



TREŚĆ

	Str.
SYMPOZJUM PERYGLACJALNE 1958	
<i>R. Raynal</i> : Sprawozdanie z Sympozjum Peryglacjalnego w Polsce 18—30 września 1958.....	211
<i>G. C. Maarleveld</i> : Peryglacjalne przeobrażenie utworów glacialnych w Holandii	219
<i>R. Raynal</i> : Eboulis ordonnés w Maroku	225
<i>Ź. Dylik</i> : Gruzowe osady stokowe rytmicznie warstwowane	235
<i>K. K. Markow</i> : Strefowość zjawisk peryglacjalnych na Antarktydzie	245
<i>G. C. Maarleveld</i> : Kierunki wiatru i piaski pokrywowe w Holandii	251
<i>A. L. Washburn</i> : Przyrządy do badań denudacji i ziem strukturalnych stosowane w północno-wschodniej Grenlandii	259
<i>A. E. Corte</i> : Powstawanie ziem strukturalnych w warunkach doświadczalnych	265
<i>Ź. Smith</i> : Krioturbacje na Południowej Georgii	273
<i>Ź. Dylik, A. Dylikowa</i> : Sprawozdanie z wycieczek w dniach 19—30 września 1958	279
ARTYKUŁY	
<i>M. Chmielewska, W. Chmielewski</i> : Stratygrafia i chronologia wydmy w Witowie w pow. łęczyckim	321
<i>A. Rapp, S. Rudberg</i> : Współczesne zjawiska peryglacjalne w Szwecji	327
<i>L. Starkel</i> : Pokrywy peryglacjalne w Beskidzie Wyspowym	329
DZIAŁALNOŚĆ KOMISJI Gtomorfologii Peryglacjalnej w okresie 1956—1960	341
SPRAWOZDANIA Z LITERATURY	
<i>G. Baecheroot</i> : Identification de deux périodes périglaciaires distinctes dans le Castrais (<i>Ź. Tricart</i>)	343
<i>L. Berthois</i> : Remarques sur la paléopédologie des limons des environs de Rennes (<i>Ź. Tricart</i>)	343

<i>E. Bonifay, H. de Lumley</i> : Indices des climats froids ante-wurmiens en Bas-se-Provence (<i>J. Tricart</i>)	344
<i>J. Bourcart, F. Ottmann</i> : Sur la stratigraphie du Quaternaire en pays niçois <i>J. Monjaux, F. Ottmann</i> : Le bassin de Tourette-Levens (Alpes Mari-time) et sa tectonique quaternaire (<i>J. Tricart</i>)	344
<i>P. Bout</i> : L'érosion des reliefs phonolithiques et basaltiques de la Haute-Loire depuis le dernier glaciaire (<i>J. Tricart</i>)	345
<i>J. Corbel</i> : Sols striés et éboulis ordonnés (<i>J. Tricart</i>)	345
<i>J. Corbel</i> : Les sols polygonaux: observations, expériences, genèse (<i>J. Tri-cart</i>)	346
<i>W. Czajka</i> : Lage- und Materialbestimmtheit von Frostmusterboden (<i>T. Klatka</i>)	347
<i>N. S. Daniłowa</i> : Gruntowye żyły i ich proischoždienije (<i>H. Maruszczak</i>) ..	348
<i>J. Didier</i> : Découverte de galets éoliens à Brassac, Puy de Dôme (<i>J. Tri-cart</i>)	350
<i>R. German</i> : Beobachtungen zur Solifluktion in Schwedisch Lappland (<i>M. Dorywalski</i>)	350
<i>M. E. Gorodeckaja</i> : Swidietieli byłoj wiecznoj mierzloty w Pawłodarskoj Oblasti (<i>H. Gawlik</i>)	351
<i>G. Haase, H. Richter</i> : Fossile Böden im Löss an der Schwarzmeerküste bei Constanza (<i>A. Sadłowska</i>)	352
<i>J. Marković-Marianović</i> : Sredniy Banat (<i>H. Maruszczak</i>)	354
<i>J. Zandstra</i> : Un dépôt pollinifère mindélien en Sarre (<i>J. Tricart</i>)	355
BIBLIOGRAPHY	201

René Raynal

Rabat

SPRAWOZDANIE Z SYMPOZJUM PERYGLACJALNEGO W POLSCE 18—30 WRZEŚNIA 1958

Zjazd Komisji Geomorfologii Peryglacjalnej Międzynarodowej Unii Geograficznej w Polsce, w dniach od 18 do 30 września 1958 roku wykraczał poza ramy Komisji i przybrał charakter sympozjum. Bowiem wśród uczestników, poza członkami rzeczywistymi i korespondentami Komisji, znalazł się szereg osób znanych z prac w dziedzinie badań peryglacjalnych.

Dojście do skutku tego zjazdu i jego powodzenie zawdzięczać należy przede wszystkim pomocy finansowej Międzynarodowej Unii Geograficznej, Polskiej Akademii Nauk i Uniwersytetu Łódzkiego, jak również wydajnej pracy przygotowawczej dokonanej przez prof. Jana Dylika, przewodniczącego komisji oraz jego współpracowników.

W sympozjum uczestniczyło 14 osób z zagranicy reprezentujących 12 krajów:

Belgia: J. Alexandre

Czechosłowacja: J. Sekyra

Francja: F. Taillefer

Holandia: G. C. Maarleveld

Kanada: L. E. Hamelin

Maroko: R. Raynal

Niemiecka Republika Federalna: J. Hövermann

Stany Zjednoczone: A. E. Corte, A. L. Washburn

Szwecja: G. Johnsson

Węgry: L. Kádár

Wielka Brytania: J. Tivy, E. A. FitzPatrick

Związek Radziecki: K. K. Markow

Program sympozjum był bardzo obfity i obejmował różną działalność, z której sprawozdanie podaję niżej.

POSIEDZENIA OFICJALNE

Otwarcie sympozjum rozpoczęło się 18 września o godz. 10 w Instytucie Geograficznym Uniwersytetu Łódzkiego ozdobionym flagami wszystkich krajów reprezentowanych. Pan prof. Stanisław Leszczycki, członek

rzeczywisty PAN i przewodniczący Polskiego Komitetu Narodowego (Geograficznego) MUG wygłosił krótkie przemówienie, w którym wyraził zainteresowanie Polskiej Akademii Nauk konferencjami typu naszego sympozjum oraz podkreślił znaczne wysiłki włożone w ostatnich latach w badania geograficzne w Polsce. Następnie zabrał głos pan profesor Adam Szpunar, Rektor Uniwersytetu Łódzkiego witając przybyłych uczestników, których współpraca wpływa na postęp nauki i przyczynia się do dobra ludzkości. Wreszcie pan profesor Jan Dylik, przewodniczący Komisji Geomorfologii Peryglacjalnej MUG po powitaniach i wyrażeniu wdzięczności osobom, które zechciały uświetnić uroczystość otwarcia sympozjum, naszkicował program przewidzianej pracy.

Wieczorem tego samego dnia uczestnicy konferencji, zebrani na herbatce w Instytucie Geograficznym UŁ., mieli jedną z wielu okazji do oceny, z jaką dbałością o najdrobniejsze nawet szczegóły prowadzone były prace organizacyjne przez współpracowników prof. Dylika.

