórze okolic Kosowa. Wiercenie poszukiwawcze S. A. Pionier (Les prospections de la S. A. Pionier dans les environs de Kosów). *Przem. Naft.* 13, 113—119, il. Lwów 1938.
1319. Wyszynski O. Przedgórze okolic Kosowa. Głębokie wiercenie poszukiwawcze „Hucul” w Wierzbowcu (Eine tiefe Aufschlussbohrung in der Umgebung von Kosów). *Przem. Naft.* 14, pp. 7—13, il. Lwów 1939.

1320. Wszyński O., Obtulowicz J., Teisseyre H. Mapa geologiczna Przedgórze Karpat Pokuckich. Arkusz Kuty 1:50 000 (Carte géologique de l'Avant-Pays des Karpates de Pokucie, feuille Kuty). *Oddział Geol. S. A. Pionier* 1938.
1321. Zabłocki J., Passendorfer E. O trzeciorzędowych i czwartorzędowych utworach brzegu Bałtyku pomiędzy Wielką Wsią a Jastrzębią Górą. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 16, pp. 169—176, Kraków 1946.
1322. Zaborski B. O dyluwium zachodniej części wyżyny Lubelskiej. *XII Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich. Księga pamiątkowa*, pp. 114—115, Warszawa 1926.
1323. Zaborski B. O utworach ostatniego zlodowacenia między Wisłą a Bugiem. *XII Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich. Księga pamiątkowa*, Warszawa 1926.
1324. Zaborski B. O zjawiskach podobnych do krasowych w lessach (Sur les phénomènes de l'hydrographie souterraine dans le loess). *XII Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich. Księga pamiątkowa*, pp. 124—126, Warszawa 1926 oraz *Zakł. Geogr. Uniw. Warsz. Prace* 6, pp. 1—10, Warszawa 1926.
1325. Zaborski B. Ozy między Grójcem a Odrzywołem (Oesar entre Grójec et Odrzywół). *Przeł. Geogr.* t. 4, pp. 129—133, Warszawa 1926.
1326. Zaborski B. Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich (Étude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes). *Przeł. Geogr.* t. 7, pp. 1—52, 1 mapa, il. Warszawa 1927.
1327. Zaborski B. Erozyjny charakter rozszerzenia doliny Wisły pod Grudziądzem. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Streszczenie referatu*, p. 2, Kraków 1927.
1328. Zaborski B. Utwory lodowcowe Podlasia. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Streszczenie referatu*, p. 2, Kraków 1927.
1329. Zaborski B. Erozyjny charakter rozszerzenia doliny Wisły pod Grudziądzem. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927, Pamiętnik* t. 1, pp. 207—208, Kraków 1929.
1330. Zaborski B. Utwory lodowcowe Podlasia. *II Zjazd Geogr. Etnogr. Słow. 1927. Pamiętnik* t. 1, pp. 208—209, Kraków 1929.
1331. Zaborski B. Próba podziału regionalnego Niżu Polski i terenów ościenych (Versuch d. Gliederung d. Flachlandes v. Polen u. d. angrenzenden Gebiete). *Wiadom. Geogr.* 8, pp. 139—144, Kraków 1930.
1332. Zaborski B. Zarys morfologii północnych Kaszub, pow. morski (Précis morphologique de la Kachoubie du Nord, distr. maritime). *Inst. Bałtycki*, pp. 1—56, 1, il. Toruń 1933.
1333. Zaborski B. Wycieczki Zakładu Geograficznego U. W. w okolice Grodna. W okolice Kazimierza Dolnego. Na Pomorze. W okolice Rożana. W okolice Grodna i Oran. *Przeł. Geogr.* t. 14, pp. 217—223, il. Warszawa 1933.
1334. Zaborski B., Rühle E. Ślady oscylacji lodowcowej nad Mereczanką (Traces d'oscillation glaciaires dans la cuvette de Mereczanka). *Wiadom. Służby Geogr.* t. 12, pp. 12—32, 1 mapa, il. Warszawa 1938.
1335. Zaborski B., Wrzosek A. La partie N.-Ouest du plateau de Lublin. *Congrès Intern. de Géographie 1934. Guide des Excursions* C. 3, pp. 1—10, 1 mapa, Warszawa 1934.
- Zaborski B., patrz nr 465.
- Zacharzewski P., patrz nr 1201, 1206—1209.

1336. Zajączkowski W. Niektóre kompleksy glebowe zachodniego Polesia (Einige Bodenkomplekse im westlichen Polessie), *Mater. Pozn. Gleb. Pol.* t. 3, pp. 63—150, 1 mapa, 3 tabl., il. Puławy 1934.
1337. Zapalowicz H. Okres lodowy w Karpatach Pokucko-Marmaroskich, *Kosmos* t. 37, pp. 579—654, il. Lwów 1912.
1338. Zglinnicka A. Regiony morfologiczne na Pokuciu (Les regions morphologiques du Pokucie). *Prace Geogr. E. Romera* t. 12, pp. 81—97, il. Lwów 1931.
1339. Zglinnicka A. Niektóre zagadnienia dyluwium niżowego w Polsce w świetle najnowszej literatury (Les problèmes glaciaux de la plaine polonaise d'après les recherches 1918—1929). *Czasop. Geogr.* 9, pp. 1—47, 1 mapa, Lwów 1931.
1340. Zieleniewski St. O wiwianitach bagiennych Niżu Polskiego (Über Vivianite der polnischen Tiefebene). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Sprawozd.* 32, pp. 108—110, Poznań 1938.
1341. Zieleniewski St. O wiwianitach bagiennych Niżu Polskiego. *Warsz. Tow. Nauk. Sprawozd.* 31, pp. 163—165, Warszawa 1938.
1342. Zieleniewski St. O wiwianitach bagiennych Niżu Polskiego (Sur les vivianites de la plaine polonaise). Komunikat zgłoszony 22 listopada 1938 r. *Tow. Nauk. Warsz. Archiwum Miner.* 15, Warszawa 1945.
- Ziembianka M., patrz nr 1130.
1343. Zierhoffer A. Zagadnienie powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich (Le problème de la surface sousdiluvienne sur le territoire de la Pologne). *Pokiosie Geogr.*, pp. 273—328, 1 mapa, 2 tabl. Lwów 1925.
1344. Zierhoffer A. Les cartes de la surface sousquaternaire et de la répartition des épaisseurs des sédiments quaternaires en Pologne. *I Sjezd Slov. Geogr. Etnogr.* 1924. *Sbornik*, pp. 192—193, Praha 1926.
1345. Zierhoffer A. Północna krawędź Podola w świetle mapy powierzchni kredowej. *XII Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich. Księga pamiątkowa*, pp. 116—117, Warszawa 1926.
1346. Zierhoffer A. Północna krawędź Podola w świetle rzeźby powierzchni kredowej. (The northern margin of Podolia with relation to the relief of the cretaceous surface). *Prace Geogr. E. Romera* t. 9, pp. 61—95, il. Lwów 1927.
1347. Zierhoffer A. Recherches sur les terrasses diluviales du versant Nord des Carpates. *Congrès Intern. de Géographie 1931. Résumés des Commun.* pp. 34—35, Paris 1931.
1348. Zierhoffer A. Wyspy morenowe wśród błot Ostrowskich na Pomorzu (Les îles morainiques de Ostrów, Pomeranie). *Czasop. Geogr.* 10, pp. 88—90, Lwów 1932.
1349. Zierhoffer A. Northern gravels on the right bank of the Dniestr near Sambor. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, 2, pp. 222—223, Kraków 1932.
1350. Zierhoffer A. Recherches sur les terrasses diluviales du versant nord des Carpathes. *Congrès Intern. de Géographie C.-R.* 2, 1, pp. 138—139, Paris 1933.
1351. Zierhoffer A., Czyżewski J. La Podolie, les Carpates Polonaises Orientales et leur avant-pays. *Congrès Intern. de Géographie 1934. Guide A* 2, pp. 1—90, il. Warszawa 1934.
- Zierhoffer A., patrz nr 82.

1352. Zjazd plejstoceniński (1—3 marca 1946). *Wiadom. Muzeum Ziemi* 3, pp. 182—186, Warszawa 1947.
1353. Zuber R. Kilka słów o rzekomych śladach lodowca dyluwialnego pod Truskawcem. *Kosmos* t. 26. pp. 251—256, Lwów 1901.
1354. Zuber R. Atlas geologiczny Galicji. z. 17. ark. Skole, *Akad. Umiej. Kom. Fizjogr.* Kraków 1905.
1355. Zuber St. Z geologii okolic Krzemieńca. *Ziemia* 11, pp. 50—55, 66—69, il. Warszawa 1926.
1356. Zubrzycki P. Starunia jako teren naftowy w świetle dotychczasowych wierceń (Les terrains pétrolifères de Starunia). *Przem. Naft.* 13, pp. 587—591, 608—613, il. Lwów 1938.
1357. Zwierzycki J. Geologia złóż węgla brunatnego. *Węgiel brunatny w zachodniej Polsce*. Katowice 1949.
Zych Wł., patrz nr 1037.
1368. Żmuda A. J. Fossile Flora des Krakauer Diluviums. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.* B, pp. 209—252, 4 t. Kraków 1914.

Цецыля ВАРДЕНСКАЯ

БИБЛИОГРАФИЯ ПОЛЬСКИХ ТРУДОВ ПО ЧЕТВЕРТИЧНОМУ ПЕРИОДУ 1900 — 1950

Данная библиография содержит труды польских авторов опубликованные в 1900 — 1950 годах касающиеся исследований четвертичного периода территории Польши и в соседних районах. Эта библиография обнимает труды печатанные в периодических и непериодических изданиях в Польше, так и публикации польских авторов в иностранных издательствах. Труды, которые кроме польского имеют заглавие и на другом языке, содержат перевод или резюме на этом языке.

Cecylia WARDESKA

BIBLIOGRAPHY OF POLISH WORKS CONCERNING RESEARCHES OF THE QUATERNARY DURING 1900—1950

The above bibliography contents list of works of Polish authors concerning researches of Poland's Quaternary and of neighbouring territories, printed in 1900—1950. That bibliography contents works as well in periodic and non periodic publications printed in Poland as works of Polish authors in the foreign publications. The works containing beside the Polish title also the title in another language possess also traduction or summary in this language.

Fot. 1

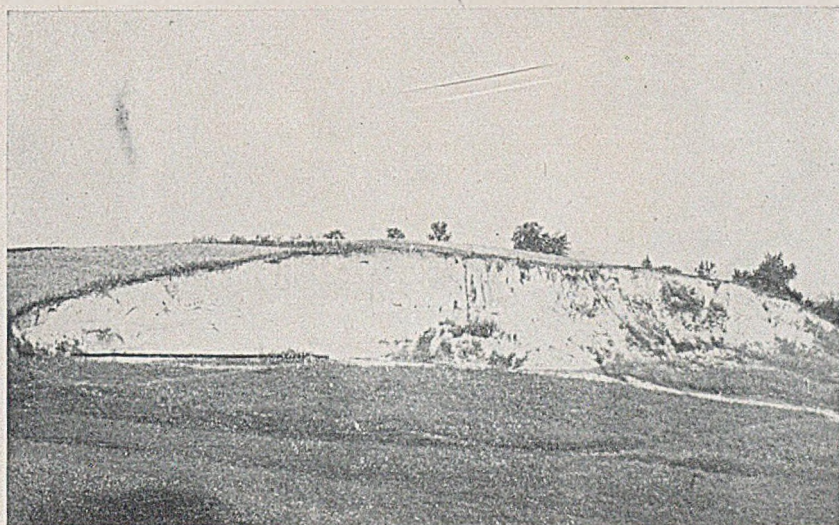
Zwierzyniec I. Odkrywka lessu przed podjęciem prac wykopaliskowych (VII. 1948 r.). Linia pozioma u podstawy odkrywki oznacza położenie i długość odcinka 1.

Fot. autor

Fot. 2

Południowa część odkrywki, odpowiadająca odcinkowi 1, przed podjęciem prac wykopaliskowych (VII. 1948 r.).

Fot. autor



Fot. 1



Fot. 2

Fot. 3

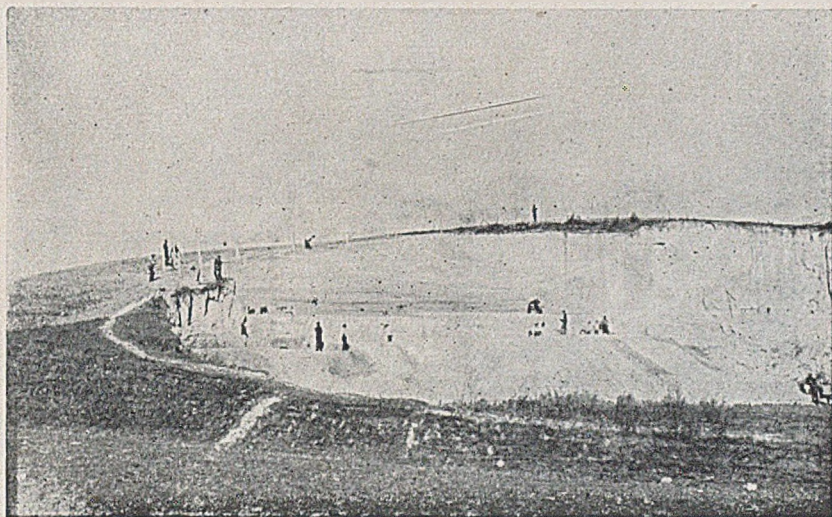
Zwierzyniec I. Widok na całość odcinka 1 od strony wschodniej.

Fot. autor

Fot. 4

Zwierzyniec I. Widok na partię starasowaną i eksploatowaną odcinka 1. Końcowa faza prac wykopaliskowych. Przy ścianie południowej dwa monolity, których powierzchniowe partie, o wymiarach 2×2 m i grubości 15 cm, przedstawiające V poziom soliflukcji, pobrano w całości (w postaci płyt) dla celów muzealnych.

Fot. autor



Fot. 3



Fot. 4

Fot. 5

Zwierzyńiec I, odcinek 1. Profil części ściany 6-go stopnia starasowanej partii odcinka. 11 — gleba kopalna, zaburzona na skutek pęcznienia, V — dolny poziom soliflukcji, wraz z glebą kopalną rozcięty przez klin mrozowy, xx — pojedyncze okazy paleolitycznych wyrobów krzemiennych, t — soczewka mułku siwego — „talik“, or — smuga impregnacji limonitowej.

Fot. autor

Fot. 6

Żabieniec. Ściana z inwolucjami w żwirach. Strefa inwolucyjna na lewo od łopalki, której dolny koniec wskazuje poziom niezaburzony.

Fot. autor



Fot. 5

Ludwik SAWICKI. Warunki klimatyczne akumulacji lessu.



Fot. 6

Jan DYLIK. Peryglacjalne struktury w plejstocenie.

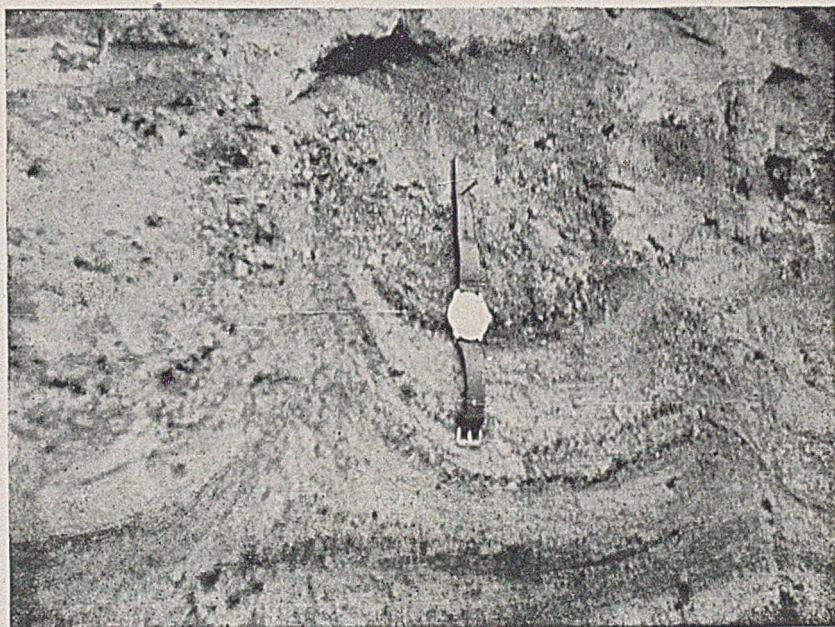
Fot. 7

Żabieniec. Inwolucja.

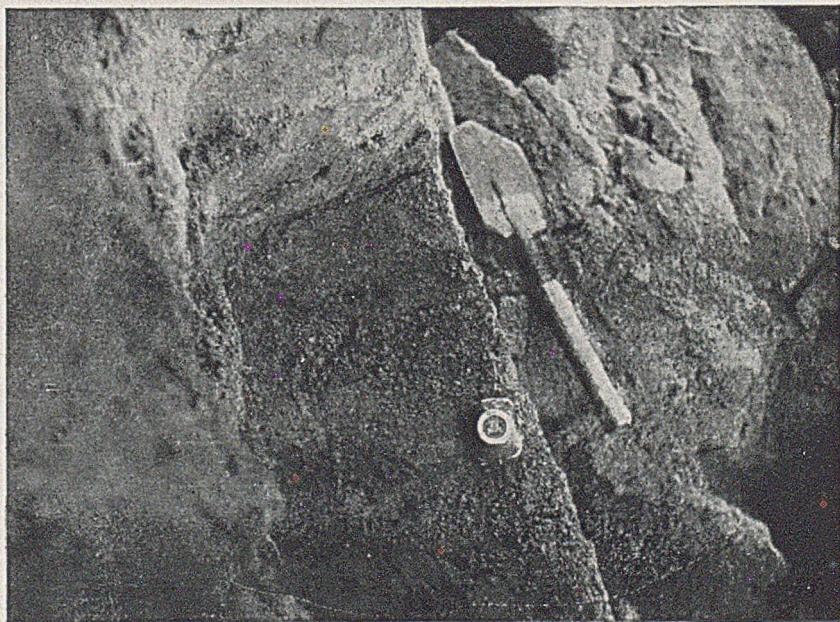
Fot. 8

Żabieniec. Inwolucja w rzucie poziomym. Miejsce przekroju odpowiada profilowi z zegarkiem na fot. 7.

