

ALFRED JAHN

Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej

TREŚĆ: Wstęp — Pochodzenie pyłu lessowego — Klimatyczne warunki powstawania lessu — Geneza lessu Wyżyny Lubelskiej — Sugestie w sprawie genezy lessu w Polsce — Wyniki — Literatura — Streszczenie w jęz. angielskim

W S T Ę P

Zagadnienie genezy lessu, mimo licznych dociekań, ważnych wyników i żywych dyskusji, jest wciąż aktualne. Zdawało się, że zbliża się ono do pełnego rozwiązania, gdy Soergel (87) w 1919 r. przeprowadził szeroką i druzgocącą krytykę teorii lessów interglacjalnych i, nawiązując do klasycznej tezy Richthofena (70), nakreślił pełny obraz eolicznej koncepcji lessów glacialnych. Jednakże nie jemu, lecz Tutkowskiemu (96) należy przypisać zasługę przystosowania teorii Richthofena do użytku glacialistów, albowiem badacz ten już na przełomie naszego stulecia dał zasadniczy zarys warunków, w jakich mogły powstać lessy glacialne, a więc znał już antycyklon, foehny, pustynię periglacialną i burze pyłowe, w których widział pełne podobieństwo do burz pyłowych na krańcach antycyklonu azjatyckiego. Późniejsze od wypowiedzi Tutkowskiego są prace Eckardta (14) i Enquista (15), w których teoria lądolodowego antycyklonu znajduje uzasadnienie klimatyczne.

Osobna wzmianka należy się badaczowi amerykańskiemu Hobbsowi (31, 32), którego niesłusznie uważa się niekiedy za twórcę teorii antycyklonowych lessów glacialnych. Hobbs swoją koncepcję antycyklonu lądolodowego rozwijał niezależnie od badaczy europejskich rozporządzając bogatym materiałem obserwacji i własnych doświadczeń, głównie z terenu Grenlandii. Wizji plejstocénskich lessów glacialnych, którą wielu autorów kreśliło jako obraz teoretyczny, Hobbs daje podstawę opierając się na zasadzie aktualizmu i przykładami rzetelnych spostrzeżeń wciela ją w życie.

Wróćmy jednakże do Soergela. Jego podstawowe studium o genezie i pozycji stratygraficznej lessów glacialnych nie zamknęło drogi dociekaniom na ten temat. W tym samym bowiem czasie w dwu krajach, niezależnie od siebie wyrasta nowa koncepcja, a mianowicie teoria wietrzeniowej,

czyli eluwialnej genezy lessu. Pierwszy był Berg, który myśli swe w zarysie opublikował już w 1916 r. (4), a obok niego Ganssen (19), który w 1922 r. doszedł do podobnych wniosków. Obaj są zgodni w tym, że less nie jest skałą rodzimą, której powstanie można by rozważać na tej lub innej drodze — jest wtórną zwietrzeliną miejscową, wytworzoną w szczególnych warunkach klimatu suchego. Less, który ciągnie się pasem równoleżnikowym poprzez kontynent Eurazji, był i częściowo jest jeszcze zwietrzeliną związaną genetycznie z tą a nie inną strefą klimatyczną.

Obie wspomniane teorie, a więc eoliczna i eluwialna, zajmują pozycje naczelną w obszernej dyskusji nad pochodzeniem lessu. Obie rozporządzają poważnymi argumentami, — każda z nich ma jednocześnie słabe punkty, które uniemożliwiają stworzenie pełnej syntezy pod kątem widzenia wyłącznie eolicznej lub eluwialnej genezy lessu. Warto również podkreślić, że obie koncepcje są oddzielone dość ostrą granicą a zwolennicy każdej z nich na ogół nie widzą tych wspólnych momentów, które zmniejszają rozpiętość przeciwstawnych stanowisk i pozwalają w sposób pełniejszy odtworzyć warunki, w jakich rzeczywiście powstał less.

Rozważania niniejsze stanowią próbę, której skromnym celem jest dyskusja kilku kwestii w obszernej dziedzinie zagadnienia genezy lessu — próbę, opartą na obserwacjach, poczynionych w terenach aktualnie tworzących się i w plejstocenie powstałych lessów. W argumentacji pierwszej sięgam głównie do obserwacji, których dokonałem na przedpolu lądolodu Grenlandii Zachodniej (Polska Wyprawa Polarna A. Kosiby w 1937 r.), w analizie zaś plejstocenijskich lessów cytuję przykłady z obszaru Wyżyny Lubelskiej, gdzie dzięki pomocy Muzeum Ziemi (praca problemowa) oraz Państwowego Instytutu Geologicznego (zdjęcie geologiczne północnej części mapy 1:300.000 ark. „Zamość“) od kilku lat mam możliwość prowadzenia szczegółowych badań w terenie.

POCHODZENIE PYŁU LESSOWEGO

R. Grahmann (24), szkicując syntezę lessu środkowej Europy, wydziela dwa typy osadów: less glacialny i less kontynentalny.

Podział nie jest słuszny z następujących względów:

1. Mimo argumentacji Soergela (87) nie możemy uważać za rzecz udowodnioną, że tzw. less glacialny jest utworem w ścisłym tego słowa znaczeniu „glacialnym“, tzn. powstałym wyłącznie w okresie glacialnym, nie zaś (w części) interglacialnym.

2. Tzw. less kontynentalny nie może być jakimś szczególnym typem lessu, ponieważ warunkiem ogólnym powstania obu typów lessu jest kon-

tyntentalizm klimatyczny. W tym znaczeniu „less glacialny“ jest również „lessem kontynentalnym“.

Problem genezy lessu należy rozpatrzyć z dwu punktów widzenia:

a) miejsca i warunków powstawania pyłu (obszar macierzysty, deflacyjny),

b) miejsca i warunków osadzania się pyłu (obszar akumulacyjny). *Genetycznie less będzie utworem jednolitym i jednotypowym, a to głównie z uwagi na sposób transportu i osadzania się ziaren (powietrze) oraz ze względu na warunki klimatyczne, w jakich akumulacja nastąpiła (kontynentalizm).* Natomiast zasadniczą różnicę możemy dostrzec, gdy rozważamy kwestię tworzenia się pyłu (miejsce, sposób), i wówczas znajdziemy dwa źródła, z których pochodzi materiał jednotypowego lessu.

Pył zawieszinowy. — Berg (4, 5, 6) w swojej obszernej krytyce teorii eolicznego powstania lessu wysuwa zdanie, do którego kilkakrotnie powraca w pracy, ogłoszonej w 1932 r. (w języku angielskim): „the aeolian hypothesis is not based upon facts observed at the present epoch“.

Ten zarzut skłania mnie do podania wzmianki o burzach pyłowych, które miałem możność obserwować w Grenlandii Zachodniej¹.

Sytuacja topograficzna brzegu lądolodu w obszarze obserwacyjnym przedstawia się jak następuje. Równoleżnikowy fiord Arfersiorfik jest zabarykadowany lodowcem „Polonia“. W części północnej lodowiec w pełni przylega do ścian fiordu, w części zaś południowej nie dochodzi do jego zboczy. Tu mamy ujście obszernej i osobliwej doliny, której zbocza południowe, biegnące na przedłużeniu zboczy fiordowych, są pokryte obficie roślinnością. Zbocze przeciwne jest ukryte pod lądolodem. Jest tu południowy brzeg lodowca „Polonia“, spod którego tu i ówdzie ukazują się skały ukrytego zbocza. Wzdłuż całej krawędzi lodowca ciągnie się pas moren.

Dno doliny jest rozległe, równe, piaszczysto-żwirowe; na linii największego rozwoju ma 3,5 km szerokości.

U krawędzi lodowca powstają liczne potoki, które przepływają poprzecznie przez powierzchnię akumulacyjną i łączą się u południowych zboczy doliny w dużą rzekę. W ten sposób mamy tutaj normalne następstwo zjawisk brzeżnych lądolodu — pas moren, powierzchnia sandrowa, powstała z połączenia płaskich stożków i pocięta siecią strumieni, oraz rzeka zbiorcza (por. tabl. I, fig. 1).

Poziom wód strumieni i rzeki zmienia się w zależności od warunków pogody. W okresie dni ciepłych i słonecznych jest wyższy, woda zalewa przyległe części powierzchni akumulacyjnej. W wahaniach wodostanu po-

¹ Popularny opis tego zjawiska zamieściłem w książce „Kraj biały czy zielony?“, Książnica Atlas, Wrocław-Warszawa.

ważny udział mają przypływy i odpływy na fiordzie, od których zależy poziom wód w rzece głównej. W sierpniu, gdy noce stały się wyraźnie chłodniejsze, można było obserwować dobową zmianę ilości wód w potokach.

W okresie pobytu Polskiej Wyprawy Polarnej w tym obszarze (czerwiec, lipiec, sierpień) kilkakrotnie spadały z lądolodu wiatry foehnowe o składowej E, silne i ciepłe. Temperatura wówczas gwałtownie wzrastała (maksymalnie temperatury bezwzględne przekraczały 15°C); z powierzchni pól piaszczysto-żwirowych podnosiły się szare chmury pyłu, które z wiatrem przesuwaly się na tundrę, wnikały poprzez zbocza fiordu w rozległe kotły i doliny boczne. Takie burze pyłowe zdarzały się między 6-12 sierpnia, a zwłaszcza 18 i 19 sierpnia.

Pole sandrowe dna doliny, będące źródłem pyłu, posiada wyraźnie sortowany materiał. Są to piaski, wśród których występują żwiry. Tworzą one wyraźną warstwę na powierzchni. Materiał jest różnej średnicy, najczęstsze są jednak żwiry wielkości pięści. W niektórych miejscach mamy przewiane piaski, ripplemarki wiatrowe i wydmy ruchome. Piasek jest przesuwany po powierzchni, lecz na ogół nie przechodzi na tundrę. Wywiewane są tylko najdrobniejsze części pylaste i one to w postaci chmur przedostają się na tundrę.

Pochodzenie pyłu można łatwo wyjaśnić. *Jest to zawiesina mulistych wód potoków lodowcowych, które w momentach wysokiego wodostanu wkraczają na pole żwirowo-piaszczyste i tu zostawiają na piasku i żwirach cienką warstewkę namułu.* Przy niskiej wodzie, gdy podsycha powierzchnia pola, pył ulega wywianiu przez wiatr.

Powyższe spostrzeżenia nie są nowością na Grenlandii, stanowią jedynie dalszy przyczynek w materiale obserwacji, poczynionych wcześniej przez O. Nordenskjölda (64) i W. H. Hobbsa (32).

Pierwszy z nich jeszcze w 1915 r. zwrócił uwagę na to, że w fiordzie Isortok występuje żółtawa, pylasta glina, miąższości 1-2 m. Materiał ów składem mechanicznym przypominał less; Nordenskjöld (64) uznał go za pył, wywiany z osadów rzeki lodowcowej.

Hobbs (32) ogłosił obszerniejszą od poprzednich serię obserwacji, albowiem na przedpolu Grenlandii Zachodniej rozpoznał liczne oznaki korozyjnej i akumulacyjnej działalności wiatrów foehnowych — a więc żwiry z glazurą, graniaki wietrzne, wydmy (bardzo częste u początku fiordów), wreszcie less. Autor nawiązuje spostrzeżenia do swojej teorii antycyklonu lądolodowego, broni syntezy w licznych rozprawach, z których ostatnie wyszły już w czasie wojny.

R. L. Belknap (3) potwierdza słuszność obserwacji Hobbsa. Opisuje burze pyłowe na przedpolu lądolodu w odcinku fiordu Nordreström (Gren-

landia Zachodnia), podaje również obecność graniaków w żwirach pól sandrowych oraz notuje ciągi wydym.

O wietrznym transporcie pyłu mamy wzmianki z innych współczesnych obszarów periglacialnych. R. Tuck (95) pisze o tworzącym się lessie w dolinie Matanuska na Alasce, gdzie pył został przywiany z odległości 20 do 45 mil od czoła lodowca. Ten tworzący się obecnie less posiada wszelkie cechy lessu plejstocénskiego, m.in. podzielność pionową.

Less na Islandii opisuje Steinn Emilsson (90), Iwan (35), Kunsky i Roth (52) oraz Kosiba (44). Nawiewany współcześnie pył w dolinach alpejskich (górny Ren) badał R. Lauterborn (53).

Hipotezę o powstaniu lessu drogą wywiewania pyłu z bezpośredniego przedpola lodowodu przyjęło wielu badaczy. Obok Tutkowskiego (96) i Soergela (87) wymienię jeszcze główne nazwiska jej zwolenników, do których należą: A. Penck (67), Krokos (49), W. Köppen i A. Wegener (42), Fr. Zeuner (105), R. Grahmann (24), P. Woldstedt (99). Są pewne różnice w ich zapatrywaniach — jedni są skłonni uznać utwory bezpośredniej akumulacji lodowca, a więc moreny, za strefę wywiewania pyłu², inni natomiast w utworach akumulacji wód lodowcowych widzą raczej źródło lessu. Ten pogląd w nowszej literaturze najsilniej reprezentuje Grahmann (24), którego nieco wyprzedził podaniem podobnej koncepcji Breddin (7). Zdania są również podzielone co do pory roku, w której pył jest wywiewany. A więc Hobbs (32) sądzi, że zjawisko to zachodzi głównie w jesieni, Penck (67) — że w zimie (gdyż tylko wówczas wysycha powierzchnia sandrów), Enquist (15) i Zeuner (104) stwierdzają zasadnicze działanie wiatrów lodowodowych w lecie. R. Grahmann (24) wyraża pogląd, że powodzie wiosenne osadzały pył, który z kolei w lecie był wywiewany z powierzchni utworów akumulacji wód.

Jakie stanowisko w kwestii tych zapatrywań pozwalają zająć obserwacje z Grenlandii? Świeże moreny przed krawędzią lodowodu są tam przemarznięte na całej grubości, zawierają w głębi resztki lodu, a letnie odmarzanie obejmuje niegrubą jedynie warstwę powierzchniową. Moreny są więc w okresie lata stale wilgotne, błotniste—pył nie może być z nich wywiewany. Podsychają jedynie moreny starsze, w których trzony lodowe uległy wytopieniu. Lecz tu inna przeszkoda uniemożliwia ich rozwanie. Powierzchnię moren szybko zasiedla i umacnia roślinność. Płaty mchów i porostów, a nawet kępki driasu pokrywają leżące niedaleko krawędzi lodowodu wały moren. Wreszcie przeszkoda ostatnia: jeśli nawet wiatr zdoła rozwiać część pylastych materiałów moreny, to wkrótce na powierzchni

² Z badaczy, studiujących less na obszarze Polski, pogląd powyższy najsilniej reprezentuje Krisztafowicz (47, 48).

utworzy się bruk resztkowych głazów, których pokrywa będzie chroniła przed działalnością wiatru warstwy głębiej leżące. *Nieustannym źródłem pyłu może być zatem tylko ta część strefy periglacialnej, gdzie pył jest wciąż odnawiany przez nanoszenie z zewnątrz.* Oczywiście pośrednio pochodzi on z moren, lecz dopiero dzięki rozproszeniu na szerokiej powierzchni przedlodowcowych równin napływowych stać się może łupem wiatru. Proces powtarza się stale wraz ze zmianą stanu wód, dlatego też nie może tu dochodzić do samoczynnego zahamowania przez utworzenie ochronnych bruków powierzchniowych.

W kwestii drugiej, a więc w określeniu pory roku lessotwórczych burz pyłowych, zdanie części wymienionych wyżej autorów nie może być w pełni akceptowane. Najbardziej słuszny wydaje się pogląd Hobbsa (32, 33), że *głównym okresem nawiewania lessu jest jesień*, tzn. pora następująca bezpośrednio po okresie dużych wahań poziomu wód w rzekach (wiosna) i po okresie intensywnego wysychania powierzchni sandrowych (lato). Obserwacje z Grenlandii wskazują, że nawet już na schyłku lata (sierpień) istnieją tu warunki, sprzyjające wywiewaniu pyłu.

Pył wietrzeniowy. — Berg (4, 5, 6) poprzedził opublikowanie swojej hipotezy wietrzeniowego powstania lessu szeroką dyskusją, w której przytacza liczne trudności stosowania teorii Richthofena (70) i Tutkowskiego (96) oraz zwraca uwagę, jak wspomniano wyżej, na brak aktualnych faktów tworzenia się lessu w obszarach pustynnych i polarnych. Autor ów przeciwstawia temu obserwacje, które dowodzą, że w warunkach suchego i gorącego klimatu środkowej Azji, zwłaszcza Turkiestanu i Kazachstanu, znane są utwory wietrzeniowe, które pod każdym względem przypominają less. Odpowiadają one również produktom hydratycznego wietrzenia, którego chemizm wiążący się z warunkami klimatu suchego i ciepłego poznał Ganssen (19)³.

Nie będę przytaczał szczególnych przykładów owych eluwiów ze strefy ciepłego kontynentalizmu środkowej Azji (o których liczne wzmianki są w literaturze gleboznawczej ZSRR), natomiast uważam za bardziej godny wzmianki fakt, że utwory eluwialne, podobne do lessu, znaleziono w Kraju Jakuckim na Syberii. Występują one w dorzeczu Leny oraz na dziale wód Lena-Amgin wśród tajgi między kołem polarnym a 60-tym równoleż-

³ Należy wspomnieć, że poza Bergiem hipotezę kontynentalno-wietrzeniowej genezy lessu podał w 1926 r. F. Münichsdorfer (63) nie cytując zresztą w swojej rozprawie pracy Berga z 1916 r. Natomiast powołuje się Münichsdorfer na „eoliste“ Obruczewa, który w rejonach środkowej Azji znalazł wietrzeniowe gliny pylaste. Dodać jednak wypada, że przykład owych glin nie popiera w niczym koncepcji Münichsdorfera, gdyż Obruczew uważał je nie za sam less, lecz za źródło pochodzenia eolicznego lessu.

nikiem (Krasiuk, 46). Są to eluwia na podłożu wiecznej zmarzliny, o grubości bliżej nieznaney. Cechą upodabniającą owe eluwia do lessów jest ich żółta barwa, skład mechaniczny (frakcja 0,01 do 0,05 mm wynosi 35 do 55%) oraz zawartość węglanu wapnia. Podobne do lessu gliny Jakucji powstały w chłodnym klimacie kontynentalnym. „Podobne do lessu osady Wschodniej Syberii” — pisze Gerasimow — „stanowią szczególną, zimną fację skał podobnych do lessu, tworzących się w warunkach wybitnie kontynentalnego klimatu w obszarze wiecznej zmarzliny. Ostatnia spełnia rolę poziomu nie przepuszczalnego dla roztworów glebowych“ (20, str. 107).

Okazuje się zatem, że *kontynentalizm klimatyczny, zarówno w odmianie chłodnej, jak też ciepłej, prowadzi do powstania szczególnych utworów eluwialnych, niezależnych w swych głównych cechach od typu skały macierzystej, a przypominających żywo materiał lessowy*. Godzi się nadmienić, że oprócz licznych przykładów, cytowanych w tym względzie przez badaczy radzieckich, dowód podobny, chociaż mniej przekonujący, bo oparty na badaniach gleb strukturalnych w Karkonoszach, daje Dücker (12) podsuwając myśl, że frakcja ziaren 0,1-0,01 jest szczególnym produktem wietrzenia polarnego.

Większość badaczy ZSRR w kwestii genezy lessu przyjęła zapatrywania Berga. Obrońcą teorii eolicznej pozostał W. D. Obruczew (65), który w niedawno ogłoszonej rozprawie dyskusyjnej raz jeszcze zgromadził wszystkie argumenty, zbijając wnioski koncepcji Berga. Natomiast poglądy tego ostatniego podzielają prawie wszyscy gleboznawcy⁴. Oświadczają się również za wspomnianą hipotezę Gerasimow (20) oraz Gerasimow i Markow (21) w monograficznym dziele o epoce lodowej na obszarze ZSRR. Procesowi „zlessowania“ („oblessowania“ wg terminologii rosyjskiej) może ulec każda skała; jedynym warunkiem jest suchy klimat. Utwory podobne do lessu („lessowidnyje suglinki“) znaczą nam etapy „zlessowania“, a więc rozwój wietrzliny, który przez rozdrobnienie ziaren w ostatecznym rezultacie prowadzi do powstania typowego lessu.

Autorzy unikają stosowania teorii eolicznej nawet wówczas gdy, jak np. w wypadku lessów Ukrainy, odznaczających się dużą miąższością, sama teoria eluwialna nie daje pełnego rozwiązania zagadnienia genezy. Przyczynę wielkiego nagromadzenia pyłów, powstałych pierwotnie drogą wietrzenia, raczej widzą oni w działalności osadowej wód jakichś wielkich powodzi

⁴ Nadmienić wypada, że ten sposób tłumaczenia genezy lessu został zastosowany niedawno w obszernej pracy R. J. Russella (75) o lessie doliny Mississippiego. Proces glebowego „zlessowania“ („loessification“) na podłożu aluwów dolinnych prowadzi do powstania typowego lessu. Russell jest silnie zwalczany w literaturze USA; główną krytykę zawiera dyskusyjny artykuł Ch. D. Holmes'a (34).

epoki lodowej, które sięgnęły daleko poza granicę dolin. Dodać należy, że podobny pogląd w nawiązaniu do teorii dryftowej Lyella ogłosił już przed tym Glinka (22).