20 września o godz. 19 członkowie zjazdu byli przyjmowani przez pana Rektora w Uniwersytecie Łódzkim, gdzie nawiązali kontakty z wieloma polskimi kolegami z różnych dyscyplin naukowych.

Kilka dni później, 23 września o godz. 20 uczestnicy sympozjum podczas pobytu w Warszawie odwiedzili Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk. Profesorowie S. Leszczycki, J. Kostrowicki, M. Kiełczewska-Zaleska i S. Pietkiewicz udzielili swym kolegom z zagranicy ciekawych informacji o funkcjonowaniu Instytutu i o organizacji badań geograficznych w Polsce.

30 września wieczorem odbyło się oficjalne zamknięcie sympozjum, na które z ramienia Instytutu Geografii PAN przybył prof. J. Kostrowicki.

Wreszcie uczestnicy konferencji zostali zaproszeni na uroczystą inaugurację roku akademickiego na Uniwersytecie Łódzkim, w dniu 1 października.

POSIEDZENIA NAUKOWE

Referaty¹ wywołały żywą wymianę poglądów. Wygłaszane były w następującym porządku:

18 września, godz. 11 — Przewodniczący posiedzenia L. Hamelin

A. Corte — Relationship between structure of ground patterns in the active layer and permafrost ice crystallography

¹ Publikowane w tym samym numerze *Biuletynu*.

G. C. Maarleveld — Glacial deposits in the Netherlands changed under periglacial conditions

18 września, godz. 17 — Przewodniczący posiedzenia A. Washburn
R. Raynal — Eboulis ordonnés au Maroc

J. Dylik — La formation dite grèzes litées et sa relation dynamique aux autres formations de versant à litage rythmique

19 września, godz. 17 — Przewodniczący posiedzenia F. Taillefer
K. K. Markow — Erosion chimique en Antarctide

G. C. Maarleveld — Eolian Würm sand deposits

E. A. FitzPatrick — Some problems on periglacial phenomena in Scotland

A. L. Washburn — Instrumentation for mass-wasting and patterned-ground studies in Northeast Greenland

A. E. Corte — The experimental formation of sorted patterns by differential melting of ice

POSIEDZENIA KOMISJI GEOMORFOLOGII PERYGLACJALNEJ

SPRAWOZDANIE Z DWÓCH POSIEDZEŃ KOMISJI
POD PRZEWODNICTWEM PROF. J. DYLIKA,
18 WRZEŚNIA W ŁODZI I 29 WRZEŚNIA 1958 r. W ZAKOPANEM

Obecni: prof. prof. Corte, Dylik, FitzPatrick, Hamelin, Maarleveld, Markow, Raynal, Washburn. Ponadto w posiedzeniu w Zakopanem uczestniczył w zastępstwie prof. Macara prof. Alexandre.

1. Reorganizacja Komisji. Projekt przedstawiony przez profesorów Dylika i Raynala nie wywołał zastrzeżeń i zdecydowano powołać członków narodowych komisji.

Z uwagi na szeroki zakres prac należy w każdym kraju zgrupować zespół osób zainteresowanych i przygotowanych do badań peryglacjalnych. Zadaniem Komisji powinno być pobudzanie i nadawanie właściwego kierunku tym pracom. Aby Komisja mogła skutecznie spełniać swą rolę należy zapewnić współpracę jak najszerszego grona specjalistów także tych, którzy nie wchodzi w skład oficjalnej grupy desygnowanej przez Międzynarodową Unię Geograficzną. Członkowie Komisji prześlą do sekretariatu nazwiska kolegów, których proponują na członków komitetów narodowych. Po zatwierdzeniu wyboru przewodniczący prześle oficjalne nominacje. W krajach, w których pracuje liczniejsza grupa specjalistów można stworzyć komitet badań peryglacjalnych, lub podkomisję regio-

nalną albo też podkomisję narodową geomorfologii peryglacjalnej. Profesorowie Dylik, Markow, Raynal i Washburn zaproponowali kilka osób do współpracy. Jednym z najpilniejszych zadań grup regionalnych będzie przygotowanie mapy peryglacjalnej świata.

2. Krytyka projektu programu. Program pracy był rozesłany w roku 1957 (komunikat nr 1) i opublikowany w nr 6 *Biuletynu Peryglacjalnego*. Dyskusja podczas posiedzenia miała doprowadzić do wyrobienia zgodnego poglądu na temat stopnia pilności i ogólnego kierunku badań. Największe potrzeby stwierdzono w zakresie sedymentacji, a następnie genezy form i struktur peryglacjalnych. Tu przede wszystkim należy skierować wysiłki badawcze. Zdaniem prof. Corte pracę należy podzielić na trzy działy: eksperymentów, form kopalnych i form współczesnych. Jednak zgodnie z przyjętą jednogłośnie wypowiedzią prof. Markowa nie trzeba powoływać w tym celu podkomisji, ponieważ rozbiłyby one jedność komisji MUG. Możliwa jest natomiast specjalizacja w ramach podkomisji regionalnych czy narodowych wszędzie tam, gdzie członkowie Komisji skupiają wokół siebie dostatecznie liczny i przygotowany personel. Ponadto niektórzy koledzy zostali zobowiązani do skoncentrowania swych wysiłków badawczych w określonych kierunkach: i tak spośród obecnych profesorowie Corte i Washburn będą kładli szczególny nacisk na prace doświadczalne.

Drugą sprawą zasadniczą jest terminologia. Zgodnie z propozycją prof. Markowa zespoły poszczególnych krajów powinny się zająć sporządzaniem spisów terminów wraz z ich szczegółową definicją. Prof. Hamelin zaproponował nawiązanie kontaktów z komitetem terminologicznym INQUA. Współpraca precyzowałaby się w miarę zwiększania ilości terminów nadsyłanych do sekretariatu naszej Komisji. Prof. Washburn przypomniał o istnieniu w Stanach Zjednoczonych specjalnych publikacji dotyczących terminologii geologicznej, z których można by wybrać odpowiednie terminy, zwłaszcza z geomorfologii peryglacjalnej i przekazać je kolegom, nie czekając na ewentualne utworzenie komitetów narodowych lub regionalnych.

Trzeci punkt programu, na który położono duży nacisk dotyczył strefowego rozmieszczenia form peryglacjalnych. Dotychczas w badaniach różnych dziedzin klimatycznych zwracano uwagę jedynie na istnienie pewnych powszechnych i podstawowych form, takich jak ziemie poligonalne, pasy kamienne czy struktury soliflukcyjne, nie wyjaśniając w jakim stopniu są to formy jakościowo identyczne. A przecież na powstanie zespołów pojedynczych form wpływają najróżniejsze powiązania elementów lokalnych i one właśnie określają cechy charakterystyczne różnych typów

klimatu peryglacjalnego. Byłoby więc rzeczą niezwykle interesującą prześledzenie w aspekcie regionalnym form lub zespołów form na tle okoliczności towarzyszących ich rozwojowi.

