

SPRAWOZDANIA Z LITERATURY

Stanisław Bac — O ruchach gleby pod wpływem działania mrozu. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, nr 66: Z badań czwartorzędu w Polsce, t. II; str. 135—168, 14 rys. w tekście, 3 tabl., 10 fot. poza tekstem.

We wstępie autor zwraca uwagę na niedostatek prac polskich poświęconych zagadnieniu wpływu mrozu na ruchy gleby. Dotychczasowe badania prowadzone w Polsce w dziedzinie kriologii ograniczały się do stwierdzenia wpływu mrozu oraz pokrywy śnieżnej na komórki roślin.

Autor zajął się bliżej zagadnieniem wpływu mrozu na glebę, głównie ze względów rolniczych i wodno-melioracyjnych. Na podstawie szeregu badań laboratoryjnych i polowych wyróżnia kilka form zamarzania gleby i związanych z tym ruchów: 1. zmarzanie szczelinowe, 2. zmarzanie lite, 3. zmarzanie warstwowe, 4. zmarzanie pośrednie, 5. wykwyty lodu włóknistego.

Określa cechy charakterystyczne każdego z tych typów. Dwa pierwsze wypadki zachodzą wtedy, gdy zamarzanie gleby odbywa się w tak zwanym układzie zamkniętym, to jest przy braku dopływu wody z poziomu nie objętego zamarzaniem. Zamarzanie warstwowe i wykwyty lodu włóknistego tworzą się wtedy, gdy do ośrodka zamarzania dopływa woda z miejsc nie podlegających zamarzaniu.

Zmarzanie lite, przy którym nie następuje zwiększenie objętości warstwy zamarzającej, gdyż lód mieści się w tzw. przestworkach, lepiej przebiega w glebach gruboziarnistych o złym podsiąkaniu, natomiast zamarzanie warstwowe ma lepsze warunki w glebach zwięzłych. Dużą rolę odgrywa tu porowatość gleby, gdyż zamarzanie może mieć charakter zamarzania litego lub warstwowego oraz może przebiegać z mniejszą lub większą szybkością.

Autor przeprowadził cały szereg obserwacji, które pozwoliły mu zorientować się, jak wpływa mróz na pionowy ruch cząsteczek. Obserwacje płyt chodnika przy budynku Akademii Rolniczej w Dublanach wykazały, że podczas zamarzania i tania gruntu płyty przesuwały się pionowo do 75 mm nad poziom ich ułożenia.

Znaczne ruchy pionowe cząstek gleby zachodzą w środowisku bardzo wilgotnym, np. w młodych glebach torfowych. Z obserwacji przeprowadzonych nad ruchem powierzchni łąki wynika, że zmiany dochodziły do 18 cm. Ważny jest przy tym charakter darniny znajdującej się na łące. Darnina zwarta i głęboka wpływa hamująco na przebieg pęcznienia powierzchni. Doświadczenia wykazały, że powierzchnia łąki zajętej pod uprawę, a więc pozbawionej darniny podnosi się średnio o 14 cm wyżej niż łąka zadarniona. Tak duże ruchy pionowe są możliwe dlatego, że istnieje tutaj nieograniczony dopływ wody z poziomów leżących niżej i nie ulegających zamarzaniu.

Dla wyjaśnienia wpływu przesuwanego cząstek gleby w wyniku działania mrozu na cały szereg zjawisk, jak przerywanie korzeni, wyciąganie z gleby ciężkich nawet przedmiotów trzeba było charakter tych ruchów ująć ilościowo.

Obserwacje przeprowadzano w różnych typach gleb, jak less, mady, torf, szczyrk. Równocześnie notowano temperaturę gleby i powietrza, opady i grubość pokrywy śnieżnej. Na podstawie licznych obserwacji i doświadczeń autor dochodzi do wniosku, że najżywsze ruchy na powierzchni powstają wtedy, gdy gleba jest zupełnie bez pokrycia lub pokryta złodowaciałym śniegiem, albo nasycona wodą przed okresem zamarzania.

Autor stwierdza również, że przenikanie mrozu odbywa się z powierzchni ziemi w głąb, a głębokość jego zasięgu zależy od temperatury i właściwości cieplnych gleby. Tajanie warstw zamarzniętych postępuje od góry lub od dołu. Ruch pionowy powierzchni gleby jest sumą zmian objętości warstw znajdujących się pod nią, powstałych w wyniku zamarzania wilgoci glebowej. Obserwowano największe ruchy w glebach lessowych, madach, torfie i szczyрку.

Należy zwrócić uwagę, że z rozpatrywanych przez autora pięciu warstewek wszystkie wykazywały zmiany objętości w różnych granicach. Największe zmiany objętości zachodziły w warstewce przypowierzchniowej, w następnych zmiany te były coraz mniejsze. Równocześnie odbywało się nie tylko pęcznienie, lecz również i kurczenie cząstek gleby. Ruchami wznoszącymi i opuszczającymi tłumaczy autor zjawisko wyciągania lub wtłaczania w glebę przedmiotów oraz rozrywanie korzeni roślin. Najintensywniej i najwyraźniej zjawiska te przebiegają w glebach o dużej pojemności wodnej.

Obok ruchów pionowych przebiegających podczas zamarzania gruntu mają również miejsce ruchy poziome spowodowane bocznym ciśnieniem zamarzającej wody. Różne typy gleb odznaczają się różną zdolnością przesuwania się na boki. Doświadczenia przeprowadzone przez autora wykazały, że największe przesunięcia zaszły w obrębie mady.

Wielkość ruchów poziomych zależy od pojemności wodnej poszczególnych rodzajów gleb, a ruchy te przebiegają od ośrodków o znacznej porowatości i sztywnym szkieletcie ku glebom plastycznym o większej zawartości próchnicy.

Zagadnienie ruchów pionowych i poziomych jest ważne dla rolnictwa, leśnictwa, ogrodnictwa z uwagi na to, że drzewka posadzone na glebach wilgotnych ulegają wyciąganiu co naraża je na zniszczenie. Ruchy te z jednej strony polepszają warunki glebowe, z drugiej zaś udaremniają częstokroć życie organiczne.

Praca ta jest godna uwagi z tego względu, że jest jedną z niewielu prac dotyczących zagadnienia powierzchniowych ruchów gleby w takim ujęciu jak to przedstawił autor. Oprócz zreferowanych wyników obserwacji można znaleźć pewne wskazówki dotyczące metody pracy. Dużą zaletą rozprawy jest oparcie jej na ścisłych pomiarach, wynikających z doświadczeń i bezpośrednich obserwacji. Wyprowadzone wnioski poparte są dużą ilością ilustracji: wykresami i zestawieniami pomiarów.

Znaczenie współczesnych procesów mrozowych ważnych bezpośrednio dla rolnictwa, czy budownictwa nie wyczerpuje jednak zagadnienia. Poznanie roli mrozu dla ruchów gleby jest przecież ważne również dla zrozumienia współczesnej dynamiki rzeźby. Ruchy cząstek gleby w wyniku działania mrozu są jednym z motorów ogólnej denudacji. Ważność pracy polega jeszcze na tym, że zwraca ona uwagę na badanie drobnych form i procesów czynnych współcześnie, zaś ich znajomość pozwala na lepsze zrozumienie i poznanie mechaniki plejstocенских procesów peryglacialnych ułatwiając interpretację kopalnych struktur glebowych.

Leopold Dutkiewicz

Edward Gierczak — Występowanie zjawisk peryglacialnych w okolicy m. Lublina. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sect. B, vol. 8, 1953, Lublin 1954, str. 21—35, 10 fot. poza tekstem.

Autor zbierając materiały do morfologii doliny Bystrzycy w okolicy Lublina zwrócił szczególną uwagę na struktury peryglacialne. Występowanie struktur peryglacialnych stwierdził głównie w utworach czwartorzędowych. Utwory czwartorzędowe okolic Lublina spoczywają na marglach kredowych. Spąg czwartorzędu buduje tu morena denną pochodząca ze zlodowacenia Cracovien. Na niej zalega fluwioglacjał związany ze zlodowaceniem środkowo-polskim i bałtyckim.

Obserwacje nad strukturami peryglacialnymi przeprowadził autor w pięciu stanowiskach występujących w poziomie terasy drugiej i trzeciej oraz na obszarach międzydolinnych. W stanowiskach tych stwierdził istnienie różnych struktur peryglacialnych i niejednorodny układ strefowy w ich pionowym występowaniu.

Struktury peryglacialne w poziomie drugiej terasy występują w dwu strefach. Pierwsza strefa obejmuje piaski gruboziarniste zalegające bezpośrednio pod glebą o miąższości około 3 m. Są to drobne uskoki o rozpiętości do 15 cm. Wiek zaburzeń w tej strefie łączy autor z maksimum zlodowacenia Varsovien II. Strefa druga obejmuje stropową część mułków piaszczystych, zalegających na głębokości 4 m. Wykształcone w niej formy zalicza autor do inwolucji. Powstanie ich, zdaniem autora, miało miejsce w pierwszej fazie zlodowacenia Varsovien II.

Odsłonięcie w Tatarach wykazało również dwa poziomy zaburzeniowe. Dolny wykształcony w piaskach warstwowanych w postaci klina zmarzlinowego, autor zalicza do fazy transgresji lądolodu Cracovien. Drugi poziom, zalegający powyżej, obejmuje piaski warstwowane i częściowo morenę. Wykazuje on zaburzenia typu inwolucji oraz kliny zmarzlinowe. Wykształcenie tego poziomu miało miejsce, według autora, w kontynentalnej fazie klimatu peryglacialnego związanego ze zlodowaceniem Varsovien II.

Struktury peryglacialne w poziomie terasy trzeciej występują w postaci form szczelinowych. Autor przypuszcza, że powstały one w końcowej fazie postoju lądolodu Varsovien I, a w okresie Varsovien II zostały przykryte kompleksem utworów smugowanych.

Formy inwolucyjne ze stanowiska piątego występujące w utworach morenowych oraz piaskach zalegających nad moreną sprawiły autorowi największą trudność z określeniem ich wieku. Autor stwierdza, że warunki do powstania tych form istniały w każdym okresie glacialnym, tym niemniej powstanie form inwolucyjnych wiąże z recesją lądolodu Cracovien. Według autora warstwy podścielające morenę w tym czasie były najintensywniej nasycone wodą, co z kolei stwarzało najdogodniejsze warunki procesom soliflukcji, w wyniku której doszło do powstania form inwolucyjnych.

Podsumowując obserwacje Gierczak stwierdza istnienie trzech horyzontów zaburzeń peryglacialnych, które wiąże z ogólnie przyjętymi trzema zlodowaceniami. Horyzonty związane ze zlodowaceniem Varsovien I i Varsovien II dzielą się na odrębne poziomy. Poziomy te autor łączy z fazami transgresji i regresji lądolodu.

Powyższe wnioski budzą pewne zastrzeżenia. Wiązanie poszczególnych horyzontów zaburzeń peryglacialnych z trzema zlodowaceniami Polski wydaje się zbyt uproszczone. Autor nie podaje przekonujących faktów, na podstawie których określił wiek poszczególnych utworów plejstocentrycznych. Można by się zastanowić, czy różnicowanie stratygraficzne poszczególnych horyzontów peryglacialnych nie

wiąże się raczej z wahaniami klimatycznymi, wynikającymi z oscylacji w obrębie jednego zlodowacenia.

Wiązanie poziomów zaburzeń peryglacialnych w obrębie jednego horyzontu z transgresją lub regresją lądolodu również nasuwa pewne zastrzeżenia. Znane są przecież fakty, że klimat peryglacialny ulegał wahaniom, które zostały wyrażone w szeregu zaburzonych poziomów. Przyjmuje się również, że środowisko peryglacialne związane jest z transgresją, a nie z recesją lodowców.

Bogaty materiał ilustracyjny w postaci fotografii zasługuje na podkreślenie. Szkoda tylko, że autor nie podał w pracy szczegółowych rysunków omawianych stanowisk.

Emilia Lembke

Jan Morawski — Formy zaburzeń mrozowych w osadach wysokiego poziomu akumulacyjnego na przedmieściu Lublina — Tatary. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sect. B, vol. 8, 1953, Lublin 1954, str. 1—19, 2 rys. i 4 fot. poza tekstem.

Autor stwierdza istnienie dwóch poziomów peryglacialnych związanych z dwoma zlodowaceniami: zlodowaceniem Cracovien i najmłodszym (bałtyckim?). Obserwacje przeprowadzał autor w dwóch odkrywkach położonych na wysokim poziomie akumulacyjnym Bystrzycy między ujściem Czechówki i Czerniejówki.

Na podłożu kredowym leżą osady czwartorzędowe występujące w postaci białych piasków kwarcowych, moreny starszego zlodowacenia i warstwowanych piasków terasowych odpowiadających ostatniemu zlodowaceniu.

Autor stwierdza istnienie różnych struktur peryglacialnych, zwraca szczególną uwagę na ich piętrowe występowanie i zajmuje się formami związanymi ze starszym zlodowaceniem (Cracovien).

W jednym z opisywanych stanowisk znajduje się dużych rozmiarów (ponad 4,5 m głęb.) klin zmarzlinowy wypełniony zorsztynizowanym piaskiem, w dolnej części drobnoziarnistym, w górnej gruboziarnistym z głazami. W sąsiedztwie klina występują struktury inwolucyjne i kongeliflukcyjne.

Autor twierdzi, że powstanie opisanego klina w fazie początkowej można wyjaśnić teorią Leffingwella; następnie zaś klin uległ zniekształceniu. Na podstawie wypełnienia klina materiałem morenowym zlodowacenia krakowskiego autor wiąże czas jego powstania z transgresją Cracovien. Autor dochodzi do wniosku, że w czasie zlodowacenia Cracovien panował surowy klimat tundrowy o czym świadczą duże rozmiary klina. Wypełnianie klina odbywało się powoli w miarę jego odmarzania; świadczy o tym ułożenie poszczególnych frakcji osadu. Brunatne zabarwienie materiału tłumaczy autor silnym zwietrzeniem moreny w czasie interglacjału.

Zaobserwowaną w drugim stanowisku formę inwolucyjną wykształconą w postaci „pawiego oczka” wyjaśnia autor segregacją materiału wokół ośrodka krystalizacji kryształów lodowych.

Autor przeprowadzał obserwacje w dwóch odkrywkach opisanych już przez Jahn¹, który wyróżnia tu osady ostatniego zlodowacenia oraz szarą morenę pochodzącą ze starszych zlodowaceń. Morawski przyjmuje istnienie moreny dennej zlodowacenia Cracovien. Za morenę tę uważa 40 cm warstwę piasku ze żwirem.

¹ A. Jahn — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenkiej strefy peryglacialnej. *Acta Geol. Polonica*, vol 2, Warszawa 1951.

Poniżej i ponad tą warstwą znajdują się struktury peryglacialne. Struktury występujące wyżej wiąże z najmłodszym zlodowaceniem i jako opisane przez J a h n a — pomija. Zajmuje się strukturami położonymi niżej, które odnosi do zlodowacenia Cracovien.

Zastrzeżenia budzi opisywany klin. Posiada on zbyt dużą szerokość (5,5 m) w porównaniu z głębokością (4,5 m). Zamieszczony rysunek jest niestety schematyczny, nie uwidacznia ułożenia materiału w sąsiedztwie klina. Brak również na rysunku struktur inwolucyjnych opisanych przez autora. Klin znajduje się dość blisko powierzchni (ok. 1,5—2 m), trudno więc wiązać go ze zlodowaceniem krakowskim. Czy struktura ta nie odnosi się raczej do zlodowacenia młodszego? Również wyjaśnienia powstania klina są dość ogólne.