Fot. autor



Fot. 7



Fot. 8

Jan DYLIK. Peryglacjalne struktury w plejstocenie.

Fot. 9

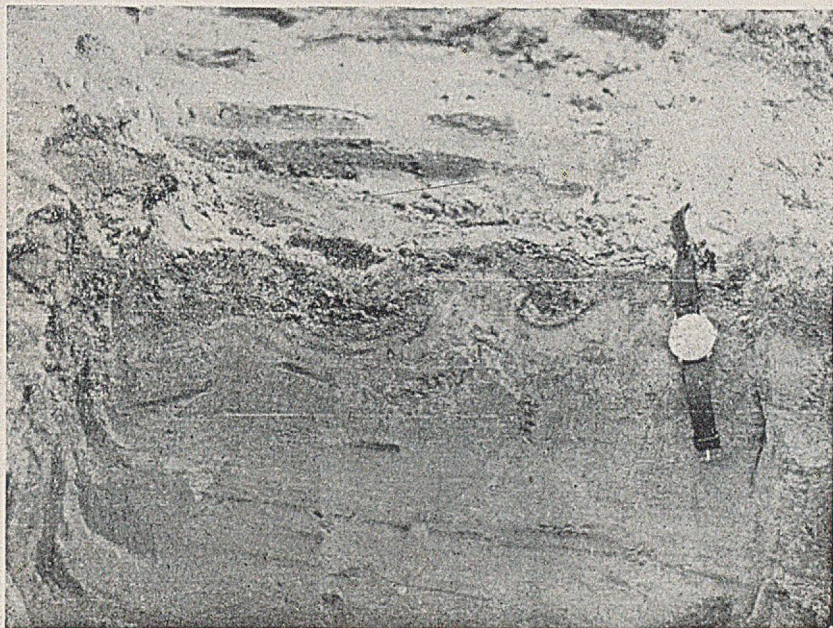
Swędów. Inwolucja. Na lewo od zegarka widoczne małe centrum muliste, zaznaczone w profilu i w planie. Grube żwiry tworzą pierścień.

Fot. autor

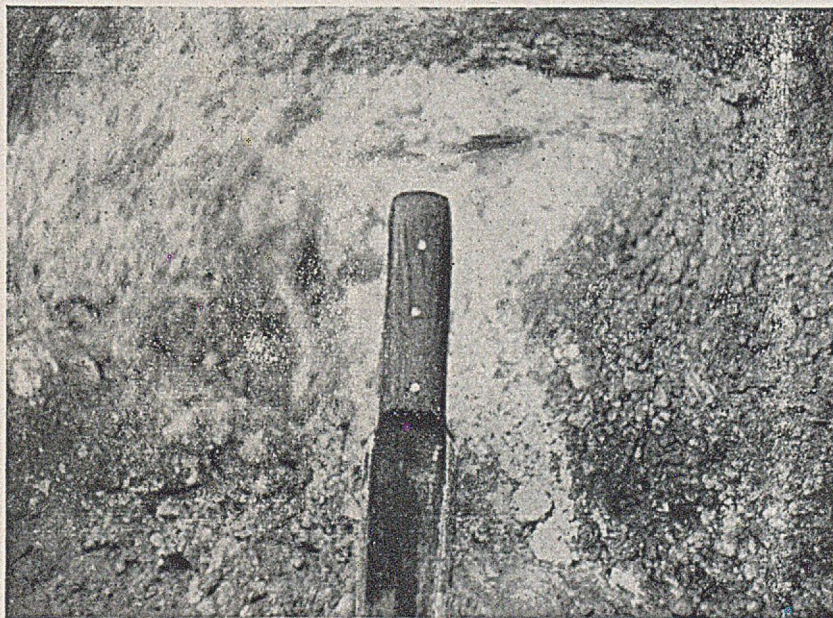
Fot. 10

Sędzice. Inwolucja zniekształcona przez kongeliflukcję. Kierunek spływu na prawo.

Fot. autor



Fot. 9



Fot. 10

Jan DYLIK. Peryglacialne struktury w plejstocenie.

Fot. 11

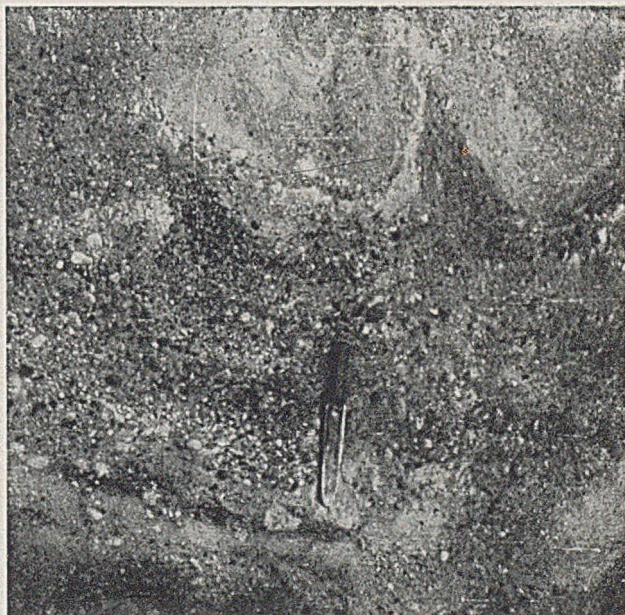
Sędzice. Część strefy inwolucyjnej. Widoczna segregacja materiału. Zakłócenie porządku z lewej strony wskazuje, że w czasie tworzenia się inwolucji odbywała się kongeliflukcja.

Fot. autor

Fot. 12

Ściborów. Strefa inwolucji festonowych.

Fot. autor



Fot. 11



Fot. 12

Jan DYLIK. Peryglacialne struktury w plejstocenie.

Fot. 13

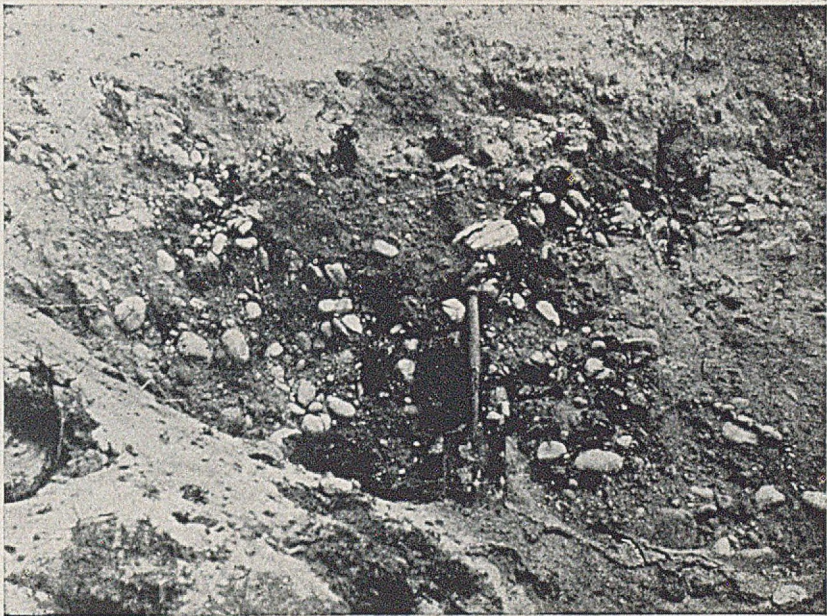
Ściborów. Inwolucja festonowa i klin zmarzlinowy, obok którego stoi łopatką. Inwolucja została częściowo zniszczona po stajaniu klina lodowego; feston jest przerwany u dołu, a w materiale wypełniającym feston widać głązy pochodzące z festonu.

Fot. autor

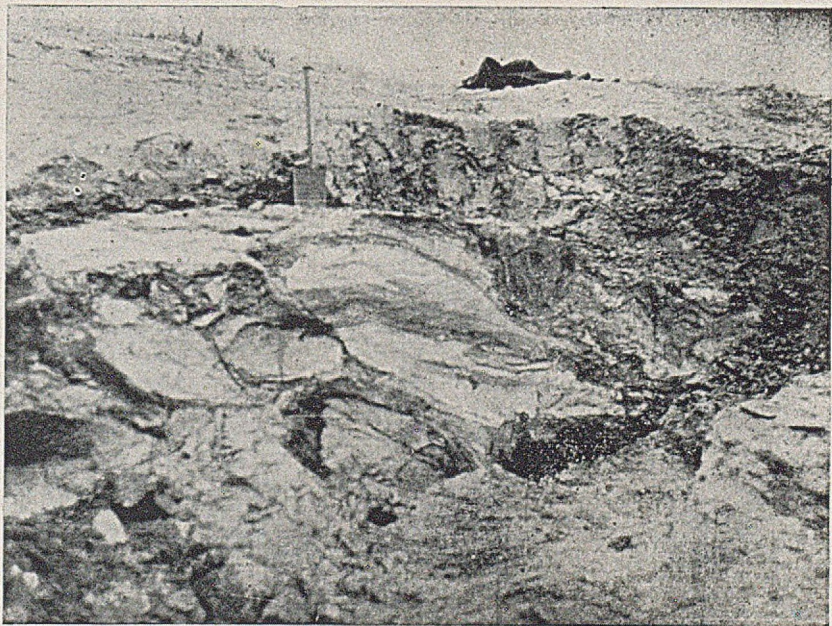
Fot. 14

Kołacinek. Główną część obrazu zajmują struktury komórkowe. Powyżej strefa inwolucyjna. Dolny koniec łopatką zaznacza mniej więcej środek tej strefy. Na prawo przypuszczalny klin.

Fot. autor



Fot. 13



Fot. 14

Jan DYLIK. Peryglacjalne struktury w plejstocenie.

Fot. 15

Kołacinek. Na prawo od zegarka drobne wygięcia inwolucyjne.

Fot. autor

Fot. 16

Kołacinek. Inwolucja kieszeniowa; być może dolna część zniszczonego klina zmarzlinowego.

Fot. autor



Fot. 15



Fot. 16

Fot. 17

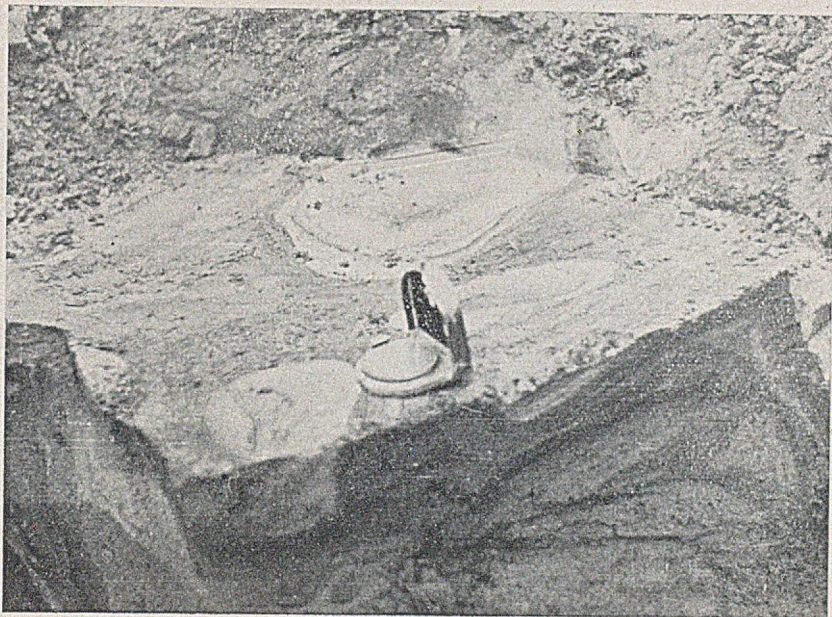
Kołacinek. Drobne inwolucje tłumaczone jako wynik segregacji wywołanej przez bąble mrozowe. Zaznacza się koncentryczne ułożenie materiału.

Fot. autor

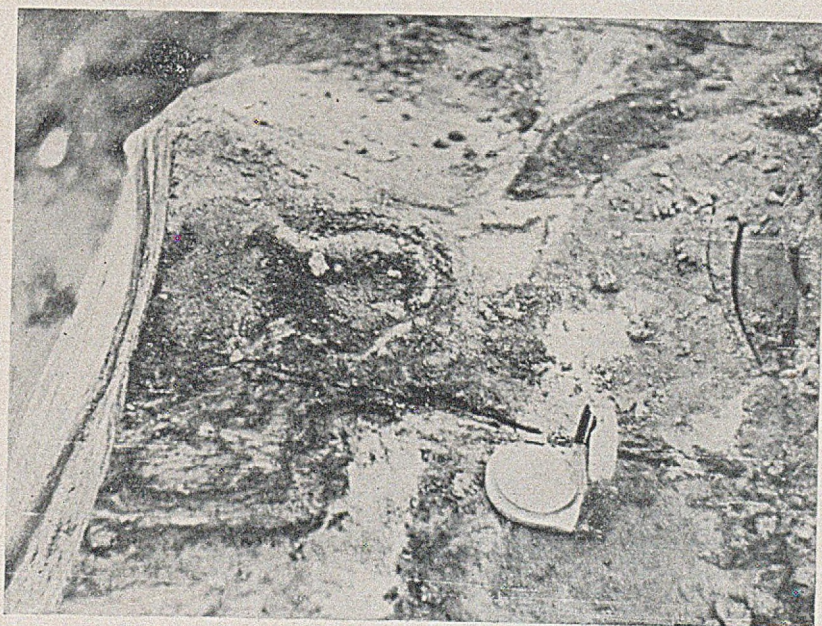
Fot. 18

Kołacinek. Rzut poziomy drobnych inwolucji. Z lewej strony przekrój poprzeczny przez ściankę szczelinową (żyłę) przecinającą inwolucję. Widoczne warstwowanie w przybliżeniu równoległe (przekątne) do ścian szczeliny.

Fot. autor



Fot. 17



Fot. 18

Jan DYLIK. Peryglacjalne struktury w plejstocenie.

Fot. 19

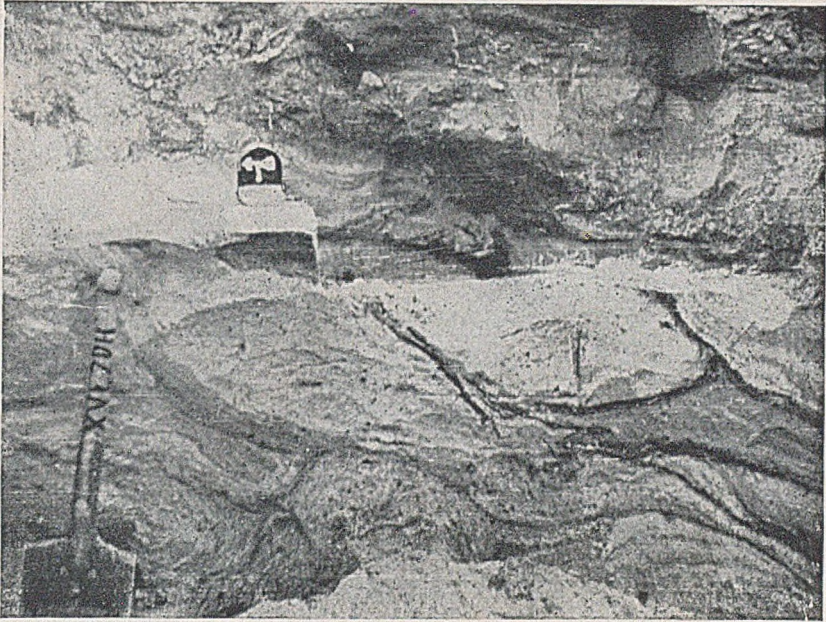
Kołacinek. Inwolucja (koło busoli); poniżej układ komórkowy wywołany przez system warstw lodu gruntowego. W profilu na prawo od łopaty ciemne smugi wypełnień szczelinowych.

Fot. autor

Fot. 20

Pukinin. Struktura kongeliflukcyjna.

Fot. autor



Fot. 19



Fot. 20

Jan DYLIK. Peryglacialne struktury w plejstocenie.

Fot. 21

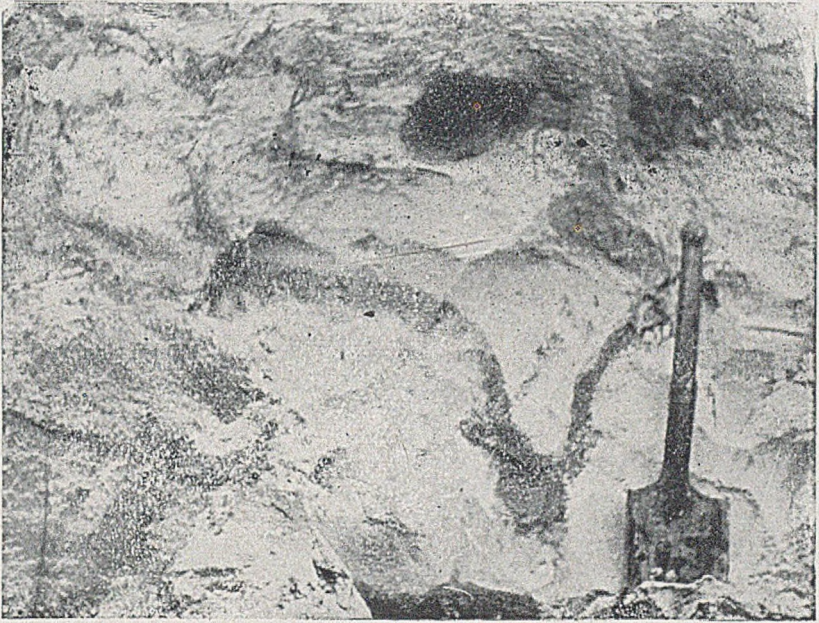
Pukinin. Fragment struktury kongeliflukcyjnej.