W końcu prof. Raynal podkreślił konieczność wzmożenia intensywności przy opracowywaniu notatek bibliograficznych. W latach 1957 i 1958 zadania podjęte przez poprzednią Komisję były kontynuowane dzięki współpracy niektórych naszych kolegów. Jednak opracowania te nadeszły zaledwie z kilku krajów. Notatki mają na celu sygnalizowanie studiów najnowszych i powinny dotyczyć na przykład obszarów posiadających obfitą bibliografię z ostatnich 5 lat.

3. Konferencje w latach 1959—1960. Prof. Dylik sądzi, że wskazane byłoby organizowanie w miarę możliwości konferencji regionalnych, w których uczestniczyliby nie tylko członkowie Komisji, lecz także współpracujące z nimi zespoły specjalistów. Powinno to być jednym z zadań regionalnych czy narodowych komitetów. Takie zespoły przyczyniłyby się do rozwoju badań nie tylko w granicach własnego państwa, ale również na większych obszarach, np. w grupach krajów o podobnej problematyce geomorfologicznej. W ten sposób prace stanowiące przedmiot zainteresowania Komisji mogłyby być ożywione nawet tam, gdzie dotychczas nie zostały jeszcze podjęte.

Prof. Markow zawiadomił o przewidywanym w październiku 1958 roku zebraniu specjalistów radzieckich w Moskwie, które może mieć charakter konferencji regionalnej. Najbliższy ogólny zjazd Komisji projektowany jest na październik 1959 roku w Maroku. Prof. Raynal spodziewa się od różnych instytucji naukowych pomocy finansowej, jednak w rozmiarach bardziej ograniczonych niż subwencje uzyskane w Polsce na zjazd w 1958 roku. Przy okazji pp. FitzPatrick i Hamelin stwierdzili, że w przypadku organizowania tego rodzaju konferencji w ich krajach mieliby do dyspozycji bez wątpienia więcej dobrej woli zainteresowanych kolegów, aniżeli środków finansowych.

4. Mapa peryglacjalna ma być dowodem efektywności prac Komisji. Według prof. Corte w pewnych krajach, mimo, że badania peryglacjalne są zaawansowane, nie jest jeszcze możliwe opracowanie mapy ogólnej. Zdaniem profesorów Markowa i Raynala możliwości przedstawienia kartograficznego zależą od doboru skali. Mapy w dużej podziałce mogą być wykonane dla obszarów lepiej zbadanych, natomiast wydanie w skali małej może objąć strefy rozleglejsze. Słuszniej będzie podjąć tę ostatnią próbę, która pozwoli na stworzenie ogólnego obrazu, choćby nawet taka mapa musiała zawierać jeszcze białe plamy. Profesorowie Hamelin i Washburn jako sprawę najpilniejszą widzą uzgodnienie

oznaczeń graficznych. Prof. Dylik obawiając się formalizmu sugeruje pozostawienie swobody w tym zakresie. W praktyce i tak większość kolegów będzie skłonna stosować dla podstawowych faktów oznaczenia podobne. Resztę, która będzie wynikała z problematyki szczegółowej, właściwej każdemu krajowi, należy pozostawić do określenia komitetom regionalnym lub narodowym powołanym do redakcji map. Zdaniem prof. Markowa rezultaty pierwszych ukończonych prac powinny być zaprezentowane na konferencji w Maroku.

Ostatecznie Komisja zdecydowała umieszczenie tego punktu w porządku dziennym posiedzenia roboczego w październiku 1959 roku.

5. Przygotowania do Kongresu w Stockholmie. Komisja Geomorfologii Peryglacjalnej przedstawi Kongresowi w roku 1960 trzy serie prac:

1. mapę peryglacjalną świata, choćby niekompletną. Równocześnie przewiduje się przedstawienie przykładów map regionalnych w dużej podziale. Materiały do mapy świata zbierze przewodniczący Komisji;

2. sprawozdanie z realizacji programu. Niezbędna do tego dokumentacja będzie we właściwym czasie przesłana przez członków do sekretarza Komisji;

3. referaty, które będą dotyczyły wyłącznie zagadnień ogólnych. Zgodnie z propozycją prof. Markowa każdy kraj mógłby poświęcić jeden lub kilka referatów cechom szczególnie charakterystycznym dla własnego obszaru: np. współczesnym klinom zmarzlinowym, *grèzes lités* itd.

Na zakończenie posiedzenia w Zakopanem pp. Corte i FitzPatrick wyrazili wdzięczność prof. Dylikowi, p. Dylikowej i współpracownikom za wspaniałe zorganizowanie sympozjum w Polsce, przygotowane z dużym wkładem pracy i realizowane codziennie z ogromną starannością. Zalety organizacyjne podkreślał miły i serdeczny nastrój towarzyszący obradom i wycieczce. Do wyrazów uznania przyłączyli się wszyscy uczestnicy, co sekretarz Komisji z przyjemnością umieszcza w sprawozdaniu.

WYCIECZKI

Wyjazdy w teren w okolice Łodzi i 10 dniowa wycieczka dostarczyły uczestnikom zjazdu okazji do poznania głównych cech peryglacjalnych Polski. Z Łodzi do Torunia, na wybrzeże Bałtyku, następnie do Warszawy, Lublina, Sandomierza, na Łysą Górę, do Krakowa i Zakopanego, a stąd z powrotem do Łodzi droga wytyczona była przez 40 zbadanych odkrywek, profilów i wycinków krajobrazu peryglacjalnego. Z wielu

faktów, które zwracały uwagę uczestników szczególnie zapamiętamy liczne kliny zmarzlinowe (Chodecz, Pogorzel, Tarzymiechy), powiązania efektów kongeliflukcji i spłukiwania w profilach stokowych (Wilanów, Rudunki, okolice Lublina, Lipowe), *grèzes litées* (Klemencice), gleby kopalne (Parkoszwice, Topola, Żurawica), gołoborze (Łysa Góra), wydmy (Witów), formy glacialne przeobrażone w środowisku peryglacialnym, a zwłaszcza ślady eolizacji (Daszyna, Jędrzejów).

Tłumaczyła H. Klatkova

PERYGLACJALNE PRZEOBRAŻENIE UTWORÓW GLACJALNYCH W HOLANDII

W Holandii występuje tylko jedna glina morenowa. W północnej części kraju glina leży międzyorskimi utworami interglacjalnymi, z których dolne pochodzą z interglacjału Mindel—Riss, górne zaś należą do interglacjału Riss—Würm. Na tej podstawie przyjmuje się, że obszar Holandii podlegał bezpośredniemu zlodowaceniu tylko w czasie Rissu. W konsekwencji, tego samego wieku są wszystkie glacialne formy rzeźby, jak równiny moreny dennej, moreny spiętrzone, ozy, drumliny, sandry, kemy i terasy kemowe.

Istnieją poglądy, że nasunięcie lodowca na obszar Holandii było poprzedzone przez jakiś interstadiał Rissu (Brouwer 1948) i jest starsze od stadium Warty. Dlatego przyjmuje się, że to nasunięcie odpowiada stadiałowi Rissu, który jest znany jako stadium Drenthe (por. podział Rissu: Lüttig 1958; Woldstedt 1954). W stadium tym można wyróżnić co najmniej 5 faz postojowych (Maarleveld 1953; Wiggers 1955). Nie wiadomo jednak nic o czasie ich trwania, poza tym, że położenie czoła lodowca było wtedy bardzo zmienne.