Na podstawie rozmiarów klina autor wyciąga wniosek o istnieniu surowego klimatu tundrowego. Wydaje się, że struktury klinowe dużych rozmiarów wiążą się raczej ze strefą gruzową, bliższą lodowca, o ostrzejszych warunkach klimatycznych.

Druga z opisywanych struktur nasuwa również pewne zastrzeżenia. Pojedyncze występowanie tej formy oraz jej niewielkie rozmiary pozwalają przypuszczać, że mogła ona powstać na skutek przesunięcia warstw, tym bardziej, że w opisywanych stanowiskach widoczne są zaburzenia o charakterze glacictonicznym. Formę tę zalicza autor do struktur peryglacialnych zlodowacenia Cracovien.

Alicja Filipiuk

S. G. Boc z, I. I. Krasnow — Process golcowego wyrówniwania i obrzowanie nagornych tierras. *Priroda*, 1951, no 1, str. 25—35, 10 rys. i fot. w tekście.

Omawiany artykuł dotyczy niezwykle interesującego i frapującego zagadnienia wysokich terasowych powierzchni płaskich, pospolitych w rzeźbie Uralu oraz procesów kształtujących te formy. Owe wysokie, górskie terasy, czyli *nagornyje tierrasy* znane są również w literaturze zachodniej, dzięki pracom Jorré¹ i Tricart². Wprowadzono je do ogólnej geomorfologii pod nazwą *les terrasses à goletz*. Po polsku należałoby nazwać te formy *terasami goliznowymi*.

Na Uralu przeważa rzeźba gór stołowych z prawie idealnie płaskimi powierzchniami kulminacyjnymi, nad którymi się wznoszą ostańce. Mają one postać ściętych stożków i znane są na północnym Uralu pod nazwą *tump*. Często w związku z nimi pozostają goliznowe terasy ułożone piętrowo. Rozmiary teras są na ogół niewielkie. Szerokość ich wynosi kilka dziesiątków lub kilka setek metrów. Długość ich waha się od 1 do 3 km. Stoki oddzielające terasy wykazują nachylenie 30°—40°, czasem aż do 70° lub nawet jeszcze więcej. Wysokość tych stopni jest bardzo różna, od kilku metrów do 100 m. Terasy są zbudowane z materiału podłoża i powleczone zwietrzeliną o miąższości 2—4 m. Na ich powierzchniach, nachylonych 2°—5°, widoczne są ziemie strukturalne, najczęściej w postaci układów pasowych.

Istnieje szereg hipotez tłumaczących powstanie tych osobliwych form. Wiązano ich genezę ze zróżnicowaniem odporności skał, tłumaczono je układem ciosów. Duparc wyjaśniał je analogicznie do teras dolinnych, a Aleszkow jeszcze w 1935 r. wiązał ich genezę z działalnością lodowców. Sprawa posunęła się naprzód od chwili, kiedy rozpoznano doniosłość roli wietrzenia mrozowego i ruchu mas

¹ G. Jorré — Le problème des „terrasses à goletz“ sibériennes d'après quelques travaux russes récents. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 21, 1933.

² J. Tricart — Le modèle des pays froids, fasc. 1: Le modèle périglaciaire. *Cours de géomorphologie*, 2e partie, fasc. I, CDU, Paris 1950.

w peryglacjalnym środowisku klimatycznym. Szczególne znaczenie w tym zakresie miały studia Obruczewa, dzięki któremu zostały również obalone teorie poemowania tych teras jako resztek penepłeny.

W ostatnich latach dokonał się wielki postęp w badaniach rzeźby Uralu, w czym zresztą bardzo poważny udział mieli autorowie omawianego artykułu, a zwłaszcza Bocza. Na podstawie tych badań autorowie doszli do własnej koncepcji genetycznej.

Wietrzenie mrozowe w warunkach subpolarnego klimatu szczególnie intensywnie przebiega w miejscach najwilgotniejszych, a więc na załamaniach stoku, na przejściu od stoku urwistego w łagodny. Wzdłuż tych załamań tworzy się strefa silnego rozsadzania mrozowego, czyli jak mówią Bocza i Krasnow *linia mroznego zaboja*. Wynikające stąd niszczenie stoku prowadzi do jego cofania się. Równocześnie produkty wietrzenia podlegają dalszemu rozdrabnianiu i transportowi kongeliflukcyjnemu. W rezultacie tego ruchu dokonywuje się zrównywanie powierzchni położonej u stóp cofającego się urwistego stoku.

W ten sposób na miejscu pierwotnych nierówności stoku rozwijają się łagodne, prawie horyzontalne płaszczyzny ograniczone stokami, których stromość jest utrzymywana stale wzdłuż linii rozsadzania mrozowego (*mroznego zaboja*). Równocześnie na powierzchni płaskiej powleczonej zwietrzeliną podłoże podlega dalszemu niszczeniu, lecz w dużo słabszym stopniu. Tak się tłumaczy nieustanny odwrót stromego stoku i powstawanie owych górskich, goliznowych teras. Powstaje piętrowy układ teras, a w końcu powierzchnia gór podlega zrównaniu.

Mechanizm powstawania teras wyjaśnia również genezę ostańców typu tump i drobnych skałek rezydualnych znanych na północnym Uralu pod nazwą bałwanów. Te drobne formy występują, kiedy skały są warstwowane poziomo lub kiedy mają ciosy pionowe. W powstawaniu tych najdrobniejszych, szczytkowych form ostańcowych wielką rolę odgrywa większa wilgotność u podnóża bałwanów i niszczenie niwacyjne na brzegach płatów śnieżnych otaczających podstawy skałek.

Terasy są niewątpliwie formami wyrzeźbionymi (*skulpturnyje*), a nie powierzchniami strukturalnymi. Są wycięte w skałach podłoża niezależnie od litologii i struktury. Istnieją jednak pewne predyspozycje strukturalne. Szczególną rolę spełniają spękania skał, gdyż wyznaczają pierwotne nierówności stoku. Od tych nierówności zaczyna się intensywne wietrzenie mrozowe, odwrót stoku i powstawanie płaskich powierzchni terasowych.

Mikroformy, jak tumpy i bałwany rozwijają się na północnym Uralu wspólnie. Również współcześnie powstają terasy goliznowe. Wynika stąd, że działająca obecnie denudacja goliznowa doprowadza do wytwarzania się nie tylko mikro- ale i mezoform rzeźby. Proces ten nie ogranicza się jednak według Bocza i Krasnowa do modyfikacji dawniejszych form, ale powoduje ogólne obniżanie powierzchni gór. Tutaj należy podkreślić zasadniczą różnicę w poglądach Bocza i Krasnowa w stosunku do dawniejszych opinii Eakina i Obruczewa. Proces goliznowej denudacji, czyli altyplanacji nie tylko stwarza i pogłębia kontrasty w rzeźbie, lecz prowadzi do ogólnego zrównania. Wartość denudacyjnego obniżenia zależy od wysokości stoków oddzielających terasy, wobec czego całość obniżenia odpowiada sumie wysokości wszystkich stopni.

Rozwój opisanego typu denudacji nie zatrzymuje się po wytworzeniu mikro- i mezoform rzeźby, lecz prowadzi do powstawania makroform w postaci rozległych powierzchni płaskich panujących w górskiej rzeźbie Uralu. Wytworzenie tych wielkich zrównań altyplanacyjnych należy odnieść do czwartorzędu.

W świetle koncepcji Bocza i Krasnowa rzeźbę Uralu trzeba uważać za młodszą, w przeciwieństwie do dawnych poglądów przyjmujących stare zrównania typu penepłeny. Stąd też, na podstawie badań współczesnych procesów goliznowej denudacji, nasuwa się autorom pytanie, czy i wielu płaskich powierzchni w innych obszarach górskich nie da się wytłumaczyć w sposób podobny.

Omawiana praca Bocza i Krasnowa zasługuje na najwyższą uwagę. Dotyczy bowiem nie tylko podstawowych w morfogenezie peryglacialnej procesów wietrzenia i ruchów mas, ale i zdarzeń morfogenetycznych współcześnie działających. Zagadnienie denudacji goliznowej czyli altyplanacji wiąże się bezpośrednio z problemem rozwoju stoków peryglacialnych i pospolitych w Polsce zrównań stokowych typu peryglacialnych pedymentów.

Jan Dylik

Richter G. D. — Naucznyje osnovy regulirowanija sowremiennych prirodnych processow tundrowoj zony. *Izwestia Akademii Nauk SSSR, Sieria Gieograficzeskaja*, 1954, nr 1, str. 33—40.

Plany przeobrażania przyrody objęły ostatnio w ZSRR peryglacialną strefę tundrową, która stanowi dotychczas olbrzymi obszar niemal kompletnych nieużytków w tym kraju. Przekształcenie jałowych tundr w ekumenę wymaga usunięcia lub przynajmniej osłabienia wpływów surowego klimatu oraz zmiany niektórych właściwości subpolarnych gruntów i gleb. Oczywiście są to plany długofalowe, które mogą być realizowane stopniowo zarówno w czasie jak i w przestrzeni.

Jedną z najważniejszych spraw prowadzących do tego celu jest przedłużenie okresu ogrzewania ziemi w ciągu krótkiego lata. Przyspieszenie tajania śniegu na wiosnę można osiągnąć przez posypywanie jego powierzchni okruskami torfu lub popiołem, co nota bene jest od dawna stosowane przez mieszkańców górskich wiosek w Szwajcarii. W ten sposób przedłuża się okres wegetacyjny roślin uprawnych o 2—3 tygodnie. Uwolnienie tundry od pokrywy śnieżnej nie jest jednak zabiegiem wystarczającym w środowisku peryglacialnym. Gleba jest tu przesycona nadmiarem wody, który należy usunąć przy pomocy systemu drenów. Izolujący od dopływu ciepła kożuch mszysto-torfowy winien być zaorany, co wpływa, jak stwierdzono eksperymentalnie, na podniesienie temperatury gleby o 3°—4°.

Na terenach o płytko zalegającej wiecznej marzłoci oranie nie wystarczy. Tu należy usunąć warstwę izolującą albo mechanicznie, albo też spalić ją wywołując pożar w końcu lata, gdy torf nieco przeschnie. Taki pożar może trwać kilka lat, ale jego rezultatem będzie obniżenie się w tym miejscu poziomu wiecznej marzłoci o kilka metrów. W dalszej konsekwencji pociągnie to za sobą zanik powierzchniowego zabagnienia gruntu i zwiększy jego przewodność. Ten ostatni moment jest bardzo ważny z następujących powodów.

Jak wykazały badania radzieckich subpolarnych stacji doświadczalnych, główną przyczyną słabego wzrostu roślin na zimnych glebach jest azotowe „niedożywienie” wynikające z prawie całkowitego braku bakterii nitryfikacyjnych w glebach tundrowych. Rozwojowi ich stoją na przeszkodzie zarówno niskie temperatury jak i brak tlenu w glebie.

Zmniejszenie kwasowości gleb (ich pH wynosi w tundrze 3,0—4,0), podniesienie ich temperatury i aeracji polepsza wybitnie warunki życiowe mikroorganizmów glebowych, które rozwijają się obficie w zmienionych warunkach. Dodatkowym

bodźcem wzbogacającym mikroflorę gleb tundrowych okazało się stosowanie nawozów sztucznych.

„Gospodarka śniegowa“ w strefie peryglacjalnego klimatu polega nie tylko na przyspieszaniu procesu wiosennego tajania, lecz również na umiejętnym wykorzystaniu pokrywy śnieżnej w okresie zimowym. Stwierdzono, że 3-metrowa warstwa śniegu chroni grunt tundry przed zamarzaniem nawet w czasie największych mrozów. Wobec tego będzie konieczną rzeczą regulowanie miąższości pokrywy śnieżnej przy pomocy przenośnych płotów lub zasłon, które będą zapobiegały tworzeniu się nadmiernie grubych zasp w obniżeniach i zwiewaniu śniegu z wyższych obszarów.

Największe trudności widzi autor w walce z procesami soliflukcji. Nie podaje on na razie konkretnych sposobów i metod tej walki, podkreśla tylko, że opracowanie ich będzie wymagało jak najdokładniejszego poznania tego skomplikowanego zjawiska.

Ciekawa praca Richtera jest, o ile mi wiadomo, pierwszą w literaturze peryglacjalnej, która wyzyskuje dorobek badań naukowych nad procesami i zjawiskami strefy subarktycznej dla szukania konkretnych dróg prowadzących do przekształcenia jej w przyszłości w krainę uprawną.

Bronisław Halicki

N. I. Tołstichin — Podziemnyje wody mierzłój zony litosfiery. Gosgeolizdat, Moskwa — Leningrad 1941, str. 202, 69 rys.

Praca składa się z czterech części: wstępu, rozdziału omawiającego formy występowania wód podziemnych w stanie stałym, formy wód występujących w stanie płynnym i ostatnia część poświęcona jest zagadnieniom wód powierzchniowych na obszarze zmarzliny.

W części wstępnej podane są wiadomości ogólne o zmarzlinie. Porusza się sprawę definicji pojęcia *zmarzlina*, podaje się wypowiedzi na ten temat Sumgina, Szostakowicza, Parchomenko, Baranova i innych. Autor zmarzliną nazywa każdy grunt, który zawiera wodę w stanie stałym. Następnie podany jest krótki zarys historyczny rozwoju badań hydrogeologicznych na obszarze wiecznej zmarzliny. Podkreśla się zasługi w tej dziedzinie badaczy radzieckich i prace autorów zagranicznych. Po krótkim omówieniu zasięgu i rozmieszczenia strefy zmarzliny na powierzchni ziemi autor przechodzi do charakterystyki klimatycznej. Omawia szczegółowiej strefę czynną i bierną, miąższość tych stref i zjawiska w nich zachodzące.

Ze względu na czas trwania wyróżnia Tołstichin kilka typów zmarzliny:

1) zwartą pokrywę zmarzliny, 2) zmarzlinę z wyspami gruntu odtajającego (talików), 3) wyspy zmarzliny wśród gruntu odtajającego. W końcu rozdziału przedstawia poglądy różnych badaczy na zagadnienie genezy, rozwoju i degradacji zmarzliny.

W części drugiej pracy podaje się klasyfikację i formy występowania lodu gruntowego i skał lodowych. Autor omawia istniejące w literaturze próby klasyfikacji lodu gruntowego: schemat Leffingwella z 1911, podział Dobrowolskiego z 1931, systematykę Wernadskiego z 1933, wreszcie Sumgina i swoją własną. Tołstichin lód gruntowy rozбивa na dwie zasadnicze grupy. Grupa A obejmuje lód właściwy, grupa B skały lodowe.

Następny bardzo obszerny rozdział dotyczy zagadnień związanych z klasyfikacją i warunkami występowania wód w strefie zmarzliny. Wyróżnia trzy grupy tych wód: nadzmarzlinowe, międzyczmarzlinowe i wody podzmarzlinowe.

Wody nadzmarzlinowe zalegają nad strefą zmarzliny, która stanowi dla nich poziom wodonośny. Wody te żywione są przez opady atmosferyczne, przez topniejący лёд gruntowy, rzadziej przez podsiąkające wody podzmarzlinowe. Wody te odznaczają się niskimi temperaturami, często występują w stanie przechłodzonym i posiadają mały procent składników mineralnych. Występują zazwyczaj w obniżeniach terenu, na dnach dolin i jezior, u stóp stoków, rzadziej na stokach. Krążenie wód nadzmarzlinowych odbywa się w cieplej połowie roku. W czasie zimy strefa tych wód w większości wypadków przemarza.