Krytyka eolicznej teorii powstawania lessu, wysunięta przez „eluwialistów“ przyniosła najważniejszy pożytek przez to, że zwróciła uwagę na drugie źródło pochodzenia pyłu — eluwia klimatów kontynentalnych. Ich dowodom zaprzeczyć nie można — suchy klimat stwarza warunki powstawania szczególnych przemian wietrzeniowych. Czyż jednakże owe eluvia są już lessem? Otóż nie. Nie udowodniono bowiem tego, że struktura pylastych glin eluwialnych odpowiada charakterystycznej strukturze utworów eolicznych. Przykłady tych glin z Azji Środkowej i Syberii Wschodniej pozwalają stwierdzić, że materiał opisywany jest tylko podobny do lessu. *Eluvia takie mogą być zatem źródłem lessu, lessem jednakże nie są.*

KLIMATYCZNE WARUNKI POWSTAWANIA LESSU

Charakteryzując klimat epoki lodowej wyróżniamy zazwyczaj, w pełnym przeświadczeniu odrębności zjawiska, klimat interglacjalów od klimatu glacialów. Gdy analizę pierwszego opieramy głównie na dowodach paleobotanicznych, klimat okresu nasunięć lodowcowych charakteryzujemy powołując się również na fakty geologiczne. O klimacie obszaru pokrytego lądolodem niewiele wiemy, więcej się domyślamy, natomiast warunki klimatu strefy, która bezpośrednio graniczy z lądolodem, a więc strefy periglacialnej, odtwarzamy przeważnie na podstawie zjawisk struktury glebowej oraz widomych znaków głębokości letniego odmarznięcia. Te obserwacje dają materiał do określenia temperatury okresu letniego, pośrednio również — średniej rocznej temperatury. Z innych elementów klimatycznych ocenia się przybliżone kierunki wiatrów na podstawie ogólnych założeń lądolodowej cyrkulacji atmosferycznej oraz na podstawie ułożenia lessu.

Rozbieżność w zapatrywaniach na klimat okresu zlodowaceń jest znaczna, zwłaszcza gdy niektórzy z autorów starają się znaleźć jednolity wyraz klimatyczny dla całego okresu zlodowacenia. Dyskusja nad klimatem glacialnym zachodniej i środkowej Europy jest tego najlepszym dowodem. Jedni widzą tam liczne oznaki oceanizmu, inni natomiast przeciwstawiają temu fakty glacialnego kontynentalizmu tej strefy.

Koncepcja jednolitości klimatycznej okresu glacialnego jest błędna. Typ klimatu zmieniał się wraz z rozwojem lub zanikiem zlodowacenia. *Każdy okres glacialny składał się z dwu faz klimatycznych — oceanicznej i kontynentalnej.*

Tylko w warunkach klimatu oceanicznego mógł lądolód narastać, gdyż nieodzownym czynnikiem tego rozrostu jest odpowiednio wysoki opad. Köppen i Wegener (42) oraz Beck (2) uważają, że istotną przyczyną zlodowacenia nie był spadek temperatury okresu zimowego, lecz raczej wydłużenie się zimy kosztem lata. Ta cecha oceaniczna, widoczna w ogólnym ochłodzeniu się i skróceniu okresu letniego, nie wpłynęła na zanik opadów. Raczej należy sądzić, że początkowa faza powiększania się powierzchni lądolodu — jak sądzi Klute (41) i Meinardus (56) — spowodowała wzrost wymiany prądów wilgotnych między ciepłym Atlantykiem a zimną tarczą lodową. Kontynentalizm klimatyczny, nawet w swej najbardziej chłodnej odmianie, zlodowacenia wywołać nie może, gdyż wysoka temperatura lata i nikłość opadów zimowych przeciwstawiają się temu zjawisku. Współczesne oceaniczne tarcze lodowe zdradzają wielką żywotność dynamiczną, związane z nimi lodowce poruszają się szybko i reagują rychło na zmiany klimatu (Spitsbergen). Natomiast lodowce kontynentalne, np. na Ziemi Północnej i Nowej Ziemi, są zjawiskiem o zupełnie odmiennych cechach. Są one nieruchome, cienkie, wykazują duży ubytek przez wyparowanie lodu. Nie jest to rozwój, lecz zanik zlodowacenia.

Dzieląc okres zlodowacenia na fazę oceaniczną i kontynentalną wyjaśniamy w pewnym porządku i następstwie zjawiska klimatyczne, którym przypisuje się zazwyczaj znaczenie ogólne, rzutując je na całość okresu glacialnego.

Dowodem fazy oceanicznej, przypadającej w pierwszej połowie zlodowacenia i związanej z wiatrami zachodnimi (ten kierunek wiatrów przeważał wówczas w pasie periglacialnym Europy środkowej), jest 1° podnoszenie się plejstoceńskiej granicy wiecznego śniegu w górach Europy z zachodu ku wschodowi oraz 2° przez Romera (72) a później Enquista (15) stwierdzone zjawisko silniejszego rozwoju plejstoceńskich pól firnowych na wschodnich i północno-wschodnich zboczach górskich Europy, co niewątpliwie było wywołane nawiewaniem śniegu ze zboczy zachodnich przez wiatry zachodnie. Oczywiście oba te zjawiska nie mogą być wystarczającym dowodem tego, że wiatry zachodnie trwały przez cały okres glacialny.

Klimatyczna faza oceaniczna utrzymywała się do czasu osiągnięcia maksimum rozwoju lądolodu (najdalszy zasięg ku południowi), po czym nastąpiła zmiana fazy. Okres przełomu trwał czas dłuższy, zaznaczając się stagnacją krawędzi lądolodu (festony moren czołowych) oraz licznymi jej oscylacjami. Zaostrzający się teraz kontynentalizm klimatyczny wywarł wpływ decydujący na powstanie kontynentalnego typu mikroreliefu strefy periglacialnej oraz wywołał powstanie lessu.

Dowody kontynentalizmu klimatycznego plejstoceńskiej strefy periglacialnej znajdziemy a) przeprowadzając analogię jej klimatu z kli-

matem przedpola współczesnych lądolodów, b) studiując zjawisko kopalnych krioturbacji z okresów glacialnych.

Klimat przedpola lądolodu Grenlandii zachodniej wykazuje wiele cech kontynentalizmu. Nordenskjöld (64) nie wahał się nazwać wnętrza Grenlandii „stepem polarnym“ przytaczając takie dowody klimatu stepowego: wysoka temperatura lata, duża amplituda temperatur rocznych, mały opad, wietrzenie kontynentalne, bezodpływowe, słone jeziora, wykwity soli. Harrassowitz (29) i Meinardus (57) dają charakterystykę fizycznego i chemicznego wietrzenia strefy periglacialnej i podkreślają arydarno-klimatyczne cechy tych procesów.

Zrekonstruowane na podstawie kopalnych struktur glebowych mrozowe krioturbacje przyłądolodowej strefy Europy środkowej, pochodzące z okresów glacialnych, zdradzają duże podobieństwo do zjawisk glebowych współczesnych tundr kontynentalnych (np. syberyjskich), nie zaś oceanicznych (spitsbergeńskich). Niepublikowane własne obserwacje autora z południowo-wschodniej Polski oraz J. Dylaka (13) z okolic Łodzi prowadzą do wniosku, że na obszarze środkowej i południowej Polski trwała w okresie maksimum zasięgu przedostatniego zlodowacenia „tundra“, gdzie mrozowe struktury glebowe i mikrorelief powierzchni kształtował się pod wpływem nadmiaru lodu gruntowego, występującego w postaci żył, soczewek i klinów. Wszystkie owe zjawiska, a zwłaszcza ostatnia forma tundrowa, znana z Alaski i Syberii, są oznaką kontynentalizmu klimatycznego. Dodać należy, że kliny lodowe są typową formą struktury glebowo-periglacialnej na terenie Niemiec, co stwierdza Soergel (88), Zeumer (105) zaś przeciwstawia soliflukcję bardziej oceanicznego obszaru Francji klinom kontynentalnej Europy glacialnej, która poczyniała się wyraźnie na wschód od Renu.

Jakie są przyczyny zmiany klimatu glacialnego od oceanizmu do kontynentalizmu?

Gruntuje się dziś coraz powszechniej myśl, którą w naszej literaturze zreformował i pogłębił własnymi uwagami Kosiba (45), że czynniki meteorologiczne regulują wzrost i zanik czasz lodowych. W miarę zwiększania się powierzchni zlodowaczonej coraz silniej działa albedo wydatnie obniżając temperaturę mas powietrza nad lądolodem. Wywołane niską temperaturą zmniejszenie się opadów jest główną oznaką zaostrzającego się kontynentalizmu. Równocześnie nad oziębioną powierzchnią powstaje, rozwija się i wzmacnia potężny antycyklon, który staje się w okresie maksimum zlodowacenia głównym czynnikiem dynamizmu atmosfery. Antycyklon spełnia zasadniczą rolę w powstaniu lessu przez 1° stworzenie kontynentalnej odmiany klimatu (wietrzenie arydalne i wahania stanu wód w rze-

kach) oraz przez 2^o wywoływanie wiatrów wschodnich i północno-wschodnich.

Problem antycyklonu czasów lodowych, postawiony i tak uparcie broniący przez Hobbsa (31, 33), przechodził zmienne etapy swojej egzystencji. Obserwacje meteorologiczne słynnej stacji „Eismitte“, założonej przez wyprawę Wegenera na środku lądolodu Grenlandii, dostarczyły materiału, który raczej podważał możliwości fizyczne takiego antycyklonu (potwierdzając dawną krytykę Meinardusa). Z obserwacji tych wynika, że nad lądolodem panuje raczej pogoda cykloniczna, niebo zachmurzone, silne wiatry i zwyczajne (nie kryształkowe) opady śnieżne. Mimo więc istnienia pewnej nadwyżki ciśnienia i słabych odśrodkowych wiatrów katabatycznych, wilgotne powietrze z Atlantyku przedziera się przez lądolód, wywołuje tu pogodę niżową i w ten sposób niweczy wpływ niewątpliwie zaznaczającego się tu wyżu. Na wynikach obserwacji z „Eismitte“ oparł swoją krytykę hipotezy Hobbsa F. E. Matthes (55), główny obok Meinardusa przeciwnik tej teorii. Jednakże w krytyce Matthesa znajdujemy równocześnie pewne poparcie dla teorii antycyklonowych lessotwórczych wiatrów lądolodu plejstoceniowego. Wyż lądolodu grenlandzkiego jest słaby z powodu położenia Grenlandii wśród oceanu w sąsiedztwie niżu islandzkiego. Lądolód plejstoceniowy Europy znajdował się w zupełnie innych warunkach i nie ma powodu przypuszczać — jak to czyni Gerasimow (20), że wyż jego został zlikwidowany lub osłabiony w swoim działaniu tak jak antycyklon grenlandzki. Panowały więc tu, przynajmniej w pewnej porze roku, wiatry odśrodkowe, które na środkowo-europejskim obszarze periglacialnym miały kierunek N, NE i E.

A zatem antycyklon i albedo zlikwidowały fazę oceaniczną transgresji lodowej. Bezpośrednią przyczyną jej zahamowania była nie temperatura, lecz zanik opadów w alimentacyjnej strefie wnętrza lądolodu.

Zniżki atlantyckie, które niegdyś docierały daleko w głąb tarczy lodowej — przecież dziełem wiatrów zachodnich było wyparcie działu lodowego daleko na wschód od grzbietu Gór Skandynawskich, nad Zatoką Botnicką — znalazły trwałą zapórę w postaci silnego antycyklonu.

Strefa periglacialna zmieniła fazę klimatyczną w okresie maksimum lub raczej tuż przed maksimum zasięgu lądolodu, gdyż wydaje się słuszne twierdzenie Wundta (102) i Schwarzbacha (84), że transgresja lądolodu zakończyła się z pewnym opóźnieniem w stosunku do działania przyczyny klimatycznej. Lądolód jeszcze się rozprzestrzenił rozprowadzając nagromadzone w fazie oceanicznej masy śnieżno-firnowe, gdy na jego przedpolu panował już klimat nie sprzyjający tej transgresji. Można uznać słuszność powyższego założenia Schwarzbacha, lecz z rezerwą należy się ustosunkować do wniosków tego autora na temat średniej rocznej temperatury

i długości trwania okresu letniego przedpola lądolodu. Według jego oceny, za której podstawę przyjął liczbę warw dziennych zastoiska lodowcowego w Górach Sowich, średnia roczna temperatura miała wynosić $+4^{\circ}$ (dzisiaj średnia Leningradu) w okresie maksimum zasięgu lądolodu. Okres letni trwał 5-6 miesięcy. Schwarzbach obliczał temperaturę metodą porównawczą popełniając przy tym zasadniczy błąd, ponieważ przyjął, że klimat po okresie maksimum zlodowacenia był oceaniczny. Wynikom jego przeczą wyraźnie krioturbacyjne zjawiska glebowe, dla których powstania warunkiem niezbędnym jest zmarzlina, wymagająca znacznie niższej temperatury. Kontynentalizm klimatyczny w okresie maksimum zlodowacenia wyrażał się niewątpliwie podniesieniem temperatury lata (w stosunku do temperatury letniej z czasów transgresji), jednakże w bilansie rocznym było ono skompensowane bardziej mroźną zimą⁵.

Przemiana fazy oceanicznej na kontynentalną w ostatecznym rezultacie nie tylko zahamowała transgresję lądolodu, lecz spowodowała również regresję. Jej przyczyną była nie silna ablacja — albowiem albedo olbrzymiej powierzchni lądolodu wyłącza możliwość wysokich temperatur lata — lecz parowanie lodu przy małej wilgotności powietrza. Dowodem tego są szerokie lecz równinne, niezniszczone erozyjnie powierzchnie moreny dennej na obszarze Niżu Europejskiego oraz zjawiska lodu martwego. W miarę zmniejszania się powierzchni zlodowaczonej słabły warunki zimnego kontynentalizmu, rosła ciepłota lata, ablacja zaś stała się głównym czynnikiem szybkiego zaniku mas lodowych. *A zatem w kontynentalnej fazie zlodowacenia możemy wyróżnić stadium klimatu zimnego i suchego, który rozpoczął się nieco przed maksimum glacjału, panował zaś w okresie całego maksimum i w początkach regresji oraz w stadium kontynentalizmu ciepłego, słabnącego w miarę zaniku czaszy lodowej i ustępującego na rzecz powolnej oceanizacji początków interglacjału.*

Okresy interglacjalne cechował klimat ciepły i na ogół wilgotny. Należy się przeto zastanowić, gdzie wypada granica między kontynentalną regresją lądolodu a ciepłą fazą oceaniczną, która już znamionuje interglacjał. Generalna regresja lądolodu ostatniego zlodowacenia europejskiego rozpoczęła się od czasu powstania moren pomorskich i trwała z małymi zakłóceniami do chwili, gdy lądolód zatrzymał się na linii, którą wyznacza dzisiaj wielki wał morenowy Salpausselkä, biegnący olbrzymim łukiem przez Finlandię i Półwysep Skandynawski. Ten trwający około 700 lat

⁵ Zagadnieniu średnich temperatur plejstocénskich w okresie szczytowym glacjałów poświęcono wiele prac. Najbardziej w tym względzie udokumentowane wyliczają wielkość obniżenia temperatury glacialnej Europy środkowej w stosunku do temperatury dzisiejszej znacznie poniżej wartości podanych przez Schwarzbacha: Gageł (17) $10-12^{\circ}$, Penck (67) $7-8^{\circ}$, Soergel zaś (89) $13,4^{\circ}$.

postój (finiglacja) według Köppena (43) i Zeunera (105) pozostaje w związku z zanikaniem antycyklonu, który musiał ulec osłabieniu, gdy powierzchnia lądolodu zmniejszyła się znacznie. Osłabiony antycyklon został ostatecznie przewyższony przez niżki barometryczne, które od zachodu wtargnęły na obszar Skandynawii. Zwiększony opad wzmocnił czasowo lądolód, zahamował regresję kontynentalną i wywołał długotrwałą stagnację krawędzi lodowej, którą możemy tylko porównać ze stagnacją, jaka zachodziła na przełomie fazy oceanicznej w kontynentalnym maksimum zlodowacenia. Teraz mamy zjawisko odwrotne — *kontynentalizm glacialny kończy się moreną Salpausselkä, po czym rozpoczyna się faza ciepłego oceanizmu prowadząca od finiglacji do interglacji*.

Przedstawiony wyżej schemat zmian klimatycznych zlodowaceń w zasadniczych rysach jest zgodny z teorią G. N. Lewisa powstania i rozwoju zlodowaceń na kuli ziemskiej. Poglądy Lewisa znam tylko z wnikliwego referatu prof. W. Szafera (92), który podaje, że druga połowa glacialu raczej miała klimat kontynentalny, a „suchość klimatu trwała aż niemal do jego końca“ (str. 52). Prof. Szafer ocenia hipotezę Lewisa z punktu widzenia wyników badań botanicznych dodając, że „zarówno następstwo zmian klimatycznych, charakteryzujących każdy glacial, jak też postulowany charakter klimatu w czasie jego nasilenia, zgadzają się dobrze z faktami ujawnionymi przez paleobotanikę plejstoczeńską“ (str. 53).

Wydzielenie glacialnej fazy kontynentalnej i określenie granic jej trwania, tj. od momentu poprzedzającego nieco maksimum zasięgu lądolodu poprzez maksimum do tego etapu regresji, gdy kurczący się lądolód liczył już, jak podaje Brooks (9) a potwierdza Zeuner (105), 600—1.000 mil ang. średnicy (przy tej wielkości zanika wpływ antycyklonu barometrycznego), pozwala w krzywej zmian klimatycznych glacialu wyznaczyć okres powstawania lessu. *Zjawiska eoliczne nie istniały w fazie oceanicznej zlodowacenia, trwały natomiast w różnym stopniu nasilenia przez całą fazę kontynentalną*.

W rozdziale poprzednim wyjaśniono, że materiał pyłowy, będący źródłem lessu, może wytworzyć się w sposób dwojaki: jako osad zawieszinowy lub jako eluwium wietrzeniowe. Warunkiem powstania obu typów materiału jest kontynentalizm klimatyczny.

Eoliści: Tutkowski (96), Hobbs (32), Soergel (87), Penck (67), Grahmann (24) opowiedzieli się bezwzględnie za suchym klimatem głosząc zapatrywania na genezę lessu plejstoczeńskiego. Obserwacje nad powstawaniem współczesnego lessu w Grenlandii dowodzą, że tylko w warunkach kontynentalnego klimatu pył zawieszinowy może być źródłem lessu. Klimat jest przyczyną wielkich wahań stanu wód w rzekach, obszerne zalewów i szybkiego wysychania zalanych terenów.

Ten sam klimat stwarza dogodne warunki do powstawania drugiego źródła lessu — wietrzeniowych glin eluwialnych, które, niezależnie od natury skały macierzystej, przez hydratyzację przybierają charakter glin pyłowych i stają się węglanowymi. Niewiele przykładów hydratycznych eluwiów z współczesnej wąskiej strefy periglacialnej da się w tej chwili przytoczyć, można jednak sądzić, że w warunkach glacialnego klimatu plejstocńskiego tworzyły się one obficie, tak jak dzisiaj jeszcze tworzą się we wschodniej Syberii.

Plejstocenska strefa periglacialna mogła dostarczyć wiele pyłu lessowego. Formy zagłębień przedpola lądolodu: doliny i kotliny były wypełnione i wyrównane utworami akumulacji wodno-lodowcowej. Z ich rozległej powierzchni wiatry zwiewały namul, okresowo наносzony przez wody. Formy wypukłe, leżące poza zasięgiem wód, wietrzały na powierzchni, ich eluvia dostarczały pyłu, który również łatwo mógł być zwiewany przez wiatr. *A więc cała powierzchnia przedpola lądolodu, w warunkach chłodnego i suchego klimatu, niezwiązana lub skąpo związana roślinnością, produkowała pył lessowy.* W tym znajdujemy wyjaśnienie ogromu zjawiska tej wielkiej deflacji i akumulacji lessu, w tym znajdujemy również wytłumaczenie jego potężnej masy, która w stosunku do ilości osadów lodowcowych jest na pozór zbyt wielka.

A teraz przytoczę fakty, które pozwolą określić początek i koniec lessowej sedimentacji eolicznej oraz związać ją ściślej z fazą kontynentalną glacjału.