Pod koniec Rissu i w Würmie utwory stadium Drenthe były narażone na silną denudację peryglacialną. O rozmiarach tej denudacji w Würmie możemy sądzić na podstawie występowania w wielu miejscach utworów spoczywających na interglacjale Riss—Würm. Poniżej przedstawimy zagadnienie datowania denudacji peryglacialnej.

Na pierwsze miejsce wysuwa się zagadnienie przeobrażeń w rzeźbie moreny dennej w północnej Holandii (fig. 1). Równinny krajobraz morenowy urozmaicają doliny, których założenie należy odnieść do Rissu (Edelman i Maarleveld 1958). Występują również na tym obszarze liczne jeziora, które przynajmniej częściowo powstały w Würmie. Wkraczający na obszar Holandii lodowiec zastał krajobraz równinny.

W wielu miejscach glina morenowa jest silnie zdenudowana. Za jej residuum uważa się tzw. piaski zwałowe (*boulder sand*), których miąższość

* Geolog w Holenderskim Instytucie Gleboznawczym w Wageningen.

wynosi 60—100 cm (Veenenbos 1954). Piaski te zawierają części ilaste, żwir i kamienie. W ośrodku naukowym w Wageningen uważano często, że są to piaski würmskie. Prawdopodobnie podczas interglacjału Riss—Würm glina morenowa podlegała głębokiemu wietrzeniu. Ślady wietrzenia tego okresu znajdowano w profilach glebowych, w postaci tzw. czerwonożółtej gleby bielicowej (sprawozdanie pisemne B. van Heuveln), która wskazuje na klimat cieplejszy od współczesnego. Głęboko zwietrzała glina została silnie zdenudowana w peryglacialnych warunkach Würmu. Za przyjęciem takiej koncepcji przemawia wysoki procent piasków pokrywowych¹, które występują w piaskach zwałowych.

Niedawno opublikowane dane uzyskane z głębokich wierceń informują o lokalnym występowaniu piasków zwałowych pod utworami interglacjału Riss—Würm. Nie stwierdzono natomiast, aby piaski leżały na osadach interglacialnych (Vensink 1958). Na uwagę zasługuje fakt, że we wspomnianych wierceniach piaski zwałowe mają bardzo małą miąższość, bo tylko 10—26 cm; natomiast w innych stanowiskach ich miąższość wynosi od 60 do 100 cm (Veenenbos 1954).

Obliczano zawartość kamieni o średnicy powyżej 5 cm w glinie zwałowej i w piaskach. Okazało się, że w 1 m³ gliny znajduje się 25 kamieni (de Waard 1947), a w piaskach zwałowych w odkrywkach koło Vollenhove i Havelte (fig. 1) na 1 m³ przypada około 100 kamieni. Na podstawie zawartości kamieni można przyjąć, że 1 m³ piasków odpowiada 4 m³ gliny.

Przyjmując średnią miąższość 20 cm dla piasków zwałowych z Rissu, a 80 cm dla całego utworu, otrzymamy 60 cm miąższości piasków, czyli ilość $6/8 \times 4 \text{ m}^3 = 3 \text{ m}^3$ gliny morenowej, która została zdenudowana w peryglacialnych warunkach w Würmie. Sądzimy, że główną rolę w procesie denudacji odegrało intensywne splukiwanie wód roztopowych, które działały na głęboko zwietrzałej w interglacjale Riss—Würm powierzchni gliny zwałowej.

Ostatnio rozpoznane w północnej Holandii drumliny (fig. 2) mają jądro zbudowane z bardzo tłustej gliny ceramicznej, której geneza nie jest jeszcze dostatecznie jasna. Górna glina morenowa zawiera domieszkę gliny z podłoża i dlatego jej tekstura jest bardziej spoista niż normalnie (tabl. I). W wielu miejscach glina ceramiczna ukazuje się na powierzchni. Zwarta tekstura materiału — zarówno gliny ceramicznej jak i gliny morenowej — jest cechą, na podstawie której można określić wiek form na Riss, pomimo würmskiej denudacji peryglacialnej.

¹ Eoliczne piaski pokrywowe są wieku würmskiego. Domieszkę piasków pokrywowych w piaskach zwałowych wyjaśnia się zmiennym nakładaniem się procesów eolicznych i soliflukcyjnych (por. s. 251 w tym nr *Biuletynu Peryglacialnego*).

Tablica I

Granulometria gliny ceramicznej i morenowej

Materiał	Miejscowość	0—16 μ	16—50 μ	50—105 μ	—105 —210 μ	210— —420 μ	420— —850 μ	>850 μ
glina cerami- czna	Winschoten ¹	98,5	2,0	—	—	—	—	—
glina more- nowa	Winschoten ¹	64,0	5,7	14,0	13,0	3,0	0,6	0,1
glina more- nowa	Holandia (170 próbek) ²	23,5	8,5	14,7	29,0	16,8	5,4	2,2

¹ Wg ustnej informacji de Smeta.² Wg de Riddera i Wiggersa (1956).

Inne formy glacialne, jak kemy i ozy nie zostały również zniszczone przez denudacyjne procesy w Würmie. Formy te zbudowane są z piasku i żwiru z przewagą grubszego materiału przy powierzchni (Maarleveld 1956). Na tej podstawie można sądzić, że gruby materiał zahamował dalszą denudację form, z których została usunięta część zbudowana z materiału o frakcji drobnej.

Największymi formami glacialnymi w Holandii są moreny spiętrzone (fig. 3). Szerokość ich wynosi najczęściej 4 km, lecz czasem przekracza 10 km. Wysokości moren są różne. Maksymalne wyniesienie największych moren osiąga prawie 200 m, licząc od podstawy przykrytej po okresie zlodowacenia Riss (fig. 5). Dla mniejszych moren można przyjąć wysokości rzędu 100 m. Bardzo rozległe doliny zostały zasypane już w Rissie, a w większym stopniu w interglacjale Eemskim (fig. 5). Pod koniec interglacjału różnice wysokości zostały już częściowo zmniejszone i wynosiły w największych morenach około 100 m, a w formach mniejszych około 60 m (Burck 1949). Dlatego na początku Würmu rzeźba była już mniej zróżnicowana niż w Rissie, lecz różnice były jeszcze dostatecznie duże, aby procesy denudacyjne mogły działać intensywnie.

Według dawniejszych poglądów uważano, że moreny spiętrzone były w Rissie dużo wyższe niż obecnie. Pogląd taki nie jest zupełnie ścisły. Morena spiętrzona dzieli się na 3 części, dwa strome stoki (bardziej stromy od strony czoła lodowca) i prawie równą środkową część wyniesioną. Na tej płaskiej powierzchni znajdują się obecnie resztki pokrywy gliny morenowej, które świadczą, że w tych miejscach morena posiada mniej więcej pierwotną wysokość. Denudacja bowiem przebiegała najżywiej na obrzeżeniu moren spiętrzonych (Dylik 1952) i tam przede wszystkim powstawały liczne doliny.