Wody międzyzmarzlinowe występują w strefie zmarzliny. Stan skupienia tych wód bywa stały lub płynny. Zmiany czynników meteorologicznych nie okazują tu żadnego wpływu. Decydującą rolę posiadają jedynie wahania klimatyczne na szerszą skalę. Źródło żywienia tych wód leży nad, względnie pod zmarzliną. Temperatura ich waha się od 0°, w stanie przechłodzonym spada do -3 i -5°. Niektórzy badacze uważają, że wody te mają charakter przejściowy i należy je wydzielać w osobną grupę.

Wody podzmarzlinowe zalegają pod strefą zmarzliny. Stan skupienia tych wód jest zawsze płynny, a skład chemiczny zależy od budowy geologicznej.

Ciekawie przedstawia się część rozdziału, w której autor omawia warunki wyjścia na powierzchnię poszczególnych typów wód podziemnych. Źródła wstępujące np. wiążą się ściśle z wodami podzmarzlinowymi, zaś zstępujące przeważnie z wodami nadzmarzlinowymi. Dla wód międzyzmarzlinowych charakterystyczne jest występowanie obu typów źródeł. Temperatura, skład chemiczny i wydajność poszczególnych źródeł są różne. Źródła są stałe lub sezonowe związane z okresem tajania.

Wyjściu wód gruntowych na powierzchnię towarzyszy na tych obszarach prawie zawsze zabagnienie i występowanie bugrów. Tołstichin omawia ogólnie genezę bugrów i ich rozwój, następnie przechodzi do obszernego omówienia tworzenia się naledzi.

Naledź na obszarach zmarzliny jest zjawiskiem bardzo częstym. Powstaje w miejscach wyjścia na powierzchnię wód podziemnych, które się rozlewają i zamarzają. Formy naledzi są różne. Źródła ciepłe dają zwykle naledź długą, wyciągniętą w kierunku rozplywających się wód. Bardzo częste są naledzi o charakterze pokryw. Ten typ występuje przeważnie na obszarach płaskich. Naledzi osiągają różne wymiary od 20 m² powierzchni do 240, nawet do 1.000.000 m². Często powierzchnię naledzi urozmaicają bugry. W rozwoju naledzi prześledzono kilka stadiów: wczesnej młodości, młodości, dojrzałości i starości. Stadium młodości przypada na początek zimy, kiedy po pierwszych silnych mrozach na powierzchni zjawia się cienka pokrywa lodowa, która krzepnie i rozrasta się. Stadium dojrzałości przypada na drugą połowę zimy, rozwój jej idzie w kierunku narastania miąższości, czyli — pionowym. Naledź zaczyna pękać gwałtownie, tak że rozpada się na kawałki. Na wiosnę naledź wchodzi w okres starości. Powierzchnia na skutek szybkiego tajania pokrywa się zagłębieniami i lejami zapadliskowymi. Autor podkreśla, że podstawowy schemat rozwoju naledzi nie zawsze się utrzymuje. Obserwuje się znaczne odchylenia wywołane różnymi lokalnymi warunkami klimatycznymi.

Specyficznym przypadkiem powstania naledzi jest proces tworzenia się hydrolakolitów. Hydrolakolity zalicza się do typu naledzi podziemnych. Źródła, naledzi i hydrolakolity to najlepsze wskaźniki występowania wód gruntowych.

Wody powierzchniowe na obszarze zmarzliny na skutek nieprzepuszczalności gruntu i małego parowania odznaczają się dużym odpływem.

Znajomość warunków hydrogeologicznych na obszarze zmarzliny posiada doniosłe znaczenie zarówno dla badań naukowych jak też dla praktycznej działalności człowieka. W literaturze naukowej częściej spotyka się prace dotyczące zmarzlinoznawstwa ogólnego, odczuwa się natomiast brak prac z zakresu hydrogeologii tych obszarów. Książka Tołstichina „Podziemnyje wody mierzłoj zony litosfiery” jest bodajże pierwszą pracą, która daje wszechstronną charakterystykę i próbę klasyfikacji form występowania wód podziemnych na obszarze zmarzliny.

Drugą zasługą autora jest to, że przyczynił się on w dużym stopniu do ugruntowania i rozszerzenia podstaw oraz wyodrębnienia tej gałęzi nauki w samodzielną dziedzinę hydrogeologii obszarów zmarzlinowych.

Julia Olchowik-Kolasinska

Clifford A. Kaye, Walter R. Power, Jr. — A flow cast of very recent date from northeastern Washington. *American Journal of Science*, vol. 252, May 1954, 309—310, 1 fot.

Autorowie opisują profil delty usypanej przy brzegu Jeziora Roosevelta u ujścia Harker Creek, dopływu rz. Spokane. Jezioro Roosevelta powstało przez zatamowanie rz. Spokane; po raz pierwszy wypełniono je wodą w 1941 roku. Uchodząca kanionem Harker Creek niesie — jak należy sądzić z miąższości osadów — wiele materiału budując u ujścia deltę. Zmienny, regulowany poziom wody w jeziorze sprzyja powstawaniu szeregu małych teras. Harker Creek wcięta jest głęboko we własne osady odślaniając budowę delty do głębokości około 13 m (40 stóp). Autorowie przeprowadzili obserwacje zimą 1951—52 r. podczas bardzo niskiego stanu wody w jeziorze.

W budowie delty biorą udział horyzontalnie warstwowane mułki, piasek i żwir. Wiek tych utworów nie budzi wątpliwości. Stwierdzono wyraźną niezgodność z osadami przedjeziernymi; utwory deltowe pochodzą z okresu po 1941 r.

W stropie jednej z teras deltowych Harker Creek występują mułki gliniaste leżące zgodnie na żwirach. Strop tych mułków wykazuje silne zaburzenia. Ciemniejszy mułek jest powyginany, tworzy przechylone fałdy, często zamykające się. W przestrzeniach, między tymi wygięciami znajdują się kieszenie i pakiety średnioziarnistego piasku (rys.).

Zaburzenia, nazywane przez autorów *flow casts*, są regularne o amplitudzie około 30 cm. Całość jest ścięta i przykryta podobnym materiałem, lecz o strukturze nie zaburzonej, horyzontalnie warstwowanej.

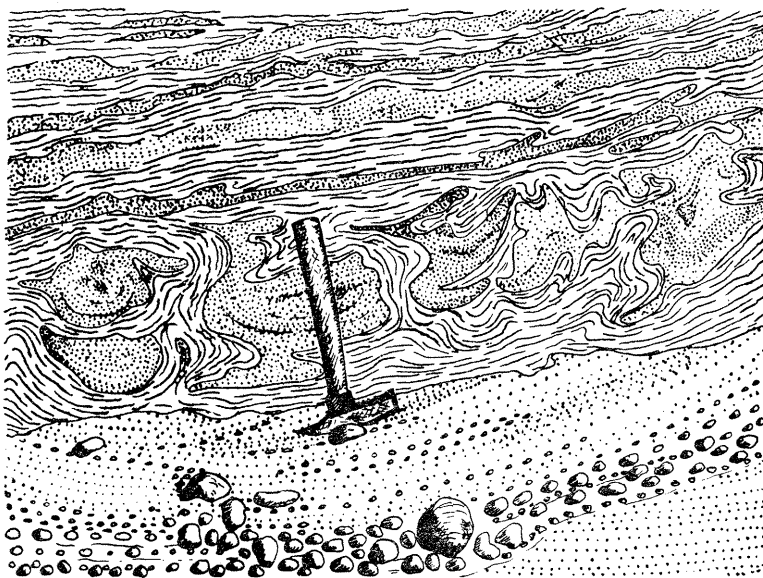
Genezę *flow cast* autorowie wiążą z warunkami osadzania materiału powołując się na podobne przykłady opisywane przez Shrock¹; zaburzenia takie powstają wtedy, gdy na plastyczną warstwę (np. mułki, il) zostaje składany mniej plastyczny materiał, najczęściej piasek. W omawianym przykładzie gliniasty mułek tworzący obecnie tzw. konwolucje stanowił muliste dno. Przez gwałtowny wzrost sedimentacji Harker Creek został na tym dnie osadzony piasek. Bliski płynności twór mulisty nie mógł utrzymać dużego obciążenia i uległ deformacjom. Piasek „zatonął” w mule rozpadając się na izolowane bryły, a plastyczny mułek nie uległ porozrywaniu, lecz powygiął się i otulił pakiety piasku.

¹ R. R. Shrock — Sequence in layered rocks; a study of features and structures useful for determining top and bottom or order of succession in bedded and tabular rock bodies. New York 1948.

Prawdopodobnie proces ten odbył się gwałtownie, w bardzo krótkim okresie czasu. Świadczą o tym wyraźne struktury *flow cast*. W przeciwnym bowiem wypadku należałoby się spodziewać raczej zmieszania materiału.

Autorowie słusznie zwracają uwagę na wielkie podobieństwo tych form do struktur powstających w warunkach peryglacjalnych. W omawianym przypadku wiek utworów jest szczególnie dobrze datowany (od 1941 r.), a geneza zaburzeń nie budzi wątpliwości. Dlatego też autorowie wskazują na konieczność wielkiej ostrożności przy interpretowaniu podobnych struktur, szczególnie ze względu na wzrastające zainteresowania w dziedzinie badań peryglacjalnych.

Opisane przez Kaye i Powera deformacje żywo przypominają peryglacjalną soliflukcję walcową². Z tego względu rzeczywiście łatwo o pomyłki przy



Flow casts, rysunek z fotografii Kaye i Powera, 1954

interpretacji niektórych profili geologicznych. Wydaje się, że analiza samej struktury zaburzeń nie zawsze wykaże różnice między formami ściśle peryglacjalnymi, a formami określonymi przez charakter litologiczny i warunki sedimentacji, niezależnie od środowiska klimatycznego. Fakty te wskazują na ważność powiązań obserwacji geologicznych z topograficznym występowaniem rozmaitych zaburzeń pierwotnych układów stratyfikacyjnych.

Notatka Kaye i Powera zwraca uwagę na możliwość powstawania *flow cast* współcześnie. Rozpoznanie zupełnie młodych, a nawet w ogóle holocenówskich zaburzeń tego typu ułatwi prawie w każdym wypadku analiza ich topograficznego występowania. Większe wątpliwości mogą nasunąć starsze zaburzenia o podobnej

² A. Jahn — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenówskiej strefy peryglacjalnej. *Acta Geol. Polonica*, vol. 2, 1951.

genezie. Wszakże i w plejstocénским środowisku peryglacialnym mogły powstawać okresowo w zbiornikach wodnych deformacje typu *flow cast*.

Łucja Pierzchałko

Stephen Taber — Origin of Alaska silts. *American Journal of Science*, vol. 251, May 1953, str. 321—336, 1 mapka.

W omawianym artykule Taber nawiązuje do swej pięknej i podstawowej pracy o wiecznej zmarzlinie Alaski¹. Powraca on mianowicie do niezmiernie interesującego zagadnienia genezy mułków pospolitych na obszarze Alaski, zwłaszcza północnej i środkowej. Do ponownego zabrania głosu na ten temat skłoniły autora wypowiedzi Blacka i Péwého przemawiające za eolicznym pochodzeniem mułków Alaski. Podobne stanowisko zajęli wcześniej Eardley i Tuck.

Taber już w swej pracy z 1943 r. dowodził miejscowego pochodzenia owych zagadkowych utworów. Twierdził wtedy, że powstały one w rezultacie rozdrabniania mrozowego skał miejscowych. Produkty tego zaawansowanego wietrzenia podlegały później transportowi po stokach dolin w postaci spływania i spłukiwania. Efemeryczne powodzie rozprzodzały mułki dalej wzdłuż dna dolinowego.

Ostatnio, dziesięć lat później, Taber podtrzymuje swoją teorię i popiera ją nowymi argumentami opartymi na badaniach terenowych i laboratoryjnych, przeprowadzonych głównie na obszarze Fairbanks w środkowej Alasce. Utwory mułkowe tego terenu nie wykazują zmniejszania się miąższości i frakcji wraz ze zwiększaniem się odległości od rzek lodowcowych. Nie posiadają one również struktury pionowej charakterystycznej dla lessu. Osady mułków w sąsiednich dolinkach (*creek*) różnią się składem mineralogicznym i chemicznym. Minerale ciężkie występują razem z kwarcem, a nawet muskowitem. Spotyka się krawędziste cząstki o średnicy do kilku cali, przy czym występują one zarówno w mułkach warstwowych jak i nie warstwowych.

Materiał mułków jest końcowym produktem wietrzenia w warunkach mroźnych, które sprzyjają dezintegracji i opóźniają wietrzenie chemiczne wytwarzające minerały gliniaste. Główne typy skał w Fairbanks, drobnoziarniste łupki są szczególnie wrażliwe na dezintegrację mrozową. Również i skały bazaltowe wykazują podatność w tym kierunku, jeśli procesy chemiczne są powstrzymywane przez niską temperaturę.

Mułki w dolinach obszaru Fairbanks osiągają bardzo znaczną miąższość, bo ponad 60 m maksymalnie. Tę miąższość tłumaczy Taber dużą podatnością skał na wietrzenie mrozowe oraz wielką częstotliwością cyklów termicznych przy dostatku wody i zapewnionym usuwaniu materiału umożliwiającym nieustanny postęp wietrzenia.

Autor nie odrzuca całkowicie możliwości akumulacji eolicznej mułków, lecz przypisuje im rolę drugorzędną i ograniczoną przestrzennie. Ewentualny transport eoliczny był raczej bliski i przypowierzchniowy. Należy zauważyć, że i przeciwnicy teorii Tabera nie wykluczają całkowicie miejscowego pochodzenia mułków. Tak więc, wedle słów Tabera, różnica poglądów ma przede wszystkim sens ilościowy i dotyczy proporcji przyjmowanych czynników genetycznych.

Zagadnienie mułków Alaski ma znaczenie nie tylko regionalne. Dlatego też pro-

¹ S. Taber — Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 54, 1943.

blemy dalekiej Alaski okazują się bliskie polskim geomorfologom i geologom. Wszakże i w Polsce są mułki i blisko z nimi spokrewnione utwory lessowe. Stwierdzono i u nas, że pochodzenie tej grupy utworów peryglacialnych wiąże się z wietrzeniem mrozowym, któremu jedni² przypisują znaczenie podstawowe, inni zaś³ drugorzędne. Podpisany dowodzi, że nagromadzenia mułków powstały głównie w wyniku procesów stokowych, kongeliflukcji i spłukiwania⁴. W przedstawieniu Tabera uderza, że akumulację i transport stokowy mułków przesuwają on do okresu ciepłego, prawdopodobnie interglacialnego. W konfrontacji z badaniami podpisanego wydaje się to mało prawdopodobne.

Jan Dylik

Stephen Taber — Intensive frost action along lake shores. *American Journal of Science*, vol. 248, November 1950, str. 784—793, 2 rys. w tekście, 1 fot.

Autor w ciągu wielu lat prowadził obserwacje dotyczące procesów powodujących pękanie i rozpadanie się kamieni na plażach jezior w okolicy Finger Lake w New York. Doszedł do wniosku, że procesy te należy wiązać z działalnością mrozu.

Znaczny procent kamieni na niektórych plażach posiada nieregularne kształty i ostre krawędzie, co wskazuje na to, że ulegają one współcześnie pękaniu szybciej niż zaokrąglaniu przez abrazję. Autor obserwował spękane kamienie, których wszystkie części leżały w miejscu, gdzie proces się dokonał mimo, że były narażone na działalność transportową fal, co świadczyło o świeżości procesu dezintegracji.