Zjawiska glebowych form krioturbacyjnych (związane z działalnością mrozu) powstały w strefie periglacialnej Europy — jak zaznaczyłem — w okresie zaawansowanego w pełni glacjału. Stosunek lessu do tych zaburzeń glebowych pozwala na wyciągnięcie wniosków w kwestii czasu tworzenia się lessu.

Na podstawie obserwacji na obszarze Wyżyny Lubelskiej, Nadbuża oraz okolic Lwowa mogę stwierdzić, że less pokrywa struktury periglacialne, wypełnia ich formy wklęsłe, bądź też wiąże się z nimi częścią spągową. Często klin lodowy rozcina podłoże lessu, less zaś wypełnia wnętrze klina. Zaburzenia strukturalne, spękania i soliflukcyjne występują tylko w dolnych partiach lessu, zanikają zaś ku górze⁶. Soliflukcję w spągowej części lessu stwierdzał również u nas Sawicki (79), Breuil zaś (8) we Francji. Poza Polską dużo uwagi zaburzeniom strukturalno-glebowym w lessach poświęcił Soergel (88) podnosząc, że kliny lodowe są zjawiskiem

⁶ Na Będnarówce (przedmieście Lwowa) odsłaniają się w odkrywcę dwa lessy, przegrodzone glebą kopalną. Zaburzenia strukturalne obejmują glebę i strop dolnego lessu, są zaś wypełnione lessami górnym (kliny). Przeładowania mrozowe występują również w dolnej partii lessu górnego.

rozwijającym się równocześnie z fazą eolicznej akumulacji lessowej, co odpowiada maksimum zlodowacenia. Autor ten, nawiązując do swoich starszych prac, niesłusznie twierdzi, że kliny tworzyły się już przy zaawansowanej sedymentacji lessowej, a więc raczej w drugiej jej połowie i u schyłku (less, wg Soergela, zaczął się osadzać już w okresie nasunięcia). Również Selzer (86) i Gallwitz (18) znajdują kliny lodowe w dolnej części lessu, a Öpik (66) obserwował w Estonii less, który wypełnia kliny lodowe w morenie.

Związek lessu z mrozową strukturą gleby prowadzi nas zatem do ważnego stwierdzenia, że *początek tworzenia się lessu w Polsce i całej Europy przypada nie wcześniej, niż w okresie najgłębszego odcinka termicznej depresji krzywej glacjału, co wyprzedza nieco maksimum zasięgu lądolodu*. Faza oceanizmu klimatycznego pierwszej połowy zlodowacenia nie sprzyjała wywiewaniu pyłu w strefie periglacialnej. Dopiero z nastaniem fazy kontynentalnej, której początek synchronizujemy z okresem rozwoju mrozowego form glebowych, powstały warunki klimatyczne dogodne do powstania lessu.

Wiązanie lessowej sedymentacji eolicznej z maksimum zlodowacenia jest dość powszechne. Poza Krisztafowiczem (48), Soergelem (87), Quiringiem (69), którzy przesuują akumulację pyłu na okres transgresji lądolodu aż do osiągnięcia maksimum zasięgu, inni badacze jak Penck (67), Zeuner (105), a w Polsce m. in. Klimaszewski (40) na ogół zgodnie synchronizują fazę lessową z maksimum zlodowacenia. Nasuwa się jednakże pytanie, czy tylko w okresie szczytowym zlodowacenia tworzył się less, czy ten stosunkowo niedługi odcinek czasu wystarczył do rozwinięcia się potężnej pokrywy lessowej, nie ustępującej grubością pokładom moreny lub fluwioglacjałów synchronicznych zlodowaceń. *Wyda się raczej, że jesteśmy zmuszeni rozciągnąć okres lessowy poza maksimum glacjału, na kontynentalną fazę regresji lądolodu*. Tezę tę postaram się uzasadnić.

Oto dowody:

1° Krioturbacje (struktura mrozowa) występują, jak wyżej podano, tylko w dolnej partii lessu, w stropie zaś lessu form tych nigdzie nie obserwowano⁷.

2° W niektórych lessach na terytorium ZSRR (zwłaszcza k. Kurska) stwierdzono pyłki drzew. Wiadomość o tym podają, za botanikiem Sukačzewem, Gerasimow i Markow (21); wymieniają pyłki takich drzew jak

⁷ Chodzi tu o warstwy lessu w pierwotnej ich grubości. Zdarza się bowiem, że krioturbacje występują w całej niegrubej warstwie lessowej, a więc również w jej górnej części, pod poziomem współczesnej gleby. Bywa tak w lessach rozmytych, których stropowa partia uległa zniszczeniu, a dzisiejsza powierzchnia glebowa przypada w poziomie pierwotnie spągowej strefy krioturbacyjnej.

sosna, wierzba, brzoza, a nawet leszczyna. Fakt ów — zdaniem wspomnianych autorów — wskazywałby na to, że klimat okresu osadzania się lessu był dość ciepły. Również Melnyk (58), opracowując mięczaki lessów Ukrainy, znalazł oprócz gatunków wybitnie borealno-alpejskich również gatunki południowe, ciepłe i kserofilne⁸.

3° V. Ambroz (1), w interesującej pod względem metodycznym pracy (m. in. zastosowanie metody prof. Tokarskiego), której tematem jest geneza lessów Wyżyny Czesko-Morawskiej, stwierdza, że liczba rurkowatych konkrecji wapiennych i żelazistych (wypełniających resztki roślin) wzrasta w lessie od dołu ku górze. Autor znajdował również zliżnityzowane resztki drzew. Wyprowadza stąd wniosek o stałym ocieplaniu się klimatu w okresie akumulacji lessowej, która lokalizuje się w pierwszej połowie interglacjału, przed optimum klimatycznym. Mimo, że niektóre zbyt śmiało przypuszczenia Ambroza budzą zastrzeżenia, stwierdzony fakt wzrostu krzywej termicznej okresu lessowego jest godny przytoczenia.

4° Wg Soergela (87) less europejski osadził się w czasie transgresji i maksimum zlodowacenia. Soergel przyjął możliwość sedymentacji lessowej w okresie regresji lądolodu, ponieważ nigdzie nie stwierdził, aby less występował na niezwiertzałej morenie tego zlodowacenia, z którego pochodzi. Rozmieszczenie lessu na obszarze południowych i środkowych Niemiec i brak jego w strefie niżu ma być tego dowodem.

Pogląd autora niemieckiego nie da się dzisiaj utrzymać. Na obszarze Niemiec, Polski i ZSRR less wprawdzie występuje zwartą masą na terenie wyżyn, lecz są dane pozwalające stwierdzić, że utwór ten luźnymi płatami sięga dalej na północ podchodząc do granicy zlodowacenia bałtyckiego, a nawet ją przekraczając.

Woldstedt (100) podaje, że między Witebskiem a Smoleńskiem utwory lessowe (odpowiadające niemieckim „Flottlehm’om“) pokrywają młody

⁸ Przytoczone fakty są pośród dowodów, które pragnę przytoczyć w związku z charakterystyką klimatu sedymentacji lessowej, najsłabszym argumentem. Dwie są tego przyczyny: a) pyłki niektórych drzew, zwłaszcza sosny lub brzozy (por. podręcznik Erdtmanna „An introduction to pollen-analysis“ 1943), mogą być przywiane z wielkich odległości, a więc nie zawsze charakteryzują nam klimat miejsca ich znalezienia, b) na rozległym obszarze lessów europejskiej części ZSRR (po morze Czarne) istniało już strefowe zróżnicowanie klimatyczne i wzrost temperatury odpowiednio do szerokości geograficznej. — Griczuk (25, 26) stwierdza, że w okresie ostatniego zlodowacenia (wałdajskiego) był tu laso-step, a partie stropowe lessu z nad morza Azowskiego zawierają obficie pyłki drzew. Fakt ten nam nic nie mówi o zmianie klimatycznej w pionie, gdyż nie jest wyłączone, że less nad Morzem Czarnym osadzał się od początku wśród cieplejszej strefy stepu, na którym występowały sporadycznie kępy drzew. — Fauna mięczaków lessowych, już przez Soergela (87) żywo dyskutowana, nie daje również podstawy do wyprowadzenia ścisłych wniosków klimatycznych wobec szerokiej termicznej skali zdolności życiowej poszczególnych gatunków.

krajobraz akumulacyjny ostatniego zlodowacenia. Dammer (10) opisuje podobne utwory na terenie Brandenburgii. Schönhals (83) daje wzmiankę o znalezieniu typowego lessu na Rugii, a Hellmers (30) przez szczegółowe studia terenowe i laboratoryjne stwierdza, że typowy (wapnisty, porowaty, pionowo podzielny) less występuje na Łotwie (Kurlandia). Öpik (66) znajduje less w Estonii na drumlinach i morenie. Nowogródzkie gliny pyłowe uważają Halicki i Sawicki (27) za typowy less, a prof. Tomaszewski z Wrocławia odkrył ostatnio pod Białymstokiem less, który w najbliższym czasie będzie przedmiotem szczegółowych studiów (wiadomość ustna).

Zebrane wiadomości wyjaśniają ponad wszelką wątpliwość, że *less* pochodzący z ostatniego zlodowacenia wkracza w Europie na utwory tegoż zlodowacenia. Podobnie w Ameryce, jak podaje Flint (16), najmłodszy less pokrywa w obrębie Great Plains (Wisconsin) utwory ostatniego zlodowacenia. Między moreną a lessem nie zaznacza się hiatus. Nie ma więc powodu sądzić, jak to czyni Hellmers (30), trzymający się niewolniczo koncepcji Soergela (87), że owe lessy niżowe można tylko tłumaczyć krótkimi oscylacjami i nasunięciami lądolodu, zakłócającymi generalną regresję. Tłumaczenie to jest i sztuczne i zbędne; łatwiej jest przyjąć, że w okresie regresji less był nadal nawiewany, chociaż ilość jego była teraz wyraźnie mniejsza w stosunku do potężnej akumulacji z okresu maksimum zlodowacenia. Fakt ten można tłumaczyć następującymi względami:

a) W czasie regresji mógł być wywiewany tylko pył zawieszinowy, ponieważ świeżo odsłonięte podłoże lądolodu nie dostarczało oczywiście pyłu wietrzeniowego.

b) W miarę zmniejszania się powierzchni lodowej wygaś kontynentalizm klimatu strefy periglacialnej.

c) Ogólne ocieplenie spowodowało bujniejsze pokrycie roślinnością obszaru przedpola lodowego i zwężenie pasa bezroślinnego u krawędzi lądolodu.

Less w Europie sięga na obszar Łotwy i Estonii. Jednakże nie ma go w Finlandii, nie przekracza moren czołowych Salpausselkä. Potwierdza to słuszność wyżej wypowiedzianych wniosków co do długości trwania kontynentalnej fazy zlodowacenia. Antycyklon lądolodowy przestał istnieć w okresie tworzenia się moren Salpausselkä. Oceanizm klimatyczny ostatniego etapu zlodowacenia Europy, który zapanował, gdy czasza lodowa znajdowała się na terenie Finlandii i północnej części Półwyspu Skandynawskiego, nie sprzyjał tworzeniu się lessu.

Jest faktem bezspornym, że akumulację lessową poprzedziła akumulacja tarasowa piasków i żwirów w dolinach rzek europejskich. Less występuje wśród aluwialnych osadów w ich stropowej partii, bądź też

częściej je przykrywa. Zjawisko tłumaczy się w sposób prosty — klimatyczna akumulacja aluwialna drugiej połowy interglacjału i początków glaciału zakończyła się akumulacją eoliczną w okresie pełnej kontynentalizacji maksimum zlodowacenia.

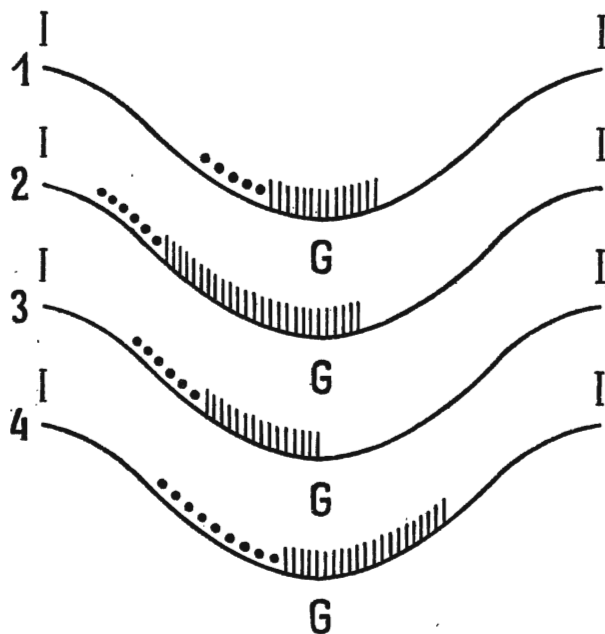


Fig. 1

Osadzanie się lessu na tle schematycznej krzywej termicznej zlodowacenia
Kropki — akumulacja tarasowa piasków i żwirów; *kreski* — akumulacja lessu; *G* — glaciał, *I* — interglacjal; 1 wg Pencka, Zeunera i in.; 2 — wg Soergela; 3 — wg Udlufta, 4 — wg autora

Simplified diagram showing the period of loess sedimentation in relation to the glacial curve

Dots — sedimentation of river sands and gravels; *dashes* — sedimentation of loess; *G* — glacial, *I* — interglacial period; 1 — after Penck and Zeuner; 2 — after Soergel; 3 — after Udluft; 4 — according to author's opinion

W poniższym wykresie zestawiono przebieg obu faz akumulacyjnych na tle uogólnionej i schematycznej krzywej termicznej okresu glacialnego uwypuklając rozbieżność zapatrywań głównych autorów. Obok bardzo powszechnego wiązania lessu tylko z maksimum zlodowacenia (krzywa 1) oraz reprezentowanej głównie przez Soergela (87) synchronizacji lessu z okresem transgresji i maksimum (krzywa 2), notujemy ciekawą koncepcję Udlufta (97), który zaatakował powszechnie i bez bliższej analizy przyjmowany schemat podziału plejstocenu na fazę akumulacyjną glacia-

łów i fazę erozyjną interglacjalów. Udluft wyznacza okres akumulacji od punktu szczytowego krzywej termicznej interglacjału (optimum) do maksimum glacjału (stały spadek temperatury i opadów), okres erozji od maksimum glacjału do optimum interglacjału (stały wzrost temperatury i opadów). Schemat Udlufta, aczkolwiek bliższy prawdy aniżeli poprzedni pogląd, jest zbyt sztywny przez synchronizowanie gwałtownej zmiany działalności rzek z szczytowymi punktami krzywej temperatury.

Powołując się na wyżej podane argumenty i wiążąc akumulację glacialną (aluwialną i eoliczną) nie tylko z przebiegiem średniej temperatury, lecz głównie z amplitudą temperatury (cecha kontynentalizmu), przedłużam fazę akumulacyjną na czas trwania antycyklonu i kontynentalnego klimatu w obszarze zlodowaconym — a więc również na okres regresji lądolodu^{8a}.

GENEZA LESSU WYŻYNY LUBELSKIEJ⁹

Pochodzenie pyłu zawieszinowego. — Rzut oka na mapę gleb woj. lubelskiego T. Mieczynskiego (60) pozwala stwierdzić, że tzw. lessy głębokie (gruba powłoka lessu) układają się w dwa pasy równoleżnikowe, przedzielone strefą, gdzie less albo w ogóle nie występuje, bądź też tworzy niegrubą warstwę na podłożu skał starszych.

Północny pas lessu ciągnie się od Puław i Kazimierza ku wschodowi, równolegle do krawędzi Wyżyny aż po dolinę Bystrzycy, gdzie urywa się dość gwałtownie. Na wschód od Bystrzycy spotykamy tylko luźne płyty lessu i to niedużej stosunkowo miąższości. Na południowych krańcach tego pasa leży Lublin, jego zaś osią jest dolina Bystrej na zachodzie i dolina Ciemięgi na wschodzie.

Druga strefa głębokich lessów znajduje się na południe od linii Kraśnik—Krasnystaw—Wojsławice. Jest to less, który grubą warstwą pokrywa wzgórze Roztocza i południowej części Wyżyny Lubelskiej. Pas rozszerza się ku wschodowi, przechodzi i łączy się z lessem okolic Hrubieszowa oraz z lessem Grzędy Sokalskiej.

^{8a} Już po napisaniu niniejszej rozprawy autor zapoznał się z cenną pracą A. Cailleux (9a), w której m. in. poruszone jest zagadnienie genezy lessu i klimatu okresu akumulacji lessowej. A. Cailleux nie wyłącza możliwości tworzenia się lessu w klimacie oceanicznym, pod warunkiem, że klimat ten cechuje niska temperatura, brak roślinności i silne wiatry. Przykładem są współcześnie tworzące się lessy na wybrzeżu Islandii z materiałów (przeważnie zresztą wulkanicznych), wywianych z głębi łądu.

⁹ W rozdziale niniejszym podane są luźne i ogólnikowe wyniki obserwacji lub fragmenty materiałów pochodzących z badań na Wyżynie Lubelskiej, których szczegółowe rezultaty ukażą się w osobnej publikacji.

Less i utwory podobne do lessu występują tu w postaci trzech odmian. Są to:

a) Less właściwy, typowy, niewarstwowany, porowaty, wapnisty o strukturze pionowopodzielnej. Dolne jego części posiadają czasami charakterystyczne smugi, opadające zgodnie z nachyleniem powierzchni. Występuje głównie na plateau wyżynnym, znajduje się również na tarasach dolin.

b) Lessowe deluwia zboczowe składają się zarówno z warstewek pyłowych jak też piaszczystych, ułożonych zgodnie ze spadkiem zbocza.

c) Pylaste napływy dolinne, wśród których wyróżniamy warstwowane lessowe glinki pyłowe oraz warstwowane piaski pylaste. Występują wzdłuż dolin, tworząc tarasy i stożki napływowe.

Miedzy tymi utworami istnieją wzajemne powiązania.

Najlepiej możemy poznać stosunek lessu właściwego do pylastych utworów dolinnych w przekrojach głównego średnio 15—20 m. p. p. rz. wzniesionego tarasu doliny Wieprza. L. Sawicki (81), opisując profil z Dworzysk k. Izbicy, pierwszy zwrócił uwagę na fakt występowania piasków rzecznych powyżej serii lessowej tego tarasu.

Podstawą serii są ily szaroniebieskie, przechodzące w mułki drobnowarstwowane, zawierające florę driasową¹⁰. Ukazują się one tuż nad poziomem dna doliny w Dworzyskach, Łatyczowie, Tarzymiechach, Krasnymstawie (Krakowskie Przedmieście). Strop mułków posiada niekiedy charakter utworu zastoiskowego o wyraźnym warstwowaniu warwowym (Tarzymiechy). Powierzchnia mułków jest erozyjnie rozmyta, a na niej piaski średnie ze żwirkami kredy, przechodzące ku górze w cienkie piaski pylaste, te zaś z kolei — w mułki warstwowane o typie lessowym (burzą się z HCl). Nad nimi znajduje się typowy less eoliczny niewarstwowany, wapnisty, o strukturze słupowej. Nad lessem pojawia się seria piasków, zawierających czasami drobne żwirki kredowe.

Ten syntetyczny profil z niewielkimi odchyleniami możemy znaleźć na podcięciu tarasu w wymienionych wyżej miejscowościach. *Zmienia się grubość poszczególnych warstw, natomiast regułą jest występowanie typowego eolicznego lessu między dwiema seriami piasków.* Piaski dolne posiadają w swym obrębie wtrącenia mułków lessowych i wyraźnie przechodzą w less, piaski zaś górne, o miąższości ponad 8 m, poza nielicznymi odkrywkami, gdzie można zauważyć pewną granicę między nimi a lessem, na ogół również wykazują stopniowe przejście ku dołowi, łącząc się z lessem (np. Góry). Wbudowany w ten sposób w utwory tarasowe less wy-

¹⁰ Florę z tych utworów opracowuje dr A. Srodoń w Zakładzie Botanicznym U. J. w Krakowie.

stępuje czasami w postaci cienkiej warstwy (1,5—2,0 m), częściej zaś rozwija się do znacznej grubości, zwłaszcza w okolicy Izbicy (kilkanaście metrów). Dodać należy, że w dwu miejscach, a mianowicie w Tarzymiechach i Rońsku, ponad górnymi piaskami znajduje się jeszcze druga warstwa lessu (1,0—1,5 m grubości).

Identyczne stosunki występowania lessu wśród piasków tarasowych możemy stwierdzić w dolinie Kurówki, wzdłuż północnej krawędzi Wyżyny Lubelskiej, między Markuszowem a Kurowem¹¹.