Fot. autor

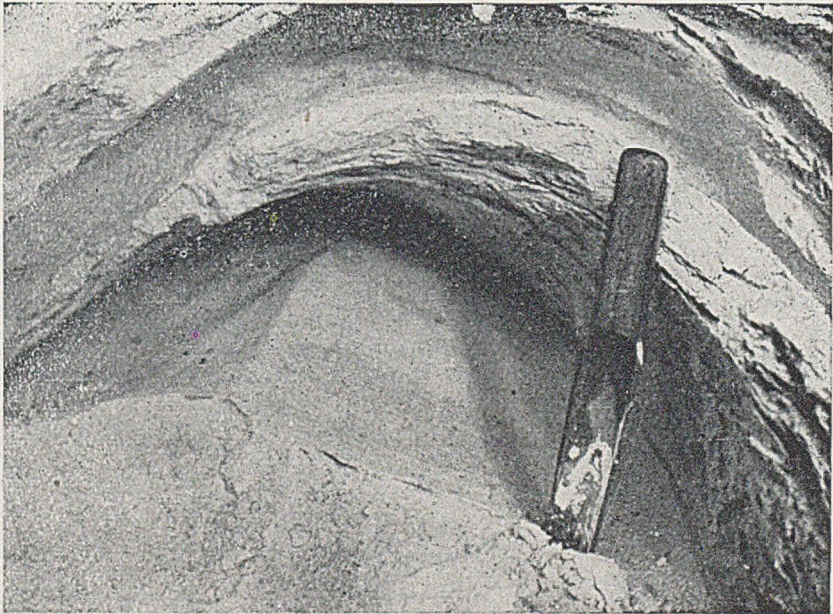
Fot. 22

Ossowice. Kliny zmarzlinowe. Po lewej stronie widać, że klin wychodzi z warstwy poziomej.

Fot. autor



Fot. 21



Fot. 22

Fot. 23

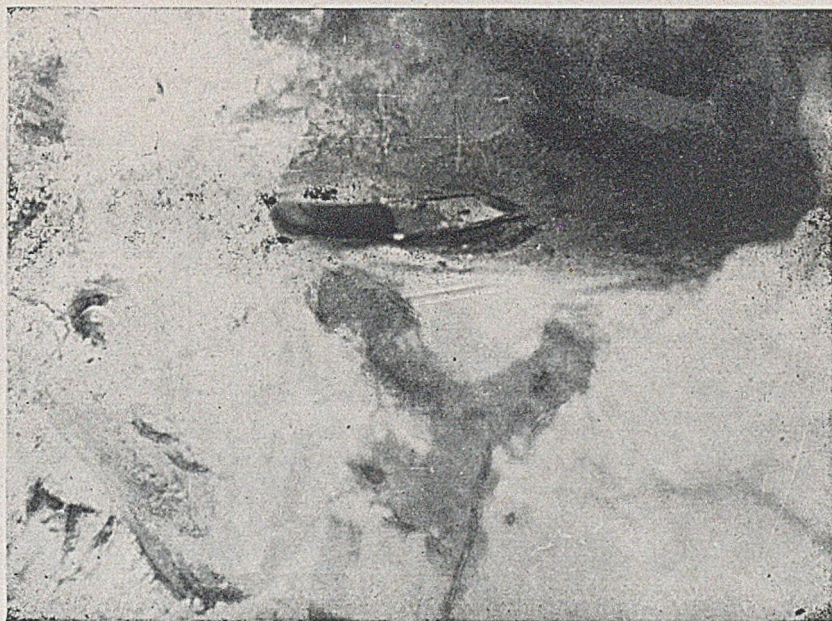
Ossowice. Rzut poziomy klinów zmarzlinowych. Widoczne zamykanie się klinów

Fot. L. Pierschałkówna

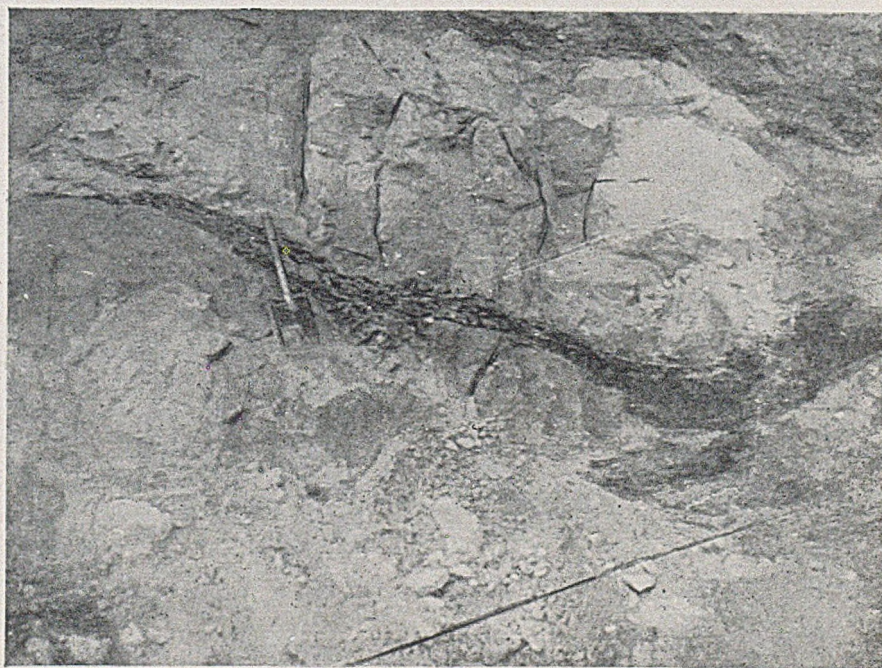
Fot. 24

Brudzew. Żyły zmarzlinowe.

Fot. autor



Fot. 23



Fot. 24

Jan DYLIK. Peryglacjalne struktury w plejstocenie.

Fot. 25

Bogumiłów. Inwolucja festonowa.

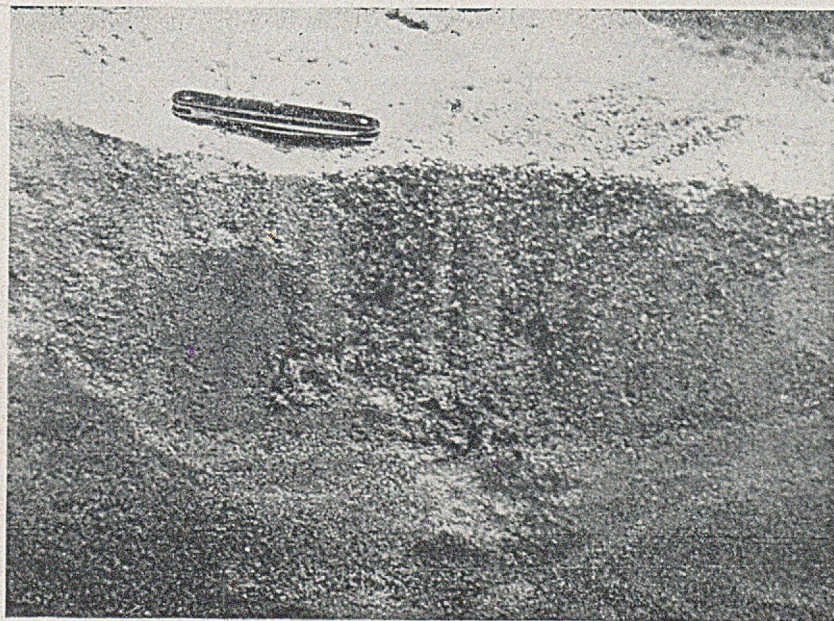
Fot. 26

Bogumiłów. Zagadkowa struktura rozwinięta w małym ośrodku zamarzania. Jasne przestrzenie — piasek, ciemne — żwir.

Fot. autor



Fot. 25



Fot. 26

Jan DYLIK. Peryglacjalne struktury w plejstocenie,

Fot. 27

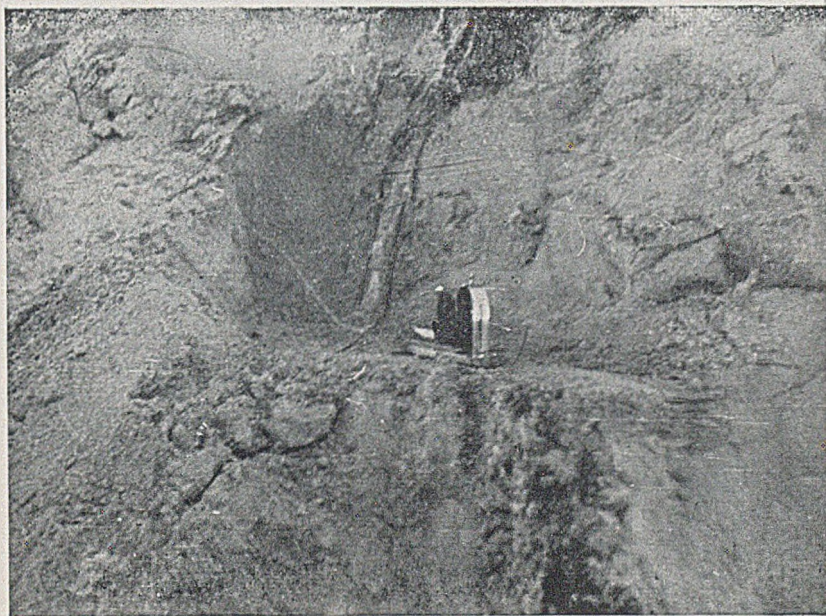
Dziadowice. Żyła ilasta.

Fot. autor

Fot. 28

Dąbrowa. Inwolucja utworzona przez wypełnienie przestrzeni po masach lodu gruntowego — horyzontalnej, soczewkowatej i pionowej. Ponad tkwiącą w ile łopatką soczewka piasku; powyżej wychodzący z niej kanałik piaszczysty.

Fot. autor



Fot. 27



Fot. 28

Fot. 29

Sędzice. Fragment inwolucji. Charakterystyczne ułożenie otoczków. Widoczna ostra granica pomiędzy jasnym mulem wapnistym i otoczkami, które są ułożone dłuższymi osiami równoległe do tej granicy. Segregacja postępowała od centralnej masy mulistej i zanikała w masie otoczków. Zaznacza się lekka deformacja spływowa.

Fot. autor

Fot. 30

Graniaki pod Zagórami.

Fot. autor



Fot. 29



Fot. 30

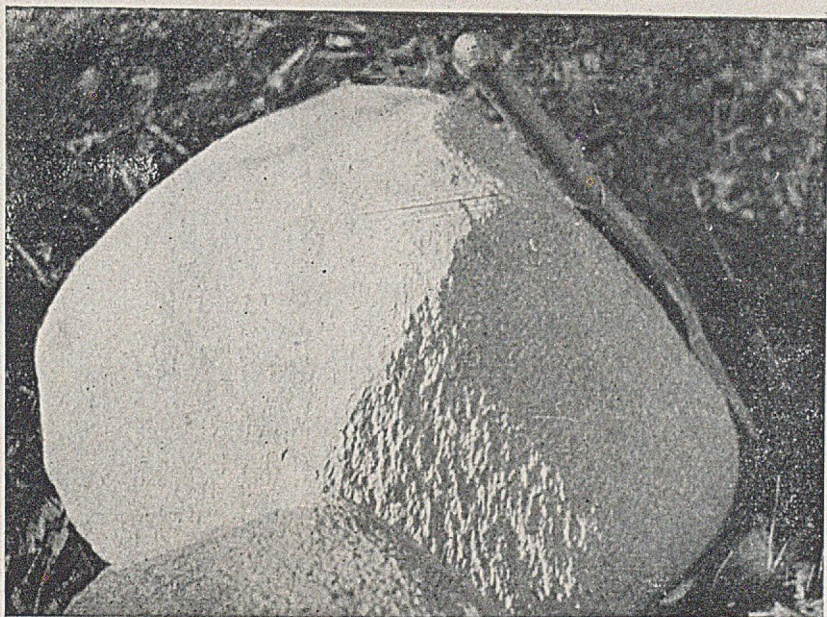
Fot. 31

Graniak pod Zagórami.

Fot. autor

Fot. 32

Chodnik obok budynku Akademii Rolniczej w Dublinach. Na ścianie budynku widać reper, do którego nawiązano pomiary wysokościowe, obok płyt chodnika krawężnik wyciągnięty przez działanie mrozu.



Fot. 31

Jan DYLIK. Peryglacialne struktury w plejstocenie.



Fot. 32

Stanisław BAC. Ruchy gleby pod wpływem mrozu.

Fot. 33

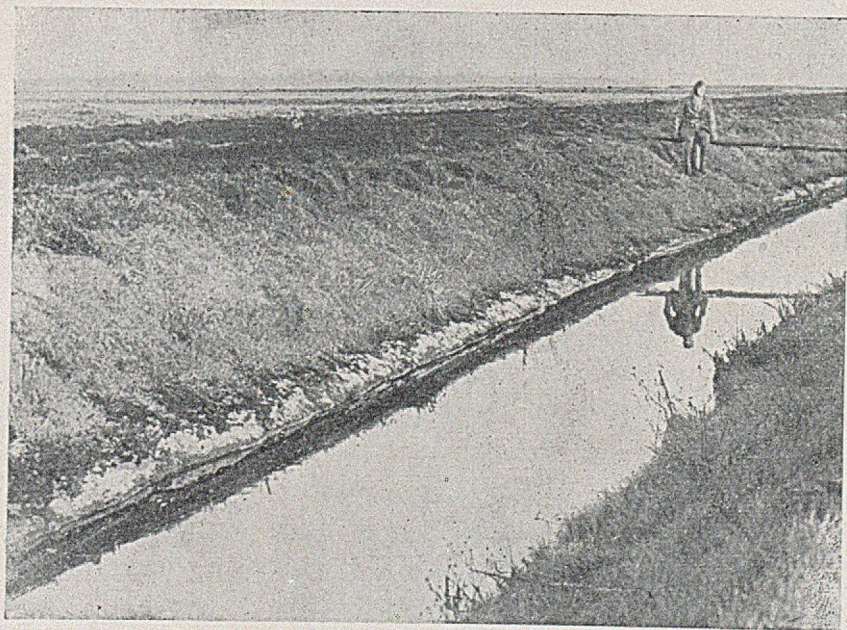
Szczelina ciągnąca się wzdłuż kanału odwadniającego na torfowisku Czemerne, powstała wskutek ciśnienia wody na warstwę zmarzniętą pola i obciążenia po-
brzeża materiałem z wykopu.

Fot. 34

Pas ociekowy wody włoskowatej z wykwitami lodowymi na skarpie kanału osu-
szającego torfowisko Czemerne.



Fot. 33



Fot. 34

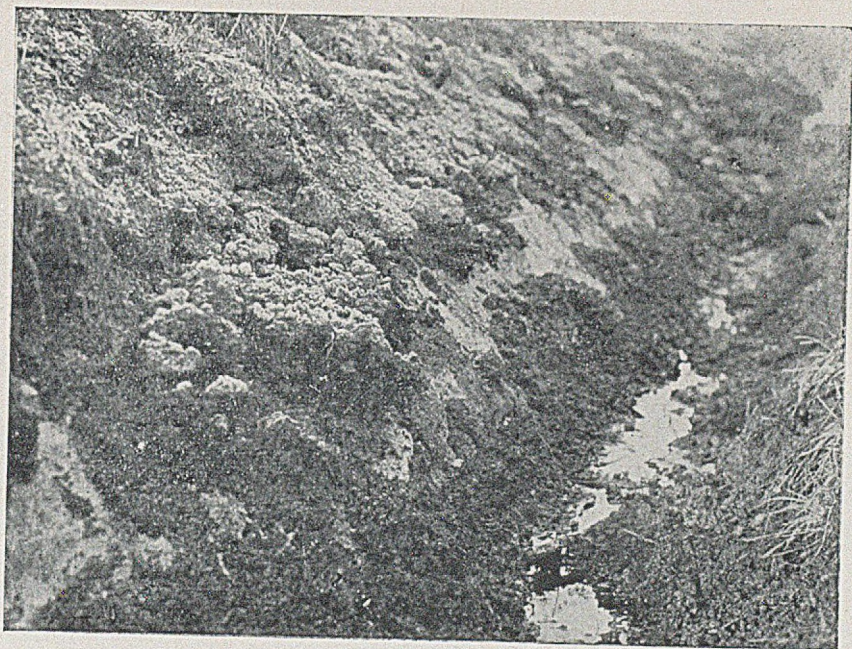
Stanisław BAC. Ruchy gleby pod wpływem mrozu.

Fot. 35

Wykwit lodowy z wody włoskowatej w postaci igiełek lodowych z oderwanymi kawałkami torfu.

Fot. 36

Wykwity lodowe na skarpie, obsuwające się podczas tajania wraz z torfem na dno rowu.



Fot. 35



Fot. 36

Stanisław BAC. Ruchy gleby pod wpływem mrozu.

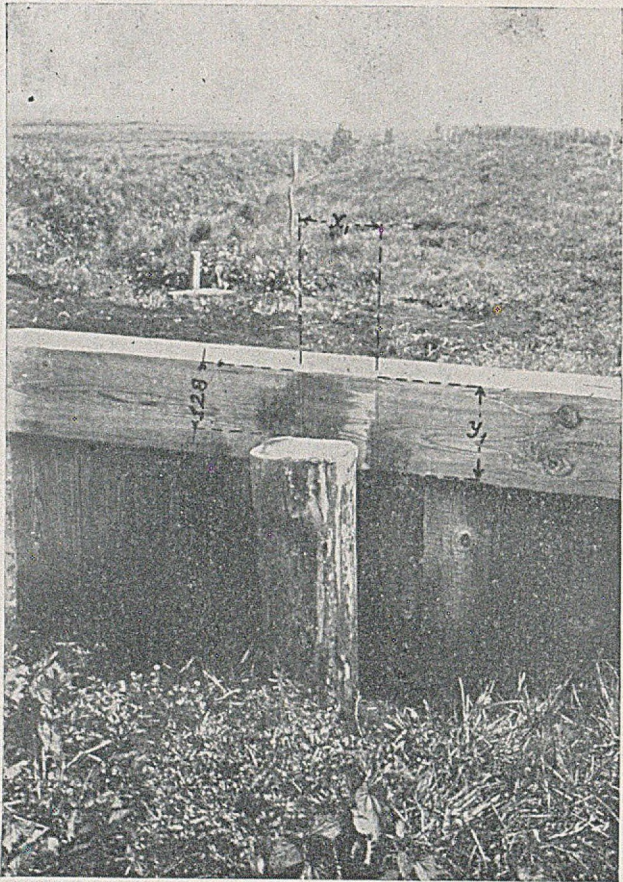
Fot. 37

Ruchomierze na Stacji Meteorologiczno-Rolniczej Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. w Puławach. Pierwszy ruchomierz wypełniony wodą, następne glebami: torfową, piaszczystą, lessową i madową. Po prawej stronie widać kręgi betonowe z analogicznymi glebami do pobierania próbek wilgoci. Zdjęcie wykonane na wiosnę, gdy badane gleby były porośnięte rzepakiem ozimym.