Nie wszystkie doliny są wieku würmskiego. Znane są formy obecnie lejkwate, które istniały już w Rissie (Edelman i Maarleveld 1958), a w Würmie podlegały dalszemu rozwojowi. Dowodzą tego potężne stożki aluwialne spoczywające na utworach interglacjału Riss—Würm (fig. 4). Obok soliflukcji szczególnie wielkim czynnikiem były wody roztopowe. Można o tym wnosić z budowy stożków, w których występują piaski krzyżowo warstwowane. Należy je wobec tego zaliczyć do tzw. osadów niweo-fluwiatylnych (van der Hammen i Maarleveld 1952).

W morenach spiętrzonych podlegały denudacji przede wszystkim utwory drobnopiaszczyste. Dlatego też jak wynika ze szczegółowych badań wyższe części moren są zbudowane z materiału grubszego, jak żwir, lub bogatego w kamienie. Natomiast dolne partie moren, w których są rozwinięte doliny, składają się z materiału drobnopiaszczystego (Schelling 1953).

Trudno jest określić ilość materiału zdenudowanego. Główne, a być może największe rozcięcie moren w Holandii można odnieść nie do Würmu, lecz do zlodowacenia Riss, w którym decydującą rolę należy przypisać erozji wód z topniejącego lodowca. Nie zmienia to jednak faktu, że formy glacialne zostały znacznie zdenudowane po interglacjale Riss—Würm (fig. 5). Denudacja odbywała się w warunkach peryglacialnych, a głównym czynnikiem były wtedy wody roztopowe.

W świetle współczesnej wiedzy o zmianach risskiego krajobrazu glacialnego w Holandii możemy słusznie mówić o doniosłości denudacji würmskiej. Zmiany te są jednak takiego rzędu, że w wielu wypadkach pierwotne formy są jeszcze wyraźne. Ponadto można stwierdzić, że denudacja miała charakter selektywny, ponieważ utwory zawierające materiał bardzo spoisty lub bardzo gruby zostały przynajmniej częściowo zachowane.

Literatura str. 19.

Spis ilustracji

	Rysunki	str.
1. Równina moreny dennej w północnej Holandii (wg Edelmana i Maarlevelda (1958)		14
1. glina morenowa blisko powierzchni		
2. Drumliny w okolicy Winschoten (wg Edelmana i Maarlevelda 1958)..		16
1. drumliny; 2. miasta		
3. Moreny spiętrzone w południowej części Veluwe (częściowo wg Crommelina i Maarlevelda 1949; publ. w <i>Natura</i> 1950)		16
1. główne kierunki biegów w spiętrzonych warstwach; 2. granice moren spiętrzonych;		

3. suche doliny o łagodnym profilu; 4. suche doliny o ostrym zarysie; 5. doliny lejcowate;
6. doliny równin sandrowych; 7. dział wodny; 8. poziomice
4. Diagram blokowy osadów niveo-fluwiatylnych z okolic Eerbeek, wschodnia część Veluwe (wg Maarleveld 1949; publ. w: Edelman i Maarleveld 1958) 17
 1. utwory spiętrzone; 2. osady dolinne Rissu; 3. lądowe osady interglacjalu Riss—Würm;
 4. piaski z wczesnego Würmu; 5. niweo-fluwiatylne osady przykryte piaskami pokrywowymi
5. Zmiany profilu moreny spiętrzonej w Veluwe 18
 1. powierzchnia współczesna; 2. powierzchnia w końcu interglacjalu Riss—Würm; 3. powierzchnia w końcu Rissu; 4. powierzchnia gliny morenowej Rissu

Tłumaczyła Ł. Dutkiewiczowa

EBOULIS ORDONNES W MAROKU

Osady stokowe typu *éboulis ordonnés* są w chwili obecnej przedmiotem badań w wielu krajach leżących w różnych strefach klimatycznych. Są to utwory kamieniste, w których poszczególne cząsteczki układają się w sposób o wiele regularniejszy, niż w osadach stokowych zwykłych lub grawitacyjnych. W wypadku formacji, o których autor ma zamiar mówić, występowanie powyżej nich gzymsu skalnego, który je zasila, nie stanowi warunku koniecznego. Rozmiary *éboulis ordonnés* w górach północno-afrykańskich i miejsce zajmowane przez nie w morfologii obszarów zimnych i suchych na południe od Morza Śródziemnego, czynią z nich niezwykle interesujący przedmiot studiów. Na tych właśnie obszarach w szczególności charakter opisywanych utworów zaznacza się z najwyższą wyrazistością, a ich genezę można wyjaśnić stosunkowo łatwo.

CECHY CHARAKTERYSTYCZNE EBOULIS ORDONNES

ROZMIESZCZENIE GEOGRAFICZNE

Na wstępie trzeba stwierdzić, że wśród formacji *éboulis ordonnés* obserwowanych w Maroku, najrozleglejsze i najbardziej charakterystyczne znajdują się w odległości 200 km od Atlantyku (fig. 1). W pasmie Rif, idąc od zachodu, napotyka się je tylko w okolicy Targuist i w strefie powyżej 1000 m. Podobne utwory kamieniste wyścielają stoki najwyższych masywów wschodniej części Środkowego Atlasu (Bou Iblane i Bou Naceur): rozpostarte w postaci jednolitego płaszcza w strefie powyżej 1500—1600 m na stokach o ekspozycji północnej, lokalnie występują jednak również na stokach wystawionych na południe lub południowy wschód. Wielkie antykliny środkowej części Średniego Atlasu (Tichchoukt) posiadają pokrywę *éboulis ordonnés* poczynając od 1450 m. *Eboulis ordonnés* spotykane w południowo-zachodniej części tego pasma powyżej 1600 m

(rejon Kebbab w piętrze *Quercus suber*) są mniej regularne i mniej charakterystyczne. Nieco dalej na południe spotykamy *éboulis ordonnés* w okolicy Ayachi (wschodnia część Wysokiego Atlasu), gdzie zaścielają rozległe powierzchnie stoków powyżej 2000 m.

Lista przykładów dotyczących wyłącznie terytorium marokańskiego jest daleka od wyczerpania. *Eboulis ordonnés*, które można zaobserwować w innych okolicach tego kraju, są jednak związane z formami odosobnionymi i często niezbyt wyrazistymi. Na wysokości 700 m na północnych zboczach masywu Beni Snassen występują osady, które prawdopodobnie należy uznać za utwór peryglacialny, zwłaszcza że zawierają znaczną ilość materiału osadzonego przez soliflukcję. Na tej samej wysokości w jurajskiej pokrywie starego masywu Tazeka (na północ od Średniego Atlasu) na stromych stokach wapienne płyty sterczą spod serii kamienistej, którą na podstawie cech strukturalnych i wielkości materiału należy uznać za utwór pośredni pomiędzy *éboulis ordonnés* a osuwiskiem grawitacyjnym. Wreszcie, na zboczach wschodniej części Wysokiego Atlasu opadającej ku Saharze, na wysokości 1000 m, stoki doliny Ziz są wysłane osadami zawierającymi bloki skalne tkwiące bezładnie w masie materiału o bardzo drobnej frakcji. Przekroje ukazują tam niekiedy ślady segregacji materiału i bardziej regularne, zgodne ze stokiem ułożenie cząstek; w całości jednak trzeba te osady związać raczej ze spływem masy błotnistej związanym z pluwiałami czwartorzędowymi; podłoże skalne sprzyjało tym procesom dzięki występowaniu naprzemian plastycznych ławic marglu i wapiennych płytek.