Na północ od Krasnegostawu taras doliny Wieprza posiada nieco odmienną budowę. Aż po ujście Bystrzycy (Jaszców, Milejów, Ciechanki, Łączna, Nowogród) ciągną się pasy utworów warstwowanych, pylastych, piaszczysto-lessowych — owych „lessów równinnych subaeralno-rzecznych“, jak je nazwał Krisztafowicz (48). Podobne lessowe mułki pylaste drobno warstwowane znajdują się w dolinie Bystrzycy; ich odkrywki znane są na przedmieściu Lublina Rury Jezuickie. *Należy podkreślić, że zarówno w dolinie Wieprza jak też Bystrzycy owe aluwia przechodzą stopniowo ku górze w typowy less subaeryczny, wapnisty, pionowopodzielny.* Podstawą tej serii utworów aluwialnych (oczywiście w znaczeniu genetycznym, nie zaś wiekowym) i lessowych są tu na znacznej przestrzeni ily i mułki jeziorne tzw. spiczyńskie. Na granicy obu utworów znajduje się bruk głazów i żwirów północnych, stratygraficznie odpowiadających morenie środkowo-polskiego zlodowacenia (np. w Kijanach, Charleżu).

W dolinach dopływów Wieprza: Gielczwi, Żółkiewki, Wolicy, Puru spotykamy wszędzie lessowe mułki pylaste i less. Utwory aluwialne są tu związane z lessem niewarstwowanym, który występuje bądź to na powierzchni tarasu, bądź też pod piaskami stropowymi wewnątrz tarasu (dobre odsłonięcia w Żółkiewce i Piłaskowicach).

Podobne stosunki znajdujemy w dolinach Bystrzycy Lubelskiej, a poza dorzeczem Wieprza — w dolinie Bugu między Sokalem a Hrubieszowem (Jahn, 36) oraz w dolinie Huczwi.

Gdy spotykamy warstwowane osady pyłowe w dolinie na tarasach w niższych częściach zboczy, zazwyczaj trudno nam ustalić ich pochodzenie. Stwierdzamy jedynie współudział wody w akumulacji pyłu, który gdzie indziej złożony przez wiatr jest już typowym lessem. Trudność główną znajdujemy w określeniu następstwa procesów. Jeżeli rzeka w warunkach klimatu kontynentalnego (duże wahania stanu wód) osadza na dnie doliny

¹¹ Również w dolinie Wisły znajdujemy podobne następstwo warstw w obrębie głównego tarasu akumulacyjnego (ok. 20 m wysokości) koło Biedrzychowa i Dębna (między Zawichostem a ujściem Kamiennej). Informacje powyższe zawdzięczam uprzejmości dra W. Pożaryskiego, w którego towarzystwie miałem możność zwiedzić wspomniany odcinek doliny Wisły w 1949 r.

pył, spłukany ze zboczy z pylastych eluwiów lub moren, wówczas powstaje pierwotna warstwa namulów, która, rozwiewana, stanie się w następstwie źródłem lessu, tworzącego się oczywiście poza zasięgiem zalewów. Takie namuły dolinne, mimo wyraźnej przewagi w nich pyłu, mogą posiadać liczne wkładki materiałów grubszych (np. piasków) lub cieńszych (np. ilów), stosownie do okresowych lub nieokresowych zmian ilości i szybkości osadzających je wód. W tym przypadku mamy normalne następstwo procesów — od rozmywania utworów wietrzeniowych lub lodowcowych poprzez fazę aluwialną do fazy eolicznej.

Drugi sposób, dzięki któremu mogą powstać warstwowane utwory pyłowe, to koncepcja powstawania lessów jeziorowych i rzecznych Tutkowskiego (96), Krisztafowicza (48), Samsonowicza (76) — osadzania się na powierzchniach wilgotnych i w wodzie pyłu, przyniesionego wiatrem. Jest to więc równoczesne działanie procesów aluwialnych i eolicznych.

Wreszcie trzeci typ warstwowanych utworów pyłowych powstaje przez rozmycie lessu eolicznego na zboczach i akumulacji na dnie doliny zawiesiny lessowej. Ten proces pozostaje w związku z tworzeniem się lessowych deluwiów na zboczach i prowadzi do powstania mad pylastych w dolinach. Jest rzeczą jasną, że takie pylaste osady dolinne posiadają wkładki piasków lub bardziej zwięzłych, koloidalnych glin — przypominają więc utwory aluwialne pierwotne, które w pierwszym następstwie procesów poprzedzają fazę eoliczną. Tu jest odwrotność kolejności, faza aluwialna przypada po eolicznej.

Powyższe założenia ogólne ułatwiają rozpatrzenie genetycznych powiązań lessu Wyżyny Lubelskiej z pylastymi aluwiami dolin. Trzecią możliwość możemy bez dyskusji wyłączyć, ponieważ niewarstwowany utwór eoliczny występuje powyżej warstwowanych osadów rzecznych — a więc te osady nie mogą być od lessu młodsze.

Tłumaczenie powstania lessu według pierwszej możliwości, tj. przez rozwanie napływów rzecznych, jest dość powszechne (Quiring, 69), w przypadku zaś lessów polskich, w szczególności lubelskich było stosowane przez Mieczysławskiego (60) a ostatnio przez Malickiego (54).

W dyskusji tej możliwości należy się zastanowić przede wszystkim nad zagadnieniem, czy i w jakim stopniu woda płynąca jest zdolna do osadzania utworów pyłowych lub pylastych przez wysortowanie pyłu z materiałów o szerokim rozsiewie ziarna, gdzie frakcja pyłowa nie stanowi wyraźnie zaznaczającej się lub przeważającej grupy. Chodzi w tym wypadku o dowiedzenie, że aluwialne osady pyłowe są utworem pierwotnym, nie wtórnym, powstałym przez przelawienie starszych osadów eolicznych. Wiadomą jest rzeczą, że w dolinach wyżyn polskich tworzą się mady pyłowe jako utwór rzeczny z rozmycia lessu na zboczach dolin. Podobny do

lessu skład mechaniczny osadów powodziowych Wisły pod Puławami według analizy Krisztafowicza (47) potwierdza taką właśnie genezę mad wiślanych na odcinku lessowym. Mady pyłowe tworzą się jednakże na obszarze niżu, poza strefą lessową. Są tam one rzadszym wprawdzie zjawiskiem, lecz przykład mad, które cytują podając ich skład mechaniczny Miklaszewski (62) z okolic Wilanowa lub Mieczyski (60, 61) spod Garwolina oraz Tomaszewski (94), dowodzi, że rzeki niżowe są zdolne do wy-sortowania pyłu z różnoziarnistych materiałów lodowcowych. Świadczy o tym również skład mechaniczny pyłowych utworów, tworzących się, jak podają Dobrzański i Malicki (11), w okolicy Leżajska i Grodziska przez rozmycie moreny.

Wracając do problemu lessu na Wyżynie Lubelskiej stwierdzić zatem należy, że występujące pod lessem i zawierające obfity pył utwory rzeczne w dolinie Wieprza mogły powstać przez sortujące działanie wód. Ponieważ osady są wbudowane w taras i opadają ku północy zgodnie ze spadkiem doliny, źródłem ich mogły być skały kredowe, trzeciorzędowe lub też starsze utwory plejstocenyjskie Wyżyny i Roztocza, zwłaszcza, że zwietrzelina tych skał zawierała sporo pyłu. Zgadzam się z opinią A. Malickiego (54) co do genezy dolinnych utworów pylastych Wyżyny Lubelskiej, aczkolwiek w kwestii powstania lessów mam inny niż ten autor pogląd.

A. Malicki (54) wiąże less Wyżyny Lubelskiej ze zlodowaceniem środkowo-polskim, którego czołowe moreny znajdują się tuż na północ od krawędzi Wyżyny. Łądolód zatamował ujście rzek Wyżyny, w rezultacie powstały w dolinach warstwowane aluwia pylaste. Materiał osadów pochodzi ze zwietrzeliny skał kredowych, splukanej ze zboczy w doliny. Głównym źródłem lessu był wąski pas obniżień, ciągnących się między północną krawędzią Wyżyny a brzegiem łądolodu środkowo-polskiego, skąd antycyklonowe wiatry idące od łądolodu wywiewały pył zawieszinowy.

Autor wspomnianej pracy pisze o lessie Wyżyny Lubelskiej na tle ogólnej dyskusji nie tylko genezy, lecz też stratygrafii lessu w Polsce. Swoje stanowisko w tej sprawie, a zwłaszcza w związku z zagadnieniem stratygrafii, sprecyzuję w następnym rozdziale. Tu ograniczę się tylko do rozważenia sugerowanej przez Malickiego możliwości pochodzenia lessu lubelskiego z lokalnych osadów dolinnych. Oto argumenty, które przeczą tej koncepcji.

Wyżyna Lubelska była obszarem akumulacji lessowej, a więc miejscem, gdzie wiatry traciły zdolność transportu, a tym bardziej deflacji pyłu. Powierzchnie deflacyjne, które mają być głównym źródłem pyłu, nie mogą być rozrzucone pośród obszaru akumulacji. Jeżeli nawet istniały prądy powietrzne, idące od antycyklonu łądolodowego i posiadające skła-

dową N, to wobec na ogół południowo zorientowanych dolin Wyżyny materiał pyłowy mógł być przesuwany głównie wzdłuż dolin, mniej na zbocza. Less Wyżyny zajmuje rozległe powierzchnie wododzielne, powierzchnia jego jest wielokrotnie większa od pasów aluwialnych wąskich stosunkowo dolin. Główny według Malickiego obszar deflacji pyłu — padół Puławy-Kurów, biegnący wzdłuż krawędzi lądolodu, posiada, jak stwierdza autor, „szerokość do kilku km i wysłany jest na swym dnie warstwowanymi mułkami“. Trudno sobie wyobrazić, aby tak wąska smuga mogła dostarczyć pyłu dla grubej powłoki lessowej Wyżyny — przyjąwszy nawet, że materiał pyłowy obszaru deflacji był uzupełniany świeżymi napływami. Pasy aluwii Wyżyny łącznie z obniżeniem Kurowskim mogły współdziałać w powstawaniu lessu dostarczając głównie pyłu skał miejscowych, lecz zasadniczy obszar produkcji pyłu leżał poza granicami Wyżyny.

Świadczy o tym również skład mineralny lessu lubelskiego. Twierdząc, „że w kredzie Wyżyny Lubelskiej wśród rzadkich minerałów występują najliczniej te, które wymieniane są jako charakterystyczne dla loessu polskiego“ (str. 220 cyt. pracy), Malicki podaje turmalin, cyrkon, rutyl jako wspólne dla kredy (wg Sujkowskiego) i dla lessu. Są to minerały mało charakterystyczne, pospolite w skałach różnego pochodzenia i wieku, przy czym ich powszechność daje się tłumaczyć ich wyjątkową trwałością i odpornością na wietrzenie. Dla lessu ważniejsza jest grupa innych minerałów ciężkich, a w szczególności granat, amfibol, epidot, apatyt — minerały skał krystalicznych, występujących w materiale erratycznym. W lessie okolic Szczepieszyna, którego analizę wg danych prof. M. Turnau-Morawskiej przytacza Malicki (11) w poprzedniej swojej pracy, uderza obecność tych egzotycznych minerałów, nieznanych w skałach lokalnych Wyżyny. Z faktu tego nie wyciągnął wówczas autor należytych wniosków, a w pracy omawianej w ogóle go pominął. W lessie Szczepieszyna najliczniejszy spośród ciężkich minerałów jest amfibol (średnia dla wszystkich poziomów wg danych z rozprawy Dobrzańskiego i Malickiego) — 20,2%, oraz granat — 14,2%. Również analiza starych pyłów lessowych Wyżyny Lubelskiej, pochodzących sprzed zlodowacenia Cracovien, a opisanych w pracy A. Jahna i M. Turnau-Morawskiej (38), daje podobne wyniki. Skład petrograficzny, na który tak chętnie powołuje się Malicki (54), w sposób wyraźny świadczy przeciwko jego koncepcji. Rezultat analiz nawet według tymczasowych dość szczupłych danych daje się raczej streścić w zdaniu następującym: *pył lessowy Wyżyny Lubelskiej składa się z elementów skał krystalicznych północnych oraz poważnej domieszki elementów skał miejscowych (kredy i trzeciorzędu).*

A zatem rozpatrzenie warunków występowania lessu oraz jego składu mineralnego prowadzi do zgodnego wniosku, że less Wyżyny Lubel-

skiej nie jest utworem miejscowym, lecz pochodzi z obszarów poza granicami Wyżyny leżących, bogatych w północne skały krystaliczne. W transporcie swoim był zasilony przez pył skał lokalnych.

Less Wyżyny Lubelskiej powstał w okresie ostatniego zlodowacenia polskiego (bałtyckie, Varsovien II). Wbrew dawnej opinii Ludwika Sawickiego (78) oraz nowej A. Malickiego (54) wiele faktów świadczy o takim właśnie wieku lessu lubelskiego. Sprawę tę bliżej rozpatruję w następnym rozdziale. Miejscem deflacji pyłu lessowego był rozległy obszar niżowy północnej Polski, skąd właśnie pochodzą poważnie reprezentowane w lessie elementy skał krystalicznych, erratycznych. Zgodnie z wyżej naszkicowanym przebiegiem zjawiska burz pyłowych w Grenlandii za główne źródło pyłu uważam sandrowe napływy lodowcowe, odnawiane przez zalewy wysokich wodostanów. Przekonują o tym nie tylko obserwacje z przedpola współczesnych lodowisk, lecz również fakt występowania pyłowych glinek wśród sandrów plejstocenijskich.

We wsi Rokitno i Niemce na południe od Lubartowa znalazłem wśród typowych gruboziarnistych piasków i żwirów fluwioglacjalnych, pochodzących ze zlodowacenia środkowo-polskiego, wkładki ciemnożółtych warstwowanych, nie burzących lub słabo burzących się w HCl glin pyłowych, makroskopowo podobnych do lessów warstwowanych — a wydobywanych przez ludność do wyrobu cegieł sposobem polowym. Oto skład mechaniczny tych glin z Rokitna:

	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01
Rokitno	—	0,47	34,45	35,69	29,39

Dane owe przytaczam, aby uzasadnić ogólny pogląd o pochodzeniu pyłów z utworów fluwioglacjalnych. Glinek pyłowych okolic Lubartowa nie należy oczywiście wiązać z lessem górnym Wyżyny Lubelskiej — odpowiadająca im seria lessowa jest starsza od lessu powierzchniowego.

W uzupełnieniu dodać wypada, że obecność glinek pyłowych wśród sandrów Podlasia i Polesia zauważył już Mieczynski (59) pisząc, że „materiał o składzie lessu może powstać drogą aluwialną“ (str. 17 op. cit.). Autor ów również widział w tym materiale źródło lessu eolicznego.

Pochodzenie pyłu wietrzeniowego. — Opierając się na przykładach z Wyżyny Lubelskiej i analizując szereg przekrojów w północnej części tego obszaru będę starał się wykazać, że oprócz pyłu zawiesinowego, przyniesionego wiatrami z północy (i pn.-wschodu), źródłem lessu był osobliwy materiał pyłowy zwietrzelin występujących na wyniosłościach terenu, poza zasięgiem zalewów rzecznych.

Północny pas lessów głębokich Wyżyny Lubelskiej, ciągnący się od Puław i Kazimierza po dolną Bystrycę, jest pocięty licznymi dolinkami, które odsłaniają pełny profil czwartorzędu. W dolinie Ciemięgi zbadano szereg odkrywek, wśród nich zaś za najtypowsze i najlepiej charakteryzujące pozycję stratygraficzną lessu należy uważać odsłonięcie w Jakubowicach Końskich, Baszkach, Pliszczynie i Łysakowie.

W Jakubowicach Końskich na terenie Kolonii (zachodni kraniec wsi) znaleziono takie następstwo warstw (od góry):

1. Less żółty, typowy, burzący się w HCl (2,0 m)
2. Gleba kopalna czarna i szara, piaszczysta (0,3—0,5 m)
3. Glinka brązowo-rdzawa, z wprysnięciami skupień żelazowych i manganowych (1,0—1,5 m)
4. Bruk dużych głazów północnych
5. Morena szara z odcieniem zielonawym (glinka piaszczysta)

Najbardziej godną uwagi jest owa glinka brązowa, oddzielona glebą kopalną od lessu. Jest gruzełkowata i czasami zbita, aczkolwiek pylasta po roztarciu grudki, a w dotyku przypomina less. Z kwasem solnym burzy się słabo. W spągu warstwy znaleziono brylaste nacieki wapna. Utwór ten różni się od lessu nie tylko brakiem porowatości, lecz również i tym, że trafiają się w nim często kanciaste ziarenka kwarcu a nawet drobne kamyczki. Warstwa ta spoczywa najczęściej na bruku, lecz w jednym miejscu bezpośrednio na morenie.

Odkrywka występuje w górnej części lewego zbocza doliny Ciemięgi. Kopalna gleba pod lessem na zboczu jest rozbita na kilka smug, wyciągniętych zgodnie z nachyleniem powierzchni i przegrodzonych warstewkami czystego lessu. Zjawisko wykazuje znamiona soliflukcji.

Na prawym zboczu doliny Ciemięgi w środku wsi Jakubowice Końskie znaleziono pod 5-metrową serią typowego żółtego lessu warstwę glinki czerwono-brunatnej, identycznej jak w odkrywce poprzedniej. W tym odsłonięciu widać wyraźnie, że glinka jest u dołu lekko warstwowana, przechodzi w głąb w gliniaste piaski o tym samym zabarwieniu, które z kolei łączą się z szaro-zieloną moreną. Nie ma wyraźnej granicy między tymi utworami, z wyjątkiem może tej okoliczności, że już w obrębie gliny morenowej występuje poziom luźnych głazów. Całość czyni wrażenie utworu eluwialnego powstałego na powierzchni gliny zwałowej.

Podobną sytuację mamy we wsi Baszki, natomiast w następnych ku wschodowi odkrywkach na obszarze wsi Pliszczyna koło młyna występuje pod grubą powłoką lessu (do 18 m miąższości) gleba kopalna, piaszczysta, namulona (0,5 m), pod którą z kolei znajduje się czerwono-brązowa glin-

ka, może bardziej pylasta niż w odkrywkach poprzednich, lecz również zawierająca ziarenka piasku. W jej spągu ciągnie się rezydualny, gruby, żelazisty piasek ze żwirami.

Poziom gleby kopalnej daje się śledzić od Pliszczyna aż po ujście doliny Ciemięgi (do Bystrzycy), ostatnie odkrywki są we wsi Łysaków. Gleba utrzymuje się na jednym poziomie, w spodzie posiada piaski. Jest to zagrzebana pod lessem powierzchnia tarasu.

Krisztafowicz (48) w swoim szczegółowym opisie czwartorzędu okolic Lublina daje wzmiankę o pliszczyńskim profilu lessowym, w którym widzi pod lessem żółtym „ciemnoszary, prawie czarny, less humusowy“, a pod nim żółto-brązowy less z pojedynczymi ziarnami piasku.

W zachodniej części kazimiersko-lubelskiej strefy lessowej jest mi znane występowanie osobliwych glin czerwonych pod-lessowych we wsi Bronice, leżącej w połowie drogi między Kurowem a Nałęczowem. Gliny występują tu w tym samym położeniu stratygraficznym, jak w dolinie Ciemięgi.

We wsi na prawym zboczu doliny potoku Podleśna mamy gruby kompleks lessu siwego (wapnisty, porowaty), a pod nim less szary, próchniczny (0,6 m grubości). Następna ku dołowi warstwa zaczyna się poziomem bielicy lessowej (0,3 m), niżej zaś glina brązowo-czerwona (1,0—1,5 m), przechodząca ku dołowi w szarą glinę zwałową z głazami. Gлина brązowa zawiera piasek i rzadko drobne kamyki. W tej sytuacji pochodzenie glinki brązowej nie ulega wątpliwości. Jest to produkt wietrzenia moreny, utwór eluwalny.

Jak wspomniałem wyżej, gliny czerwono-brązowe w odkrywkach nie są podobne do lessów — różnią się od nich przede wszystkim strukturą. Jednakże sproszkowane w laboratorium stają się pyłem bardzo przypominającym less. Oto analiza mechaniczna owych glin z odkrywek w Jakubowicach, Pliszczynie i Bronicach w zestawieniu ze składem tarasowego lessu z Ciechanek k. Łęczny, oraz z Podłodowa k. Tomaszowa (wg Mieczynskiego, 60) ¹².

Fracja pyłowa 0,1—0,01 jest w eluwalnych glinach brązowych bliska lub sięga ponad 50%. Ta cecha, jak też liczba ziaren mniejszych od 0,01, czyni owe gliny bardzo podobnymi do lessu z Ciechanek. Różni oba utwory frakcja części szkieletowych; występują one w pewnym procencie w eluwium, natomiast nie ma ich w typowym lessie.