Wśród wyróżnionych przez autora typów wybrzeży najdogodniejsze warunki dla działalności mrozu stwarzają, według niego, plaże z cienką pokrywą żwiru spoczywającą na glinie lub madzie jeziennej. Na pozostałych wybrzeżach procesy mrozowe nie powodują rozdrabniania kamieni. Decydują o tym stosunki wodne. Drobnopiezniaste podłoże dostarcza dostatecznej ilości wody, która jest konieczna w procesie dezintegracji mrozowej. Ważne jest to, że w materiale drobnym zamarzanie postępuje szybciej niż w grubszym, co powoduje, że przepływ wody zasilającej kryształ lodu rosnący w materiale grubszym zostaje zahamowany dopiero po zamarznięciu drobnego podłoża. Autor podaje przykład głazu wapiennego o średnicy 35 cm, który nie wykazał żadnych zmian przez 5 lat, w czasie których znajdował się na wyschniętej glinie; po przesunięciu na podłoże madowe w ciągu jednej zimy rozpadł się na 9 części.

Pękanie i rozpadanie się kamieni zachodzi według autora pod wpływem wzrostu kryształów lodowych, które działają niszcząco tylko w określonych warunkach. Kamienie na skutek wzrostu kryształów znacznie bardziej zwiększają swoją objętość, niż pod wpływem zamarznięcia zawartej w nich wody. Dla wzrostu kryształów konieczny jest dopływ wody z zewnątrz w czasie zamarzania. W naturze istnieją sy-

² J. Dylik — Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67, 1952.

³ A. Jahn — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. *Acta Geol. Polonica*, vol. 1, 1950.

A. Malicki — Geneza i rozmieszczenie loessów w środkowej i wschodniej Polsce. *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. 4, 1950.

⁴ J. Dylik — Głazy rzeźbione..., l. c.

J. Dylik — Peryglacyjne osady stokowe rytmicznie warstwowane. *Biul. Perygl.*, nr 2, 1955.

stemy otwarte i zamknięte, z których pierwsze stwarzają zwykle dogodne warunki dla dezintegracji mrozowej.

Na intensywność procesu ma wpływ cały szereg cech litologicznych, z których autor wymienia: wielkość wolnych przestrzeni w skale, wielkość cząstek, przepuszczalność, wytrzymałość na powiększanie przestrzeni wewnętrznych i aktywność zawartej w skale wody. Jeżeli chociaż jedna z tych cech nie sprzyja dezintegracji proces nie zachodzi. Zarówno duża porowatość jak i nieprzepuszczalność uniemożliwiają niszczącą działalność kryształów lodowych. Wśród otoczek różnych skał (piaskowce, wapień, granity, gnejsy, kwarcyty) obserwowanych przez autora najmniej odporne na działanie mrozu okazały się wapień, które są odpowiednio drobnoziarniste i przepuszczalne. Duże gązdy wapienne jednak nie ulegają rozpadowi, co autor tłumaczy ich wytrzymałością na wzrost małych kryształów lodowych oraz tym, że przenikanie wody w głąb gązdy zmniejsza się wraz ze wzrostem odległości jaką woda przebywa. Skały bardzo drobnoziarniste mogą zawierać wodę przechłodzoną nawet w bezpośrednim sąsiedztwie kryształów lodowych, stają się one wtedy nieprzepuszczalne, a to uniemożliwia wzrost kryształów.

Taber stwierdza, że dla dezintegracji mrozowej nie są potrzebne skrajnie niskie temperatury. Jeżeli inne warunki są sprzyjające wystarczy temperatura kilku stopni poniżej zera, aby kamień uległ spękaniu. Przy braku odpowiednich warunków nawet częste powtarzanie cyklu termicznego nie powoduje większych zmian. Gwałtowne zmiany temperatury nie sprzyjają pękaniu. Wymagają one równoczesnego silnego dopływu wody, której drobnoziarnista skała nie jest w stanie pochłoniąć w krótkim czasie.

Bezpośrednie obserwacje terenowe autora zgadzają się z wynikami badań laboratoryjnych, które przedstawił w poprzednich swych pracach.

Krótką pracę Tabera zawiera wiele cennych wniosków dotyczących jednego z procesów morfogenetycznych — wietrzenia mrozowego. Autor bierze pod uwagę cały skomplikowany zespół czynników i określa rolę każdego z nich w procesie dezintegracji mrozowej. Należy podkreślić konsekwencję z jaką Taber stara się wyjaśnić wszelkie zjawiska związane z działalnością mrozu swoją teorią wzrostu kryształów lodowych.

Obserwacje zostały przeprowadzone w warunkach klimatu umiarkowanego nieco cieplejszego niż w Polsce i dowiodły, że proces dezintegracji mrozowej nie jest przywilejem stref chłodnych lecz może występować wszędzie tam, gdzie temperatura w ciągu roku spada poniżej 0°C. Twierdzenie to ostrzega przed pochopnym interpretowaniem śladów wietrzenia mrozowego i odnoszeniem ich aż do plejstocenu.

Obserwacje współczesnych procesów mrozowych prowadzą do lepszego zrozumienia plejstoceńskiego środowiska morfogenetycznego i z tego względu praca ma znaczną wartość dla morfologii peryglacjalnej.

Barbara Manikowska

M. G. Baeckeroot — Observations préliminaires sur des formes quaternaires d'origine climatique dans la Montagne Noire occidentale (avec de nombreuses projections). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, no 214—215, 1951, str. 34—37.

Praca Baeckeroota ma charakter komunikatu, w którym autor przedstawia wyniki obserwacji struktur i form peryglacjalnych zachodniej części Montagne Noire (południowo zachodni kraniec Masywu Centralnego).

Materiał obserwacyjny został ujęty w dwie grupy: 1) formy występujące na wysoko położonych powierzchniach i 2) formy peryglacjalne w dolinach zachodniego obrzeżenia Montagne Noire.

W najwyższych częściach Montagne Noire, na stokach południowych i zachodnich występują zagłębienia kilkusetmetrowej średnicy, eksponowane na północny wschód, to jest narażone na działanie wiatrów niosących śnieg — są to dobrze zachowane nisze niwacyjne. Poniżej, w bezpośrednim sąsiedztwie nisz znajdują się nabrzemia zbudowane ze stężej masy błotnistej, w której tkwią ostrokrawędziste okruchy skał lokalnych. W stropie tej masy rysują się niekiedy struktury inwolucyjne. Kształt form i chaotyczne ułożenie materiału mówią o kongeliflukcyjnym powstawaniu tych form. Zarówno nisze niwacyjne jak i nabrzemia nie mogą być wynikiem oddziaływania współczesnych warunków klimatycznych, lecz przetrwały z okresu klimatu peryglacjalnego. Obecnie w tych formach odbywa się żłobienie przez drobne strumienie wody — procesy te rozcinają i podrywają nisze, niszczą nabrzemia i w niektórych miejscach odpreparowują fragmenty skał podłoża spod pokrywy kongeliflukcyjnej.

We wschodnim obrzeżeniu Montagne Noire autor stwierdził formy peryglacjalne, przede wszystkim na stokach dolin Sorèze, Dourgne i Massaguel. Występują tu dwa rodzaje form świadczących o powstaniu w surowym klimacie. W obrębie wychodni wapieni i łupków sterczą ponad otoczenie skałki o wyraźnych śladach wietrzenia mrozowego, które sięgnęło niekiedy do głębokości 8 m.

Odpowiednikami zniszczonych partii skalnych są osady stokowe, pokrywające dolne części zboczy dolinnych. Są to przeważnie okruchy skalne spojone lepiszczem wapiennym. Ze struktury tej masy można wnioskować, że jest ona zastygłym obecnie spływem półpłynnej masy błotnistej. W kilku miejscach autor zauważył ślady korazyjnego działania zsuwającego się materiału na podłoże skalne. Ułożenie materiału pozwoliło autorowi na wyróżnienie dwóch rodzajów spływów. Niektóre z nich są spływami prostymi, inne powstały przez nakładanie się na siebie kilku czy kilkunastu serii zboczowych zsuwających się okresowo w ciągu dłuższego czasu. Ten drugi rodzaj utworów odznacza się rytmicznym warstwowaniem i kolejną zmiennością warstw twardych małej miąższości, zbudowanych z materiału o drobnej frakcji oraz warstw grubszych, zawierających materiał o większym ziarnie. W serii tej spotyka się często odłamki skalne noszące ślady zwietrzenia mrozowego. Rytmiczne warstwowanie świadczące o kolejnym nakładaniu szeregu spływów zboczowych pozwoliło autorowi na zakwalifikowanie tych osadów do stokowych utworów typu *grèze litée*.

Z przedstawionych obserwacji, zdaniem autora jeszcze niekompletnych i nie dość uporządkowanych, Baekeroot nie próbuje wyciągać wniosków chronologicznych. Ogranicza się do stwierdzenia, że opisywane formy są niewątpliwym świadectwem panowania na tym obszarze w okresie czwartorzędowym klimatu niwalnego, który dziś występuje w Alpach na wysokościach około 3 tys. m.

Mimo, że praca Baekeroota ma charakter wstępnego komunikatu i jest właściwie tylko przedstawieniem materiału obserwacyjnego warta jest jednak uwagi, ponieważ niektóre opisywane w niej formy są mało znane na naszym terenie i nie przytaczane w polskiej literaturze. Należy się spodziewać obecności nisz niwacyjnych w Karpatach czy wyższych partiach Sudetów. Jeszcze bardziej powszechne winno być występowanie osuwisk typu *grèze litée*, których istnienie nie jest związane z ograniczoną strefą czwartorzędowych obszarów wiecznego śniegu, lecz łączy się z procesami peryglacjalnych ruchów mas, które na naszych terenach występowały bardzo pospolicie.

Halina Klatkova

Marc Boyé — Glaciaire et périglaciaire de L'Ata Sund Nord-oriental, Groenland. *Expéditions Polaires Françaises*, I. Actualités Scientifiques et Industrielles, Paris 1950, str. 176, 26 rys. w tekście, 45 fot. i mapa poza tekstem.

Książka Boyé zapoczątkowała szereg publikacji zawierających wyniki francuskich wypraw polarnych podjętych w latach 1948 i 1949 z inicjatywy P. E. Victora. Badania autora objęły północne wybrzeże Ata Sund w zachodniej Grenlandii.

Obszar ten znajduje się na przedpolu lodowca, który wciska się aż do wybrzeży Ata Sund dwoma lobami, Kangilerugata Sermia i Egip Sermia. Lob Egip Sermia dzieli wolne od lodowców tereny objęte badaniami na obszar Ege i Ilulialik.

Praca Boyé jest przede wszystkim szczegółowym studium z geomorfologii regionalnej. Autor przedstawia dokładny i bardzo wnikliwy opis form rzeźby. Należy podkreślić z zadowoleniem, że przedstawieniom i rozważaniom morfogenetycznym Boyé odpowiada sporządzona przez niego pierwsza dla tego obszaru mapa geomorfologiczna w skali około 1:200 000. Obok opisu form rzeźby autor poświęca wiele uwagi współcześnie dokonywującym się procesom morfogenetycznym. Szereg elementów rzeźby i aktualnych procesów zwrócił szczególną uwagę autora prowadząc go do rozważań w dziedzinie geomorfologii ogólnej. Stąd też obok regionalnych zjawiają się problemy ogólnej geomorfologii, dla rozwiązania których Boyé tworzy nowe, oryginalne teorie.

Książka składa się z XXIII rozdziałów ujętych w trzech częściach i w obszernym dodatku. Część pierwsza (str. 9—45) jest regionalnym przedstawieniem rzeźby obszaru Ege. Jest to najbardziej opisowa część książki. Część druga (str. 45—90) wykracza już poza ramy ujęcia regionalnego. Wprowadzie dotyczy ona bezpośrednio obszaru Ilulialik, ale poza przedstawieniem rzeźby tego terenu na pierwsze miejsce autor wysuwa problematykę zdarzeń. Na tym tle wyrastają zagadnienia ważne dla ogólnej geomorfologii. Ten charakter drugiej części książki zaznacza się już bardzo wyraźnie w jej podziale. Pierwsze rozdziały tej części są wydzielone pod tytułem — problem zlodowacenia, a następne są poświęcone problemowi denudacji lodowcowej (*érosion*).

Przebieg zlodowacenia na obszarze Ilulialik i Ege nasuwa autorowi trzy wielkie problemy ściśle ze sobą związane, a mianowicie: a) wpływów strukturalnych i tektonicznych, b) sposobu i intensywności denudacji glacialnej oraz c) interwencji innych systemów denudacji.

Zaznaczone w poprzednich częściach kierunki wnioskowania prowadzą autora do trzeciej części (str. 91—129) poświęconej morfogenezie peryglacialnej. Jest to część najważniejsza, bo przedstawiająca własną, oryginalną teorię Boyé rozwiązującą problem denudacji lodowcowej. Wreszcie w obszernym (str. 131—161) dodatku autor opisuje formy i zjawiska zaburzeń mrozowych starając się uzupełnić dawniejsze¹ „Etudes de cryopédologie“ A. Cailleux. W sześciu rozdziałach są przedstawione kolejno: działanie mrozu, działanie zamarzania, struktury poligonalne i pasowe rozważane w planie i w przekroju pionowym, działanie rozmarzania i wreszcie formy pozostające poza dotychczasową klasyfikacją.

Szczególną uwagę autora zwróciły grzbiety i doliny asymetryczne ułożone poprzecznie do ruchu lodowca, liczne jeziora wypełniające niecki przypisywane przegłębiającej działalności denudacji lodowcowej i wreszcie fakty wskazujące na nie-

¹ Obecnie ukazało się nowe wydanie: A. Cailleux, G. Taylor — *Cryopédologie. Etude des sols gelés*. Paris 1954, pp. 219.

zwykle intensywną dezintegrację mrozową, współczesną i dawniejszą, poprzedzającą nasunięcie lodowca.

Na podstawie szczegółowej i wnikliwej analizy geomorfologicznej i geologicznej Boyé dochodzi do wniosku, że denudacja lodowcowa była bardzo niska i ograniczona. Na jej rachunek można zapisać jedynie płytkie ścieranie podłoża, wytwarzanie rys lodowcowych, mutonizację skał i wygładzanie niewielkich powierzchni.

Dla uzasadnienia swojego stanowiska autor podaje wiele przekonujących dowodów. W rzeźbie badanego obszaru panują cechy wskazujące na działanie procesów poprzedzających nasunięcie lodowca. Szczególnie wymowna jest obecność grzbietów poprzecznych w stosunku do ruchu lodowca i dolin asymetrycznych. Formy te, niezgodne z kierunkiem ruchu lodowca odpowiadają kierunkom spękań i są uprzednie w stosunku do zlodowacenia obszaru. Z innych dowodów Boyé podaje małe otoczenie głazików morenowych, sytuację moren bocznych na lodowcu i wreszcie doskonałe zachowanie skał zwietrzałych mrozowo zmutonizowanych i pokrytych rysami lodowcowymi. Widać stąd, że lodowiec przesuwając się po skałach silnie zwietrzałych nie był w stanie usunąć rozluźnionego materiału. Ograniczał się jedynie do wytworzenia wygładów i rys. Boyé podkreśla z naciskiem, że uprzednie w stosunku do nasunięcia lodowca szczegóły rzeźby, nawet bardzo drobne, zostały przez lodowiec oszczędzone. Dowodzi również, że zjawiska mrozowego kruszenia skał, czyli krioklastyzmu, były wcześniejsze od nasunięcia lodowca.