OSADY

Skład materiału

Eboulis ordonnés obejmują zasadniczo głaziki płaskie i ostrokrawędziste o rozmiarach zależnych od rodzaju skały podłoża i od miejsca występowania; na powierzchniach głazików spotyka się żłobki podobne do tych, które powstają wskutek działania mrozu. Otaczająca głaziki masa o bardzo drobnej frakcji zajmuje tu o wiele mniej miejsca, niż w osadach soliflukcyjnych; zupełny jej brak należy jednak do faktów wyjątkowych. Miejsce drobnego materiału zajmują soczewki lub ciągle poziomy żwirków; rozmiary cząstek wahają się od 2 do 3 cm (według dłuższej osi), gdy są one zasilane przez skały podatne na wietrzenie mrozowe, takie jak np. zbite wapienie jurajskie strefy Atlasu (fot. 1).

Ułożenie materiału

Wszystkie wymienione rodzaje materiału: gładziki, żwirki i utwory o bardzo drobnej frakcji układają się seriami przypominającymi warstwy równoległe do stoku. Miejscami tego rodzaju ułożenie ulega licznym zakłóceniom; są to przede wszystkim kieszeniowate wkładki, soczewki materiału heterogenicznego lub festonowate wygięcia niektórych poziomów. W zakresie bardziej szczegółowych cech ułożenia materiału można stwierdzić, że gładziki leżą płasko, to znaczy ich największa płaszczyzna (Lil) jest ułożona zgodnie ze stokiem. Nachylenie stoku we wszystkich przykładach obserwowanych w Maroku przekracza 10° (fot. 2 i 3).

Całkowita miąższość opisywanych utworów osiąga najczęściej wartości rzędu kilku metrów, rzadko kiedy przekracza 20 m.

Segregacja

Wielkość cząstek jest związana z poszczególnymi poziomami widocznymi na przekroju; wielkość cząstek się nie zmienia tak jak to ma miejsce na całej długości stoku od gzymsu skalnego do podnóża w wypadku osuwisk grawitacyjnych. W całym zespole ławic tworzących jeden poziom, wielkość gładzików pozostaje stosunkowo jednolita nawet na dość znacznych przestrzeniach; rozmiary cząstek wykazują nieznaczną tendencję do zmniejszania się stopniowo od góry ku dołowi stoku.

Najwyższy stopień segregacji wykazują serie żwirków, które wyglądają jak przesiane przez sito. Najślabszy stopień posortowania wykazują poziomy zawierające bloki dużych rozmiarów wmieszane w kieszenie i soczewki mułków i żwirków.

KRAJOBRAZ

Eboulis ordonnés określają rozwój stoku o profilu prostym, przy czym bardzo regularną linię prostą można obserwować niekiedy na przestrzeni kilku kilometrów (fot. 4 i 5). W niektórych jednak wypadkach u podnóża tego prostolinijnego stoku zaznacza się lekka wypukłość, która obejmuje niekiedy trzecią część stoku. Dna dolin, dość wąskie przypominają kształt litery V. Porównanie z krajobrazem soliflukcyjnym pozwala na ujawnienie zasadniczych różnic, ponieważ nie znajdujemy tutaj ani profilów wklęsło-wypukłych ani szerokich den nieckowatych dolinek (fot. 6). *Eboulis ordonnés* w Maroku, przeważnie kopalne, rzadko kiedy pozostają nie na-

ruszone; obserwowany krajobraz jest raczej szeregiem świadków przekształcanych przez różnorodne procesy czynne współcześnie.

Éboulis ordonnés jako formacje górskie zajmują pod względem wysokości piętro pośrednie pomiędzy pasami kamiennymi a glacis piedmontowymi lub aluwialnymi. Przejście zarówno w jedną jak i w drugą stronę jest często nieuchwytne, co prowadzi do rozwoju typów w różnym stopniu złożonych. Ten porządek rzeczy ulega skomplikowaniu dzięki temu, że pasy kamienne obserwowane w wysokich górach są w Maroku formami współczesnymi, gdy tymczasem *éboulis ordonnés* i glacis stanowią dziedzictwo po wilgotniejszych okresach klimatycznych. Istnieje jednak na zboczu gór dokładnie określony pas, w którym *éboulis ordonnés* rozwijają się i obecnie; strefa ta leży bezpośrednio poniżej typowych pasów kamiennych. Tak się przedstawia sytuacja we wschodniej części Wysokiego Atlasu w strefie pomiędzy 2500 a 2900 m; retusz dokonywany w poszczególnych porach roku przez procesy morfogenetyczne przyczynia się tutaj do zachowania *éboulis ordonnés*, do wykończenia ich pierwotnej formy i struktury. Niżej natomiast procesy te zdążają do ich zdegradowania, a nawet do zupełnego zniszczenia.

GENEZA

METODY BADAŃ

Do badań *éboulis ordonnés* w Maroku zastosowano równocześnie kilka metod; wyniki poszczególnych analiz uzupełniają się wzajemnie.

Obserwacje terenowe w piętrze czynnych *éboulis ordonnés*

Aby znaleźć *éboulis ordonnés* rozwijające się we współczesnych warunkach klimatycznych we wszystkich pasmach górskich Maroka, trzeba się wznieść powyżej granicy lasu (2200—2400 m w Średnim i Wysokim Atlasie). Pas o rozciągłości pionowej około 400 m otrzymuje regularnie w ciągu zimy obfite opady śnieżne; z powodu jednak powtarzającego się naprzemian topnienia w ciągu dnia i nocnego zamarzania nie utrzymuje się tu ciągła pokrywa śnieżna. Na wiosnę spłukiwanie staje się bardziej gwałtowne a równocześnie zmniejsza się intensywność geliwacji. Można więc stwierdzić, że kopalne osady soliflukcji ulegają przekształceniu dzięki wypłukiwaniu z nich materiału drobnego i wędrowce ku dołowi poszcze-

gólnych głazików; równocześnie zjawia się nowy materiał dostarczony przez współczesne wietrzenie mrozowe. Lato i jesień są praktycznie okresami zastoju z morfologicznego punktu widzenia. Zasadnicza różnica w stosunku do strefy pasów kamiennych polega na tym, że znaczniejsza część wody pochodzącej z opadów odpływa w ciągu następnych dni, czy tygodni w atmosferze zupełnie suchej.

W ten sposób ujawniają się dwa zasadnicze czynniki: z jednej strony mróz, który kruszy daną skałę lub uprzednie osady zwietrzelinowe, a z drugiej splukiwanie, które dokonuje przemieszczania i segregacji poszczególnych elementów zależnie od intensywności procesu.