¹² Analizę wykonało laboratorium Wydziału Gleboznawstwa P. I. N. G. W. w Puławach tzw. metodą puławską.

Miejscowości	% części szkieletowych	% części miałowych (mm)				
	mm 0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01
Jakubowice Końskie	2,6	1,0	7,0	31,5	12,2	45,7
Pliszczyn	4,7	2,1	12,8	16,4	36,3	27,8
Bronice	0,5	—	9,0	21,8	32,7	36,0
Ciechanki	—	—	3,7	16,5	39,1	40,7
Podlódów	—	—	3,0	14,8	52,6	29,5

Okruchy szkieletowe — to przeważnie kwarcce. Trafiają się wśród nich również skalenie¹³.

Biorąc pod uwagę powyższe cechy opisanych glin, a zwłaszcza skład mechaniczny, barwę oraz wyraźne oznaki przemian chemiczno-wietrzeniowych, uważam je za eluwium (częściowo deluwium) miejscowe, powstałe na podłożu glin, piasków i bruków morenowych.

Ponieważ ten typ wietrzenia skał poznany jest w Azji Środkowej i Wschodniej jako zjawisko przede wszystkim związane klimatycznym kontynentalizmem, należy więc sądzić, że suchy klimat panował również w naszych obszarach w okresie tworzenia się wspomnianych glin.

Wiek tego wietrzenia można w przybliżeniu określić na podstawie całości stosunków stratygraficznych tutejszego plejstocenu. Morena den-na zielonawo-szara pochodzi z okresu tego zlodowacenia, które ogarnęło niegdyś całą Wyżynę Lubelską. Płaty moreny ciągną się po Sokal i Tomaszów Lubelski. Jest to zlodowacenie, które w systemie Szafera odpowiada okresowi Cracovien.

Less Wyżyny Lubelskiej pochodzi z czasów zlodowacenia najmłodszego (bałtyckiego). Występująca pod nim gleba kopalna — to pozostałość ostatniego interglacjału. Czerwono-brązowe eluwium spoczywa pod glebą kopalną, a na morenie krakowskiej. Wyróżniając w ten sposób pozy-

¹³ Prof. dr M. Turnau-Morawska (Lublin), przejrawszy pod mikroskopem próbkę z Jakubowic Koń. — za co Jej uprzejmie dziękuję, — określiła ją jako materiał zwietrzelinowy skał krystalicznych, z wyraźnymi resztkami kwarców i skaleni (plagioklasy).

cję stratygraficzną tych glin zwięzamy znacznie czas, w którym mogły one powstać. A więc ich tworzenie się przypadało w interglacjale po zlodowaczeniu szarej moreny, bądź też w glacjale następnym (środkowo-polskim, Varsovien I), którego morenę czołową i denną znajdujemy nieco na północ od doliny Ciemiegi. Ponieważ utwór nasz jest raczej produktem klimatu kontynentalnego, a interglacjał cechuje pewien oceanizm klimatyczny, stąd, nie precyzując już dalej wieku czerwono-brązowych glin, wysnuć należy wniosek, że prawdopodobnie powstały one już bezpośrednio po zlodowaczeniu Cracovien, lecz pełne cechy zwiertzeliny arydalnej przybrały w okresie zlodowaczenia następnego znajdując się na bliskim przedpolu lodowca. Ten cykl zakończył się w następnym z kolei interglacjale (ostatnim) powstaniem poziomu próchnicznego, będącego dowodem ocieplenia klimatu.

Nakreśliwszy tymczasowy schemat stratygraficzny lessu w północnej części Wyżyny Lubelskiej scharakteryzuję następnie położenie lessu, a raczej lessów w południowej części Wyżyny przytaczając na razie tylko ważniejsze profile z tego terenu.

W połowie drogi między wsią Gorajec a Komodzianką (na E od Fram-pola) w jednym z licznych tu parowów lessowych (którym wiedzie droga jezdna) znalazłem następujący przekrój od góry (por. tabl. III, fig. 5):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Less górny, typowy, wapnisty | 3—4 m |
| 2. Pas gliny lessowej, odwapnionej, brązowej | 0,6—1,5 m |
| 3. Less dolny, żółty, smugowany, burzy się (słabo) z HCl | 2—4 m |
| 4. Bruk głazów północnych, bloki do 0,5 m średnicy | |
| 5. Piasek gruby, skaleniotowy z dużymi otoczakami kredy | |

Profil Komodzianki, świadczący o istnieniu na tym obszarze dwu lessów, nie jest odosobniony. Dalsze punkty ku wschodowi to:

Sąsiadka (na NW od Szczepieszyna), gdzie poniżej Grodziska występują dwa grube pokłady lessu (less górny 5 m miąższości), przedzielone poziomem zglinienia od 2 do 2,5 m grubości ¹⁴.

Krasnobród na Roztoczu (dolina Górnego Wieprza). Dwa pokłady lessu na lewym zboczu doliny koło przysiółka Zapiaski.

Czartowczyk ¹⁵ (na SW od Tyszowiec). Na morenie szarej, która tu spoczywa na kredzie, występuje kompleks utworów soliflukcyjnych, a na

¹⁴ Profil ten jest opracowany przez p. Ludwika Sawickiego (wyniki nieopublikowane), który po referacie moim na zebraniu naukowym Muzeum Ziemi w Warszawie w dniu 2. IV. 1949 podał wzmiankę, że oprócz wymienionych lessów w głębi znajduje się trzeci pokład lessu z poziomem gleby kopalnej (a więc drugim w profilu) w stropie.

¹⁵ Wspomnianą odkrywkę wskazał mi p. Zb. Grochowski, praktykant grupy P. I. G., kartujący ark. Zamość (1:300.000).

nich less nie burzący się w HCl, porowaty, ciemno-żółty (5 m), gleba kopalna czarna, próchniczna (0,5 m) oraz less żółty, burzący się, typowy (2—5 m).

Gródek nad Bugiem (na E od Hrubieszowa). Na wysokim brzegu Bugu odsłania się na kredzie potężny profil lessowy o miąższości 28 m. Górny less (18 m) jest przedzielony od lessu dolnego (8 m) pokładem gleby kopalnej (2 m), składającej się z poziomu próchnicznego i glin odwapnionych. W glebie zwietrzałe kości ssaków¹⁶.

Najbardziej na północ wysunięte profile, w których występują dwa pokłady lessu, przedzielone glebą kopalną lub poziomem odwapnienia, stwierdziłem w Pilaszkowicach (dolina Giełczwi na S od miasteczka Piaski Luterskie) oraz w Bończy na E od Krasnegostawu¹⁷. Do tego obszaru należy również Huszczka k. Skierbieszowa, skąd dwa poziomy lessu opisał L. Sawicki (81).

Less dolny w południowej strefie lessowej Wyżyny Lubelskiej spoczywa na szarej morenie, w stropie zniszczonej moreny, bądź też na bruku jej zupełnego rozmycia (Czartowczyk, Komodzianka). Na podstawie licznych obserwacji mogę stwierdzić, że jest to morena tego samego zlodowacenia, które w północnej strefie lessowej utworzyło opisaną zielonawoszarą morenę. Zresztą gliny zwałowe obu regionów są bardzo podobne do siebie.

Dalsze nawiązania stratygraficzne obu regionów można poczynić z uwagi na położenie gleby kopalnej. Tu i tam podściela ona less górny występując w strefie południowej na lessie dolnym, w strefie północnej na pylastych glinach eluwialnych, podobnych do lessu. *Gliny owe stratygraficznie odpowiadają zatem południowemu lessowi dolnemu. Ponieważ zaś nie są lessem, lecz tylko zwietrzeliną pylastą, rozdrobnioną przeważnie do wielkości frakcji lessowej, najwłaściwiej byłoby uznać je za częściowe źródło, skąd został wywiany pył lessowy.*

Gleby kopalne w porowatym lessie młodszym (wg Soergela) powszechnie uważa się za odpowiednik interstadium oryniackiego, a więc za poziom dzielący dwie fazy zimne ostatniego zlodowacenia (Würm). Halicki (28) przyznaje temu ociepleniu wyższą rangę stratygraficzną, wydzielając ów okres jako samodzielny interglacjał oryniacki pomiędzy dwoma zlodowaceniami, które ogarnęły tylko północną Polskę. Z czym należy

¹⁶ Problem stratygrafii lessów w obszarze hrubieszowskim opracowuje mój współpracownik w badaniach na arkuszu „Zamość“ mgr J. Mojski, który zdołał tu odnaleźć dalsze profile o wyraźnej dwudzielności lessu (m. in. w cegielni Michałówka na S od Hrubieszowa).

¹⁷ Wieś ta leży na arkuszu Grabowiec (1:100.000), na którym kartujący ten teren mgr J. Trembaczowski znalazł jeszcze drugi profil z dwoma pokładami lessu.

wiązać potężny poziom gleby śródllessowej południowej Lubelszczyzny, trudno w tej chwili rozstrzygnąć. Czy z interstadialem-interglacjałem oryński, czy raczej z interglacjałem Masovien II? W każdym razie analogia pozycji stratygraficznej tej gleby kopalnej z próchnicznym poziomem na zwietrzelinie pylastej północnej części Wyżyny jest tak uderzająca, iż trudno oprzeć się myśli czasowego powiązania obu tych warstw ze sobą. A wówczas less dolny strefy południowej odpowiadałby pylastej zwietrzelinie strefy północnej bez względu na to, czy utwory te pochodzą ze zlodowacenia środkowo-polskiego, czy też z okresu starszego zlodowacenia bałtyckiego (wg Halickiego) lub starszej przed-oryńskiej fazy tego zlodowacenia.

Fauna lessów lubelskich. — Z kilku odkrywek lessu i piasków pylastych podścielających less zebrałem skorupki mięczaków, które oznaczył prof. dr Jarosław Urbański w Poznaniu¹⁸. Za zgodą Autora podaję niektóre wyniki tej pracy, mającej również znaczenie w rozważaniach nad genezą lessu.

W Tarzymiechach (odkrywka na N od odkrywki wyżej opisanej) znalazłem obfitą faunę w piaskach dolnych, występujących poniżej lessu. Oto opinia prof. J. Urbańskiego:

„W próbce wykryto 8 gatunków wodnych (6 gat. ślimaków i 2 gat. małży) oraz 6 gatunków lądowych. Liczba osobników gatunków wodnych i gatunków lądowych jest mniej więcej jednakowa. Z gatunków wodnych dominują *Stagnicola palustris* i *Gyraulus rossmaessleri gredleri*, a z gatunków lądowych — *Succinea oblonga elongata*, *Columella edentula columella*, *Pupilla muscorum* i *Trichia hispida*“.

W Ujazdowie (wieś na lewym brzegu Wieprza, naprzeciw Tarzymiech) znaleziono w dolnej części lessu, tworzącego taras, warstwę opadającą wzdłuż zbocza a przepełnioną skorupkami mięczaków. Fauna ta pochodzi z wyższych partii, być może z powierzchni tarasu. Podaję ogólny wynik zbadania próbki według prof. J. Urbańskiego:

„W próbce wykryto 10 gatunków wodnych (7 gat. ślimaków i ok. 3 gat. małży) oraz 2 gatunki lądowe. Ze względu na to, że *Succinea oblonga schumacheri* występuje bardzo obficie, ogólna liczba osobników należących do gatunków wodnych i lądowych jest mniej więcej jednakowa. Z gatunków wodnych dominują: *Stagnicola palustris*, *Anisus leucostomus* i *Gyraulus rossmaessleri*, a z gatunków lądowych: *Succinea oblonga schumacheri*“.

¹⁸ Szczegółowe sprawozdanie z prac swoich, obejmujących całość zebranego przeze mnie materiału malakologicznego z Wyżyny Lubelskiej, ogłosi prof. J. Urbański w osobnej rozprawie.

Podobnie w Łańcuchowie (na S od Łęczny) znaleziono w występujących pod lessem mułkach warstwowanych, siwych, faunę „lessową“, wśród której prof. Urbański oznaczył 5 gatunków wodnych i 2 lądowe (m. i. *Succinea oblonga schumacheri*). Ten typ fauny spotkano również w Krasnymstawie (przedm. Góry) w piaskach, które podścielają less łącząc się z nim.

Z powyższych stwierdzeń wynika, że wśród tarasowych utworów wodnych, będących bezpośrednim podłożem lessu, a zawierających poważny udział pyłu w postaci pylastych (lessowych) wkładek, występuje fauna mieszana wodno-lądowa. Są tam gatunki typowo jeziorne, lub też charakterystyczne dla małych płytkich zbiorników wodnych — a obok nich „lessowe“ gatunki lądowe, jak *Succinea oblonga schumacheri* oraz borealno-alpejskie formy jak *Columella edentula columella* lub *Vertigo parcedentata*. Tak jak nie ma wyraźnej granicy sedymentacyjnej między utworami warstwowanymi, podlessowymi a lessem właściwym, tak też nie widzimy w zespołach fauny tych utworów różnic, wyłączających ich wzajemne powiązanie i ich jedolitość klimatyczną. *Pylasta facja utworów wodnych podlessowych jest facją lessową, tkwiącą już w epoce sedymentacyjnej lessu.*

SUGESTIE W SPRAWIE GENEZY LESSU W POLSCE

W stosunkowo ubogiej literaturze polskiej, dotyczącej lessu, na plan pierwszy wybija się zagadnienie stratygrafii tego utworu, genezie zaś poświęcono niewiele uwagi uważając ją za sprawę ogólną, gdzie indziej już dostatecznie wyjaśnioną i przyjmując powszechnie teorię eolicznego powstania utworu zgodnie z wynikami prac Richthofena, Tutkowskiego, Soergela i Grahmanna. Źródłem lessu, występującego szerokim pasem u stóp Karpat i na wyżynach polskich, miały być osady glacialne północnej Polski.

Teorię tę bez zastrzeżeń przyjmuje Krisztafowicz (48), Samsonowicz (76), Ludomir Sawicki (77) oraz Ludwik Sawicki (79), który dał pierwszą próbę syntezy stratygraficznej lessów w Polsce. Stosuje ją również Krukowski (50), gdy mówi o całokształcie zagadnień paleolitu polskiego. Prace owe, gruntownie wzbogacające naszą wiedzę w dziedzinie poznania rozmieszczenia, stratygrafii i prehistorii lessu w Polsce, niewiele wnoszą, gdy idzie o głębsze rozpatrzenie genezy lessu.

Bardziej godna uwagi w zakresie interesujących nas zagadnień jest wspomniana już rozprawa Mieczynskiego (59), w której autor dochodzi do wniosku, że less powstał z napływów pyłowych rzecznych i lodowcowo-rzecznych pisząc: „loessy polskie powstały w podobny sposób z materiału

warstwowanego zastoisk lodowcowych, jak wydmy powstają z piasków aluwialnych“ (str. 18 op. cit.). Mieczynski daje mapkę rozmieszczenia lessu, podkreślając zgodność przebiegu północnej granicy lessu z zasięgiem zlodowacenia środkowo-polskiego, oraz pisze, że fakt ten „świadczy niezbicie o kontakcie loessów z wodami lodowcowymi“.

Z obszernej pracy J. Tokarskiego (93), w której przez zastosowanie mikroskopowej metody badań wielkości ziaren pyłu kwarcowego oraz zdolności adsorbcyjnej lessu zostały wyprowadzone głównie wnioski na temat stratygrafii lessu Podola i kierunków wiatru, niosących pył, należy wynotować zasadniczy wynik autora, odnoszący się do pochodzenia lessu. Tokarski stwierdza przy pomocy chemicznych analiz podobieństwo składu mineralnego lessu ze składem piasków trzeciorzędowych okolic Lwowa, co mu nasuwa wniosek o poważnym znaczeniu skał miejscowych w genezie lessu.

Z prac powojennych na uwagę zasługują trzy rozprawy, w których poruszono zagadnienie pochodzenia lessu polskiego. E. Romer (93) w retrospektywnych ogólnych rozważaniach na tematy morfologiczne zastanawia się nad możliwością powiązania trzech stref lessowych (Podkarpacie, Wyżyny, less okolic Nowogródka) z pasami piasków dyluwialnych, które towarzyszą strefom lessowym od północy.

Klimaszewski (40) szczegółowo rozpatruje zagadnienie lessu Karpat i Przedgórze, a na tym tle wypowiada wnioski ogólne co do genezy lessu w Polsce. Głównym źródłem grubszej frakcji lessu karpackiego byłby obszar periglacialny północnej Polski (less pochodzi ze zlodowacenia bałtyckiego); piaski pylaste zostały wywiane „z zapiaszczonej Niziny Podkarpackiej oraz z dużych napływisk rzek karpackich“. Autor rozróżnia less od karpackiej żółtej gliny zwietrzelinowej, posiadającej często charakter lessu.

Trzecia wreszcie praca A. Malickiego (54), częściowo rozpatrywana już w poprzednim rozdziale, jest wyłącznie poświęcona genezie lessu polskiego. Autor, opierając się na razie na analizie kilku zaledwie przekrojów z terenów lessowych Polski i zapowiadając podjęcie „systematycznych studiów nad całością zagadnienia loessowego na obszarze Polski, a o ile możliwości studiów nad loessami krajów sąsiednich“ usiłuje rozwiązać naczelne zagadnienia nie tylko pochodzenia lecz również stratygrafii lessu polskiego. Ta przedwczesna synteza, która ma być dopiero sprawdzona w toku dalszych badań, zawiera następujące główne punkty:

1. Less polski pochodzi z napływów rzek, płynących z Karpat i wyżyn ku północy i zabarykadowanych w okresie maksimum zlodowaceń przez lądolód.

2. Źródłem pylastych osadów rzecznych była periglacialna zwierzelina skał węglanowych (np. wapniste piaskowce Karpat i margle kredowe wyżyn).

3. Lessy polskie tworzyły się w okresie dwu zlodowaceń. Less podkarpacki pochodzi z największego zlodowacenia w Polsce (Cracovien), less wyżyn — z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego (Varsovien I).

Sprawą genezy lessu Wyżyny Lubelskiej zająłem się w poprzednim rozdziale. Pył lessowy, jak na to wskazuje jego skład mineralny i rozmieszczenie, pochodzi w głównej masie spoza Wyżyny. Ten sam pogląd dotyczy całości lessu w Polsce i Europie. W okresie sedymentacji lessowej pannały szczególne warunki aerodynamiczne. *Istniał wyraźny podział przedpola lądolodu na strefę deflacyjną i akumulacyjną. Wyżyny polskie i Podkarpacie należały do tej drugiej strefy.* Osadzaniu się lessu sprzyjał tu nie tylko moment morfologiczny, tzn. wyniesienie terenu ponad strefę zalewów, oraz moment klimatyczno-termiczny, tzn. obecność roślinności stepowej, lecz w znacznym stopniu a nawet przede wszystkim spokój atmosfery, brak wirów powietrznych i silnych wiatrów. Potężny dynamizm antycyklonu lądolodowego, działającego przez silne wiatry na obszar niżu Polski środkowej i północnej, zanikał w części południowej naszego kraju. Nie jest zapewne rzeczą przypadku fakt, na który po raz pierwszy zwrócił uwagę Keilhack (39), że między granicą ostatniego zlodowacenia a północną granicą zwartego występowania lessu ciągnie się szeroka strefa wolna od lessu przez całą Europę.

W nakreślonym przez A. Malickiego obrazie powstania lessów polskich nie widzimy wyraźnego podziału na strefę deflacyjną i akumulacyjną pyłu. Brak jest tutaj należytej interpretacji przestrzennej warunków aerodynamicznych, które z uwagi na rozmiary zjawiska zmieniały się na szerokiej powierzchni regionalnie, tak jak na to wskazuje potężny pas lessowy, przecinający całą Europę. *Less polski nie jest zjawiskiem lokalnym — jak to usiłuje przedstawić autor wymienionej pracy — nie może być przeto wyjaśniony procesami lokalnymi.*

Takie stanowisko Malickiego jest następstwem jego nieuzasadnionej interpretacji stratygraficznej lessów w chronologii plejstocenu polskiego. Autor bez podania dowodów geologicznych wiąże less wyżyn ze zlodowaceniem środkowo-polskim, less karpacki — ze zlodowaceniem bezpośrednio starszym, kierując się jedynie pewną zbieżnością przebiegu granicy północnej lessu i zasięgu południowego zlodowacenia środkowo-polskiego. Przypomnieć należy, że Ludomir Sawicki (77), który pierwszy tę zgodność w 1922 r. zauważył, po bliższej analizie uznał ją jednak za zupełnie przypadkowe zjawisko. Badacz ów stwierdził, że w okolicy Puław i Lublina

less przekracza morenę środkowo-polską i spoczywa na niej. Less wyżyn polskich pochodzi ze zlodowacenia młodszego, bałtyckiego.