Fot. 38

Wyciągnięta przez mróz ścianka szczelna śluzy drewnianej na torfowisku Czemerne. Na belce poziomej (kapturze) widać jaśniejszą powierzchnię, do której przed wyciągnięciem przylegał ślup. Kaptur został przesunięty w kierunku poziomym i podniesiony o 128 mm.

Stanisław B.A.C. Ruchy gleby pod wpływem mrozu.



Fot. 38



Państw. Inst. Geol., Biul. 66, 1952 r.

Fot. 37

Fot. 39

Powierzchnia gleby z powyciąganymi przez mróz korzonkami koksagisu. Pole doświadczalne Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. w Puławach,

Fot. O. Wyrobek:

Fot. 40

Rzepak ozimy po wyjęciu z gleby na wiosnę. Osłona korkowa została zdarta przez ruchy warstwy powierzchniowej, gdy głębsze części korzeni znajdowały się w warstwie nieruchomej.

Fot. K. Sekutowicz



Fot. 39



Fot. 40

Fot. 41

Urządzenie pomiarowe do badania poziomych ruchów gleby na Stacji Meteorologiczno-Rolniczej Państw. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. w Puławach.

Fot. autor

Fot. 42

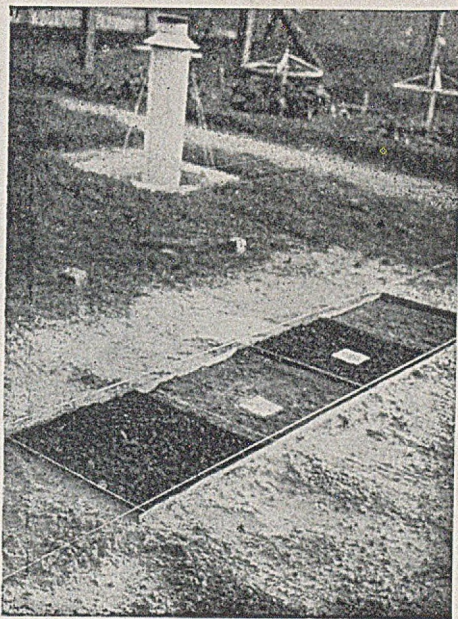
Odślonięcie przy drodze Grzegorzewice — Opoźdzew. Less pod residuum moreny górnej.

Fot. autor

Fot. 43

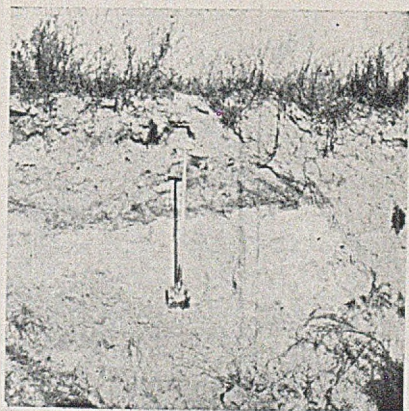
Odślonięcie w zboczu doliny Pilicy na wschód od Niemojewic. Piaski międzymorenowe z detrytusem i pyłkami roślin interglacjalnych (ciemna, skośna warstwa).

Fot. autor



Fot. 41

Stanisław BAC. Ruchy gleby pod wpływem mrozu.



Fot. 42



Fot. 43

Władysław KARASZEWSKI. Czwartorzęd i lessy podmorenowe w rejonie Warki.

Fot. 44

Wydma w okolicy Bełżca (arkusz Tomaszów Lubelski).

Fot. autor

Fot. 45

Odkrywka w cegielni w Bełżcu (arkusz Tomaszów Lubelski). Less (1) przykryty kredowym gruzem zboczowym (2).

Fot. autor



Fot. 44



Fot. 45

Alfred JAHN. Czwartorzęd północnej części ark. Zamość.

Fot. 46

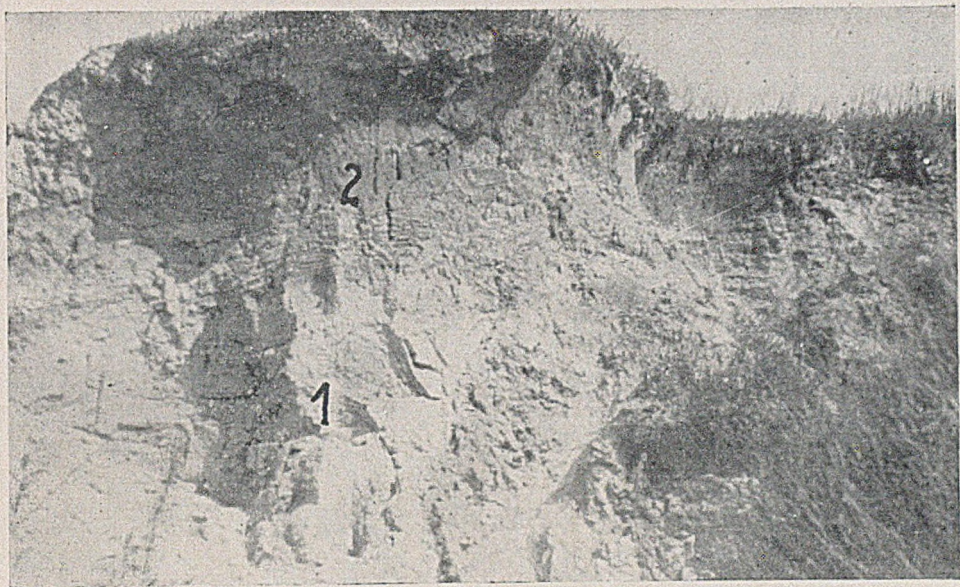
Zygmuntów (arkusz Krasnystaw). Less (1) przykryty piaskami rzecznyymi (2).

Fot. autor

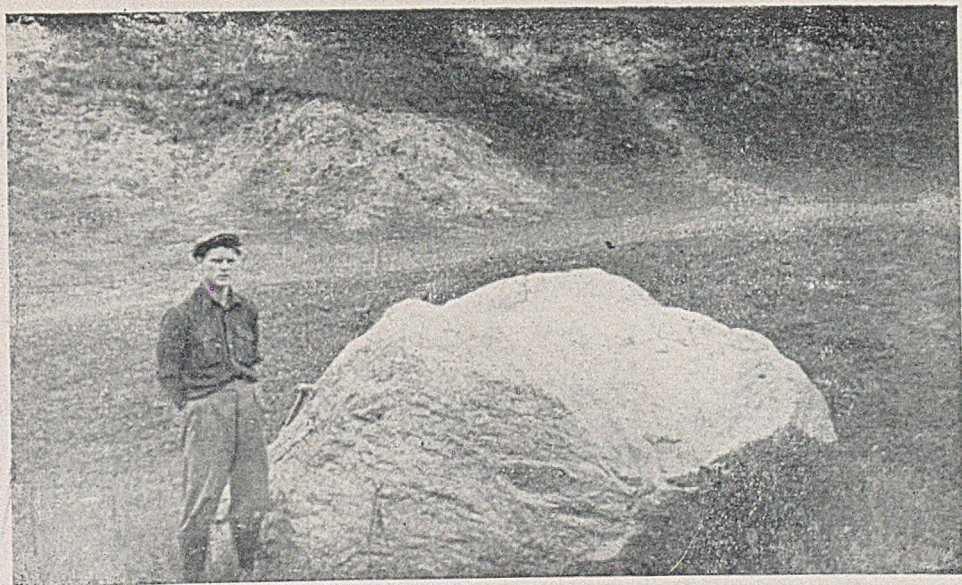
Fot. 47

Największy głaz narzutowy (granit) Wyżyny Lubelskiej w Białopolu (arkusz Grabowiec). Średnica bloku — 3 m.

Fot. autor



Fot. 46



Fot. 47

Alfred JAHN. Czwartorzęd północnej części ark. Zamość.

Fot. 48

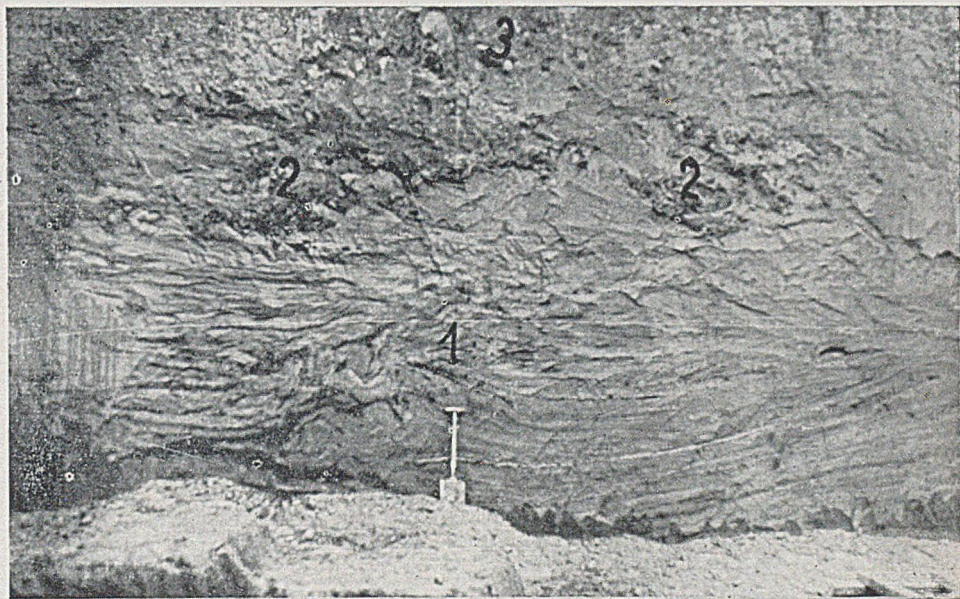
Soliflukcja w mułkach lessowych w Białopolu (arkusz Grabowiec). 1 — warstwa soliflukcyjna, 2 — gruz skał pólnocnych, 3 — bruk.

Fot. autor

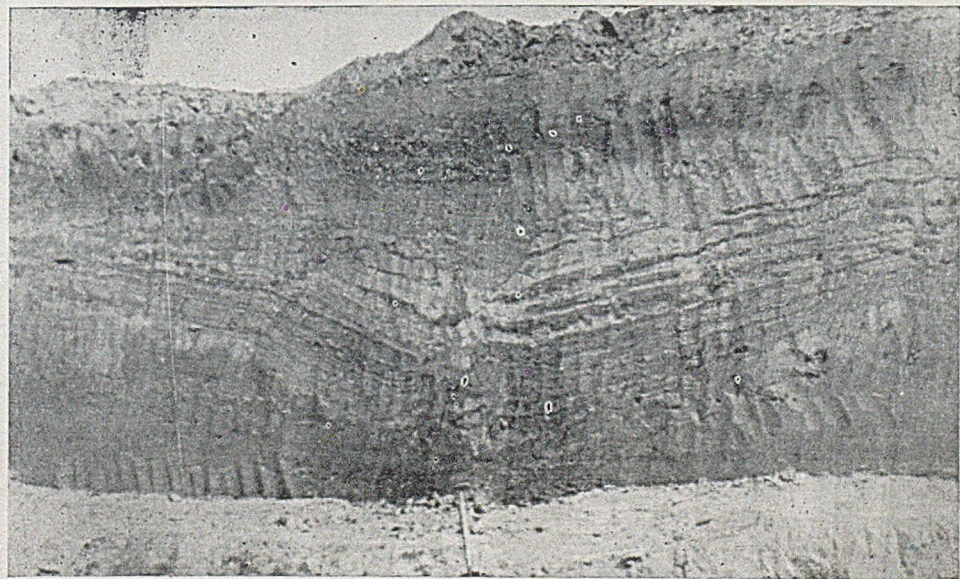
Fot. 49

Zaburzenia kryoturbacyjne w piaskach wstęgowych w Białopolu (arkusz Grabowiec).

Fot. autor



Fot. 49

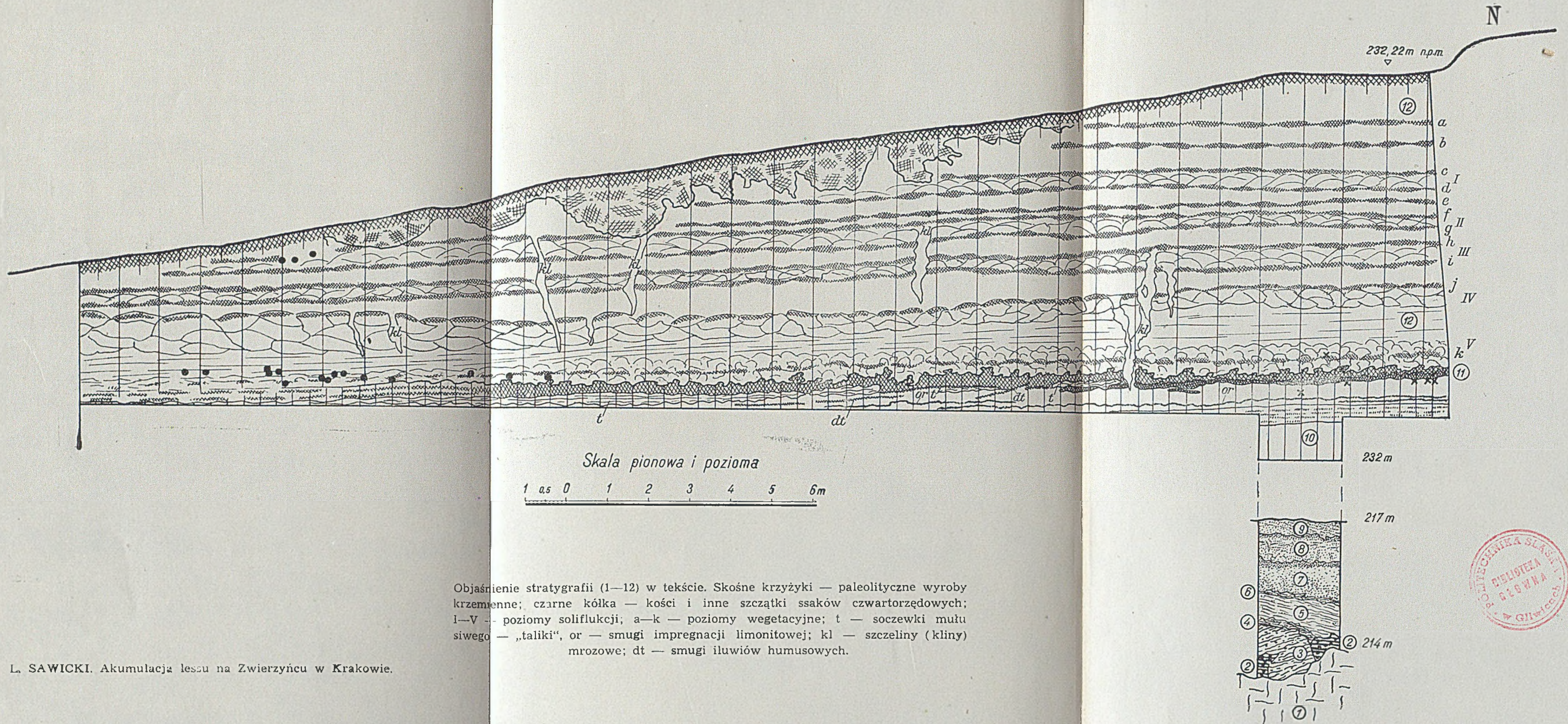


Fot. 49

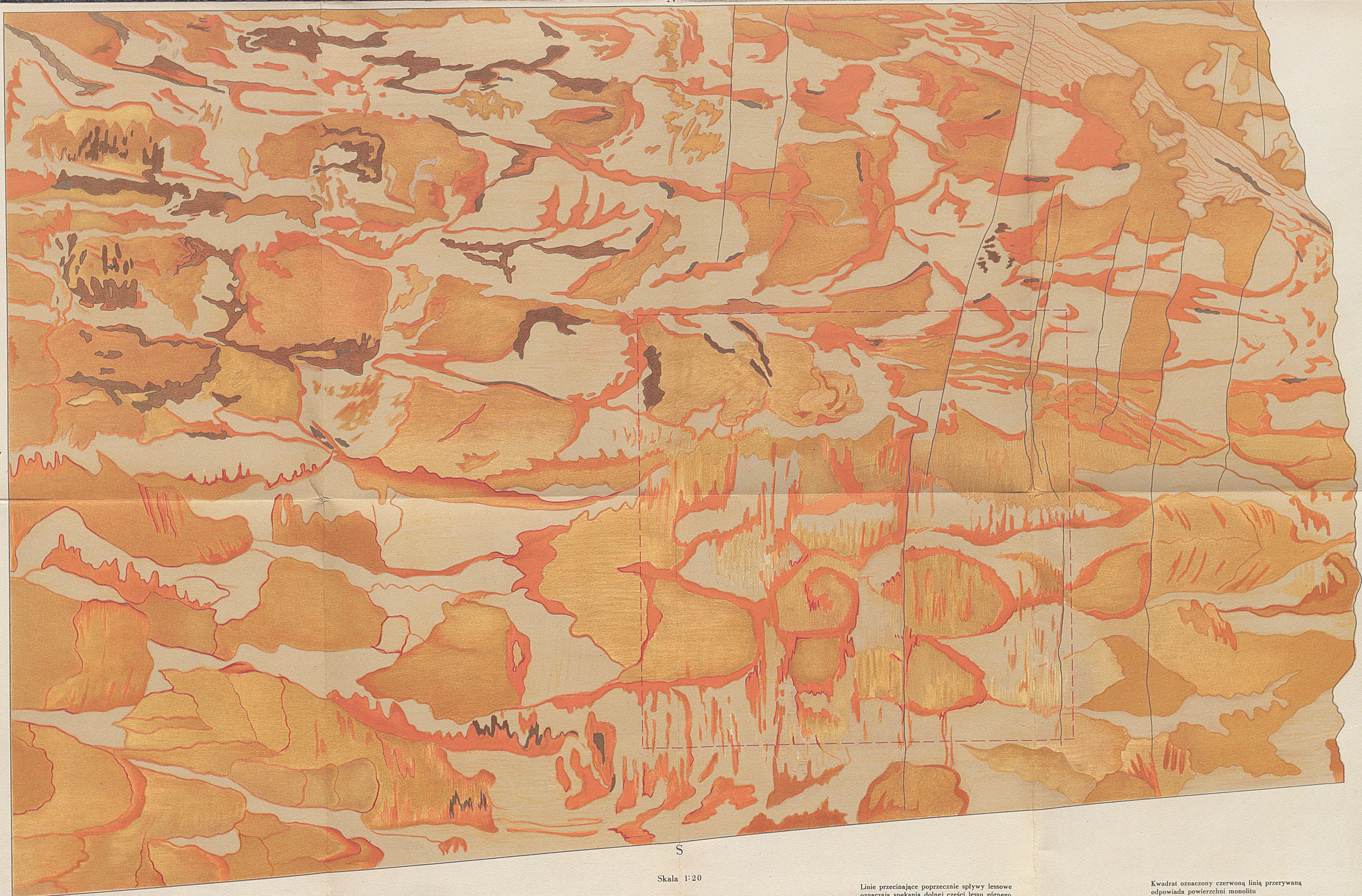
Alfred JAHN. Czwartorzęd północnej części ark. Zamość.