Morfometria głazików

Cząstki większe należące do *éboulis ordonnés* są często stosunkowo płaskie. Cecha ta ma szczególniejsze znaczenie w wypadku twardych wapieni liasowych, które tworzą zrąb fałdów Atlasu (wskaźniki: 1,8—2,5; dla Bou Naceur, stok południowy — 1,9). Ponadto praktycznie nie stwierdzono śladów zaokrąglenia (wskaźniki rzędu 70—80; dla Bou Naceur, stok południowy — 72). Silne spłaszczenie przy równoczesnym braku śladów zaokrąglenia w wypadku wapieni określa bardzo dobrze przekształcanie w warunkach peryglacjalnych.

Rozważania z zakresu morfologii dynamicznej

Stwierdziliśmy powyżej różnicę kształtu dolin posiadających pokrywy *éboulis ordonnés* i dolin soliflukcyjnych. *Eboulis ordonnés* wyróżniają się mniejszą akumulacją na stokach i na dnach dolinnych. Ponadto terasy wyżłobione w pokrywach *éboulis ordonnés* mają niewielką miąższość i niewielką również szerokość. Strumień bez trudności rozcina i niszczy te formacje, na ogół kopalne. Natomiast dolinki soliflukcyjne w wielu wypadkach rozwijają się obecnie na łąkach i posiadają dna o guzowatej powierzchni, przepełnione wodą letnie pastwiska lub *almou* Berberów. Zapamiętajmy z powyższych danych doniosłe znaczenie wędrówki materiału przenoszonego ku dołowi.

Środowisko klimatyczne

Analiza mapy Maroka wykazuje, że *éboulis ordonnés* rozwijają się i rozprzestrzeniają w obszarach o suchej i słonecznej pogodzie. Mimo, że warunki termiczne w zimie są bardzo surowe, pokrywa śnieżna nigdy nie

osiąga znaczniejszej miąższości i topnieje jeszcze przed nadejściem wiosny. Skały są więc atakowane przez kolejne zamarzanie i rozmarzanie, tym intensywniej, że powierzchnia ziemi w tych okolicach jest pozbawiona pokrywy roślinnej. Nieznaczna wilgotność gruntu przeszkadza makrogelacji, przynajmniej w stosunku do niektórych rodzajów skał. Z drugiej jednak strony warunki nie sprzyjają powstawaniu materiału pylastego, o czym świadczy przewaga ziarn większych.

CZYNNIKI TRANSPORTU I AKUMULACJI

Zwierzelina powstająca w określonych powyżej warunkach podlega transportowi po stokach, zgodnie z nachyleniem. W tym przemieszczaniu cząstek biorą udział trzy czynniki działające bądź oddzielnie bądź też w różnym stopniu ze sobą zespolone.

Grawitacja

Ześlizgi zdarzają się w masie kamienistej przesyconej wodą i zawierającej cząsteczki ilaste powstające w związku z procesem wietrzenia mrozowego i powolnego splukiwania. Jest to jednak proces, który — jeżeli występuje oddzielnie — dotyczy tylko stoków stosunkowo stromych. Obserwacje i pomiary stoków silnie nachylonych potwierdzają doniosłość roli grawitacji pośród innych czynników transportu.

Splukiwanie

Wydaje się, że splukiwanie należy uznać za zasadniczy czynnik decydujący o odrębności *éboulis ordonnés* w zespole form peryglacjalnych. Proces ten dokonuje segregacji materiału rozdrobnionego przez wietrzenie mrozowe i jest całkowicie odpowiedzialny za uławicenie materiału. Skądinąd, w optymalnej strefie klimatycznej, którą powyżej określono, proces ten w pewnych porach roku jest dostatecznie trwały i wystarczająco silny na to, aby zapewnić przenoszenie materiału z jednego końca stoku na drugi, a następnie jego ewakuację poprzez koryto uedu, w którym zbierają się wody z sąsiednich stoków. W zasadzie można by w tym zakresie odnaleźć pewne analogie z procesami kształtującymi powierzchnię glacis. Tutaj jednak przy większej stromości stoku odpływ jest mniej obfity i mniej gwałtowny; wiąże się z tym możliwość pewnego opóźnienia odprowadzania materiału w stosunku do dopływu świeżych cząstek. W okresach i w obsza-

rach, w których ta tendencja do opóźnienia staje się wyraźniejsza — zaznacza się nasilenie akumulacji. Obserwować je można w górnej części, na odcinku odpowiadającym jednej trzeciej stoku, której nachylenie jest bardzo często z wielu powodów mniejsze oraz u podnóża stoku wskutek gwałtownego zmniejszenia spadku.

Soliflukcja peryglacjalna (kongeliflukcja)

Proces ten odgrywa rolę podrzędną w rozwoju opisywanych osadów. Zmienia się on w czasie z procesem splukiwania, niekiedy z nim współdziała. W ramach wahań dobowych kongeliflukcja zyskuje przewagę pod koniec nocy, gdy następnie w ciągu dnia przybiera na sile splukiwanie; zawiera ono ślady działającej poprzednio kongeliflukcji. Podobny przebieg zdarzeń wiąże się z wahaniami zależnymi od pór roku: na jesieni i na początku wiosny procesy soliflukcji przekształcają strukturę *éboulis ordonnés* na odcinkach stoku wolnych od pokrywy śnieżnej i tym samym oszczędzanych przez strugi najobfitszych wód roztopowych. Wreszcie wahania klimatyczne późnego czwartorzędu pozostawiły w profilu *éboulis ordonnés* ślady okresów działania kongeliflukcji, której osady przeplatają się z poziomami o doskonalszym uławiceniu materiału (Targuist — Beni Snassen, fot. 7).

ROZWÓJ EBOULIS ORDONNES

W górach marokańskich istnieją ślady *éboulis ordonnés* pochodzących z różnych okresów, poczynając od wczesnego plejstocenu. Osady te są wyjątkowo dobrze zachowane dzięki skorupie wapiennej, która je okrywa i ochrania; temu typowi konserwacji utworów sprzyjało w końcowej fazie okresu pluwialnego splukiwanie, któremu towarzyszyło gwałtowne parowanie.

Eboulis ordonnés ostatniego okresu pluwialnego (Soltanien — Würm) nie zostały jednak pokryte skorupą w znaczniejszym stopniu niż inne formacje z tego samego czasu. Poza wąską strefą, w której współczesne warunki sprzyjają powstawaniu *éboulis ordonnés*, podlegają one atakom różnych odmian denudacji, zależnych od dominanty współczesnej dynamiki. Najmniejszą rolę odgrywają strugi spływające z topniejącego śniegu, które ku dołowi przechodzą w odosobnione bruzdy rozcinające stoki górskie (Targuist). W suchych i zimnych masywach, tam gdzie nie ma obfitych opadów śnieżnych, a letnie burze zjawiają się z pewną regularnością, kopalne *éboulis ordonnés* rozwijają się w sposób bardziej gwałtowny; strumienie

zrywają z ich powierzchni całe płyty, o czym świadczą widoczne w krajobrazie plamy szarawego gruzu. Strumienie te ku dołowi wcinają się w ich stoki i przerzucają bezładnie przemieszany materiał w kierunku dna doliny tworząc tam stożki gruzowe (Tounfit).

GEOGRAFICZNE ZNACZENIE EBOULIS ORDONNES W MAROKU

Obserwacja i analiza *éboulis ordonnés* w górach marokańskich doprowadziły do ważnych wniosków zarówno z dziedziny badań morfologicznych jak i antropogeograficznych.