Stanowisko przemysłu oryniackiego w warstwowanym lessie tarasu Wisły w Górze Puławskiej stało się źródłem mylnej koncepcji stratygraficznej plejstocenu Wyżyny Lubelskiej i terenów sąsiednich. Poza tym jedynym profilem, gdzie morena środkowo-polskiego zlodowacenia znajduje się rzekomo powyżej lessu dolinnego (synchronizowanego z lessem wyżynnym), nigdzie nie znaleziono dowodów geologicznych, które by wskazywały na łączność lessu Wyżyny Lubelskiej ze zlodowaceniem, wygasającym wzdłuż krawędzi tej wyżyny¹⁹.

W ramach swoich studiów nad plejstocenem Wyżyny Lubelskiej miałem możność poczynienia licznych spostrzeżeń wzdłuż północnej krawędzi lessowej Wyżyny. Szczegółowe wyniki tych prac będą gdzie indziej opublikowane; ostatnia praca Malickiego (54) zmusza jednak do bezwzględnego podania w skrócie kilku wiadomości, które wyraźnie przeczą możliwości wiązania lessu Wyżyny ze zlodowaceniem środkowo-polskim. Less sięga na północ poza krawędź Wyżyny. Występuje między Końskowolą a Kurowem na morenowo-kemowych pagórkach, zbudowanych z warstwowanych żwirów i piasków. Less powleka płaszczowo kemy koło Krasienina (na S od wsi), znajduje się tu w całym pasie, towarzyszącym od północy krawędzi Wyżyny, gdzie w spodzie znajdują się już dwa pokłady moreny dennej, z których górna, morena czerwono-brązowa, należy do zlodowacenia środkowo-polskiego.

Less przekracza również granicę tego zlodowacenia w dolinie Wieprza i dolnej Bystrzycy. Koło wsi Kijany i Charleź znajdujemy less powyżej bruku, występującego na łożach spiczynskich (Zaborski, 103) a powstałego z rozmycia moreny i fluwioglacjałów zlodowacenia środkowo-polskiego. Tu pozycja lessu jest jasna — od utworów środkowo-polskiego zlodowacenia jest on przegrodzony przerwą czasową, w której dokonało się zniszczenie moreny.

Na wschód od Wieprza granica zlodowacenia środkowo-polskiego biegnie przez Rejowiec i Chełm (na mapie w pracy Malickiego została mylnie wyrysowana). Tu również spotykamy izolowane płyty lessu na powierzchni rozmytych utworów lodowcowych.

Poza Wyżyną Lubelską jeszcze teren Śląska Dolnego dostarcza bezspornych przykładów występowania lessu na utworach zlodowacenia środ-

¹⁹ Do profilu Góry Puławskiej od czasu pierwszych badań Krisztafowicza kilkakrotnie wracano (Krukowski, Samsonowicz, Kozłowski, Ludwik Sawicki). Przekrój ten jest znów aktualny w tej chwili (badania Wł. Pożaryskiego i L. Sawickiego); należy sądzić, że prace owe ostatecznie wyjaśnią właściwą stratyografię profilu.

kowo-polskiego. Jak podaje Schwarzbach (85), less wzgórz trzebnickich²⁰ występuje na zboczach dolin, które powstały już po rozmyciu utworów stadiału Warty (młodsza faza zlodowacenia środkowo-polskiego).

Less podkarpacki wiąże Malicki ze zlodowaceniem Cracovien nie bazując na dotychczasowe szczegółowe studia terenowe, które na podstawach geologicznych (np. Książkiewicz, 51) i morfologicznych (Klimaszewski, 40) stwierdzają bałtycki wiek tego utworu. Na tarasie Soły koło Kęt występuje typowy less na zwietrzałym morenie zlodowacenia krakowskiego (Jahn, 37). Godzi się tu zacytować inny argument, który również daje się stosować w dyskusji wieku lessu wyżyn. Czy można sobie wyobrazić, że miękki, łatwo ulegający rozmyciu less zachował się do dzisiaj w obszer-nych płatach u stóp Karpat, że przetrwał na powierzchni przez dwa glacjały, jeden interglacjał i postglacjał, gdy w tym samym czasie utwory synchronicznego zlodowacenia, a więc na ogół odporne (znacznie odpor-niejsze od lessu) gliny zwałowe, żwirowiska fluwioglacjalne oraz cała morfologia marginalna, uległy prawie kompletnemu wyniszczeniu? Kto zna morfologię lessów wyżyn i Podkarpacia i śledzi potężne zmiany, jakie się dokonują tu pod wpływem wód deszczowych niemal z roku na rok, nie potrafi oprzeć się wrażeniu, że less jest zjawiskiem młodym.

To wrażenie potwierdza nam słuszność wniosku, wyprowadzonego z analizy stosunku lessu do utworów glacialnych Polski. *Less Polski, będący odcinkiem pasa lessowego Europy Środkowej, jest utworem zlodowacenia najmłodszego (bałtyckiego)*. Wniosek nasz dotyczy lessu powierzchniowego, posiadającego wszelkie cechy świeżości sedymentacyjnej. Starsze pokłady lessu, mimo zdania Malickiego (54), „że ta skała dylu-wialna nie wykazuje kopalnych poziomów humusowych — wyjąwszy drob-ne fragmenty“, znajdują się u nas pod lessem młodszy, czego liczne do-wody znajdujemy w południowej części Wyżyny Lubelskiej.

Kilkuletnie studia nad czwartorzędem Wyżyny Lubelskiej, łącznie z obserwacjami zjawisk periglacialnych na Grenlandii, pozwoliły mi na wyprowadzenie pewnych wniosków co do pochodzenia lessu lubelskiego. Te same dane przy szerszym nawiązaniu do literatury ogólnej tego zagad-nienia dają podstawę do wypowiedzenia sugestii na temat pochodzenia i przebiegu procesu sedymentacji lessu w całej Polsce.

Głównym źródłem lessu z okresu zlodowacenia bałtyckiego (Varso-vien II) były napływy lodowcowo-rzeczne i rzeczne Niżu Polskiego. Współ-czesne burze pyłowe przedpola lądolodu grenlandzkiego są tylko jakości-

²⁰ Zagadnieniem pochodzenia lessu Wzgórz Trzebnickich zajmuje się ostatnio Rokicki (71).

wym wskaźnikiem zjawiska. Łądolód grenlandzki jest kilkakrotnie mniejszy od łądolodu plejstocńskiego Europy, krawędź jego przypada w obrębie gór nadbrzeżnych, posiada liczne jezory lodowcowe, ma więc raczej charakter alpejski niż niżowy. Tu jest przyczyna ubóstwa sandrów, które są przeważnie zamknięte w dolinach. Zjawisko to w glacjach europejskich było wielokrotnie spotęgowane. Morfologia niżowa, rozległe pradolina sprzyjały rozwojowi potężnych powierzchni piaszczysto-żwirowych, wśród których występowały szerokie zalewy mulistych wód lodowcowych. Nie tylko rzeki lodowcowe, lecz również wody płynące z południa brały udział w tych okresowych zalewach. Wcześniejsze odmrażanie rzek na południu, na wyżynach, było przyczyną wiosennych powodzi w strefie niżowej, gdzie rzeczna pokrywa lodowa trwała dłużej, podtrzymywana ochładzającym wpływem pobliskiego łądolodu.

Warunkiem szybkiej i dużej zmienności stanu wód był kontynentalny klimat tej strefy. Namulony na powierzchni sandrów pył zawieszinowy wysychał i łatwo był zwiewany przez wiatr. Jeśli wśród powierzchni zalewowych trafiały się większe zagłębienia, z których woda w okresie suchym nie ustępowała, tam przez lata całe gromadził się pył zawieszinowy. W ten sposób powstały soczewki i warstwy mułków typu lessowego wśród piaszków sandrowych, jak np. w Rokitnie k. Lubartowa.

Arydalny klimat strefy periglacialnej był przyczyną powstania drugiego źródła pyłu — pylastych glin wietrzeniowych na powierzchniach suchych. Zwiertzeliny owe tam tylko ulegały rozwiewaniu, gdzie brak było roślinności, a więc w pasie tzw. pustyni arktycznej w pobliżu łądolodu. Przypuszczać należy, że staro-plejstocńskie wysoczyzny morenowe na niżu, stożki starych wyschniętych moren czołowych i kemów posiadały ten typ zwiertzeliny. Również na północnym brzegu wyżyn polskich, na grzbiecach i zboczach leżących jeszcze w zasięgu foehnów łądolodowych owe gliny pylaste były częściowym źródłem lessu. Oczywiście w starszych zlodowaceniach Polski, np. w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego, gdy arydalna strefa deflacyjna obejmowała dużą połąć wyżyn, pas zwiertzelin pylastych na wyżynach był znacznie szerszy. Z tego okresu prawdopodobnie pochodzą zwiertzeliny pyłowe północnej części Wyżyny Lubelskiej. Natomiast ten sam typ zwiertzelin, opisany przez Rokickiego (71) z pasa wzgórz trzebnickich i związany z lessem młodszym, pochodzi już ze zlodowacenia bałtyckiego, gdyż skałą wietrzejącą były tu utwory zlodowacenia Warty.

Pylaste utwory wietrzeniowe wyżyn były głównym źródłem domieszki pyłu skał miejscowych w lessie. Na Wyżynie Lubelskiej był nim margiel kredowy (Malicki, 54), w okolicach Lwowa piaszki trzeciorzędowe (Tokar-

ski, 93), na Śląsku łupki krystaliczne przedpola Sudetów²¹, na wyżynie czesko-morawskiej, jak podaje Ambroz (1) piaski tarasowe, margle, granity, gnejsy. W powstaniu pyłu wietrzeniowego typ skały nie odgrywa decydującej roli — jak sądził mylnie Malicki (54) widząc jedyne źródło pyłu w skałach wapnistych — lecz względy klimatyczne, a mianowicie klimat suchy, kontynentalny. Był to proces eluwialno-glebowy, dający dzisiaj np. podobne eluvia na rozległych przestrzeniach kontynentalnej Azji, niezależnie od rodzaju skały. Gdy idzie o powstanie lessu, *klimat i sposób transportu odegrały rolę najważniejszą w likwidowaniu lub osłabianiu lokalnego wpływu skał doprowadzając do ogromnej jednolitości tej skały na znacznych przestrzeniach.*

Duże nagromadzenie węgla wapnia w lessie pozostaje również w ścisłym związku z klimatem. Cechą chemiczno-glebowych procesów w klimatach arydalnych jest akumulacja związków węglanowych w eluwium. Wobec nikłego opadu mała ilość wody nie jest zdolna usunąć z gleby nawet łatwo rozpuszczalnych związków. Koncentracja tych związków w zwietrzelinie może znacznie przekroczyć ich procentową wartość w skale macierzystej. Berg (6), Obruczew (65), Krasiuk (46), Gerasimow (20), Münichsdorfer (63) podają zgodnie fakt, o którym pisałem wyżej, że w kontynentalnym klimacie np. środkowej i wschodniej Azji na bezwęglanowych lub słabo węglanowych skałach (np. na skałach krystalicznych) tworzy się węglanowa zwietrzelina. A zatem stwierdzenie, że pył lessowy powstał i osadził się w warunkach arydalnego klimatu, wyjaśnia jego węglanowość, bez uciekania się do koncepcji, podanej przez Malickiego (54), która uznaje konieczność genetycznej łączności tego utworu ze skałami wapiennymi.

Obszarem akumulacji pyłu lessowego były wyższe miejsca terenu, a więc zarówno pagórki moren i kemów zlodowacenia środkowo-polskiego, jak też płaskie grzbiety wyżyn. Less osadzał się również na tarasach i dnie dolin. Przykładem jest dolina Wieprza. Piaszczyste aluvia 18-metrowego tarasu na południe od Krasnegostawu przechodzą ku górze w materiał coraz bardziej pylasty, w końcu w less warstwowany, który pod względem składu mechanicznego nie różni się niczym od lessu niewarstwowanego. Ten z kolei przechodzi w less typowy, niewarstwowany, o zmiennej grubości. Sedymentacja dolinna zmieniała się tutaj ku górze w miarę coraz bardziej zaostrzającego się kontynentalizmu klimatycznego. Ilość wody w rze-

²¹ Według uprzejmej informacji prof. J. Tomaszewskiego i mgra J. Rokickiego z Zakładu Gleboznawstwa U. Wr. na łupkach mikowych i granitach w okolicach Strzelina występuje do dzisiaj szczególny typ zwietrzelin pylastych o poważnej ilości ziaren frakcji lessowej.

ce ulegała stałej redukcji; w tych warunkach stepowych nie jest wyłączone, że Wieprz w suchej porze roku w ogóle wysychał.

Obruczew (65) opisuje pyłową sedymentację eoliczną w okolicach Taszkentu przy równoczesnej działalności akumulacyjnej potoku, przeciężonego drobnopiaszczystym sedymentem i zmieniającego często swój bieg. W ten sposób powstaje osad eoliczno-aluwialny, gdzie utwór warstwowany w profilu pionowym zmienia się z utworem niewarstwowanym.

Ten typ sedymentacji ujawnił się w dolinie Wisły, Wieprza i Bugu (Jahn, 36) w dobie akumulacji lessowej. Pylaste osady warstwowane zaczęły się tworzyć już przed rozpoczęciem sedymentacji lessowej, lecz trwały przez cały czas tej sedymentacji. Dolna faza aluwialna, która poprzedza less i w less przechodzi, jest dowodem zdolności wody płynącej do sortowania materiału. Dna dolin podnosiły się, okresowo wysychały, okresowe zalewy ustawicznie zmieniającej bieg rzeki nawarstwiały pył, który został tu przyniesiony drogą powietrzną, lecz był sphukiwany (ze zboczy tarasów) i wtórnie sortowany przez wodę. Zwiertzelina pylasta miejsc wyższych nie dostarczała materiału, gdyby bowiem istniała, nawet w tej strefie, musiałaby wkrótce ulec zagrzebaniu przez pył. Less niewarstwowany, pionowopodzielny zboczy zazębia się z tą serią osadów dolinnych. *Takie boczne przechodzenie wskazuje więc na to, że less wyżynny i less dolinny wraz ze związanymi z nim aluwiami pylastymi tworzą utwór jednolity czasowo, lecz zróżnicowany facjalnie.*

Różnice facjalne w lessie mogą być wywołane nie tylko przez czynniki natury morfologicznej, lecz również przez szczególne warunki aerodynamiczne na granicy strefy deflacyjnej i akumulacyjnej. Zgodnie z obserwacjami Hobbsa (32), który na Grenlandii śledził przejścia od piasków i wydm strefy deflacyjnej do lessu strefy akumulacyjnej, sądzić należy, że w plejstocенских terenach periglacialnych zachodziło podobne zjawisko. Granica obu stref nie była linią lecz pasem, którego szerokość zależała od okresowych lub nieokresowych zmian w zasięgu działania antycyklonu. W tym pasie less nie posiada tej wyjątkowej równoziarnistości i drobnodziarnistości, jaka cechuje ten osad wewnątrz strefy akumulacyjnej. Znajdują się tu piaszczyste przewarstwienia oraz boczne przechodzenie piasków pylastych w utwór eoliczny. Ten tzw. „less spiaszczony“ (Rühle) ciągnie się na północnym brzegu lessu wyżyn polskich. Przechodzenie piasku lotnego w less w strefie krawędziowej lessu nad Kamienną opisuje Pożaryska (68), koło Olsztyna — Sujkowski (91).

Less spiaszczony, jako facjalne zróżnicowanie tzw. lessu typowego, jest często zjawiskiem lokalnym na granicy występowania lessu dolinnego i wyżynnego. Granice jednostek morfologicznych lub granice powierzchni wodnych i suchych stwarzają pasy pewnej nieciągłości dynamicznej at-

mosfery, gdzie istnieją lokalne prądy powietrza. Wiatr dolinny lub „bryza rzeczna“ w sensie, w jakim proces ten scharakteryzował Williams (98), może spowodować przewiewanie sypkich materiałów z niepokrytego roślinnością dna doliny na zbocza. W okresie akumulacji lessowej te lokalne wiatry były raczej słabe i nie sięgały zbyt daleko od rzek i dolin. Nie można im przypisać generalnego znaczenia i nie można ich uważać za wiatry lessotwórcze. Ten czynnik spowodował jedynie powstanie niewielkich wkładek piaszczystych w lessie. Taki lokalnie spiaszczony less występuje np. na południowych skłonach Grzędy Sokalskiej, wzdłuż kotliny górnego Bugu i Raty. U brzegu Karpat, gdzie prądy dolinne były oczywiście silniejsze, less uległ w pasach przejściowych silniejszemu zapiaszczeniu („karpacka facja lessu“ wg Klimaszewskiego, 40). Facja lessu spiaszczonego jest czasami podobna do piaszczystych, zboczowych deluwii lessowych. Podkreślam genetyczną i wiekową odrębność obu zjawisk, aczkolwiek rozróżnienie na podstawie jednej odkrywki, bez prześledzenia bocznych zmian utworu, jest rzeczą trudną.

Less spiaszczony występuje tylko na granicy stref aerodynamicznych. Szeroko rozpowszechnione i rozrzucone na rozległych powierzchniach grzbietowych w lessowym pasie wyżyn polskich płaty piasków lotnych wywołują na pozór wrażenie przenikania bocznego w less. Są to najczęściej zjawiska młodsze. Piaski lotne Roztocza są niezależne od lessu — wkraczają na less. To samo można powiedzieć o piaskach lotnych Wyżyny Krakowskiej. Nie jest to facjalna odmiana lessu, lecz utwór wielkoko obrobny.

Less wyżyn polskich powstał w głównej swojej masie w okresie maksimum zlodowacenia. Klimatyczna akumulacja piasków tarasowych w tym czasie osiąga swoje maksimum; zjawiają się utwory pylaste, które z kolei przechodzą w less. W dolinach faza aluwialna trwa, czego dowodem są górne piaski na tarasie w dolinie Wisły i Wieprza. Przypuszczalnie sygnalizują nam one pewną zmianę klimatyczną i są oznaką rozpoczynającej się regresji. W każdym razie główna masa lessu powstała przed osadzeniem się tych piasków. Jednakże i teraz sedymentacja lessowa nie ustaje. Na tarasie Wieprza powyżej górnych piasków zachowały się płaty lessu, będące dowodem trwania sedymentacji eolicznej pyłu w okresie regresji. Owe płaty występują na tarasie w południowej części doliny Wieprza, w północnej natomiast (między Łęczną a Kijanami) spotykamy już less na zboczach tego samego tarasu. Fakt ten potwierdza przypuszczenia o słabej wprowadzie, lecz trwającej jeszcze akumulacji lessu w czasie regresji lądolodu. Wieprz począł się wrzynać w stare dno akumulacyjne w północnej części Wyżyny, resztki pyłu lessowego osiadały tu na powierzchni i zboczach formującego się tarasu, gdy tymczasem dalej na po-

ludniu pył ten układał się wciąż jeszcze tylko na poziomie powierzchni tarasu.

Rozmiary sedymentacji eolicznej w okresie regresji były skromne, zwłaszcza w porównaniu z bogactwem produkcji pyłowej z czasów maksimum zlodowacenia. Niż Polski wyszedł teraz poza granice deflacyjnej działalności wiatrów i stał się obszarem akumulacji. Fragmentaryczne płaty lessu północno-wschodniej Polski (sądzę, że nie wszystkie zostały dotychczas poznane) pochodzą z tego okresu. Ubóstwo sedymentacji było wynikiem, jak to podano bliżej w rozdziale trzecim, braku pyłów wietrzeniowych, zwężenia pasa deflacji przez gwałtowną sukcesję roślinności oraz osłabienia antycyklonu. Do tego dołącza się szczególny moment, tłumaczący nam brak lessu w pasie morenowym Pomorza; powstanie Morza Bałtyckiego, którego powierzchnia wypełniła strefę deflacyjną przedpola lądolodu. Less mógł teraz tworzyć się w obszarze położonym na wschód od Bałtyku w dorzeczu Niemna, Dźwiny i górnego Dniepru. Osa- dzał się tu na terenie Łotwy i Estonii.

Powstanie moren czołowych Salpausselkä w Finlandii zakończyło kontynentalną fazę glacialną. Zanikł antycyklon, owa główna siła motoryczna w genezie lessów europejskich, — rozpoczął się okres postglacialny.

WYNIKI

Rozważania na temat pochodzenia, klimatu, warunków sedymentacji oraz częściowo stratygrafii lessu, tworzącego się współcześnie w obszarach polarnych, w epoce zaś lodowej — na terenie Polski, pragnę zamknąć następującymi ogólnymi stwierdzeniami porządkując je niezależnie od kolejności opisu w tekście.

1° Less jest skałą sedymentacji eolicznej.

2° Less pochodzi z pyłowych materiałów zawiesinowych, wysortowanych przez wody płynące, głównie przez muliste wody lodowcowe (pył zawiesinowy) oraz z pyłowych materiałów wietrzeniowych (pył wietrzeniowy).