Rzeźba poprzedzająca zlodowacenie została wytworzona w warunkach klimatu peryglacjalnego, który i dziś panuje na całym obszarze położonym na przedpolu lodowca, w Ilulialik i Ege. Obserwuje się tutaj potężne działanie wietrzenia mrozowego, wiatru i kongeliflukcji. Niewątpliwie w okresie transgresji lodowca wydajność czynników peryglacjalnej morfogenezy była o wiele większa. Z tą morfogenezą łączyć należy szereg charakterystycznych form jak parowy czy jary dezintegracyjne (*ravin de gélivation*), terasy kongeliflukcyjne i formy kriokrasowe.

Charakter rzeźby obszaru nosi wyraźne cechy peryglacjalnej morfogenezy i wyklucza możliwość przyjęcia jakiegś innej, na przykład „normalnej” morfogenezy.

W konkluzji Boyé stwierdza, że denudacyjna działalność lodowca jest ograniczona do funkcji uprzątnięcia. Natomiast lodowiec nie spełnia funkcji żłobiących, które trzeba przypisać czynnikom należącym do innych systemów morfogenetycznych, a w szczególności do morfogenezy peryglacjalnej.

Znane są liczne trudności w wyjaśnianiu zjawiska przegłębienia w glacialnej denudacji. I w tym zakresie Boyé wysuwa oryginalną hipotezę. Jest to teoria peryglacjalnego przegłębienia, czyli *défonçage périglaciaire* lub *periglacial deep digging*.

Teoria ta przewiduje dwie fazy — peryglacjalną i glacialną. Nasuwanie się lodowca jest poprzedzone przez warunki peryglacjalne, które się wytwarzają na obszarze objętym zlodowaceniem w następnej fazie. W tym czasie średnia roczna temperatura powietrza obniża się stopniowo do 0°C i poniżej. W dalszym ciągu izoterma 0° przesuwa się w dół pod powierzchnię do głębokości 150 m — 300 m, a temperatura powierzchni waha się od —5° do —10°C. W związku z tym odbywa się gwałtowne wietrzenie mrozowe, skały ulegają silnemu spękaniu, a następnie scementowaniu przez zamarzające wody gruntowe. W ten sposób dokonytuje się głębokie niszczenie skał, *défonçage périglaciaire*.

Drugą jest faza nasunięcia lodowca na obszar przygotowany peryglacjalnie. Podłoże przykryte czaszą lodowcowa jest chronione przed zmianami termicznymi na powierzchni. Pod wpływem ciepła wewnętrznego izoterma 0° przesuwa się ku

powierzchni. W chwili, kiedy osiąga ona powierzchnię zmarzlina zanika. Poszczególne luźne i rozluźnione części podłoża skalnego są pozbawione zwartości określonej przez lepiszcze lodowe. W tym stanie rzeczy lodowiec posuwający się może zabierać ze sobą masy skalne i wynosić je dalej. W ten sposób tworzy się materiał zwałowy. Jest to druga, glacialna faza, którą autor nazywa fazą oczyszczania. Po podstawowej, przygotowawczej fazie peryglacialnej, w której dokonało się głębokie niszczenie podłoża skalnego, w drugiej — glacialnej fazie następuje usuwanie materiału i oczyszczanie poprzednio wytworzonej formy.

Dyskusja na temat tzw. erozji lodowcowej trwa jak wiadomo od dawna. Wiadomo również, że już poprzednio wyrażano poglądy, według których proces denudacji glacialnej był przygotowany przez uprzednie spękania. Taki jest przede wszystkim sens teorii Holmes'a.

Nowość i oryginalność hipotezy Boyé polega jednak na tym, że jest ona wyczerpująca i konsekwentna, gdyż autor jasno określa warunki i charakter morfogenetyczny procesów czynnych w tej denudacji. Wnioski autora nie wynikają ze spekulacji, lecz są następstwem podstawowych badań bezpośrednich. Przesłanki rozumowania są dostępne obserwacji i zostały realnie stwierdzone. Boyé przedstawia je wyczerpująco w opisie, na mapie, w licznych rysunkach i wspaniałych fotografiach.

Z pracy Boyé wynika, że olbrzymie znaczenie morfogenezy peryglacialnej nie ogranicza się tylko do obszarów położonych poza zasięgiem zlodowaceń. Autor dowodzi ważności zdarzeń peryglacialnych poprzedzających zlodowacenie. Wykazuje on również, że rzeźba glacialna może mieć charakter palimpsestu, w którym współwystępują elementy glacialne i peryglacialne.

W przedstawionym omówieniu ograniczono się jedynie do naszkicowania treści książki Boyé i przedstawienia głównego problemu, który określa udział peryglacialnej morfogenezy w glacialnej rzeźbie zachodniej Grenlandii. Prócz tego jednak praca Boyé zawiera mnóstwo ciekawych faktów z dziedziny glacialnej i peryglacialnej. Zarówno same fakty, jak i ich wyjaśnienie są pobudzające i mogą być pomocne w zrozumieniu i lepszym poznaniu wielu zagadnień czwartorzędowych, a w szczególności peryglacialnych.

Jan Dylik

Marc B o y é — *Gélivation et cryoturbation dans le massif du Mont-Perdu (Pyrénées Centrales)*. *Pireneos*, nr 23, 1952; Instituto de Estudios Pirenaicos — Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Zaragoza; 29 str., 4 rys. w tekście, 9 fot., streszcz.: hiszpańskie, angielskie, niemieckie.

M. B o y é (Bordeaux) mając za sobą obserwacje zjawisk glacialnych i peryglacialnych na Grenlandii opisuje formy stworzone przez wietrzenie mrozowe i krioturbację w wysokich górach strefy umiarkowanej.

Podczas wspinaczki na jeden ze szczytów środkowych Pirenejów zauważył ślady procesów mrozowych. Występują one na wysokości 2500—2600 m n.p.m., w zagłębieniu między grzbietem stanowiącym granicę hiszpańsko-francuską i masywem Mont-Perdu. Podłoże stanowi tu silnie pofałdowany łupkowy wapien Masystrichtu o wyraźnych dwóch kierunkach spękań NW-SE i SW-NE. W pobliżu jeziora zajmującego dno synkliny warstwy ułożone są monoklinalnie i tworzą szereg krawędzi o wysokości 5—15 m. Na spłaszczeniach północnego zbocza Mont-Perdu znajdują

się dwa zanikające pola lodowe. Z niższego z nich wysuwa się krótki lodowiec. Niższe części stoków Mont-Perdu pokryte są gruzem i materiałem morenowym. Leżą na nich liczne płyty śniegu (obserwacje przeprowadzono w sierpniu). Jezioro Lac Glacé nigdy zupełnie nie rozmarza.

W plejstocenie cały opisywany teren był zlodowacony o czym świadczą m. i. kary podcinające dno zagłębienia od wschodu i zachodu.

Bo y é opisuje szereg form mrozowych zarówno wietrzeniowych jak i soliflukcyjnych oraz powstałych na skutek segregacji termicznej.

Łupkowate wapienie łatwo ulegają kongelifrakcji, którą ułatwiają liczne dialekty. Wpływ kierunków spekań przecinających się pod kątem 90° jest bardzo wyraźny. Na czołach krawędzi odpadające głązy pozostawiają zagłębienia o kształtach prostopadłościanów (*encoignures en angle-droit*). Na łagodnie nachylonych powierzchniach wietrzenie mrozowe doprowadziło do powstania „parowów geliwacyjnych“ (*ravins de gélivation*) o ścianach wyznaczonych przez szczeliny. Fragmenty litej skały odłupywane przez rosnące kryształy lodu są usuwane przez procesy grawitacyjne i soliflukcję. Świadczy o tym kierunek osi dłuższych kamieni leżących na dnie formy. Początek parowu stale się cofa. Można tam obserwować bloki, które runą w najbliższej przyszłości i inne, dopiero oddzielające się od litej skały. Autor widzi tu oryginalny przykład erozji wstecznej odbywającej się bez udziału wód płynących.

Na niektórych pionowych powierzchniach znajdują się poziome żłobki przypominające rysy. Powstanie ich wiąże się prawdopodobnie z działalnością chemiczną dookoła płatów śniegu.

Głązy odłupane od skały macierzystej posuwają się w dół stoku i ulegają dalszemu rozdrabnianiu, głównie przez kongelifrakcję. Kierunki strukturalne zostają zastąpione przez konsekwentne ułożenie osi dłuższych. Na łagodnie nachylonych powierzchniach powstają pasy i festony kamienne.

Drobny materiał występuje tylko w zagłębieniach i jest przesycony wodą, a w podłożu ma wieczną zmarzlinę. Miejscami tworzy on drobne terasy podkreślone przez kępki roślin. Podobne formy znane są z innych stanowisk pod nazwą „teras bydlęcych“ (*pieds de vache*), która wskazuje, że w tworzeniu ich pewną rolę przypisuje się zwykle zwierzętom. Tutaj czynnik zoologiczny jest wykluczony.

W jednym z zagłębień między krawędziami znalazł Bo y é wyraźne wieloboki kamienne typu „powierzchniowego“ (*flottant*), których kamieniste brzegi nie łączą się ze sobą w głębi. Tu także stwierdził obecność zmarzliny pod błonistą strefą czynną.

U stóp innej kuesty obserwował duże nieregularne wieloboki skupiające się dokoła większych głazów i mające powierzchnie na różnych poziomach. Nawet na dnie stawu materiał wykazywał segregację i układał się w poligony o średnicy około 25 cm.

Miejscami naokoło dużych głazów skupiają się mniejsze, tworząc „rozety kamienne“ (*rozaces*). Geneza ich jest skomplikowana, ale ma pewien związek z procesami mrozowymi.

Wyżej opisane formy są wynikiem działania środowiska peryglacjalnego związanego z lodowcami zalegającymi na zboczach Mont-Perdu. W niecce Lac Glacé schodzą one wyjątkowo nisko. Normalnie dolna granica procesów mrozowych występuje w Pirenejach między 2600 a 2700 m. Bo y é jest zdania, że osiadanie zimnego powietrza spływającego z sąsiednich pól lodowych jest przyczyną tego lokalnego obniżenia.

Kary lodowcowe występują w tych okolicach na wysokości 2400—2700 m, co świadczy o znacznie większym zasięgu zlodowacenia plejstocénskiego. Spotykane obecnie pola lodowe są zaledwie szczątkami dawnych i ulegają powolnemu zanikowi. Mimo to procesy mrozowe, którym Boyé przypisuje genezę obserwowanych form, odbywają się nadal. Działalność ich wspomagana przez obecność zmarzniętego podłoża jest nawet tak silna, że nasuwa autorowi porównanie z Grenlandią. O ile potężniejsza musiała być w okresie transgresji lodowców?

Praca Boyé mimo pewnej przygodności wnosi wiele nowych faktów ważnych dla znajomości współczesnych form i procesów peryglacialnych w wysokich górach strefy umiarkowanej. Wyciągnięte przez autora wnioski oraz dokonane porównania z sąsiednimi i dalszymi terenami wzbogacają naszą wiedzę o morfogenezie peryglacialnej w ogóle.

Joanna Rulikowska

Ters M. — Action morphologique des phénomènes périglaciaires dans la région littorale vendéenne. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, no 232—233, 1953.

Swoje studia nad zjawiskami peryglacialnymi w Wandei przedstawiła autorka w kilkunastu komunikacie, w którym zebrała i zreferowała najważniejsze wyniki pracy i wypływające z nich wnioski. Dzięki takiemu ujęciu obserwacyjny materiał faktyczny jest uogólniony i ograniczony do krótkich informacji syntetycznych w zakresie kolejno omawianych zagadnień.

Na powierzchni starej pohercyńskiej penepłeny Armoryki autorka obserwowała następujące efekty peryglacialnych procesów datujące się z plejstocenu: mechaniczne wietrzenie mrozowe, gleby poligonalne, plikacje i inwolucje w piaskach i innych skałach luźnych, eolizację materiału kamienistego. O obserwacjach tych procesów znajdujemy jedynie pobieżne wzmianki, szerzej opisane zostały „formacje peryglacialne“, do których zostały zaliczone pokrywy soliflukcyjne i pyły eoliczne identyfikowane z lessami.

Dzięki bardzo urozmaiconej budowie geologicznej podłoża mogła autorka obliczać odległość soliflukcyjnego transportu fragmentów skalnych tkwiących w soliflukcyjnych pokrywach. Niekiedy była ona dość znaczna. Koło Jard, na przykład, okruchy algonckiej formacji Briovérien zostały znalezione w soliflukcyjnym potoku błotnym, w odległości 6 km od najbliższych wychodni skał macierzystych, przy czym nachylenie powierzchni podłoża wynosiło tu zaledwie 1,3%, a niekiedy bywało mniejsze (0,9%). Miąższość powłok soliflukcyjnych Wandei waha się w granicach od 0,5 m do 3 m. Dość często zawierają one krzemienie mustierskie na wtórnym złożu. Czas powstania pokryw autorka umieszcza w okresie bliskim maksimum rozprzestrzenienia lądolodu würmskiego, lecz nieco go poprzedzającym.

Na osadach soliflukcyjnych leży prawie wszędzie less, który miejscami pokrywają piaski wydmowe. Taka kolejność stratygraficzna osadów peryglacialnych powtarza się również w basenie paryskim. Lessy wandejskie są dość cienkie (rzadko ponad 2 m); często występuje w nich domieszka ziarn piasku. Te ostatnie są dobrze obtoczone i posiadają powierzchnię matową (ponad 90% ziarn), co świadczy niezbicie o ich eolicznej obróbce. Materiałem wyjściowym dla lessów armorykańskich były w poważnym stopniu piaski plażowe morskie, które zostały odsłonięte podczas maksimum Würmu dzięki obniżeniu się poziomu oceanów. Jest to więc „less młodszy III“ (środkowo-oryniacki).

Parę ostatnich stron komunikatu autorka poświęca ewolucji sieci hydrograficznej Wandei w młodszym plejstocenie. Okresy erozji i akumulacji rzecznej wiąże ze zmianami klimatycznymi, nawiązując do schematu *D é p é r e t a*, ale równocześnie uwzględniając prehistoryczną i paleontologiczną specyfikę badanego regionu.

W końcu pracy została załączona szczegółowo rozbudowana tabela chronologiczno-stratygraficzna czwartorzędu Wandei, w której znalazły odbicie również omówione w tekście procesy i zjawiska peryglacjalne.

Bronisław Halicki

Jean Tricart — Premiers résultats d'expériences de solifluxion périglaciaire. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, t. 238, 1954.

Mechanizm kongeliflukcji, mimo szeregu poczynionych obserwacji, nie został jeszcze całkowicie wyjaśniony. Więcej wiadomo o warunkach, w jakich powstają spływy niż o samym charakterze ruchu i o zmianach struktury wewnętrznej poruszającej się masy. Z tego względu interesująca jest notatka Tricart'a referująca przebieg doświadczenia wykonanego w Pracowni Geograficznej Uniwersytetu w Strasburgu. Tematem doświadczenia były obserwacje ruchu kongeliflukcji w odpowiednio stworzonych warunkach laboratoryjnych, zbliżonych do naturalnych warunków peryglacjalnych.

Wykonano równolegle dwa doświadczenia: do pierwszego użyto glinę z okruchami drobnych kongrecji wapiennych, w drugim zastosowano szereg naprzemian ułożonych warstewek grubych rdzawych piasków o średnicy od 0,2—0,5 mm i rzecznych mułków. Materiał ułożono płasko na żelaznych płytach o rozmiarach 70×35 cm, które następnie pochyłono pod kątem 15° i 16° . W obu wypadkach poddano materiał 50 cyklom termicznemu ze zmianą temperatury od 10° do -30° , przy czym każdą temperaturę utrzymywano od 3 do 4 dni tak, ażeby całość materiału mogła ulegać kolejno zamarzaniu i rozmarzaniu. Podczas doświadczenia dostarczano tyle wody, aby substancja była stale w stanie wilgotnym. Przesuwanie się masy było zablockowane u dołu nachylonej płyty w sposób możliwie podobny do tego, który ma miejsce na stoku przechodzącym u podstawy w dno dolinne zasypywane aluwiami. Sytuację taką często zaobserwować można w warunkach peryglacjalnych.