ZWIERZYNIEC I. PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY ODCINKA 1



Objaśnienie stratygrafii (1—12) w tekście. Skośne krzyżyki — paleolityczne wyroby krzemienne; czarne kółka — kości i inne szczątki ssaków czwartorzędowych; I—V — poziomy soliflukcji; a—k — poziomy wegetacyjne; t — soczewki mułu siwego — „taliki”, or — smugi impregnacji limonitowej; kl — szczeliny (kliny) mrozowe; dt — smugi iluwiów humusowych.



W

E

S

Skala 1:20

Linie przecinające poprzecznie sypywy lessowe
oznaczają spękania dolnej części lessu górnego

Kwadrat oznaczony czerwoną linią przerywaną
odpowiada powierzchni monolitu

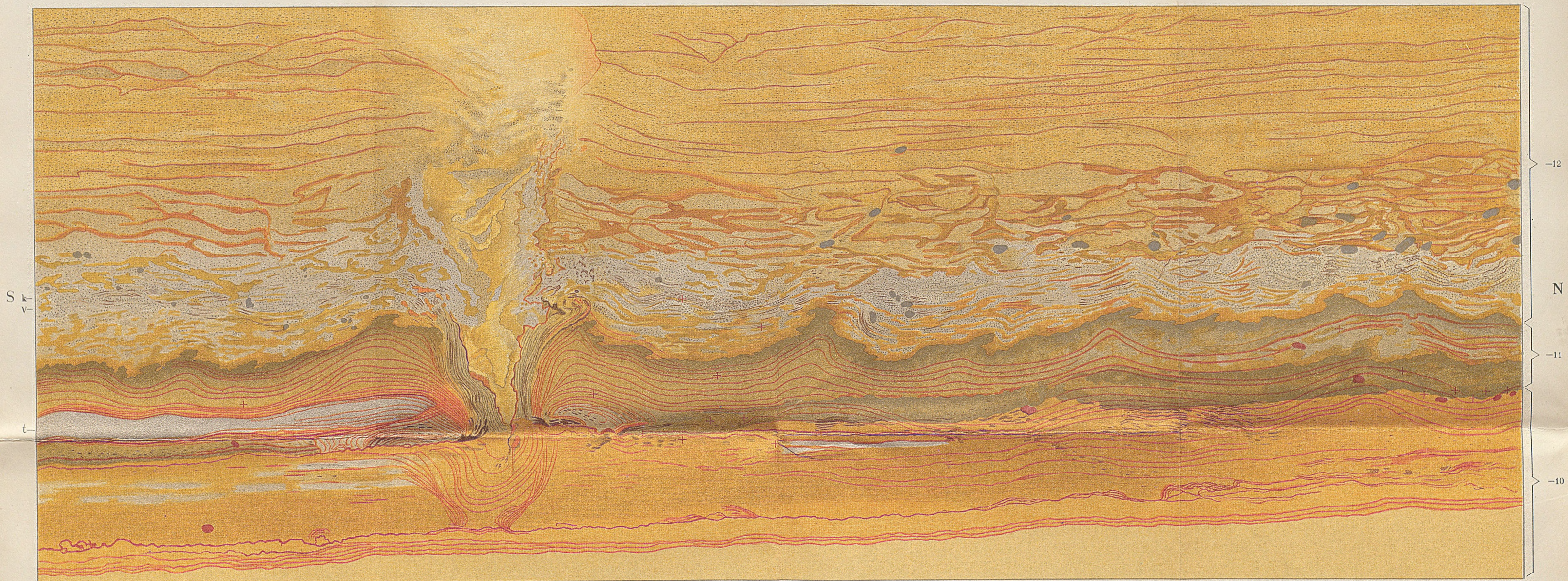
Z W I E R Z Y N I E C I

PROFIL PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI ŚCIANY 6-go STOPNIA STARASOWANEJ PARTII

ODCINKA 1 (na głębokości 6 — 8,3 m.)

Skala 1:10

W

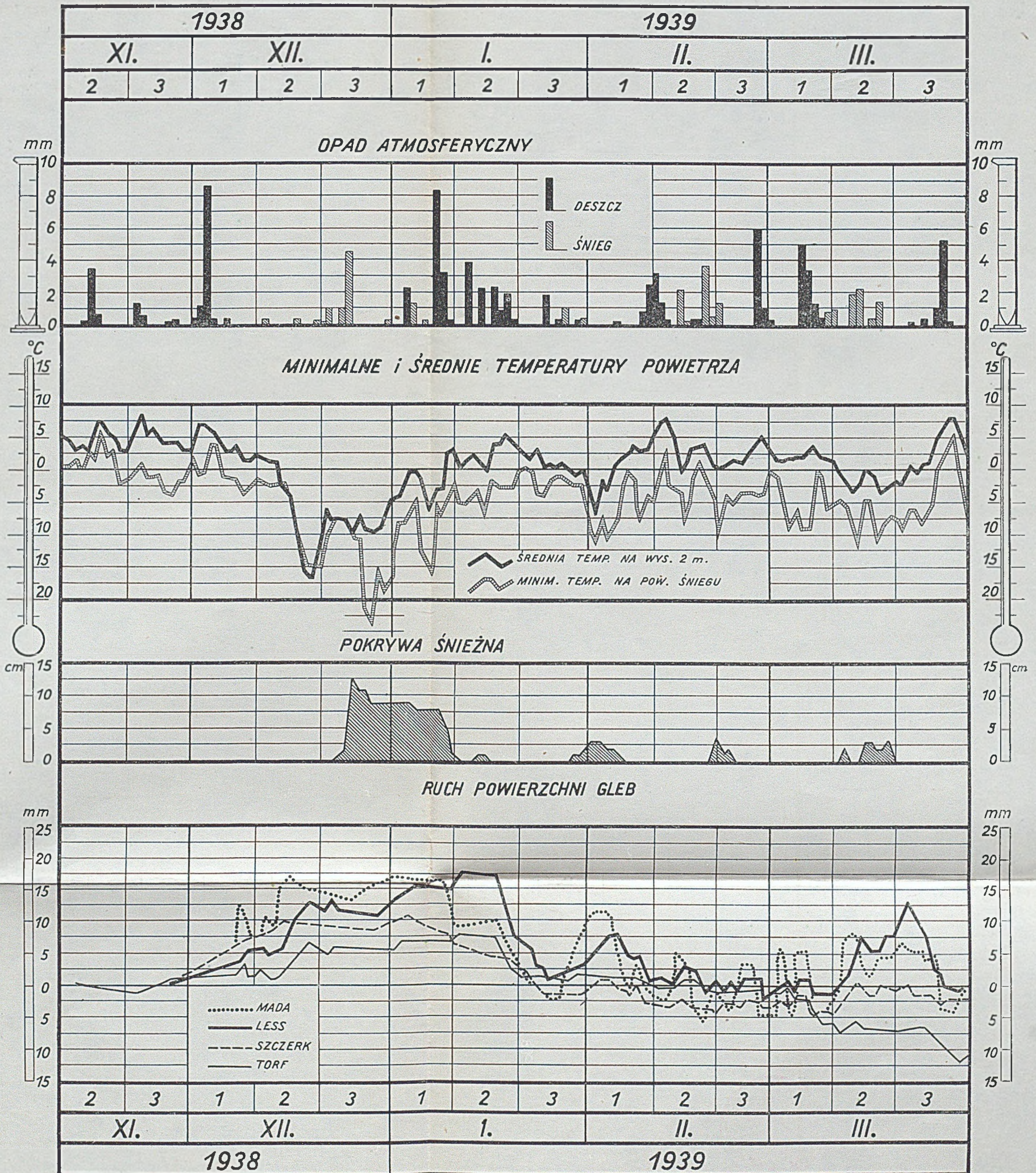


- 10 — Less dolny
 11 — Gleba kopalna zaburzona na skutek pęcznienia
 12 — Less górny (drobne ciemnobrązowe punkty oznaczają równomierne rozproszenie detrytusu roślinnego)

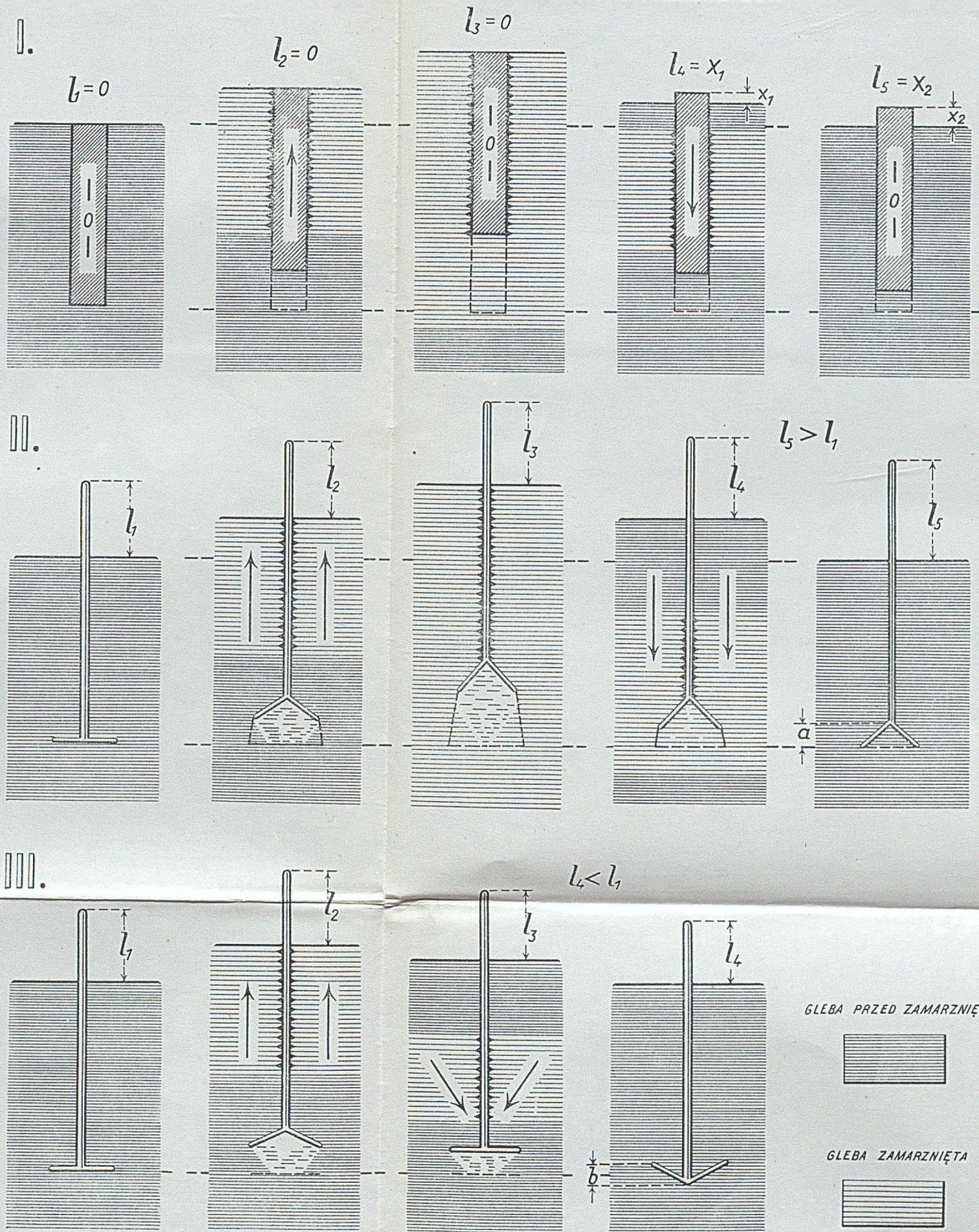
- t — Soczewki mulku siwego — „taliki”
 k — Poziom wegetacyjny
 v — Dolny poziom soliflukcji; środkiem z lewej strony szczelina (klin mrozowy)

Czerwone krzyżyki oznaczają drobne wyroby krzemienne; czerwone plamki w kształcie otoczków oznaczają duże okazy krzemieni paleolitycznych, tegoż kształtu plamki barwy ciemnostalowej oznaczają „lalki lessowe”

DANE KLIMATYCZNO-GLEBOWE I RUCH POWIERZCHNI GLEB

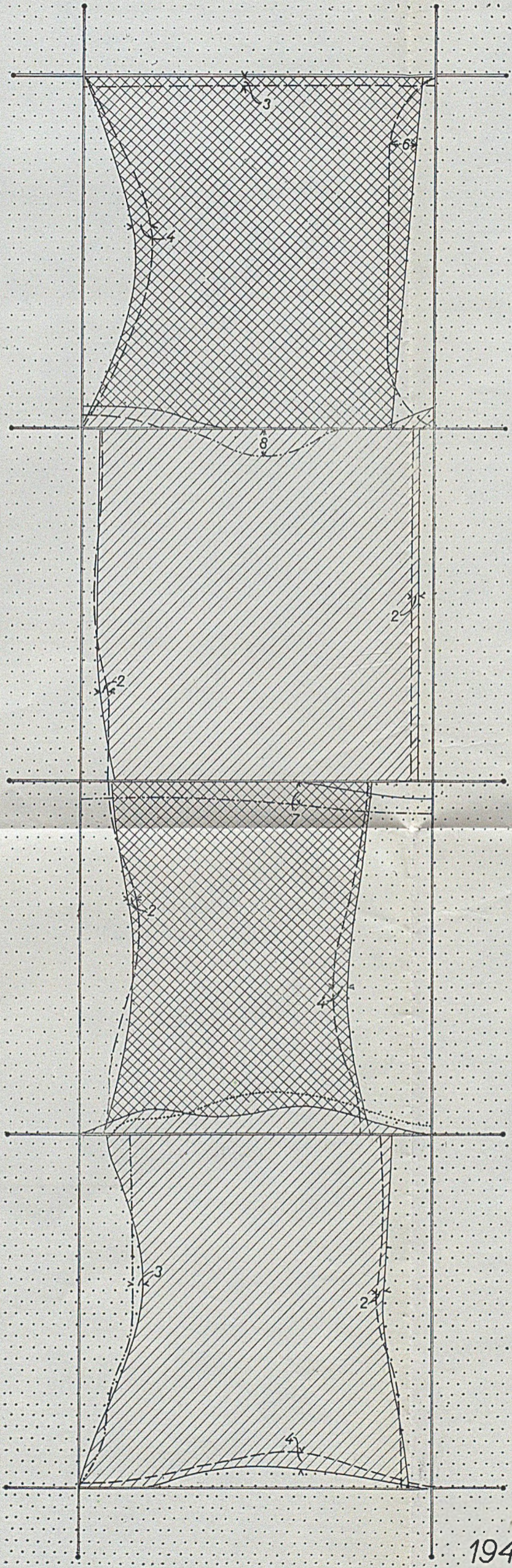


SCHEMAT DZIAŁANIA MROZU NA RUCHY PRZEDMIOTÓW

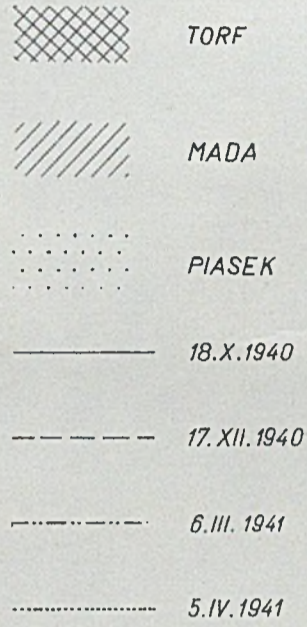


ST. BAC. Ruchy gleby pod wpływem mrozu

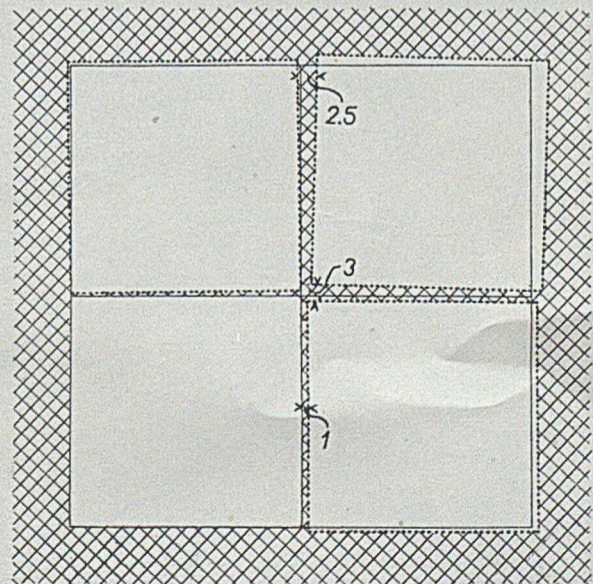
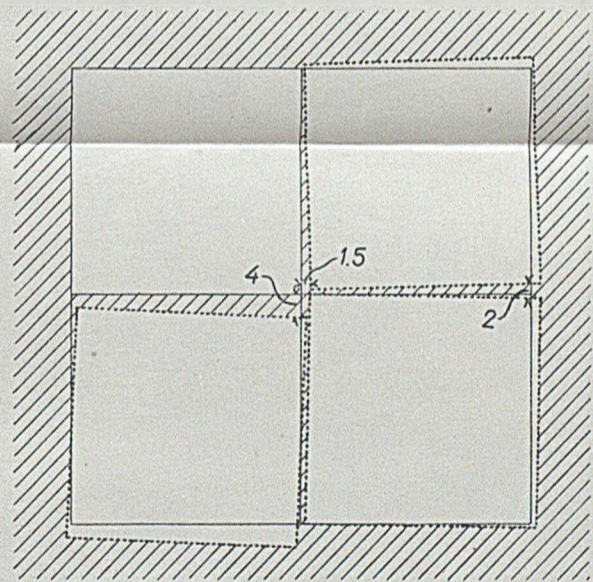
RUCHY POZIOME TWORZYW GLEBOWYCH