3° Warunkiem powstania lessu jest klimat wybitnie kontynentalny (ciepły lub zimny), który przez zmienność stanu wód w rzekach, szybkie wysychanie namulonego pyłu zawiesinowego oraz przez tworzenie arydalnych eluwiów pylastych ułatwia produkcję pyłu.

4° Less w Polsce powstał w okresach glacialnych, w sprzyjających warunkach kontynentalizmu periglacialnego, głównie z pyłu wywianego z pradolinnych terenów zalewowych oraz w części z pyłu wietrzeniowego, występującego na wysoczyznach dyluwialnych i na wyżynach polskich.

Szeroka powierzchnia produkcyjna pyłu terenów zalewowych i wietrzniowych dostatecznie tłumaczy wielkość sedymentacji. Eluwia skał miejscowych były głównym źródłem domieszki materiałów miejscowych w lessie.

5° Less tworzył się w szczególnych warunkach aerodynamicznych, przy wyraźnym podziale na strefę deflacyjną i akumulacyjną. Położenie tych stref zależało od zasięgu zlodowacenia, tzn. od siły antycyklonu lądolodowego i rozpiętości działania wiatrów foehnowych.

6° W obrębie strefy akumulacyjnej powstały dwie facje lessu: less wyżynny i less dolinny, w zależności od warunków morfologicznych i hydrograficznych miejsca sedymentacji. Less dolinny jest wytworem złożonych procesów eoliczno-aluwialnych, powstał na akumulacyjnie podnoszącym się a okresowo i lokalnie wysychającym dnie doliny. Obie facje lessu zazębiają się bocznie. Jako trzecią fację lessu wyróżniam less spiaszczony (wkładki piaszczyste w lessie), który powstał na granicy obszarów o różnym napięciu zjawisk dynamicznych atmosfery.

7° Na tle krzywej klimatycznej glacjałów okres lessowy odpowiada czasowo kontynentalnej fazie zlodowacenia, która rozpoczęła się tuż przed maksimum i trwała aż do zaniku wpływów antycyklonu, z czym wiąże się powstanie moren czołowych Salpausselkä (finiglacjał ostatniego zlodowacenia). Główna masa lessu polskiego (less wyżyn i Podkarpacja) powstała w okresie maksimum zlodowacenia bałtyckiego (intensywna produkcja pyłu zawiesinowego i wietrzniowego oraz silne działanie antycyklonu); z okresu regresji lądolodu pochodzi less niżowy w Polsce oraz less Łotwy i Estonii.

*Instytut Geograficzny
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, 1950*

LITERATURA — REFERENCES

1. AMBROZ V. Sprase Pahorkatin (The loess of the Hill Countries). Stat. Geol. Ust. C. Sl. Rep. Praha 1947.
2. BECK P. Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen. Ecl. Geol. Helvetiae. 31.
3. BELKNAP R. L. Physiographic studies in the Holstensborg district of Southern Greenland. Rep. Greenl. Exp. Univ. Michigan 1941.
4. BERG L. S. O proischożdenii lessa. Izv. Geogr. Obsc. 1916.
5. BERG L. S. Less kak produkt vyvetrivanija i pocvoobrazovanija. Tr. II Meždunar. Konf. A. I. C. P. J. 1932.
6. BERG L. S. The origin of loess. Gerlands Beitr. zur Geoph. Bd. 35. 1932.

7. BREDDIN H. Löss, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet. Ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Loesses. Geol. Rundsch. Bd. 18. 1927.
8. BREUIL H. De l'importance de la solifluxion dans l'étude des terrains quaternaires du nord de la France et des pays voisins. Rev. geogr. phys. vol. 7. 1934.
9. BROOKS C. E. P. Climate through the ages. London 1926.
- 9a. CAILLEUX A. Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Mém. Soc. Géol. de France. 46. Paris 1942.
10. DAMMER BR. Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg. Jahrb. R.-A. Bodenforsch. Bd. 61. Berlin 1940.
11. DOBRZAŃSKI B., MALICKI A. Rzekome loessy i rzekome gleby loessowe w okolicy Leżajska (Pseudo-loesses and pseudo-loess soils in the environment of Leżajsk). Ann. Univ. M. C. S. Lublin. Sec. B. T. III. 1948.
12. DÜCKER A. Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag Bodenfrost- und Lössproblem. Zeit. D. Geol. Ges. 1937.
13. DYLIK J. Periglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski. Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne) — (w druku — in print).
14. ECKARDT W. Das Klimaproblem. Braunschweig 1909.
15. ENQUIST F. Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. Bull. Geol. Inst. Upsala 1916.
16. FLINT R. F. Glacial geology and the Pleistocene epoch. New York 1948.
17. GAGEL C. Das Klima der Diluvialzeit. Zeit. D. Geol. Ges. Bd. 75. 1924.
18. GALLWITZ H. Fliesserde u. Frostspalten als Zeitmarken im Löss bei Dresden. Geol. Rundsch. Bd. 28. 1937.
19. GANSSEN R. Die Entstehung und Herkunft des Löss. Mitt. Labor. Preuss. Geol. L.-A. 1922.
20. GERASIMOV I. P. K voprosu o genezise lessov i lessovidnych otłożenij. Izv. Ak. Nauk SSSR.
21. GERASIMOV I. P., MARKOV K. K. Lednikovij period na territorii SSSR. 1939.
22. GLINKA K. D. Pochvovedenie. 1932.
23. GRAHMANN R. Zum Vortrage von Herrn dr. Breddin „Löss, Flugsand und Niederterrasse“. Geol. Rundsch. Bd. 18. 1927.
24. GRAHMANN R. Der Löss in Europa. Mitt. Ges. Erdkunde zu Leipzig. 1932.
25. GRICUK V. P. O pylcevoj flore cetverticnych otłożenij (lessov i drugih porod) juga evropejskoj casti SSSR. Izv. A. N. SSSR. Ser. Geogr. Geol. 1940.
26. GRICUK V. P. K istorii rastitelnosti Evropejskoj casti SSSR. v cetverticnom periode. Tr. Inst. Geogr. 37. 1946.
27. HALICKI BR., SAWICKI L. Less nowogródzki. Zbiór prac poświę. E. Romerowi (Rec. Trav. offerts à E. Romer). Lwów 1934.
28. HALICKI BR. Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niziu Europejskim (Some problems concerning the stratigraphy of the Pleistocene of the European Lowland). Acta Geol. Pol., vol. I/2, Warszawa 1950.
29. HARRASSOWITZ H. Klima und Verwitterungsfragen. N. Jahrb. Min. etc. Bd. 47. 1933.
30. HELLMERS J. H. Spätglazialer Löss in Lettland. N. Jahrb. Min. etc. 1944.
31. HOBBS W. H. The glacial anticyclones. Univ. Michigan Studies vol. 4. 1926.
32. HOBBS W. H. Loess, pebble bands and boulders from glacial outwash of the Greenland continental glaciers. Jour. Geol. vol. 39. 1931.
33. HOBBS W. H. Wind, the dominant transportation agent within extra marginal zones to continental glacier. Jour. Geol. vol. 50. 1942.

34. HOLMES CH. D. Origin of loess — a criticism. *Am. Jour. Sci.* vol. 242. 1944.
35. IWAN W. Über Löss u. Flugsand in Island. *Zeit. Ges. Erdk. zu Berlin* 1937.
36. JAHN A. Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem (Quaternary deposits and morphology of the valley of Bug river near Sokal). *Kosmos A*, t. LXV. 1947.
37. JAHN A. Profil utworów plejstocénskich w Górach Kęckich k. Kęt. *Biul. P. I. G. (Bull., Serv. Géol. de Pologne)* — (w druku — in print).
38. JAHN A., TURNAU-MORAWSKA M. Preglacja i rajstarsze utwory czwartorzędowe Wyżyny Lubelskiej. *Biul. P. I. G. (Bull., Serv. Géol. de Pologne)* — (w druku — in print).
39. KEILHACK K. Die Nordgrenze des Löss in ihren Beziehungen zum nordischen Diluvium. *Zeit. D. Geol. Ges.* Bd. 70. 1918.
40. KLIMASZEWSKI M. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Pr. Wrocł. Tow. Nauk. (Trav. Soc. Sci. Wrocł.)*, Ser. B. Nr 7. Wrocław 1948.
41. KLUTE F. Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. *Zeit. Gletscherkunde.* Bd. 16. 1928.
42. KÖPPEN W., WEGENER A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin 1924.
43. KÖPPEN W. Der Umschwung der Windverhältnisse von Europa vor etwa 12.000 Jahren. *Meteor. Zeit.* Bd. 51. 1934.
44. KOSIBA A. Kilka zagadnień z morfotektoniki i glaciologii Islandii (Some problems of the morphotectonics and glaciology of Iceland). *Czas. Geogr.* Lwów 1938.
45. KOSIBA A. Problem wahań klimatycznych i zlodowaceń (The problem of the climatic oscillations and glaciations). *Czas. Geogr.*, t. XVII. Wrocław 1946.
46. KRASJUK A. A. Poczy Lensko-Amginskogo vodorazdeła. *Mat. Kom. po izuc. Jakutskoj ASSR, A. N. SSSR.* 1927.
47. KRISTAFOVIC N. I. Poslreticnye obrazovaniya v okrestnostjach Novo-Aleksandrii. *Zap. Novo-Aleks. Inst. T.* IX. 1895.
48. KRISTAFOVIC N. I. Hidro-geologiceskoe opisanie territorii goroda Lublina i ego okrestnostej. Warszawa 1902.
49. KROKOS V. I. Materialy do charakteristiki cetverticnych pokladiv vschidnoj ta pvidnojoj Ukrainy. *Charkiv* 1927.
50. KRUKOWSKI S. Paleolit. *Prehistoria Ziemi Polskich. P.A.U. (Ac. Sci. Lettr. de Cracovie).* Kraków 1939.
51. KSIĄŻKIEWICZ M. Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego (Ueber die Quartärbildungen im Teschener Hügellande). *P.A.U. Wyd. Śl., Prace Geol. (Ac. Sci. Lettr. de Cracovie, Trav. Géol.)*, Nr 2, Kraków 1935.
52. KUNSKY I., ROTH Z. Tindfjallajökull: geological and geographical study from the interior of Iceland. *Bull. Int. Ac. Tchèque Sci.* 1946.
53. LAUTERBORN R. Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flussbett des Rheins. Ein Beitrag zur Lössfrage. *Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg* 1912.
54. MALICKI A. Geneza i rozmieszczenie loessów w środkowej i wschodniej Polsce (The origin and distribution of loess in Central and Eastern Poland). *Ann. Univ. M.C.S. Sec. B*, vol. IV. Lublin 1949.
55. MATTHES F. E. The glacial anticyclone theory examined in the light of recent meteorological data from Greenland. *Trans. Am. Geophys. Union.* Vol. 27. 1946.
56. MEINARDUS W. Allgemeine Zirkulation und Niederschlagsverteilung in der Eiszeit. *Frankfurt. Geogr. Hefte.* 11. 1937.
57. MEINARDUS W. Arktische Böden. *Handb. d. Bodenlehre B.* III.

58. MELNYK M. E. Fauna moluskov lessov USSR. Tr. II Mezđ. Konf. A.U.C.O.J. 1933.
59. MIECZYŃSKI T. Sposrżezenia nad utworami warstwowanymi w pokładach loessów (Beobachtungen über geschichtete Bildungen in polnischen Loessgebieten). Pam. P. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. w Puławach. Kraków 1925.
60. MIECZYŃSKI T. Zarys fizyczno-geograficzny woj. lubelskiego (Soil map of the Dep. of Lublin). Monogr. stat.-gosp. woj. lub. Lublin 1932.
61. MIECZYŃSKI T. Die Aueböden (mada) und ihr Vorkommen in den Kárpáten sowie den Flussgebieten der Weichsel, des Dniestr, des Pripet und des Njemen. Ber. Landwirt. Forsch.-An. G. G. Kraków 1943.
62. MIKLASZEWSKI S. Gleby Polskie. Warszawa 1930.
63. MÜNICHSDORFER F. Der Löss als Bodenbildung. Geol. Rundsch. Bd. 17. 1926.
64. NORDENSKJÖLD O. Einige Züge der physischen Geographie u. der Entwicklungsgeschichte Süd-Grönlands. Geogr. Zeit. Bd. 20. 1915.
65. OBRUCEV V. A. Less kak osobyj vid pocvy, ego genezis i zadaci ego izucenija. A. N. SSSR. Vopr. genez. i geogr. pocv. 1948.
66. ÖPIK A. Loess in Estonia. Publ. Geol. Univ. of Tartu. No 64. Tartu 1941.
67. PENCK A. Klima der Eiszeit. Verh. III. Int. Quart. Konf. 1936. Wien 1938.
68. POŻARYSKA K. Stratygrafia pleistocenu w dolinie Dolnej Kamiennej (Stratigraphy of Pleistocene of the Lower Kamienna valley). Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne). Nr 52. Warszawa 1948.
69. QUIRING H. Die Unterscheidung von Löss und Hochflutlehms. Zeit. prakt. Geol. Bd. 34. 1934.
70. RICHTHOFEN F. China. Bd. I. Berlin 1877.
71. ROKICKI J. Less i utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich. Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne) — (w druku — in print).
72. ROMER E. Epoka lodowa na Świdowcu. Rozpr. Ak. Um. (Ac. Sci. Lettr. de Cracovie). Nr 46, S. III, t. 6, Dz. A. Kraków 1906.
73. ROMER E. Lekcja geomorfologii na tle krajobrazu Rabki (A lecture on geomorphology on a background of the landscape of Rabka). Czas. Geogr. T. XVIII. Wrocław 1947.
74. RÜHLE E. Mapa geol. 1 : 300.000 ark. Radom. (Gen. Geol. Map of Poland, Sheet Radom). P.I.G. (Serv. Géol. de Pologne).
75. RUSSELL R. I. Lower Mississippi Valley loess. Bull. Geol. Soc. America v. 55. 1944.
76. SAMSONOWICZ J. O loessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Wiad. Archeol. IX. Warszawa 1934.
77. SAWICKI LUDOMIR. Wiadomość o środkowo-polskiej morenie czołowej (Über die mittelpolnische Endmoräne). Rozpr. P. A. U. (Ac. Sci. et Lettr. de Cracovie). T. 21. A. Kraków 1922.
78. SAWICKI LUDWIK. Warunki geologiczne i wiek stanowiska środkowo-oriniackiego Góra Puławska (Les conditions géol. et l'âge de la station aurignacienne moyenne à Góra Puławska). Ks. Pam. ku czci prof. Demetrykiewicza (Trav. offerts à prof. Demetrykiewicz). Poznań 1930.
79. SAWICKI LUDWIK. O stratygrafii lessu w Polsce (Sur la stratigraphie du loess en Pologne). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne). T. VIII. 1932.
80. SAWICKI LUDWIK. Przyczynek do znajomości dyluwium oraz morfogenezy przełomu Wisły pod Puławami (Contribution à la connaissance du Quaternaire et de la morphogénèse de la vallée de la Vistule près de Puławy). Przegl. Geogr. (Rev. Géogr.). 1933.

81. SAWICKI LUDWIK. Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L_s) w Huszczy Wielkiej k. Skierbieszowa (La moraine de fond de la glaciation plus ancienne que le Cracovien (L_s) à Huszcza Wielka, distr. de Zamość). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne). T. IX. 1933.
82. SCHEIDIG A. Der Loess und seine geotechnische Eigenschaften. Dresden-Leipzig 1934.
83. SCHÖNHALS E. Jungglazialer Loess auf Rügen. Ber. d. R.-A. Bodenforsch. 1943.
84. SCHWARZBACH M. Das diluviale Klima während des Höchststandes einer Vereisung. Zeit. D. Geol. Ges. Bd. 92. 1940.
85. SCHWARZBACH M. Das Diluvium Schlesiens. N. Jahrb. Miner. Bd. 86. 1942.
86. SELZER G. Diluviale Lösskeile und Lösskeilnetze aus der Umgebung Göttingens. Geol. Rundsch. Bd. 27. 1936.
87. SOERGEL W. Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena 1919.
88. SOERGEL W. Diluviale Eiskeilen. Zeit. Geol. Ges. Bd. 88. 1936.
89. SOERGEL W. Die eiszeitliche Temperaturmilderung in Mitteleuropa. Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. 30. 1942.
90. STEINN EMILSSON. Lössbildung auf Island Visindafelag Islandiga. Soc. Sci. Islandica, 11. Reykjavik 1931.
91. SUJKOWSKI Z. Uwagi o piaskach i lessach w Olkuskim i ich wzajemnym stosunku (Les sables et les loess des environs d'Olkusz). Spraw. T. N. W. (C.-R. Soc. Sci. de Varsovie). T. XXI. 1928.
92. SZAFFER W. Czy okresy glacialne są zjawiskiem ziemskiej termodynamiki? (The glacial period a thermodynamic phenomenon?). Czas. Geogr. t. XIX Wrocław 1948.
93. TOKARSKI J. Physiographie des podolischen Lösses und das Problem seiner Stratigraphie. Ac. Sci. Cracovie, Mémoires. A. 4.
94. TOMASZEWSKI J. Gleby łakowe. Pam. P. Inst. Nauk. Gosp. Wiejsk. w Puławach. 1929.
95. TUCK R. The loess of the Matanuska Valley, Alaska. Jour. Geol. vol. XIV. 1938.
96. TUTKOVSKIJ P. A. K voprosu o sposobe obrazovaniya lessa. Zemlevedenie. 1899.
97. UDLUFT H. Bemerkungen zur Frage der Terrassenaufschotterung und der Diluvialchronologie. Jahrb. Preuss. Geol. L.-A. Bd. 54. Berlin 1934.
98. VILJAMS V. R. Pochvovedenie. Moskva 1949.
99. WOLDSTEDT P. Das Eiszeitalter. Stuttgart 1929.
100. WOLDSTEDT P. Einige Probleme des osteuropäischen Quartärs. Jahrb. Preuss. Geol. L.-A. Bd. 54. Berlin 1934.
101. WOLDSTEDT P. Bemerkungen zu meiner geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. Zeit. Ges. Erdkunde zu Berlin. 1935.
102. WUNDT W. Die astronomische Theorie der Eiszeiten und die auftretenden Sekundärwirkungen. Zeit. Gletscherkunde. Bd. 22. 1935.
103. ZABORSKI B. Studja nad morfologią i dyluwjum Podlasia i terenów sąsiednich (Etude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes). Przegl. Geogr. (Rev. Géogr.), t. VII. 1927.
104. ZEUNER F. The climate of the countries adjoining the ice-sheet of the Pleistocene. Proc. Geol. Ass. 1937.
105. ZEUNER F. The Pleistocene period. London 1945.

SUMMARY

Loess, its origin and connection with the climate of the glacial epoch. — The origin of loess is discussed here on the basis of facts observed and gathered by the author from 1937 to 1949 in Greenland (the recent loess) and in southeastern Poland (Pleistocene loess). The problem is here examined in the light of the present conceptions, especially the aeolian hypothesis (Richthofen, Tutkovski, Soergel, Hobbs), and the eluvial one (Berg, Ganssen). The author is inclined to agree with the first one, nevertheless he admits that there are some important arguments in the second one, which cannot be overlooked when framing a general idea of the origin of loess.

Loess rock consists chiefly of *silt* (0.1-0.001 mm in diameter). It may be either suspension silt, or weathering silt. Loess is homogeneous rock, owing to the means of transport and sedimentation, as well as to the climate conditions of accumulation, which are decidedly continental. A description is given of the formation of fine sediment on the outwash surfaces in Western Greenland (Arfersiorfik fiord) where periodical and non-periodical floods of glacial meltwater rivers cover the surface of sands and gravels with fine silt which dries quickly. During August, 1937, each foehn from the inland ice lifted clouds of dust, carrying them far away over the tundra.

The author agrees with the opinion of Nordenskjöld and Hobbs, who considered the dust storms as a forming factor of the Pleistocene loess. He quotes examples of loess in statu nascendi in Alaska, Iceland, and the Alps, and also Grahmann's true description of the formation and transport of the outwash fine sediment in the European glacial epoch.

The second component of loess is silt, which formed in conditions of arid weathering. The Soviet geographer, L. Berg, was the first to call attention to the role of this silty weathering-products, caused, for example, in Middle-Asia by the continental climate of this area. Berg rejects Richthofen's aeolian theory, and fosters the opinion that under peculiar climatic conditions every rock may change into fine and porous loam, which consists of quartz grains and calcium carbonate. This eluvial theory of loess origin is widely supported by other scientists (Glinka, Gerasimov). They call the process of loess weathering transformation „loessification“ (oblessovanie), and give examples of recent formation of loesslike weathering clays in Asia, formed in warm and cold continental conditions (for instance loesslike clays in Siberia described by Krasiuk). The same opinion was supported by Ganssen and Münchsdorfer, and

recently, by R. I. Russell in USA (concerning the loess in the lower Mississippi valley).