W toku doświadczenia poczyniono szereg obserwacji dotyczących mechanizmu posuwania się półpłynnej masy po stoku oraz zmian tekstury i struktury w obrębie poruszającego się materiału. Obserwowano również zmiany kształtu stoku, które się dokonały w następstwie ubytku masy w górnej jego części.

Ruch materiału w obu doświadczeniach był bardzo wyraźny. Masa gliniasta przesunęła się o 3 cm, masa piaszczysto-mułkowata o 4,5 cm. W obrębie utworu piaszczysto-mułkowatego stwierdzono drogą analizy przekroju, ruch *en masse* całego zespołu warstwowanego. Ruch partii dolnych był jednak znacznie wyraźniejszy niż górnych. Pozwoliło to wysnuć wniosek o zasadniczej roli okresu zamarzania dla tego rodzaju ruchów, ponieważ warstwy górne wcześniej rozmarzają.

Zmiany teksturalne zaznaczyły się również wyraźnie. Głaziki umieszczone w górnej części sztucznego stoku przesunęły się ku dołowi: w glinie średnio o 1 cm, w piaskach i mułkach o 3 cm. Niektóre głaziki w materiale piaszczysto-mułkowatym wykonały ruch obrotowy, przechodząc z pozycji pionowej do pozycji nachylonej ku górze lub ku dołowi. Zarówno mułek jak i glina, w czasie doświadczenia zmieniły się z masy zwartej, zbitej na masę rozluźnioną o charakterystycznej teksturze

listkowatej i porowatej. Tekstura ta nadaje całej masie wygląd gąbczasty. Porowatość wiąże się z obecnością licznych pęcherzyków powietrza, które wiele razy obserwowano w strefie czynnej zmarzliny.

Na powierzchni posuwającej się masy powstała sieć szczelin, które utrzymały się aż do końca doświadczenia, chociaż strefa powierzchniowa przy każdym rozmarzaniu przyjmowała konsystencję błotnistą, bardzo płynną. Szczeliny te, które według Tricart'a raczej nie są związane z wysychaniem, mogą w przyrodzie odgrywać ważną rolę, zwłaszcza w powstawaniu gleb poligonalnych.

Sztuczny stok, początkowo równoległy do powierzchni płyty, w czasie doświadczenia zmienił profil z prostego na wklęsły. Odcinek górny i środkowy obniżył się w stosunku do powierzchni pierwotnej, natomiast dolna część stoku odpowiednio się podniosła (o 1/4 w glinie i 2/5 w materiale piaszczysto-mułowym). Modyfikacja stoku następowała bardzo szybko i stopniowo zarysowywała się coraz wyraźniej.

Gлина na powierzchni górnej i środkowej części stoku została zupełnie przekształcona przez kryształ lodu włóknistego. Materiał uległ wybitnemu rozluźnieniu a następnie szybkiemu wysychaniu. W przyrodzie materiał ten podlegałby łatwo działaniu eolicznemu.

Okruchy kongrecji wapiennych jak również kilka małych muszelek kopalnych w glinie uległo koncentracji na powierzchni w samym środku stoku. Dolne części stoku, nasycone wodą, posiadały na powierzchni glinę zwartą, bardzo stwardniałą wskutek wysychania, natomiast w części środkowej i górnej na powierzchni pozostał materiał luźny.

Doświadczenie opisane przez Tricart'a jest bardzo interesujące. Ukazuje ono, zaznaczające się już w niewielkiej skali warunków laboratoryjnych, różnice w zachowaniu się różnego rodzaju materiału przy tych samych okolicznościach zewnętrznych. Różnice te zaznaczają się nie tylko w długości przebytej drogi; znajdują one również wyraz w różnym stopniu modyfikacji stoku. Zmiany teksturalne, obserwowane przez Tricart'a w czasie doświadczenia są bardzo charakterystyczne. Spulchnienie i porowatość materiału jest często spotykaną cechą kopalnych, plejstocенskich utworów kongeliflukcyjnych, cechą na ogół niezależną od materiału. Badania tekstury gliny morenowej prowadzone przez Zakład Geografii Fizycznej Uniwersytetu Łódzkiego pozwoliły stwierdzić wielokrotnie występowanie glin o teksturze listkowatej, rozluźnionych a nawet porowatych. Fakty te dawno już nasunęły myśl o możliwości kongeliflukcyjnego przemieszczenia pierwotnych glin zwałowych w środowisku peryglacialnym i przekształcenia ich tekstury w czasie transportu. Doświadczenia Tricart'a potwierdzają przypuszczenie, że glina na naszym obszarze często występuje na drugorzędnym złożu.

Anna Dylikowa

Edith Ebers — Die Periglazial-Erscheinungen im bayerischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, H. 15, 1954: *Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa*, Teil II — Studien aus dem Alpenvorland und den Alpen, str. 9—16, 3 rys. w tekście.

Ludwig Weinberger — Die Periglazial-Erscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. J. w., str. 17—86, 7 rys. w tekście 5 fot. i 1 mapa poza tekstem.

Autorzy stwierdzają poligeniczny i peryglacialny charakter rzeźby przedpola plejstocенskiego lodowca Salzach.

Na zewnątrz od strefy moren czołowych glacjału Würm przebiegają współrodkowo moreny czołowe kolejno coraz starszych zlodowaceń: Riss, Mindel i Günz oraz wiążące się z nimi osady fluwioglacjalne. Cały ten obszar nosi znamiona głębokich przeobrażeń pierwotnej rzeźby wynikającej z glacialnej genezy. Kilkakrotnie zmieniające i nakładające się na siebie okresy morfogenezy interglacialnej i peryglacialnej zatarły całkowicie rzeźbę glacialną. Najlepiej są widoczne efekty procesów związanych z peryglacialnym reżymem klimatycznym ostatniego zlodowacenia. Przemodelowanie postglacialne ograniczyło się wyłącznie do większych dolin. W ten sposób powstał ostry kontrast rzeźby między świeżym, prawie zupełnie nie naruszonym obszarem rzeźby polodowcowej ostatniego glacjału, a silnie przeobrażonym przez peryglacialną planację przedpolem starych moren i pokryw fluwioglacjalnych.

Autorzy omawiają, po wprowadzającej części dotyczącej budowy geologicznej podłoża, zagadnienia: 1^o fluwioglacjalnych osadów żwirowych, 2^o dolin peryglacialnych, 3^o lessu, 4^o klinów zmarzlinowych, 5^o peryglacialnej denudacji.

1) Weinberger omawia szczegółowo osady fluwioglacjalne poszczególnych zlodowaceń, dzieląc je na: a) starsze żwiry pokrywowe — Günz, b) młodsze żwiry pokrywowe — Mindel, c) żwiry terasy wysokiej — Riss, d) żwiry terasy dolnej — Würm. Powstanie ich wiąże autor z akumulacją obfitych wód subglacialnych, obciążonych bardzo silnie materiałem lodowcowym; udział rzek peryglacialnych w wytworzeniu tych pokryw był stosunkowo dużo mniejszy. Wody fluwioglacjalne wypełniły uprzednio istniejące duże formy dolinne materiałem znacznej miąższości. Doliny poboczne, mniej wówczas wcięte, nie akumulowały w początkowej fazie zlodowacenia, lecz erodowały dążąc do wyrównania swego spadku, mimo dużego przeciążenia gruzem zwietrzelinowym. Przesuwana przez wody masa skalna erodowała zarówno wgłębnie jak i bocznie. Niektóre doliny tego typu mogły, zdaniem Weinbergera, kontynuować działalność erozyjną nawet przez cały glacjał. Ze względu na mechaniczne działanie (korozja i erozja boczna) uzyskały kształt dolin płaskodennych, obecnie suchych. Staroplejstoczeńskie doliny fluwioglacjalne, miały pierwotnie przebieg peryferyczny, równoległy do moren czołowych, który w późniejszych okresach peryglacialnych przekształcił się w bardziej radialny.

Akumulację wód fluwioglacjalnych należy, zdaniem autora, zaliczyć do zjawisk peryglacialnych w tzw. rozszerzonym sensie tego terminu. Nie wydaje się, by taki pogląd był dostatecznie umotywowany. Wprawdzie rzeki peryglacialne współpracowały w wytworzeniu się rozległych pól żwirowych, ale udział wód fluwioglacjalnych był przecież dominujący. Podobnie nie można zgodzić się ze zdaniem Weinbergera, że żwiry i piaski trzeciorzędowego podłoża „nie miały znaczenia dla peryglacjału” ze względu na ich przepuszczalność. W środowisku peryglacialnym, wchodziły one niewątpliwie w skład strefy wiecznej zmarzliny i funkcjonowały jako nieprzepuszczalne, podobnie zresztą jak i plejstoczeńskie osady tego typu.

2) cały obszar staroplejstoczeńskich moren i pokryw żwirowych został rozczłonkowany przez liczne doliny peryglacialne, nie wykazujące żadnych związków ani z morenami czołowymi ani też z utworami fluwioglacjalnymi. Autorzy potwierdzają wnioski Posera co do zmienności kształtu tych form w zależności od ich długości. Początkowy, nieckowaty odcinek przekształca się stopniowo w nieckę asymetryczną, dolinę asymetryczną, a w końcu w symetryczną dolinę płaskodenną. Weinberger próbuje tę prawidłowość rozszerzyć, szukając związków między zmianą kształtu a konsekwencją, subsekwencją czy resekwencją doliny. Ze względu na małą liczbę przykładów wnioski te nie są przekonujące.

Natomiast odniesienie genezy tych dolin do klimatu peryglacialnego ostatniego zlodowacenia, ze względu na niezależność kształtu i przebiegu od wieku pokryw, jest słuszne i przekonujące.

Ważną cechą dolin peryglacialnych jest również zawieszenie ujść w stosunku do współczesnych den dolin dużych oraz asymetria. Autorzy stwierdzają, że strome stoki są eksponowane na zachód lub południowy zachód i stosują interpretację Posera, tzn. uznają ją za wtórną.

Co do trafności takiej interpretacji można jednak podjąć dyskusję. Badania przeprowadzone w tej dziedzinie przez ośrodek łódzki wskazują, że asymetria tego typu może być pierwotna. Na stoku zimnym, eksponowanym na wschód, odbywa się intensywniejszy i dłużej trwający ruch mas typu kongeliflukcji i spłukiwania, dzięki czemu ulega on denudacji w większym stopniu niż stok z ekspozycją ciepłą. Taki rozkład i mechanizm ruchu mas tłumaczy częstą asymetrię niecek denudacyjnych bardziej prosto niż teoria Posera.

3) Weinberger jest zwolennikiem eolicznej genezy lessu. Za źródła pyłu uważa glacialne pola żwirowe; nie podziela stanowiska Dückera w tej sprawie jakoby źródłem pyłu były gleby strukturalne. Po zbyt długim przeglądzie różnych teorii dotyczących genezy lessu, zresztą wyłącznie niemieckich, autor charakteryzuje lessy badanego obszaru, stwierdzając bardzo silny stopień zglinienia. Zależy on od znacznej ilości opadów, miąższości lessu i charakteru podłoża. Miąższość lessu wynosi na obszarze terasy wysokiej 8 m, a na pokrywie żwirowej 12 m. Stratygrafię opiera Weinberger na poziomach glebowych i strefach glejowych. Spągową część odnosi do zlodowacenia Riss a górną, dwudzielną do glaciału Würm. Pod lesssem znajdują się struktury krioturbacyjne i kliny zmarzlinowe.

Mimo zapewnień autora, że lessy tego obszaru są typowo eoliczne, można odnieść wrażenie, że chodzi tu raczej o utwory podobne do lessu. W dowodach dostarczonych przez autora za dużo jest bowiem powoływania się na literaturę, a za mało na fakty. Również i do stratygrafii tego utworu można mieć pewne zastrzeżenia.

Bardziej przekonujące są w tym względzie poglądy Ebers. Stwierdza ona bowiem, że w bawarskiej części tego obszaru less jest całkowicie zgliniony a nadto daje dowody, że znajduje się na wtórnym złożu. Less ten jest bowiem smugowany, często nawet warstwowany, a w wielu wypadkach zawiera głązy kwarcytowe. Smugi są często powyginane i przebiegają zgodnie z nachyleniem stoku. Na głazach brak jest jakichkolwiek śladów szlifu eolicznego.

4) Weinberger opisuje struktury klinów zmarzlinowych zarówno z obszaru starszych osadów plejstocénskich jak i moren czołowych ostatniego zlodowacenia. Dla klinów tego ostatniego obszaru sugeruje autor fazę dryasu lub starszej tundry, a ewentualnie i drugiego stadium Würmu. Dla poparcia swych wywodów, autor przeprowadza teoretyczne obliczenia dotyczące depresji współczesnej temperatury w stosunku do dryasu. Można jednak wyrazić wątpliwość, czy wnioski oparte na tylu niewiadomych i dowolnie przyjętych przesłankach są poprawne i w ogóle celowe.

Ebers komunikuje tylko o jednym stanowisku występowania klinów zmarzlinowych. Na podstawie sytuacji stratygraficznej odnosi go do początkowej fazy zlodowacenia Würm, tj. do pierwszego stadiału.

Weinberger opisuje również kliny w materiale lessowym. Jako czas ich powstania podaje zlodowacenie Riss a nawet Mindel. Również i ta interpretacja nie jest przekonująca, gdyż opiera się na mocno wątpliwej stratygrafii lessu.

Autor nie wykorzystał jeszcze jednej możliwości odnośnie wyjaśnienia czasu

powstania klinów zmarzlinowych występujących w obrębie rzekomo najmłodszego stadium Würm. Występowanie dużych, ładnie wykształconych struktur klinowych na tym obszarze może świadczyć przecież o tym, że morena ta, mimo najbardziej wewnętrznego położenia, nie należy do najmłodszego lecz do najstarszego stadium Würmu. Fakt występowania typowych struktur klinowych powinien być raczej skłonić autora do rewizji schematu chronologii ciągów morenowych, a nie do szukania wyjaśnienia na drodze mocno spekulatywnych rozważań, sankcjonujących istniejący dotychczas stan rzeczy.

Interpretacja Ebers jest bardziej przekonująca. Autorka ta uważa zresztą, że najbardziej wewnętrzne moreny mogą należeć do najstarszego stadium Würmu.

5) Weinberger omawia kolejno procesy peryglacialnego wietrzenia, soli-flukcji, rozdolinienia i peryglacialnej planacji. Przeobrażenie pierwotnej rzeźby glacialnej odbyło się etapami. W interglacjalach miało miejsce rozczłonkowanie przez doliny, natomiast w peryglacjalach wyrównywanie przez procesy akumulacji i denudacji. Najsilniejszym zmianom uległa pierwotna rzeźba zlodowacenia Günz, a stopniowo mniejszym rzeźba glacialów młodszych. Zniszczenie jest tak daleko posunięte, że cały obszar kontrastowo różni się od akumulacyjnego krajobrazu ostatniego zlodowacenia.

Załączona do tekstu mapa morfologiczna jest starannie wykonana. Brak podkładu hipsometrycznego utrudnia jednak korzystanie z niej.