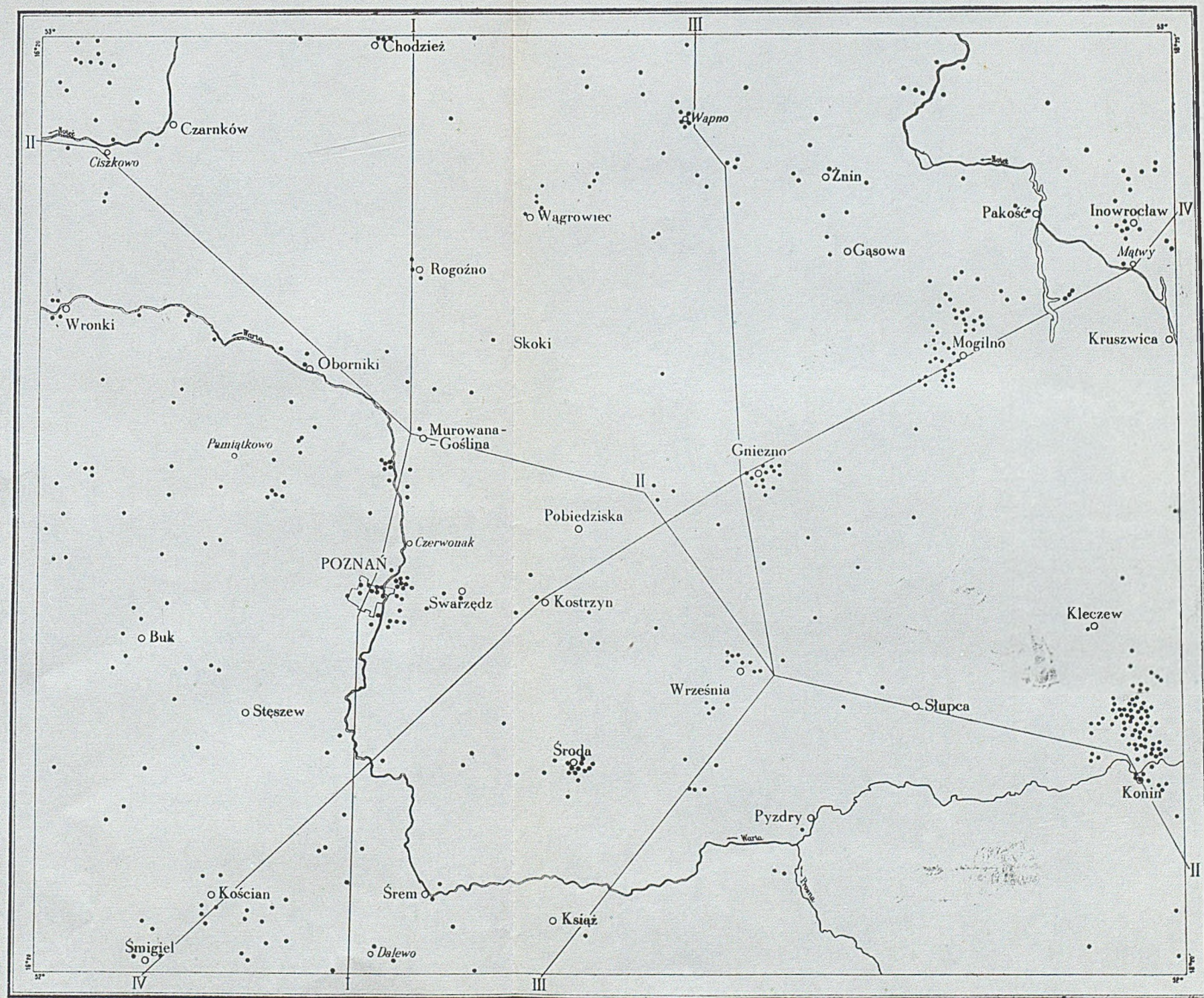
RUCHY POZIOME GLEBY

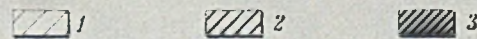
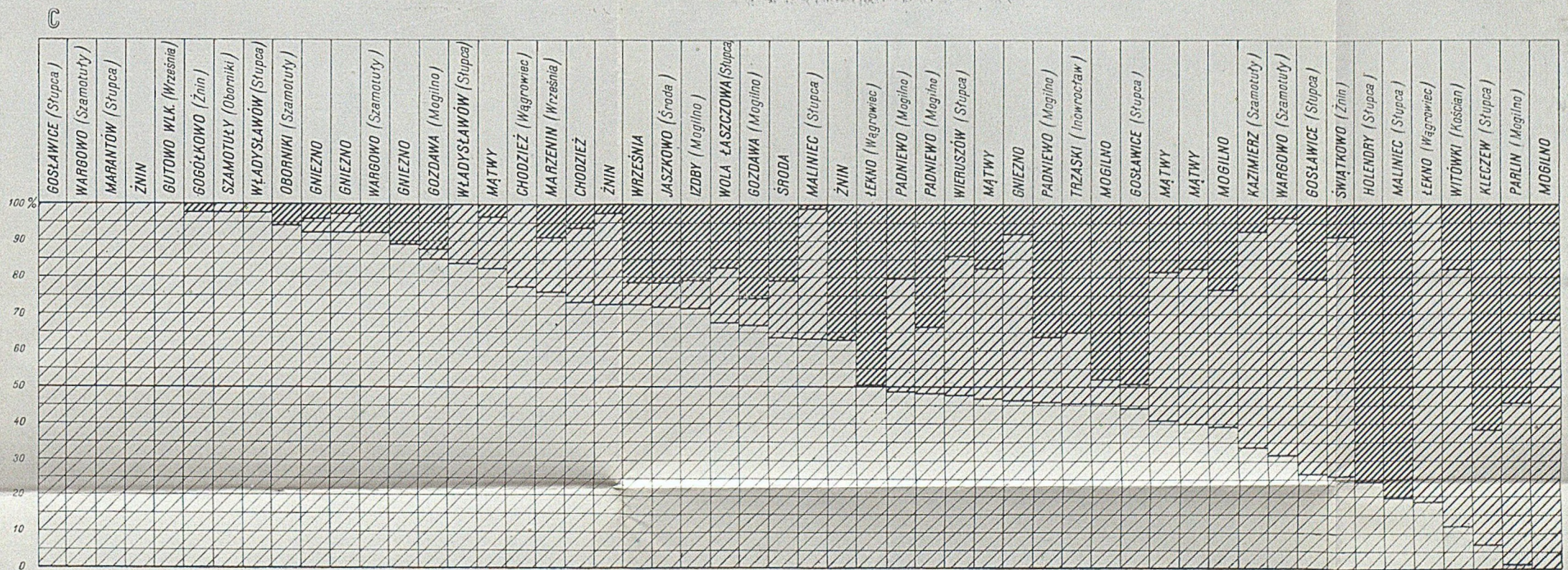
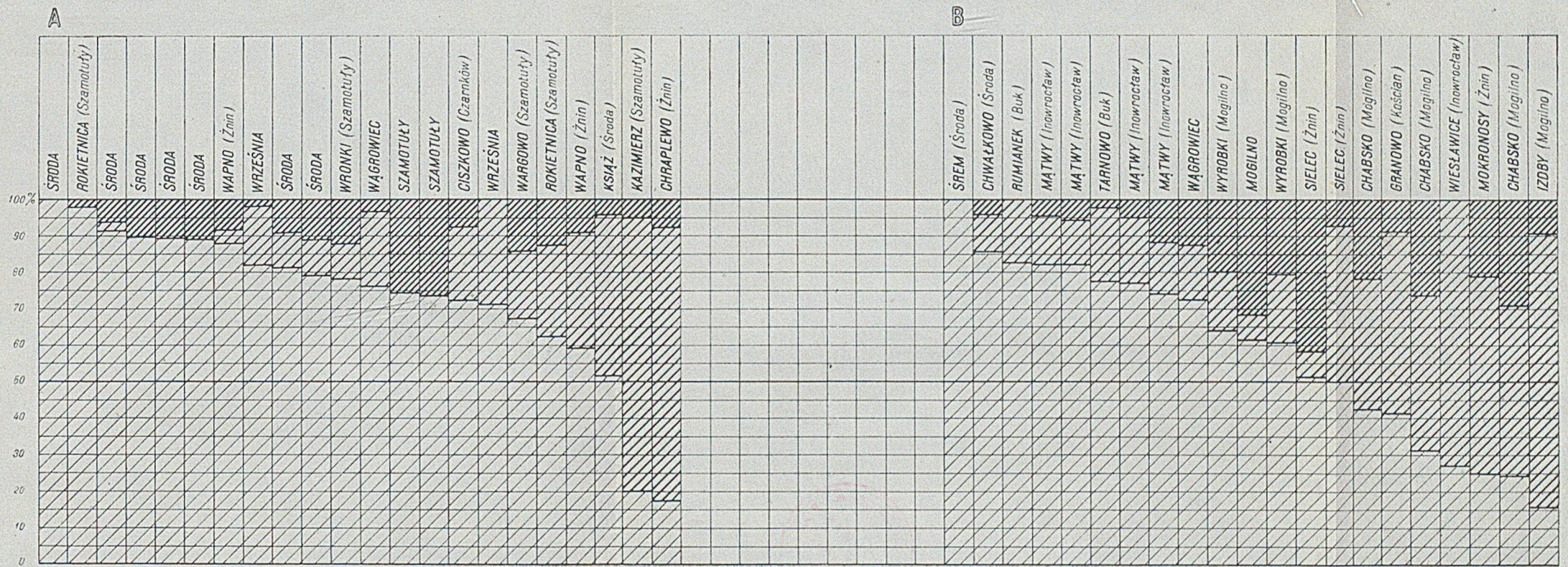


RUCHY PŁYTEK KAMIENNYCH



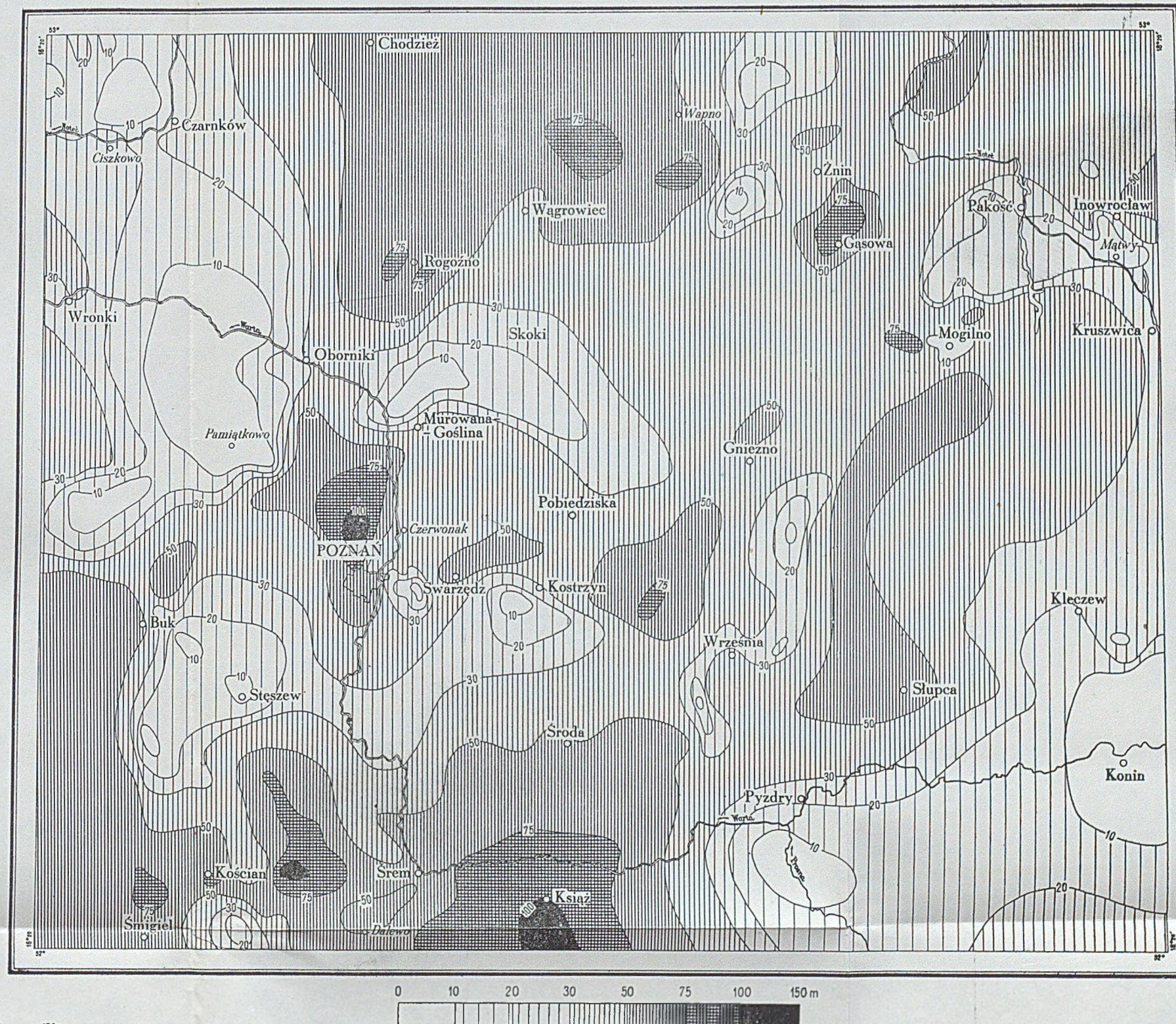
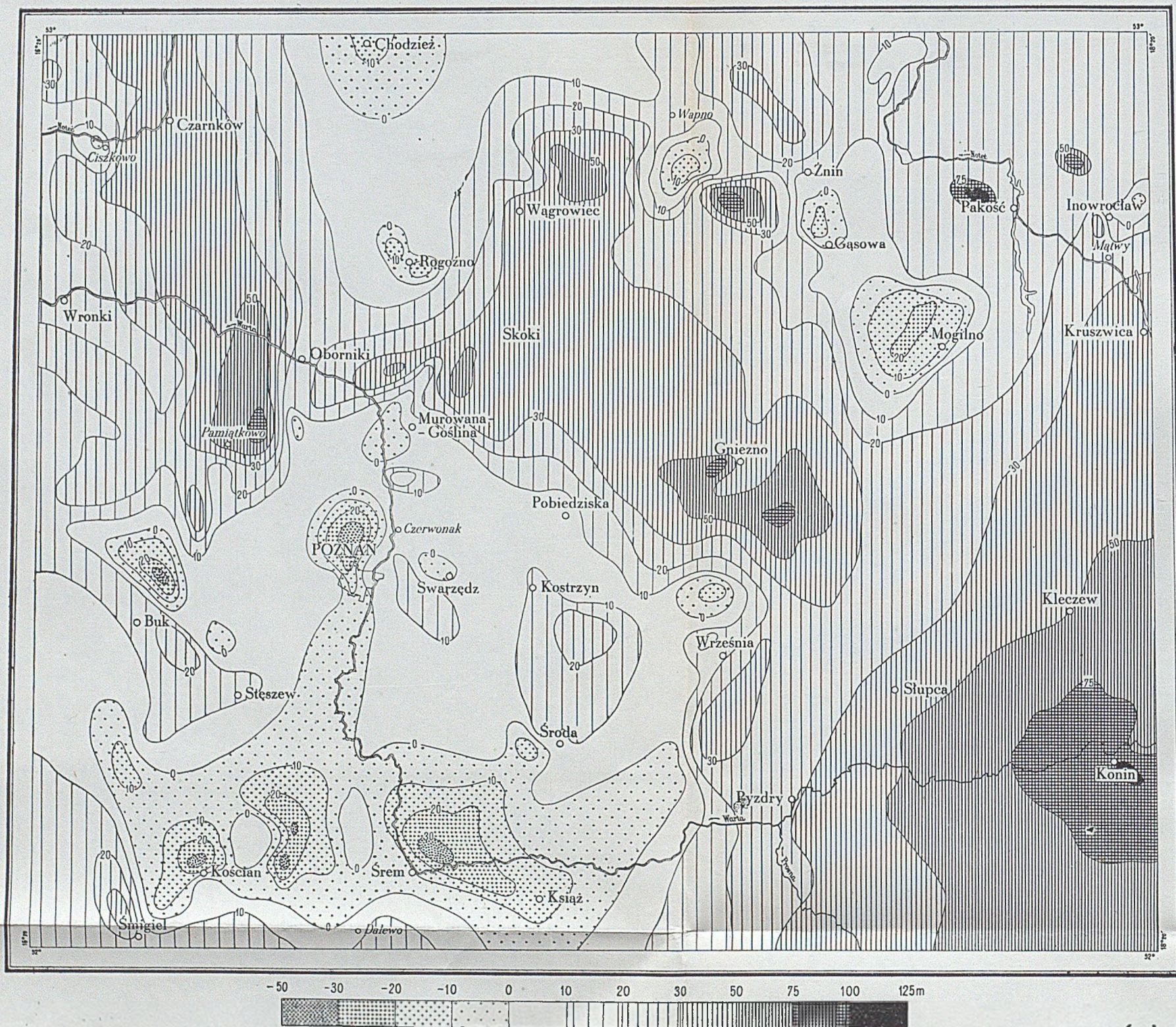
1940-41.