The theory of the origin of eluvial loess is rejected by the author of this paper, who sees no possibility of explaining by this means the enormous thickness of loess sediments; he considers, however, this explanation of silt origin in the continental climate as true. The weathering silt — very similar to loess — may become loess in consequence of transport and aeolian sedimentation.

The author analyses the *climatic conditions of loess origin* and the climate of the glacial periods. He divides each glaciation into two phases: the oceanic one, which lasts during the period of glaciation (it terminates just before the maximum of glaciation), and the continental phase during the maximum of glaciation at the beginning of the retreat. The author takes the periglacial soil markings (involutions) known from European Pleistocene sediments (cryoturbations) as a basis for the climatic characteristics of glacial periods. Similar fossil tundra involutions were found in the neighbourhood of Łódź (J. Dylik), as well as on the Lublin Upland (A. Jahn), and already worked out.

The ice sheet increases in the cold oceanic period and forms glacial drift. The liquidation of the oceanic phase is performed by the anticyclone accompanied by the strong activity of albedo, then the continental period of glaciation begins, which lasts through the period of maximum of glaciation. At that time the formation of loess commences.

According to the author's observations in southeastern Poland, the cryoturbation forms always appear on a loess substratum or also involve its lower parts, while they are never found on the upper part of loess sediments. As such structures correspond to the maximum of the glaciation, the conclusion can therefore be drawn, that the beginning of the loess sedimentation refers to the period of maximum reach of the ice sheet.

The author states that the continental climate is the chief condition of loess formation. Fine sediment may be winnowed only when strong variations of river levels cause the deposition of this silt on the wide outwash surfaces. Its quick drying is possible only under continental conditions. In these conditions the silty weathering products are formed. Therefore, low flooding surfaces, as well as high and dry ones may, under continental climatic conditions, produce silt. The first supply suspension silt, whereas the second give weathering silt.

Soergel determines the end of glacial drift and the maximum of glaciation as the period of loess formation. He bases his statement on the

general opinion that in Europe loess does not appear anywhere on the moraines of the glaciation on which it originated. This opinion, as stated by the author of this treatise, is not consistent with facts. Within the last few years loess has been found in a number of places on the European Lowland and in the Baltic countries. Loess is deposited there without any distinct intermission on the sediments of the last glaciation. The author quotes examples from northern Poland (B. Hałicki, L. Sawicki, J. Tomaszewski), and outside Poland — Woldstedt's observations in the neighbourhood of Smoleńsk, Hammer's in Brandenburg, Schönhals' in Ruegen, Hellmers' in Latvia, and Öpik's in Estonia. The stratigraphic situation of loess in North America (Flint) is also similar. It may be considered basing on this fact, that loess was also wind-borne in the period of recession. Its quantity was then smaller than at maximum time. This is easy to explain by the following three reasons:

1° Only the fine suspension silt was then subjected to wind blowing, because the surface, recently freed from ice, possessed no weathering products;

2° As the inland ice receded, the continental character of the climate of the periglacial zone declined;

3° The general warming of the climate resulted in richer vegetation covering the ice sheet foreland, and in the narrowing of the desert belt on the edge of the inland ice.

The author localizes the loess sedimentation on the schematic termic curve of the glacial age as represented on fig. 1 in the Polish text. His opinion differs from those of other investigators like Penck, Soergel, Udluft, who stated that loess was formed either only during the period of maximum glaciation, or also during the advance of drift¹.

The author's researches on the loess of the *Lublin Upland* (south-eastern Poland) proved that it occurs there in different facies, of which the upland and valley ones are the most important. The upland facies sometimes forms a thick layer (reaching up to 30 meters) of nonstratified loess of typical vertical cleavage. The valley facies is stratified loess

¹ After this treatise has already been written, the author got acquainted with A. Cailleux's (9a) valuable work, which, among others, is dealing with the problem of loess and climate genesis from loess accumulation period. A. Cailleux is not excluding the possibility of loess being formed in the oceanic climate, on condition that this climate is characterized by a low temperature, lack of vegetation and strong winds. Loess forming contemporarily on the shores of Island, of material (however, mostly vulcanic) blown out from inland, may serve as an example.

occurring without any distinct boundary above stratified sands. Stratified loess passes upwards into nonstratified loess.

Loess up to twenty meters thick is found between two sand layers in the river Wieprz valley. The author states that the main terrace, rising about 18 meters above the bottom of the valley, is built of the following formations (beginning from the top): a) river sand, b) nonstratified loess, c) stratified loess, d) silty sand.

Both deposits — aquatic and aeolian — join together, and it is difficult to find a demarcation line between them.

Results of Prof. J. Urbański's (of the University of Poznań) investigations of the moluscan fauna from several loess and silt sand outcrops in the Lublin district collected by the author are recorded. A mixed aquatic-continental fauna was found there among river terrace sediments which form an immediate loess substratum containing a considerable amount of silt in the form of silty loess intercalations².

In the southern part of the Lublin Upland the author ascertains the existence of two horizons of calcareous loess, separated by buried soil, and of a decalcareous bed (the Leimenzone of German geologists). A number of sections confirm this statement, particularly in the district of the town of Hrubieszów. The thickness of weathering series, separating the two loesses, reaches up to 2 meters, with about 0.5 m of black soil (chernosem). Loess appears here on a destroyed, washed out ground moraine, originating from the Cracovien glaciation of the Szafer's scheme (= Elster = Mindel glaciation). At the present moment the author possesses no convincing evidence to prove that the two different kinds of loess of the Lublin Upland derive from the period of Poland's two younger glaciations (Central Polish glaciation Varsovien I, and Baltic glaciation Varsovien II), or whether they correspond only to the last glaciation, and the buried soil — to the Aurignacian warming of the climate.

Rather different stratigraphic conditions of loess forming existed in the northern part of the Lublin Upland (in the Lublin and Puławy di-

² According to J. Urbański a typical fauna of lakes or little shallow water basins may be found there, besides — continental loess species such as *Succinea oblonga schumacheri*, as well as boreo-alpine forms such as *Columella edentula columella* or *Vertigo parcedentata*. As there is no distinct separation of sediments between the sub-loessic substratum formations and the proper loess, so we do not see any distinct differences between the fauna groups of both these sediments such as would exclude their mutual connection and climatic uniformity. The silt facies of aquatic sub-loess formations is one of loess which belongs to the epoch of loess sedimentation. — Detailed results of Prof. Urbański's investigation of this fauna are to be published elsewhere.

stricts). A typical section for this area looks as follows (beginning from the top): a) loess up to 15 m thick, b) buried humus soil, c) fine-grained weathering products, d) boulder clay.

Layer „c“ is the most interesting formation. It consists of brown (rusty), silty clay of mechanical composition, very similar to that of loess (see Polish text, table on p. 284 formations from following places: Jakubowice Końskie, Pliszczyn and Bronice). Fragments of crystalline rocks appear in this clay. The petrographic characteristics of the layer „c“, when passing towards the bottom into till, suggest that we have to deal with fine-grained weathering products. Taking into account the whole of field observations and laboratory investigations, the author comes to the conclusion that this is a loesslike material, an eluvium originated in continental climate conditions. This clay is not a loess, but undoubtedly was a source of loess.

The comparison of the Pleistocene stratigraphy of the northern and southern parts of the Lublin Upland gives the following results. On the same and equally destroyed Cracovian till two kinds of loess occur in the south, and one kind in the north, as well as a brown loesslike weathering product. Between them buried soil exists in both zones. The fine-grained weathering product of the northern parts thus corresponds to the lower loess of the south. According to the author, the lower loess of the southern area originated partially from this weathering products in the aeolian way.

The starting point for the author's considerations concerning the *origin of Polish loess* was the origin of the Lublin Upland loess. Lately, Prof. A. Malicki from Lublin brought forward a statement that this loess was blown out of the valleys, from silty river sediments, which were formed during the middle-Polish glacial age, particularly on the narrow belt between the edge of the Upland, and the border of the ice sheet. In Mr. Malicki's opinion, the Lublin loess is a local phenomenon, petrographically bound with the cretaceous marl of the Upland. Fluvial deposits originated from these rocks, and were further settled by wind, as loess, in higher places. The author contradicts Malicki's opinion. The Lublin Upland was a loess accumulation area, therefore a region where winds were losing their transport capacity. Deflation surfaces, which are supposed to be the source of silt, cannot be scattered on the accumulation area. Mineral composition (according to Prof. Mrs. M. Turnau-Morawska's researches) also seems to be inconsistent with Malicki's opinion. In loess, amongst heavy minerals, a considerable quantity of garnet, amphibole, epidote, apatite were ascertained. All of them are components of crystalline erratics. Therefore, the Lublin loess is not a local sediment, but derives from those

areas, from beyond the boundaries of the Upland, which are rich in cristalline rocks. Besides, the Lublin Upland loess could not originate in the period of Middle-Polish glaciation (according to Malicki), because it appears — as stated by the author — on the territory north and east of Lublin, on the washed-out and destroyed formations of this glaciation (Varsovien II, Würm).

The notions formulated on the origin of the Lublin Upland loess are developed more broadly by the author, and he comes to the conclusion that the whole of the loess cover in Middle Poland (Upland) and South Poland (the submountainous area) is of an origin similar to that of Lublin loess. During the period of Baltic glaciation, there existed a distinct division between the silt deflation and silt accumulation zone. The wide area of the Polish Lowland was the zone of deflation. The suspension silt was winnowed here from marginal valleys (Urströmtäler), and the weathering silt from rows of hills and humps running between them. The boundary of the accumulation zone ran rather towards the north of the edge of the Polish Upland. The boundary of the older glaciation had then, of course, no influence at all. Destroyed moraines of this glaciation appear everywhere under the loess on the Trzebnica hills in Silesia, as well as in the northern part of the Lublin Upland. In the loess accumulation zone two chief facies of this formation were formed — the upland facies and the valley facies. The valley loess, stratified and sandy in its basal horizons, joins together and passes sideways into the Upland loess. These are uniform formations originating from the same period.

The boundary of the deflation and accumulation zone was not a line but a belt, and its width depended on the changes occurring within the limits of the anticyclone activity. Loess changes in this belt: it contains some mixture of coarser material and sandy intercalations. The author states, on the basis of his own investigations and of literature, that a belt of this „sandy“ loess consequently runs throughout the whole of Poland. It is the third loess facies (besides the Upland and valley loesses).

The loess blankets that spread on the Polish and German lowlands, as well as on part of the USSR adjoining the Baltic, are connected with the ice sheet regression. The ice sheet anticyclone, according to Köppens investigations, lost its power when the ice sheet become limited to the territory of the northern part of the Scandinavian Peninsula and Finland. This climatic breach was marked by the formation of the Salpausselkä moraine belt. Loess blankets formed east of the Baltic (Latvia and Estonia) during the last activity of the anticyclone. Loess does not appear on the Pomerania moraines running along the southern Baltic shore. The deflation zone did not exist in this part of the forefield of the iceland —

the Baltic Sea had filled it. Loess is not found anywhere north of the Salpausselkä moraines. They mark the end of the continental climatic glaciation phase, which lasted only during the period of the existence of the anticyclone.

The author concludes his considerations on the origin of loess, its sedimentation conditions and climate, as well as on partial loess stratigraphy and its contemporary forming on the Arctic areas, and during the Ice Age on Poland's territory by the following statements:

1° Loess is a rock of aeolian sedimentation.

2° Loess originated from silty suspension materials which were sorted into different sizes by running waters, chiefly by loamy fluvio-glacial waters (suspension silt), as well as from silty weathering materials (weathering silt).

3° A decidedly continental climate (warm or cold) is a condition for the formation of loess. The climate promotes the production of silt owing to the changeable level of rivers, the quick drying off of loamy suspension silt, as well as due to the formation of arid eluvial silty deposits.

4° Loess was formed in Poland during the glacial ages, in favourable conditions of periglacial continentalism, mainly of wind-borne silt from floody areas of marginal valleys, as well as partially — of weathering silt that is found on the highlands and uplands of Poland. The wide surface of silt production of the floody and weathering areas explains sufficiently the size of sedimentation. The eluvial silt deposits of the local rocks were the chief source of the admixture of local materials.

5° Loess was formed in particular aerodynamic conditions with a distinct division into deflation and accumulation zones. The position of these zones depended on the extension of the inland ice, i. e. on strength of the anticyclone of the ice sheet and the stretch of the foehn wind activity.

6° Two loess facies: the upland and the valley loess originated within the accumulation zone according to the morphological and hydrographical conditions of the place of sedimentation. The valley loess is a product of compound aeolian-eluvial processes originating at the bottom of valleys which rose through accumulation and dried periodically and locally. Both loess facies overlap sideways. As a third loess facies the author mentions the sandy loess, which originated on the boundary of areas with different tension of the atmosphere's dynamic phenomena.

7° As shown by the climatic curve of glacial ages the loess-forming period corresponds chronologically to the continental phase of glaciation.

The later started just before the maximum of glaciation and lasted during the phase of anticyclone influence, with which the origin of Salpausselkä end moraines is connected (the Finiglacial of the last glaciation). The chief mass of Polish loess (the Upland and sub-Carpathian loess) was formed in the period of the maximum of Baltic glaciation (intensive production of suspension and weathering silt, and strong anticyclone activity), the lowland loess in Poland and loess in Latvia and Estonia originated during the period of ice sheet retreat.

*Geographical Institute
University of Wrocław
Wrocław 1950*

Fig. 1

Rozległa powierzchnia sandrowa przed krawędzią lądolodu u początków fiordu Arfersiorfik — Grenlandia zachodnia, lipiec 1937

Wide surface of sandr before the ice margin in Arfersiorfik fiord —
West Greenland, July 1937

Fig. 2

Brzeg lądolodu, morena czołowa i sandr żwirowy nad fiordem Arfersiorfik —
Grenlandia zachodnia, lipiec 1937

Inland ice margin, end moraine and gravel sandr in Arfersiorfik —
West Greenland, July 1937



Fig. 1

Fot. A. Jahn



Fig. 2

Fot. A. Jahn

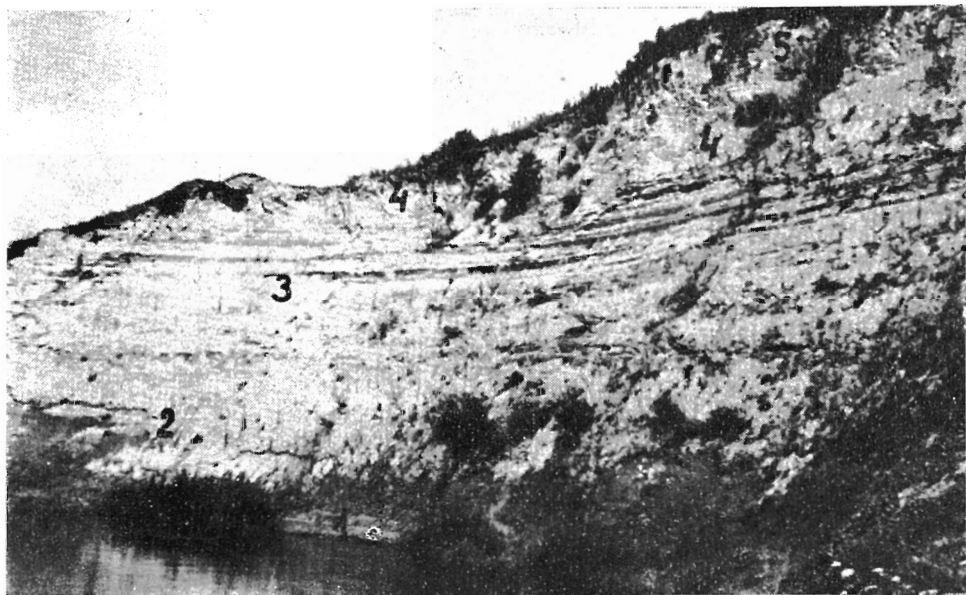


Fig. 3

Fot. A. Jahn

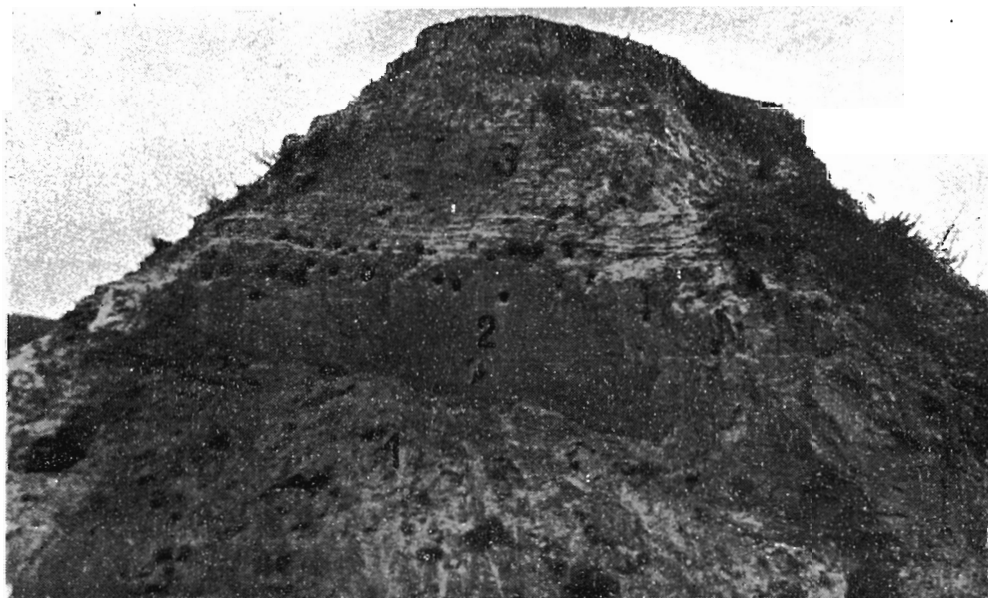


Fig. 4

Fot. A. Jahn

(objaśnienie obok)

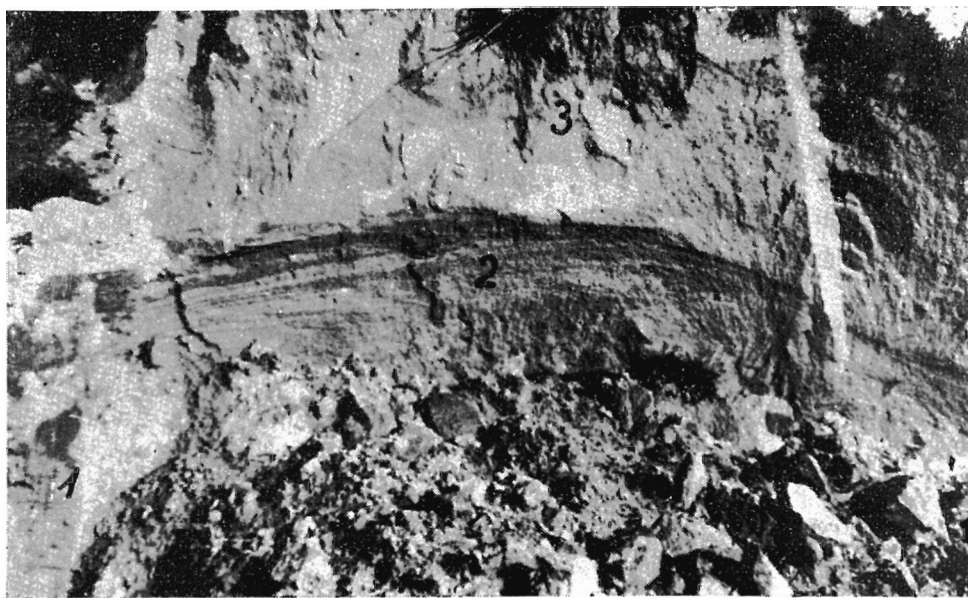


Fig. 5

Fot. A. Jahn

Dwa lessy (1, 3) przedzielone warstwą smugowanej odwapnionej gliny (2) —
Komodziańska k. Frampola

Two loesses (1, 3) separated by a weathering decalcified loam —
Komodziańska near Frampol

Fig. 3

Sciana rozciętego 18-metrowego tarasu doliny Wieprza w Tarzymiechach k. Izbicy
1 iły i mułki dryasowe, 2 utwór zastoiskowy, 3 seria aluwialna (piaski pylaste).
4 less typowy, 5 piaski górne

Section of an 18 m terrace in Wieprz valley near Izbica (Tarzymiechy)
1 clay and silt with Dryas flora, 2 clayey deposits of ice dammed lake, 3 silty sand
(fluvialite series), 4 loess, 5 upper sand

Fig. 4

Less facji dolinnej we wsi Kaleń k. Markuszowa (dolina Kurówki)
1 piaski dolne, 2 less warstwowany, 3 piaski górne

Valley loess in the village Kaleń near Markuszów (Kurówka river valley)
1 low sand, 2 stratified loess, 3 upper sand