Obie prace wypełniają dotkliwą lukę w znajomości rzeźby przedpola alpejskiego.

Tadeusz Klatka

Jürgen Hövermann — Die Periglazial-Erscheinungen im Tegernseegebiet. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, H. 15, 1954: *Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa*, Teil II — Studien aus dem Alpenvorland und den Alpen, str. 91—124, 2 rys. w tekście, 1 mapa poza tekstem.

Artykuł ten, podobnie jak i inne zamieszczone w zeszycie poświęconym problemom peryglacialnej rzeźby Alp i ich przedpola, ma charakter notatki zbierającej wyniki badań przeprowadzonych latem 1951 r. Miały one cel rozpoznawczy, wstępny i dlatego ograniczyły się do niewielkich obszarów (ok. 300 km²).

Wielki kontrast rzeźby, jaki istnieje między obszarem zlodowaconym w Würmie a jego przedpołem, nie został dotychczas we właściwy sposób wyjaśniony. Autor słusznie podkreśla, że obecnie wydaje się co najmniej dziwnym fakt nierozpoznania morfogenezy peryglacialnej na obszarze tak dobrze zbadanym w zakresie rzeźby glacialnej i peryglacialnej.

Autor wybrał sobie za cel badań obszar położony wokół jeziora Tegernsee z tego względu, że stanowił on w okresie ostatniego zlodowacenia samodzielny ośrodek lodowcowy. Ułatwiło to przeprowadzenie wyraźnej granicy między strefą morfogenezy glacialnej i peryglacialnej.

Na podstawie rozmieszczenia i intensywności występowania form i struktur peryglacialnych wyróżnia Hövermann 3 stadia tego zlodowacenia. Najsilniejsze piętno wycisnęła morfogeneza peryglacialna na obszarze położonym na zewnątrz od pasa moren czołowych fazy maksymalnego zasięgu lodowca. Stopniowo coraz słabiej zaznaczała się na terenach jego moreny dennej opuszczonej w końcowych 2 stadiach.

Ślady współczesnych procesów peryglacialnych, zresztą dość problematycznych, znajdują się dopiero powyżej 1700 m. Między tą strefą a obszarem kopalnych struktur peryglacialnych znajduje się 400-metrowa dziedzina nie przeobrażonej rzeźby glacialnej.

Peryglacialny reżym klimatyczny spowodował powstanie daleko idących zmian w rzeźbie przedpola moren czołowych z maksimum nasunięcia. Uwidaczniają się one przede wszystkim w zatarciu pierwotnej rzeźby zarówno wskutek działania potężnej denudacji form wypukłych i powierzchni nachylonych jak i zasypania materiałem kongeliflukcyjnym form wklęsłych.

W obrębie dolin miała miejsce potężna akumulacja zarówno wód fluwioglacjalnych jak i rzek całkowicie ekstraglacjalnych. Proces ten był uwarunkowany nie tylko spiętrzeniem wód, lecz także silnym przeciążeniem wód kongeliflukcyjnym materiałem stokowym. Ilość dostarczonego materiału do osi dolinnych była większa od ilości dopływu materiału z lodowca. Równoczesna akumulacja rzek fluwioglacjalnych i peryglacialnych spowodowała szybkie zasypanie form dolinnych i powstanie rozległych pokryw żwirowych, składających się ze skomplikowanego systemu stożków. Na odcinku niżej położonym formują się one w dolną terasę.

Poza obrębem dolin pokrywa akumulacyjna przechodzi w jednorodną pokrywę kongeliflukcyjną składającą się z ostrokrawędzistego gruzu skalnego. O takim charakterze świadczy ułożenie osi dłuższych głazów zgodnie ze stokiem, występowanie festonowatych struktur, teras kongeliflukcyjnych oraz wielu jej składników na obcym podłożu.

Stoki są rozczłonkowane przez licznie występujące niecki denudacyjne, wcięte zwykle w lite podłoże. Autor jest zdania, że geneza ich jest ściśle i wyłącznie związana z procesami peryglacialnego ruchu mas przy okresowym współudziale wody płynącej. Tworzenie się tych form było niezależne od położenia ogólnej bazy denudacyjnej, tj. doliny głównej.

Za typową formę peryglacialną uważa Hövermann również suche doliny płaskodenne. Problem czy powstały one w wyniku zasypania form dolinnych starszych czy też erozji bocznej pozostawia, ze względu na brak danych geologicznych, jako zagadnienie otwarte.

Na podstawie swych badań autor prostuje poglądy na temat wieku terasy znajdującej się w obrębie obszaru zlodowaczonego w Würmie. Powstała ona nie w wyniku akumulacji wód fluwioglacjalnych, jak to przyjmował A. Penck, ani też nie jest postglacialna, jak to utrzymywali inni. Budowa jej wskazuje na akumulację wód peryglacialnych na przedpolu najmłodszej fazy ostatniego zlodowacenia, tj. stadiału Bühl. Z fazą tą wiąże autor również powstanie gruzowych usypisk u stóp ścian karowych.

Załączona mapa morfologiczna posiada 16 kategorii form i struktur, w większości peryglacialnych.

Tadeusz Klatka

Josef Kerekes — Zur periglazialen Sedimentbildung in mitteleuropäischen Höhlen. *Quartär*, Bd. 5, Bonn 1951, str. 41—49.

Celem omawianej pracy jest wykazanie, że osady jaskiń środkowo-europejskich utworzyły się w warunkach panujących w środowisku peryglacialnym. Wnioski swoje opiera autor na badaniu szeregu jaskiń węgierskich. Osady tych jaskiń mia-

łyby powstać na skutek procesów stokowych — głównie kongeliflukcji — w klimacie peryglacjalnym zwłaszcza ostatniego (würmskiego) zlodowacenia. Obok kongeliflukcji za peryglacjalnym środowiskiem, w którym tworzyły się owe osady, przemawia występowanie w profilu jednej z jaskiń (Homoródmäser) struktur tundry poligonalnej w postaci szczelin kontrakcyjnych.

Osady jaskiń węgierskich zbudowane są głównie z ostrokrawędzistego druzgotu wapiennego powiązanego różnobarwnymi glinami. Ostrokrawędzistość cechuje również druzgot występujący w plejstocenijskich utworach stokowych obszarów krasowych Gór Bukowych. Powstanie tej cechy druzgotu autor wiąże z wietrzeniem mrozowym zachodzącym w warunkach klimatu peryglacjalnego.

Gliny wiążące druzgot uważa Kerekes za identyczne z *lessem*. Jego zdaniem *less* ów dostawał się do jaskiń, głównie do ich partii przyotworowych, jako *less* subaeralny. W większości jednak wypadków był on spłukiwany z powierzchni i przez szczeliny w stropie dostawał się do wnętrza jaskiń wraz z wodą opadającą ze stropów. Uzasadnienie tego widzi autor w ukształtowaniu powierzchni osadów, które pod szczelinami tworzą wzniesienia.

Zastanawiając się nad genezą druzgotu Kerekes zwraca uwagę na konieczność odrzucenia mylnych koncepcji upatrujących jego powstanie w wietrzeniu chemicznym ścian i stropów jaskiń. Przeciw takim poglądom przemawia zdaniem autora brak większych skupisk druzgotu pod kopułami komór jaskiniowych oraz dobrze zachowane ślady starej, trzeciorzędowej korozji na stropach i ścianach jaskiń. Największe nagromadzenie druzgotu występuje w miejscach, gdzie krzyżują się szczeliny stropu oraz przy otworach jaskiń, a więc w miejscach gdzie sięgało mechaniczne, mrozowe wietrzenie. Wietrzenie to powodowało w wielu wypadkach powiększanie otworów jaskiń, a niekiedy na tej drodze mogło dochodzić do otwarcia przestrzeni jaskiniowych dawniej niedostępnych. Warstwy zawierające druzgot są nachylone zgodnie z dnem jaskini, w czym autor widzi dowód ich kongeliflukcyjnego przemieszczenia.

W jedynym opisywanym w pracy profilu jaskini Homoródmäser znajdujemy opis struktury pewnych jego partii, który świadczy, że kongeliflukcja odgrywała w budowie osadu tej jaskini znaczną rolę. Poza tym brak w pracy opisu profili innych jaskiń, a wnioskowanie odnośnie kongeliflukcyjnego charakteru powstawania osadów oparte jest przede wszystkim na ukształtowaniu ich obecnej powierzchni, co wzbudza zrozumiałe zastrzeżenia. Obok tego dotkliwie odczuwa się brak rysunków co utrudnia śledzenie wywodów autora i pozbawia pracę pośrednich dowodów rzeczowych.

Zwrócenie uwagi na rolę niektórych procesów zachodzących w środowisku peryglacjalnym, które przyczyniły się do powstawania osadów jaskiniowych, jest niewątpliwie zasługą autora. Stwierdzić jednak trzeba, że wnioski autora nie są należycie udokumentowane oraz że nie wyczerpał on całości zagadnień związanych z oddziaływaniem peryglacjalnego środowiska klimatycznego na budowę i tworzenie się osadów jaskiniowych. Pominęto całkowicie kwestię przemodelowywania starszych, interglacjalnych osadów jaskiniowych i pozostałości kulturowych pod wpływem procesów zachodzących w środowisku peryglacjalnym, głównie wietrzenia, ruchu mas i rozwoju lodu gruntowego. Nie zwrócono również uwagi na znaczenie obserwowanych zjawisk dla stratygrafii osadów jaskiniowych.

Waldemar Chmielewski

Hans Poser — Die Niederterrassen des Okertales als Klimazeugen. *Abhandlungen der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft*, Bd. 2, 1950, str. 109—122, 2 rys. w tekście.

W uwagach wstępnych Poser stwierdza, że badania glacialnego i późnoglacialnego klimatu opierają się głównie na analizie form wytworzonych przez działalność mrozową lub eoliczną ściśle związaną z określonymi warunkami klimatycznymi. Zdaniem autora do rekonstrukcji klimatu mogą posłużyć również badania form dolinnych, ponieważ i w ich obrębie znalazły swe odbicie wszelkie zmiany warunków klimatycznych.

Poser zajmuje się głównie dolną terasą doliny Oker. Terasy wyższe, zwłaszcza średnią, omawia tylko wówczas, gdy jest to potrzebne do pełniejszego przedstawienia problemu stopnia dolnego. Wyniki badań są ujęte w trzy rozdziały. W pierwszym omawia autor profil poprzeczny, w drugim wiek zjawisk, a w trzecim profil podłużny.

W dolinie Oker istnieją dwa stopnie terasowe: dolny o wysokości paru metrów nad obecnym dnem i górny — wysokości 20 m w górnym odcinku, a 8—10 m w dolnym. Obydwa te poziomy różnią się nie tylko wysokością, lecz także innymi cechami zarówno morfologicznymi jak i geologicznymi. Poziom dolny jest wyraźny i ciągły, natomiast górny występuje w strzępach, choć niekiedy nawet dużych. Obydwie terasy posiadają pokrywę lessową, jednak na górnej terasie jest to less pierwotny, niekiedy tylko zgliniony, natomiast dolny poziom przykryty jest lessiem napływowym.

Cała dolina obecnie nie podlega wyraźniejszym przemianom morfologicznym. Współczesne procesy działają głównie w dnie doliny i obecnym łóżysku. Na stokach zachodzi natomiast tylko splukiwanie i transport najdrobniejszego materiału.

W profilu poprzecznym zaznaczają się trzy jednostki akumulacyjne: a) żwiru terasy środkowej, b) żwiru terasy dolnej, c) gliny denne. Jednostki te odpowiadają trzem różnym fazom sedimentacyjnym. Na podstawie analizy profilu poprzecznego autor wyróżnia 7 faz rozwoju doliny Oker, w tym 3 fazy akumulacyjne, 3 erozyjne i okres współczesnej akumulacji glin oraz słabej erozji wgłębnej.

Przy pomocy profilu poprzecznego autor ocenia rozmiary erozji i akumulacji w poszczególnych etapach rozwoju doliny. Wartość erozji ustala na podstawie różnic wysokości między powierzchnią poziomu wyższego i spągami osadów poziomu położonego poniżej. Rozmiary akumulacji są określone przez różnicę wysokości między powierzchnią stropową i spagową każdego utworu akumulacyjnego. Wartości te autor traktuje jako minimalne.

Z tak obliczonych danych wynika stwierdzenie, że zarówno procesy erozji jak i akumulacji zmniejszały swą intensywność i czas tworzenia się w miarę zbliżania się do okresu współczesnego.

W rozdziale drugim Poser ustala wiek poszczególnych form i chronologię zjawisk w obrębie doliny Oker. Jednym z kluczy dla datowania zjawisk są struktury krioturbacyjne występujące często w stropie osadów terasy środkowej. Fakt, że tego rodzaju struktur nie stwierdzono w utworach terasy dolnej, nie przeczy — zdaniem autora — możliwości ich występowania w tym poziomie, lecz jest raczej wynikiem niedostatecznej jeszcze znajomości budowy geologicznej tego stopnia. Z obecności struktur mrozowych w stropowych partiach środkowej terasy wnioskuje autor o tym, że po fazie akumulacji żwirów tego poziomu musiał istnieć

jeszcze jeden okres glacialny, który wpłynął na przeobrażenie stropowej części tych osadów.

Ten sam zimny okres, który przyczynił się do powstania struktur krioturbacyjnych, zaznaczył się w dolinie Oker również wytworzeniem drobnych dolinek nieckowatych i płaskodennych, rozcinających poziom środkowej terasy. Profile geologiczne tych form świadczą o powstaniu w środowisku peryglacialnym, a ich sytuacja i wypełnienie lessem, uznanym powszechnie za würmski, mówi o powstaniu w okresie peryglacialnym ostatniego zlodowacenia. Ponadto ważne dla datowania jest stwierdzenie, że doliny płaskodenne uchodzą na górny poziom dolnej terasy nie tworząc na niej ani rozcięć, ani też stożków. Na tej podstawie autor wyprowadza wniosek o równoczesności procesów tworzących drobne formy dolinne i akumulujących osady dolnej terasy.

Drugą ważną dla datowania wskazówką jest sytuacja wydymów śródlądowych, których związek genetyczny z późnym glaciałem, jest zdaniem autora, niewątpliwy. Późnoglacialny wiek tych form stwierdziło wielu uczonych z różnych dziedzin. Występowanie wydymów na dolnej terasie potwierdza wniosek o powstaniu tego poziomu w ostatnim glacialu.

Na podstawie przytoczonych i podobnych stwierdzeń ustala Poser chronologię zdarzeń w dolinie Oker. Akumulacja środkowej terasy odbyła się w późnej fazie Rissu, wcięcie rzeki miało miejsce w interglaciale Riss — Würm a akumulacja dolnej terasy przypadła na maksimum Würmu. Morfologiczne wytworzenie się stopnia dolnej terasy odpowiada, zdaniem autora, ostatniemu późnemu glacialowi. Od środkowego holocenu aż do okresu współczesnego trwa w dolinie osadzanie i przeławianie glin dennych.

W zakończeniu tego rozdziału autor stwierdza klimatyczny charakter teras doliny Oker, gdyż mimo obniżenia w glacialu bazy erozyjnej o około 100 m rzeka nie erodowała lecz akumulowała.

W ostatnim rozdziale, omawiającym profil podłużny, przedstawiono przebieg terasy środkowej i dolnej. Obydwa te poziomy łączą się z sobą w dolnym odcinku doliny tworząc jeden stopień terasowy. Poser tłumaczy ten fakt małą siłą erozyjną rzeki w dolnym odcinku doliny.