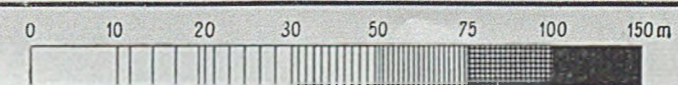
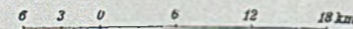
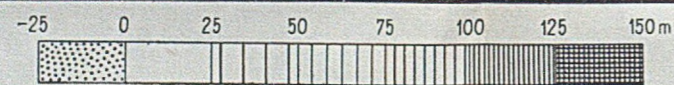
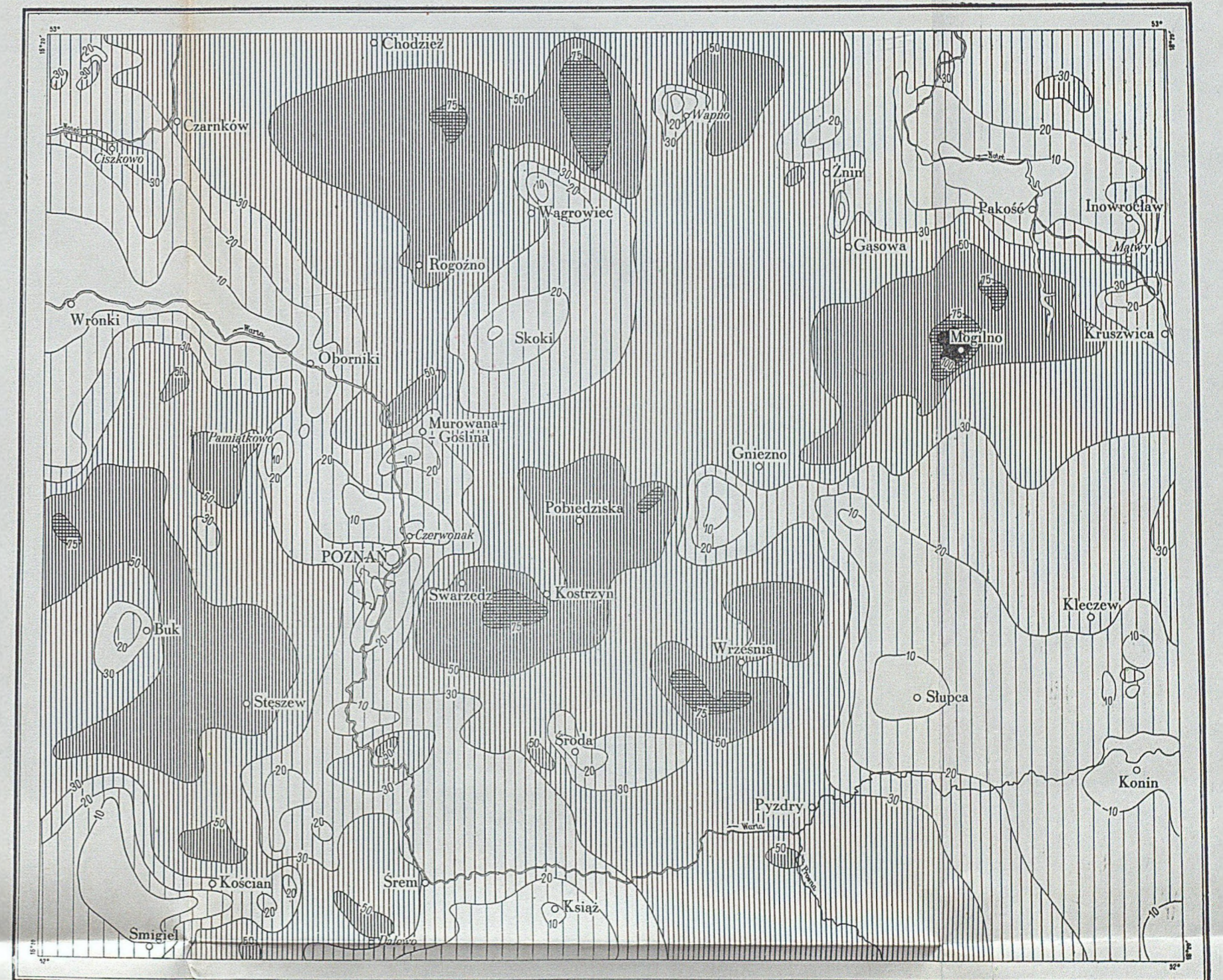
POWIERZCHNIA MIOCENU

MIĄSZOŚĆ PLIOCENU

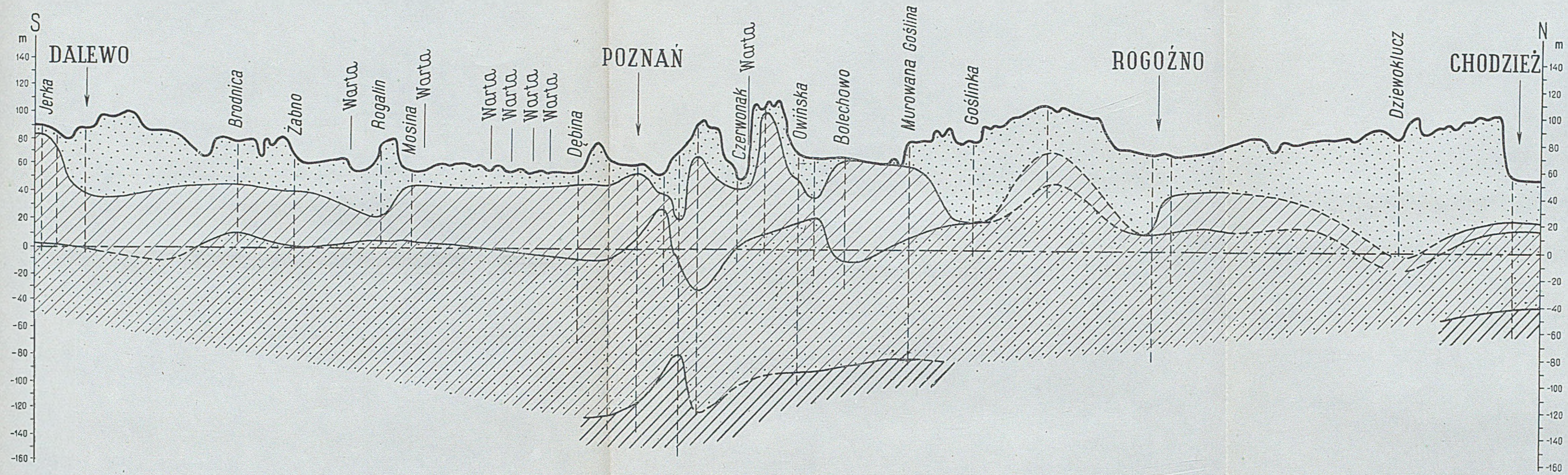


POWIERZCHNIA PODPLEJSTOCENSKA

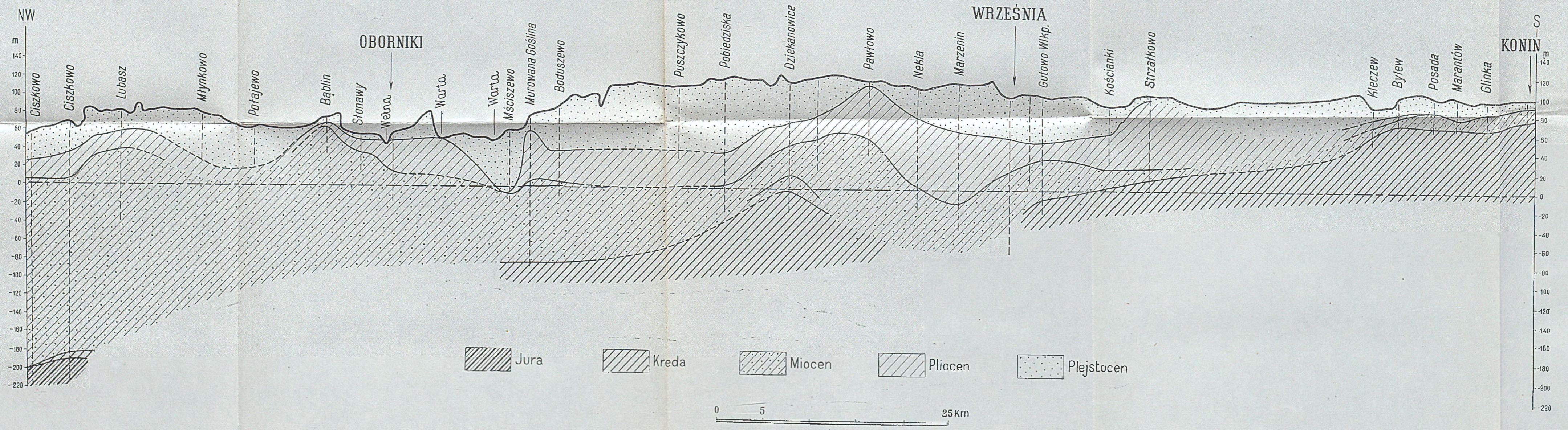
MIAŻSZOŚĆ PLEJSTOCENU



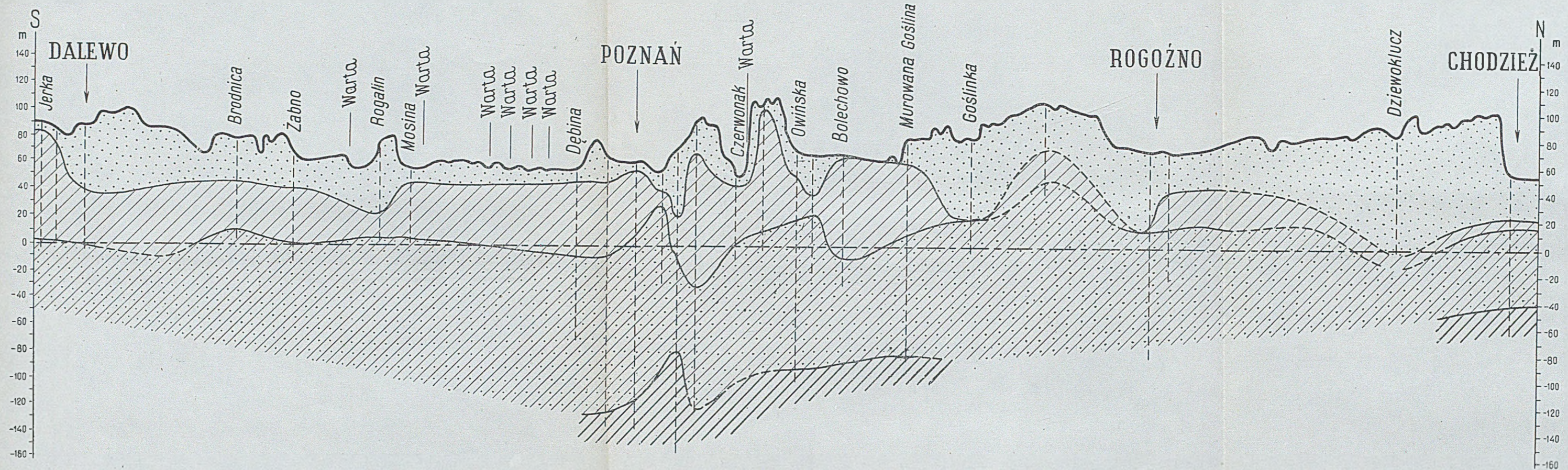
PRZEKRÓJ I



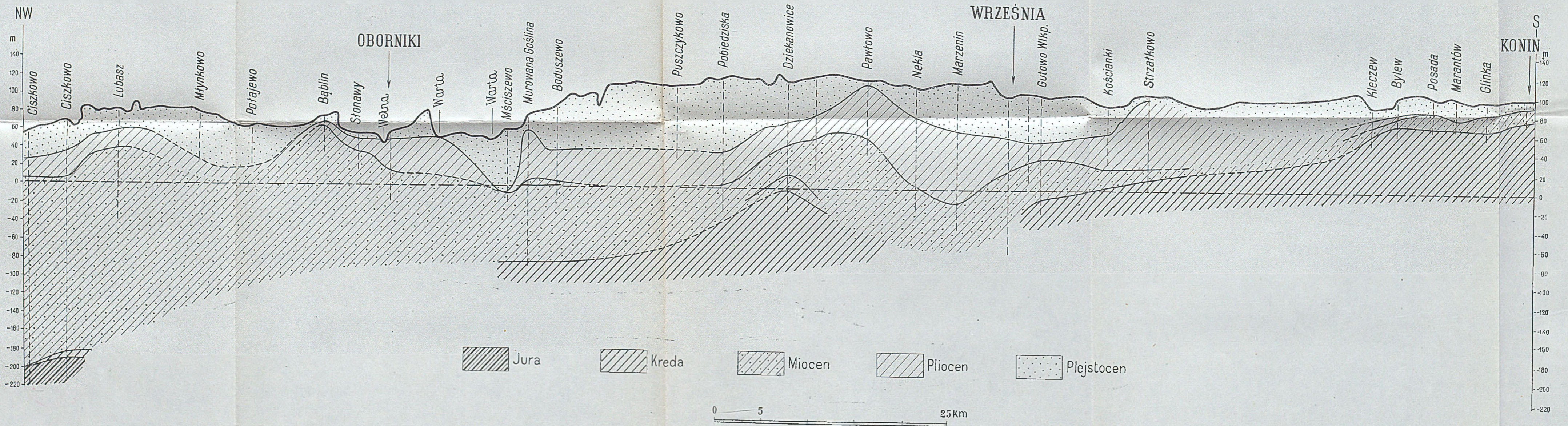
PRZEKRÓJ II



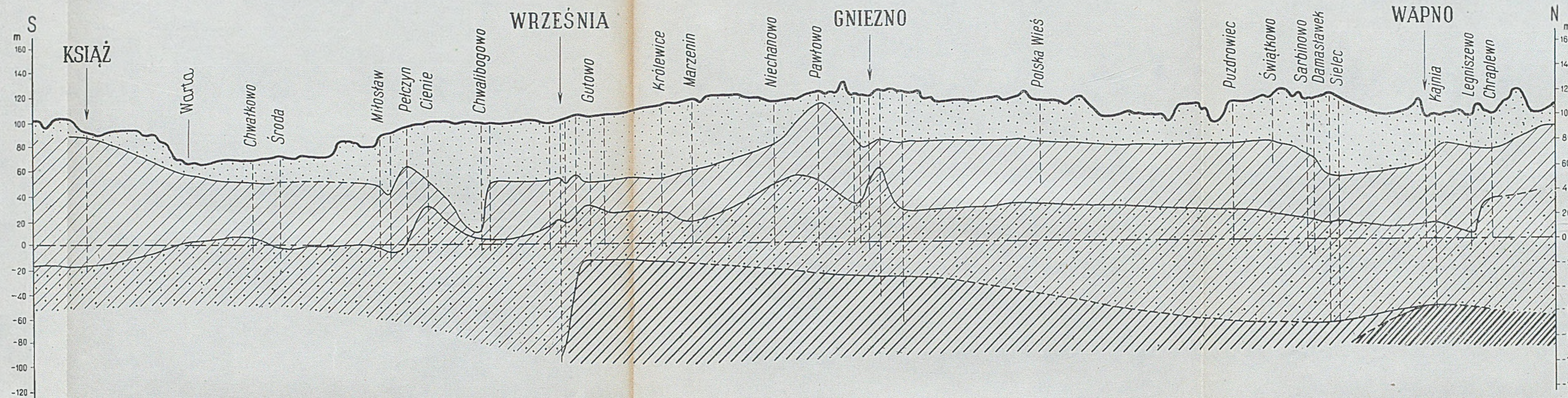
PRZEKRÓJ I



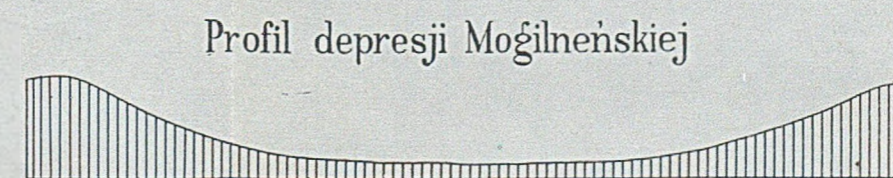
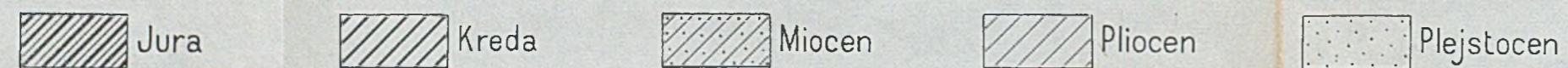
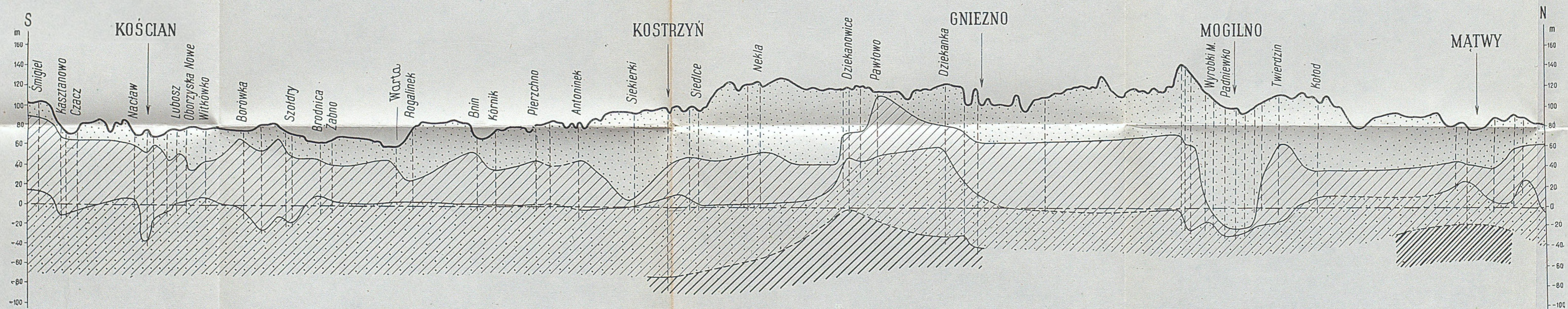
PRZEKRÓJ II