Autor wyklucza tektoniczne uwarunkowanie genezy dolnej terasy Oker i stwierdza, że powodem przejścia od fazy akumulacji do erozji była zmiana warunków klimatycznych. Maksimum zlodowacenia to okres intensywnego dostarczania materiału do rzeki a więc i akumulacji. Późny glacial odznaczał się natomiast słabym dopływem materiału stokowego a w związku z tym wzmoczoną erozją wgłębną. Z płaskodennego wcięcia w terasie dolnej autor wyprowadza wnioski co do rodzaju przepływu. Forma płaskodenna mogła powstać tylko w klimacie o okresowych opadach. Na tej podstawie opiera się stwierdzenie, że klimat późnego glacialu odznaczał się suchymi latami i wilgotnymi zimami. Najważniejszą porą dla kształtowania się form dolinnych był czas wiosennych roztopów.

Praca Posera ma charakter regionalny i jak szereg opracowań tego typu odtwarza procesy i warunki w jakich kształtowała się jedna z dolin niemieckich. Przy datowaniu poszczególnych poziomów terasowych autor brał pod uwagę nie tylko stosunek wzajemny poszczególnych elementów dolinnych, lecz także stosunek tych elementów do drobnych form typu niecek (*delli*) i dolin płaskodennych występujących w sąsiedztwie. Wydaje się, że to kryterium może oddać duże usługi przy datowaniu poszczególnych poziomów dolinnych tym więcej, że podany przez

autora stosunek niecek i dolin płaskodennych do poziomów dolinnych Oker ma charakter powszechny.

Chronologia zdarzeń, podana przez autora, słuszną w ogólnych zarysach, budzi jednak pewne wątpliwości w zakresie datowania faz akumulacji teras. Wiązanie jej z maksimum zlodowacenia nie wydaje się słuszne, gdyż szereg faktów wskazuje na to, że najsilniejszy dopływ materiału stokowego miał miejsce we wczesnej, oceanicznej fazie glacjału. Na ten właśnie okres przypada najsilniejszy ruch mas typu kongeliflukcji. Natomiast w fazie maksimum zlodowacenia, w związku z kontynentalnością klimatu peryglacialnego, dopływ materiału stokowego do osi dolinnej uległ poważnemu zahamowaniu.

Ujemną cechą pracy jest słaba strona ilustracyjna i dokumentacyjna. Dwa schematyczne rysunki są zbyt skromnym materiałem faktycznym dla poruszonych w artykule problemów.

Halina Klatkova

Hans Poser — Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). *Göttinger Geographische Abhandlungen*, H. 15, 1954: *Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa*; Teil II — Studien aus dem Alpenvorland und den Alpen, str. 125—179, 7 rys. w tekście, 1 mapa poza tekstem.

Praca Posera jest wynikiem badań przeprowadzonych w 1951 r. w wysokich rejonach Alp nad współczesnymi zjawiskami peryglacialnymi. Stanowi ona właściwie szczegółowe objaśnienie do mapy w podziałce 1:10 000. Celem tej pracy jest: inwentaryzacja form, określenie sposobu wiązania się pewnych zespołów form oraz wykrycie pewnych prawidłowości w tworzeniu i występowaniu tych zjawisk.

Na wstępie autor daje krótki przegląd stosunków geologicznych i głównych rysów morfologicznych. Cały badany obszar leży powyżej granicy lasów. W tym rejonie ogromną rolę odgrywają procesy mechanicznego wietrzenia, na co już zresztą wskazywali i starsi uczeni (Machatschek, Krebs).

Autor wydziela trzy grupy utworów stanowiących wynik wietrzenia mechanicznego: 1. utwory detrytusowe *in situ*, 2. stożki i usypiska, 3. pokrywy soliflukcyjne.

Występowanie utworów pierwszej grupy ogranicza się do małych obszarów w regionach grzbietów, ale występują one i na przedpolach lodowca na glacialnych i fluwioglacialnych osadach najświeższej daty. Stwierdzono, że mechanicznemu rozpadowi mrozowemu o wiele częściej ulegają duże bloki oraz, że częściej ulega mu szorstki materiał morenowy od dobrze zaokrąglonych i wygładzonych otoczków fluwioglacialnych. Badania wykazały, że świeżo rozbite, ostrokrawędziste okruchy skalne występują w większych ilościach pod powierzchnią ziemi niż na jej powierzchni. Jest to wynikiem większej wilgotności w ziemi, przy której procesy wietrzenia szybciej zachodzą.

Druga grupa form związanych z mechanicznym wietrzeniem odznacza się większym rozprzestrzenieniem. Autor stosuje różne kryteria podziału tych form i wydziela następujące rodzaje usypisk: 1^o w zależności od kształtu — a) proste, b) złożone; 2^o w zależności od występowania — a) autochtoniczne, b) allochtoniczne; 3^o w zależności od sposobu powstania — a) na skutek siły ciężkości, b) jako wynik

skomplikowanego działania różnych procesów. Następnie podaje charakterystykę wymienionych wyżej rodzajów form.

Trzeci typ — pokrywy soliflukcyjne — stanowi mieszaninę drobnego i grubego materiału różnego rodzaju i pochodzenia. Formy te przytykają od góry do usypisk. Rozmiary tych utworów są największe ze wszystkich trzech rodzajów osadów wietrzeniowych; miąższości zmienne, ale na ogół nie duże: przeciętnie kilka cm do kilku dcm, na stokach niecek nawet powyżej 1 m.

Fakty wskazują na to, że największe natężenie mechanicznego wietrzenia istniało w czasie ostatniego postglacjału i trwa do dzisiaj. Przygotowany przez wietrzenie materiał nie jest wyprzątnięty; wyniesiony został tylko gruz z Zemmbach i bocznych dolin. Masy gruzu, schodzące ze stoków, nie osiągają dna doliny Zemmbach, lecz gromadzą się między krawędzią doliny a plejstocenijskimi baraniami łbami. Ta część materiału, która osiągnie nawet dno doliny, nie zostaje z niej wyniesiona z powodu zbyt małego spadku.

Robiono pomiary grubości pokryw gruzowych — okazało się, że waha się ona w granicach 7—10 m. Autor uważa, że są to wielkości nie duże, jeśli się weźmie pod uwagę czas ich tworzenia (8 000—10 000 lat).

P o s e r obserwował również zjawiska powstałe na skutek chemicznego wietrzenia, tzn. czerwone, brązowo czerwone i rdzawo czerwone otoczki występujące na wszystkich rodzajach skał badanego obszaru. Spotyka się je głównie na przedpolach lodowców i to zarówno na najmłodszych, jak i starszych osadach.

W dalszej części pracy autor przechodzi do przeglądu form, które za Trollem obejmuje wspólną nazwą „makrosoliflukcji“. Należą do nich terasy soliflukcyjne (10—20 cm wysokie, kilka dcm do kilku m długie), występujące towarzysko najchętniej na silnie nachylonych stokach porośniętych zwartą pokrywą roślinną. Na mapie nie są zaznaczone ze względu na małe rozmiary. Podobną do nich formą są tzw. *Girlandenboden*. Dalej występują utwory podobne do strumieni kamienistych, odcinające się ostro od sąsiedztwa wypukłymi czołami i krawędziami. Formy te składają się z luźnych bloków, ułożonych dachówkowato. Uhlig i Ravenstein obserwowali utwory tego typu dalej na południe od kartowanego obszaru i nazwali je *Schuppenboden*.

Na obszarach o zwartej pokrywie roślinnej znajdują się małe formy (10—30 cm wysokie) podobne do bugarów (*Büldenboden*). Autor zastanawia się nawet czy są one czysto peryglacjalne, gdyż spotykano je także zupełnie nisko (na wysokości 1700 m).

Największe nagromadzenie utworów soliflukcyjnych obserwuje się na krawędziach przedpola lodowców, tj. w przejściu od stromych moren brzeżnych do płaskich denn dolinnych oraz w wewnętrznych częściach dolin żłobowych. Natomiast w obrębie stożków i usypisk żwirowych odnosi się wrażenie bardzo słabej intensywności soliflukcji. Mechaniczne przygotowanie gruzu o wiele przewyższa jego odtransportowanie i wobec tego musi dojść stopniowo do zasypania ścian skalnych.

Najbardziej typowe formy ziem strukturalnych (*Steinringe*, *Steinkränze*, *Steinnetzwerk*) występują na przedpolach lodowców na starszych i młodszych osadach glacialnych; te, które leżą najbliżej lodowca mają charakter form embrionalnych, położone dalej mają postać form dojrzalszych. Dane liczbowe, podane przez autora doskonale ilustrują ten fakt. Np. pierścień kamienisty leżący między morenami z 1920 a z 1950 roku ma średnicę 50 cm, wysortowanie materiału stwierdzono do głębokości 7 cm; sieć kamienna pomiędzy morenami 1850—1890 r. ma średnicę 260 cm, głębokość sortowania 40 cm. Jeszcze dalej od lodowca występują już

formy nieruchome — świadczą o tym horyzonty humusu o grubości kilku mm do kilku dcm.

W zakończeniu autor wyznacza dolną granicę obszaru peryglacialnego. Przeprowadza ją za Büdelem (1937) zgodnie z najniższymi położonymi zjawiskami soliflukcyjnymi. Przebiega ona na wysokości 1900—2000 m. W obrębie tej strefy sięgającej do wys. 3000 m Poser wydziela trzy podstrefy: 1) 1800—2400 m — panowanie struktur „polarnego” typu, związana makrosoliflukcja; 2) 2400—2800 m — strefa przejściowa charakteryzująca się bogactwem i różnorodnością form zarówno typu „polarnego” jak i „tropikalnego”; 3) powyżej 2800 m — strefa z dominantą małych struktur typu „tropikalnego”.

Zagadnieniem współczesnych zjawisk peryglacialnych w Alpach zajmowali się już inni uczeni (C. Troll, 1944, H. Kinzl, 1949), ale ich prace miały inny charakter. Przedstawiona powyżej praca Posera stanowi początek systematycznego, szczegółowego zdjęcia morfologicznego i w tym leży największa zasługa autora. Na małym obszarze (około 10 km²) Poser zebrał bardzo szczegółowe obserwacje dotyczące rodzaju, sposobu i rozmiarów różnych faktów peryglacialnych i przedstawił je w postaci mapy. Nie daje żadnych ogólnych wniosków, sądzi bowiem, że będzie to możliwe wówczas, gdy wyniki jego badań porówna się z podobnymi z różnych obszarów Alp.

Anna Sadłowska

Hans Poser und Jürgen Hövermann — Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. *Abhandlungen der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft*, Bd. 4, 1952, str. 12—36, 6 rys.

Praca ta stanowi przedstawienie wyników badań plejstocenских utworów Harcu i Alp, przeprowadzonych metodą morfometrycznej analizy żwirowej. Autorzy wskazują na wielkie zalety tej metody oraz podkreślają jej wielkie znaczenie dla celów morfologicznych, jak również wykazują pewne niedomagania.

Zarzuty odnośnie współczynnika zaokrąglenia są nie wielkie i ostatecznie autorzy zgadzają się, że można stosować ten współczynnik w takiej postaci, w jakiej był z powodzeniem stosowany do tej pory. Natomiast zarzuty pod adresem współczynnika spłaszczenia są o wiele poważniejsze tak, że autorzy zastanawiają się nawet, czy może on mieć zastosowanie. Bowiem wskaźnik ten wzrasta wraz ze zmniejszaniem się grubości żwiru (a więc ze wzrastającym spłaszczeniem), ale jednocześnie i ze zwiększeniem się długości. Wąskie, ale nie płaskie oraz płaskie, ale nie wąskie żwiry mogą mieć ten sam wskaźnik. Wobec tego konieczne jest określenie bliżej wskaźnika spłaszczenia, aby uzyskać dokładny wygląd otoczaka w różnych osadach. Przy pomiarach dużych otoczków zastosowano badanie oddzielnie stosunku szerokości do długości (*Schlangetheit*) oraz stosunku grubości do szerokości (*Plattheit*). Pomiaru tego rodzaju robiono w kwarcytach i szarogłazach. Okazało się, że w genetycznie jednakowych osadach kwarcytowych występują obok siebie osobniki masywne oraz cienkie, spłaszczone.

Autorzy są zdania, że kształt otoczków, znajdujący swój wyraz w spłaszczeniu i wydłużeniu, zależy tylko od rodzaju skały (przynajmniej przy krótkim transporcie) — nie ma więc ten fakt zbyt wielkiego znaczenia dla geomorfologii. Wnioskowanie na temat stosunków transportowo dynamicznych może się opierać jedynie na podstawie badań zaokrąglenia żwirów. Zestawienie morfogramów z osadów gene-

tycznie jednakowych sporządzonych na podstawie pomiarów wzdłuż np. osi dolinnej czy stokowej pozwala na wgląd w sam proces tworzenia się odpowiednich form otoczków. Wykorzystanie tak przedstawionego materiału pozwala na przejście od morfometrycznej do morfologicznej analizy.

W dalszej części pracy autorzy zajmują się już tylko współczynnikiem zaokrąglenia. Przedstawiają wyniki licznych pomiarów tego współczynnika robionych w różnych środowiskach.

Dla materiału soliflukcyjnego charakterystyczna jest wąska podstawa morfogramu, brak wskaźnika powyżej 200 oraz powtarzające się maksimum w pierwszej grupie wskaźnikowej. Pomiary w środowisku peryglacjalnym przeprowadzono na różnych rodzajach skał: na kwarcytach, szarogłazach, granitach, pstrych piaskowcach oraz bazaltach. Morfogramy tych wszystkich skał z wyjątkiem bazaltu są zasadniczo podobne, natomiast w bazalcie występuje znaczne odchylenie. Zaznacza się tutaj bowiem silnie 1-sza grupa wskaźnikowa, ale maksimum osiągnięte jest w 2-ej grupie; świadczy to o postępującym zaokrąglaniu. Stosunkowo wysoki stopień zaokrąglenia bazaltu jest wynikiem dużej podatności tej skały na wietrzenie chemiczne.

Morfogramy osadów morenowych Würmu wykazują zdecydowane panowanie 2-ej grupy wskaźnikowej (podobne wyniki przedstawił Tricart) natomiast morfogramy z współczesnych moren alpejskich wykazują maksimum w 3-ej grupie z tendencją do przesuwania go jeszcze w prawo. Brak jeszcze dostatecznego materiału dowodowego, ale można przypuszczać, że wyższy stopień zaokrąglenia współczesnego materiału morenowego w Alpach jest spowodowany większym niż w Würmie przepływem wód roztopowych.

Liczne pomiary w utworach powstałych przez działanie wody płynącej pozwoliły autorom wydzielić dwa typowe szeregi morfogramów. Pierwszą grupę stanowią morfogramy współczesnych dolin alpejskich, z których widać, że proces zaokrąglania żwirów jest początkowo bardzo intensywny, ustaje jednak wkrótce i po 4–5 km transporcie uzyskuje tzw. „dojrzały” morfogram wykazujący wysoki stopień zaokrąglenia. Na podstawie morfogramów peryglacjalno fluwialnych można stwierdzić, że i tu proces zaokrąglania jest początkowo bardzo intensywny, ale stosunkowo szybko ustaje osiągając już po 3 km transporcie „dojrzały morfogram” z maksimum w niższych niż poprzednio grupach wskaźnikowych.

W zakończeniu pracy autorzy jeszcze raz podkreślają, że dokładne studium żwirów przeprowadzone na podłużnych profilach różnych rodzajów transportu może doprowadzić do lepszego poznania procesów klimatyczno morfologicznych. Przedstawiona powyżej praca jest bardzo interesująca i przekonywująca ze względu na bogaty materiał dowodowy.

Anna Sadłowska