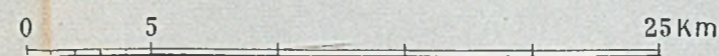
PRZEKRÓJ III



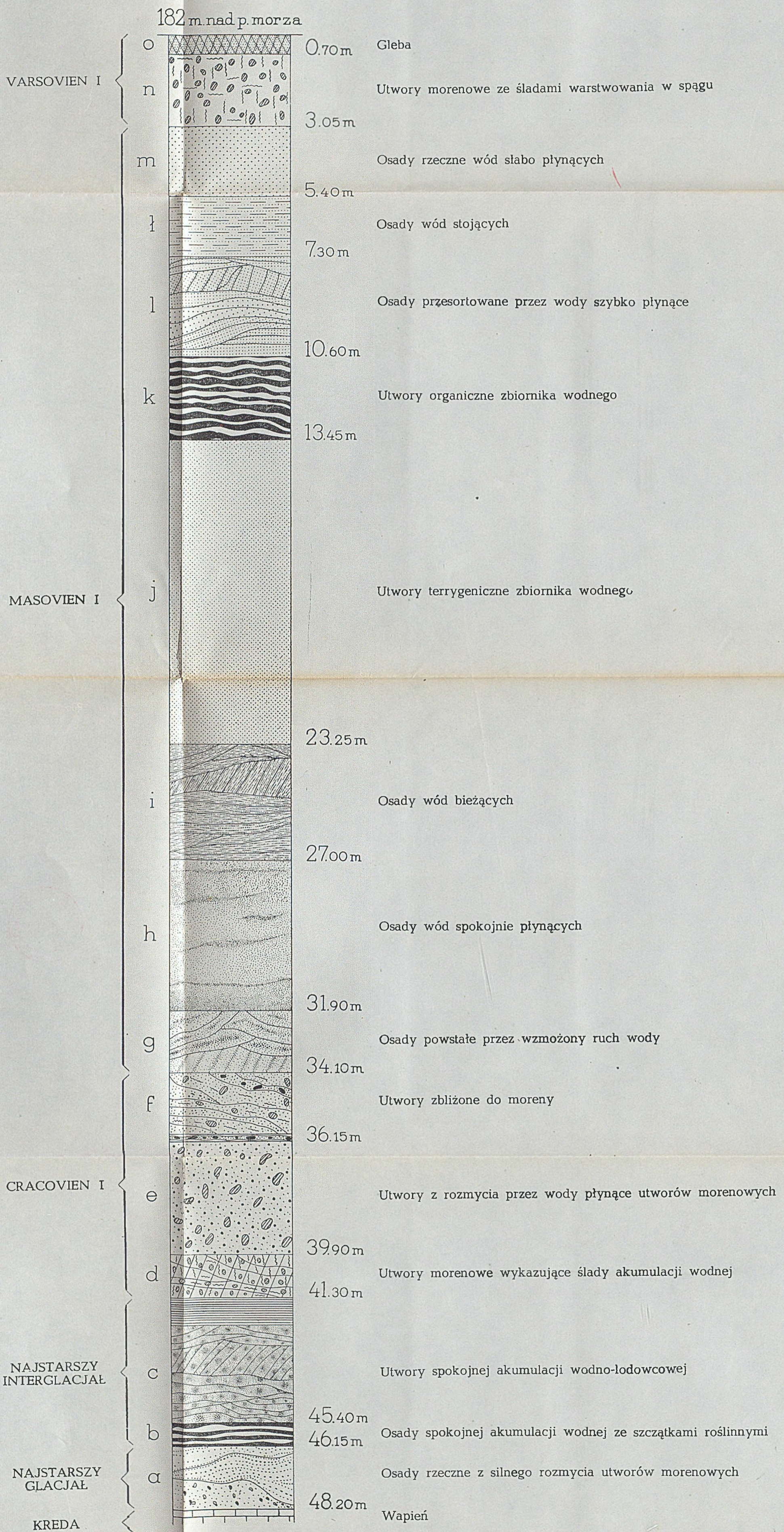
PRZEKRÓJ IV

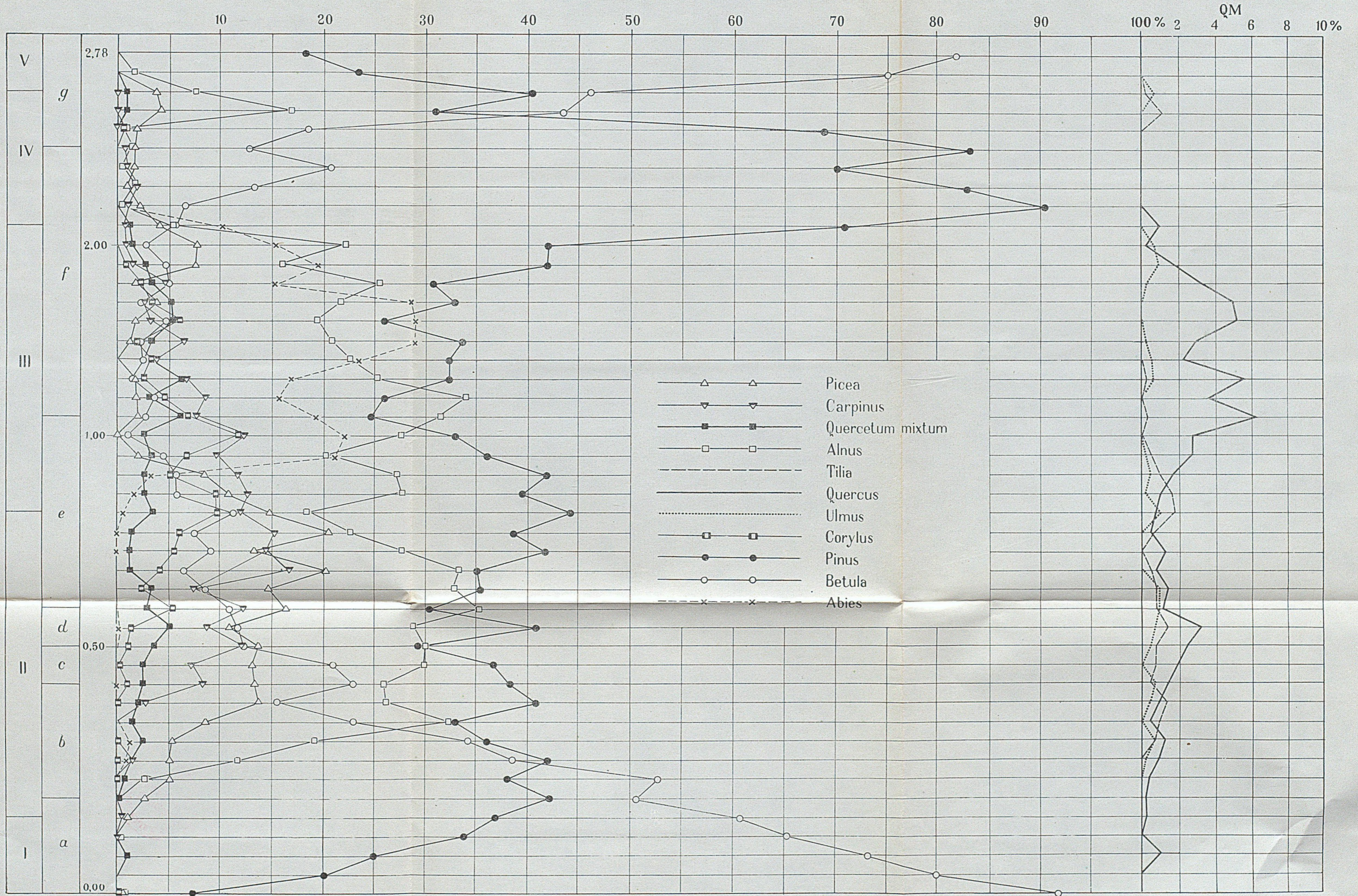


Skala długościowa = skali wysokościowej

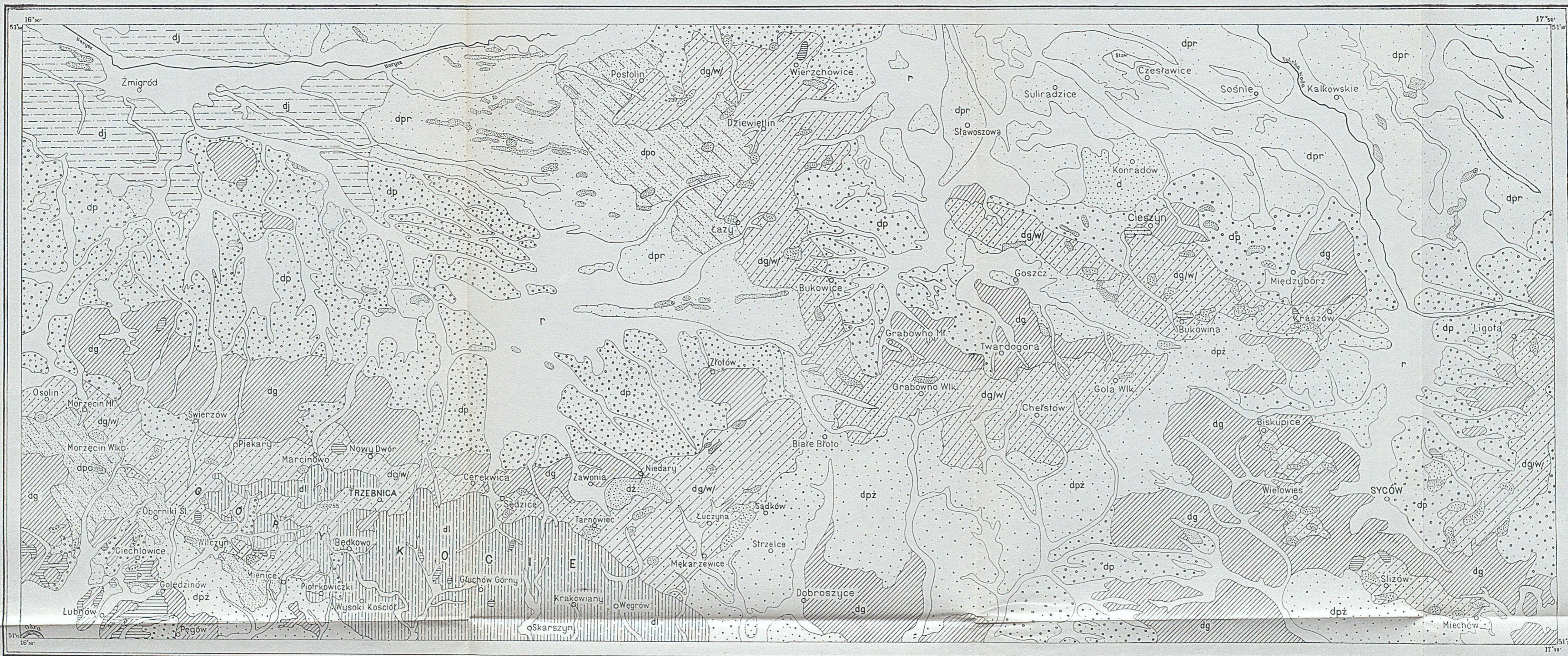


PROFIL GEOLOGICZNY W BARKOWICACH MOKRYCH





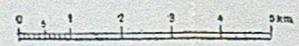
SZKIC GEOLOGICZNY OKOLIC TRZEBNICY I SYCOWA

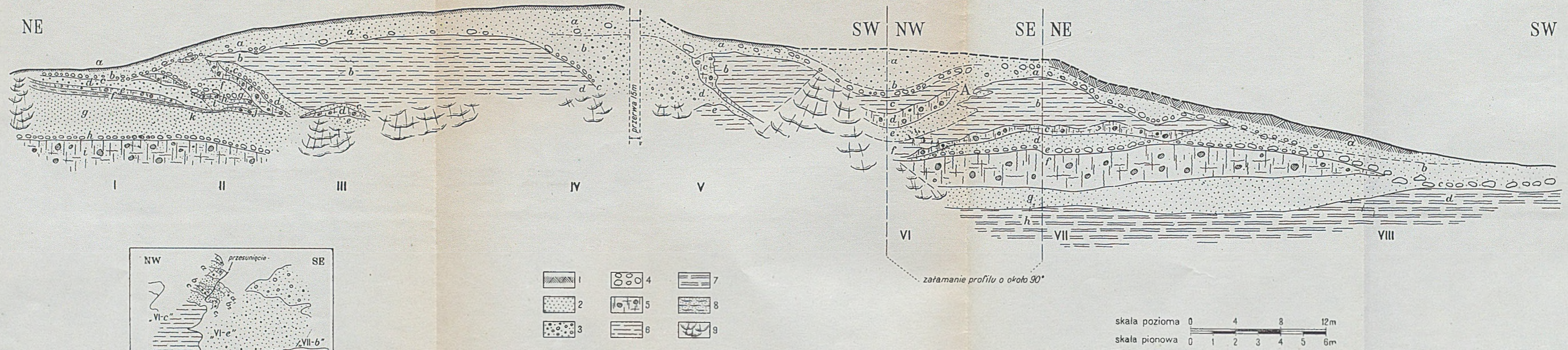


CZWARTORZĘD

- Torfy
- Mady i piaski rzeczne
- Piaski wydmore
- Piaski bez glazow, nieokreślonej genezy
- Piaski rzeczne tarasow akumulacyjnych
- Kumułki oraz piaski akumulacji jeziornej
- Piaski, żwiru akumulacji wodno-lodowcowej/sandry
- Piaski oscylacyjne akumulacji lodowcowej z glazami
- Less
- Piaski akumulacji lodowcowej z glazami
- Gliny zwałowe
- Piaski i żwiru ozow lub moreny czotowej
- Żwiru i skupienia glazow moreny czotowej
- Piaski i gliny zwałowe w formie moreny wycięcia

- PLIOCEN** Piaski kwarcowe ze zwiarami i ilny pstry
- MIOCEN** Piaski kwarcowe z lignitem





1 — gleba, 2 — piasek, 3 — żwir, 4 — głazy, 5 — glina, 6 — łą, 7 — łą wstęgowy, 8 — piasek pylasty (muł), 9 — zsuwy.

I		II		III		IV	
	miąższość		miąższość		miąższość		miąższość
a — gleba	0,30 m	a — gleba, podglebie, materiał zwietrzały z głazami	0,75 m	a — materiał piaszczysty w podglebiu z głazami (= IIa)		a = IIa	
b — piasek z głazami z domieszką cząstek ilastych	0,0—0,50 „	b — łą ciemnozielony, niewarstwowany	0,75 „	b — (= IIb)		b — piaski i żwiry warstwowane, wypełniające wcięcie erozyjne	
c — bruk		c — piaski, w stropie żelaziste	do 0,70 „	c — gruboziarnisty piasek żelazisty, ciemno-, miejscami jaskrawo-żółty, lokalnie scementowany	0,01—0,20 m	c — wycięcie erozyjne z głazami i resztkami moreny na dnie	
d — żwir (ślady warstwowania)	0,60 „	d — bruk (na glinie, spąg żelazisty, głazy nieobtoczone)	0,15 „	d — glina zwałowa, odwapniona, z czarną smugą (1 cm)		d — łą = IIb = IIIb	
e — glina zwałowa z wkładką piasku	około 0,25 „	e — glina zwałowa, marglistą, strop nierówny, różna miąższość	0,30 „	e — = Ig			
f — osad pylasty, marglisty, z przewarstwieniami piasku drobnego	0,25 „	f — piaski różnoziarniste	około 0,35 „				
g — piaski drobnoziarniste o krzyżowym uwarstwieniu	około 2,00 „	g — głazy (do 35 cm średnicy), między nimi żelaziste żwiry, leżą na warstwie h					
h — poziom bruku		h — płat gliny zwałowej	0,25 „				
i — glina zwałowa	ponad 3,00 „	i — piaski (na żwirach Id)	0,20 „				
		j — przewarstwienie gliny zwałowej (= Ie)	0,10 „				
		k — piaski (= Ig); głębiej glina zwałowa (= Ii)					
V		VI		VII		VIII	
	miąższość		miąższość		miąższość		miąższość
a = IIa		a — piaski z głazikami, warstwowane, bez głazów w stropie, wypełniające wyraźną wnękę erozyjną	do 2,00 m	a — gleba, piaski, żwiry z głazami	około 1,00 m	a — gleba, deluwia (piaski z głazami) ślady węglą — ogniska na głębokości około 0,7 m od powierzchni	
b — łą niewarstwowane = IIb itp. na złożu wtórnym, tworzą nasuniętą łuskę		b — bruk, odpowiada głazom w podglebiu warstw IIa—Va		b — łą niewarstwowane	2,00 „	b — piaski tarasowe (poziom około 40 m wys. wzgl. 77—78 m n. p. m.) najwyższego tarasu pradoliny Wisły	ponad 1,00 „
c — glina zwałowa w kształcie „klinu“ wchodzi wraz z piaskami d pod łą (b) — ślady „wyprasowania“ itp.		c — łą niewarstwowane = Vb na wtórnym złożu		c — glina zwałowa z czarną smugą w stropie, między warstwami b i c ślad żelazistego piasku; jest to zapewne warstewka odpowiadająca warstwie IIIc, występująca prawie wszędzie na kontakcie łą niewarstwowanych — nadległych i gliny zwałowej podścielającej (z ciemną lub barwną smugą w stropie); pod gliną c, bliżej profilu VI, występuje warstewka łą wstęgowego (na długości kilku m, o miąższości maksymalnej 5 cm)	0,20—0,50 „	c — bruk, złożony m. in. z wielkich bloków, powstały z eluwiów wszystkich glin zwałowych leżących na łą wstęgowych	
d — piaski i żwiry = IVb, głębiej, ku profilowi VI w dół — wymieszane z gliną		d — glina zwałowa = IIIId na wtórnym złożu		d — piaski dość drobnoziarniste, krzyżowo warstwowane	0,50—0,75 „	d — łą wstęgowy, brunatne w różnych odcieniach	3,00—10,0 „
e — ślad łą = IVD		e — żwiry i piaski = IVb? wraz z warstwami nadległymi c oraz d, dalej, w kierunku profilu VII silnie zaburzone (patrz wycinek A)		e — warstwa bruku leży na warstwie f	do 0,20 „		
		f — łą niewarstwowane = IIIIf		f — glina zwałowa = II — tworzy warstwę ciągłą	około 1,80 „		
				g — piaski drobnoziarniste, krzyżowo warstwowane	około 1,00 „		
				h — łą wstęgowy (eksploatowane na cegłę)	około 6,00 „		

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej

P

1214 | 52