BADANIA MORFOLOGICZNE

Eboulis ordonnés można uznać za jedną z rezerw materiału unoszonego przez procesy splukiwania; w trakcie transportu ku dołowi gromadzi się coraz więcej materiału, który rozpościera się w postaci stożków i glacis, stanowiących zresztą jeden z charakterystycznych elementów krajobrazu piedmontowego w strefie podzwrotnikowej. Chodzi tu oczywiście o formy kopalne, które świadczą o istnieniu w czwartorzędzie okresów zimnych i wilgotnych.

Odsłonięcia geologiczne są dość dobrym wyrazem wahań klimatycznych, które miały miejsce w ciągu różnych faz jednego okresu pluwialnego. Dane te są szczególnie wyraźne w zakresie zjawisk współczesnych ostatniemu zlodowaceniowi europejskiemu, Würmowi; okres ten odpowiada marokańskiemu Soltanien. Osady, które można przypisać temu okresowi składają się z przeplatających się wzajemnie trzech poziomów: 1. głaziki i bloki: materiał soliflukcyjny; 2. mułki i żwirki i w końcu ponownie 3. utwór kamienisty o mniej lub bardziej zaakcentowanych cechach sedimentacji subaeralnej. Poziom pośredni, lepiej uławicony, jest wyrazem regularnego splukiwania, które w sposób systematyczny przenosiło ku dołowi cały materiał drobny; w ten sposób powstały osady mulkowate teras i równin. Dwa pozostałe poziomy odpowiadają fazom kongeliflukcji w górach wywołującym powstawanie w obrębie piedmontów formacji gruboziarnistych, częściowo rozmywanych przez strumienie. Pośród profilów najbardziej typowych dla takiego następstwa chronologicznego należy wymienić profil z Taforalt w Beni Snassen, z Bou Rached w północnej części Średniego Atlasu i z Targuist w Rifie. Na podstawie tych profilów można wyprowadzić wnioski o istnieniu 2 faz zimnych (Würm I i Würm II) w okresie Soltanien, rozdzielonych fazą cieplejszą lecz wilgotną (interstadiał).

ŻYCIE CZŁOWIEKA

Eboulis ordonnés z ostatniego okresu pluwialnego, kopalne a nie pokryte skorupą, występują w piętrze klimatycznym sąsiadującym z górną granicą lasu, dostatecznie wilgotnym na to, aby umożliwić podjęcie na polach śródleśnych zamiast pastwisk uprawy zbóż nie wymagających nawadniania. Mamy tu do czynienia niewątpliwie z bardziej intensywną gospodarką rolną niż w wypadku tradycyjnych typów uprawy; została ona tutaj poddyktowana koniecznością związaną z wzrostem zaludnienia. Uprawa jest jednak tutaj narażona na niebezpieczeństwa dzięki warunkom sprzyjającym denudacji gleb. Ziemia orna nie podlega procesom współczesnej pedogenezy; przypomina ona raczej utwór stokowy przekazany w spadku przez przeszłość. Rozwój faktów zdążający do degradacji gleby wydaje się często nieodwracalny, jeśli uprawia się ją nieostrożnie i bez umiaru.

Nie można nie stwierdzić na zakończenie, że *éboulis ordonnés* należą do grupy form peryglacialnych charakterystycznych dla obszarów suchych. Są one wyrazem zespołu zjawisk klimato-morfologicznych zonalnych; trzeba więc stwierdzić, nie wykluczając innych przykładów drobniejszych lub izolowanych, że *éboulis ordonnés* znajdują warunki rozwoju w tych obszarach, gdzie zespalają się rezultaty oddziaływania suchości powietrza, ostrego zima i gwałtowności topnienia śniegu w wiosennym słońcu.

Spis ilustracji

Rysunki

	str.
1. Rozmieszczenie <i>éboulis ordonnés</i> w Maroku	22
1. Targuist (Excursion des géographes du Maroc 1957); 2. Mezgout et Saka (Raynal 1956); 3. Beni Snassen (Raynal 1956); 4. Tazeka (Dresch, Raynal 1952); 5. Bou Iblane (Dresch, Raynal 1952); 6. Bou Rached (Raynal 1956); 7. Gada de Rechida (Reynal); 8. Bou Naceur (Raynal 1952); 9. Tichchoukt (Joly, Raynal); 10. Kebbab (Raynal); 11. Tounefite (Raynal); 12. Jebel Ayachi (Joly, Raynal); 13. Bou Agrao (Raynal 1956) (data przy nazwisku autora — publikacje; nazwisko bez podanej daty — obserwacje nie opublikowane).	

Fotografie

1. Kopalne <i>éboulis ordonnés</i> w okolicy Kebbab (Średni Atlas). Głaziki i żwiru wapieni jurajskich. Wysokość 1300 m	24
2. Przekrój wümskiej formacji <i>éboulis ordonnés</i> w okolicy Targuist (środkowy Rif). Wysokość 1000 m	24
3. Stok z wümską pokrywą <i>éboulis ordonnés</i> w dolinie Tizi-n-Saft (wschodnia część Średniego Atlasu). Nachylenie duże. Ławice mułków i ostrokrawędzistych głazików	24

4. Kształt stoku z pokrywą <i>éboulis ordonnés</i> powyżej Targuist (środkowy Rif)	24
5. Odcinek stoku w masywie Bou Agraou (wschodnia część Wysokiego Atlasu). Górna strefa <i>éboulis ordonnés</i> (około 2400 m) poniżej pasów glebowych ...	24
6. Dolina typu V w masywie Bou Agraou	24
7. Przeplatające się poziomy uławicone i kamieniste formacje soliflukcyjne. Würmski utwór stokowy w masywie Beni Snassen (Maroko wschodnie, śródziemnomorskie). Wysokość 800 m	24

Tłumaczyła A. Dylikowa

GRUZOWE OSADY STOKOWE RYTMICZNIE WARSTWOWANE

Zarys treści

Wstępne badania utworów typu *grèzes litées* lub *éboulis ordonnés* przeprowadzono w Klemenicach pod Jędrzejowem i w Parkoszowicach pod Miechowem. Porównanie tych osadów z podobnymi we Francji wskazuje na pewne różnice. Miąższość badanych utworów jest znacznie mniejsza niż we Francji. Poszczególne warstwy i warstewki osadu są również cieńsze, a odpowiednia częstotliwość następstw warstw jest znacznie większa niż w osadach francuskich. W całości badanych utworów występują uderzające kontrasty zarówno w wielkości frakcji materiału jak i w częstotliwości warstewek. Różnice w wykształceniu omawianych osadów w Polsce i we Francji wyjaśniają zapewne odmienne warunki geologiczne i klimatyczne. Akumulacja glacialna, której nie było we Francji, dostarczyła materiału drobnego obficie występującego w polskich *grèzes litées*. Inną przyczyną kontrastów w osadach badanych były warunki klimatu bardziej kontynentalnego w Polsce.

Autor jest skłonny sądzić, że omawiane utwory są szczególną formą ogólniejszej kategorii stokowych osadów rytmicznie warstwowanych, dla których oznaczenia *éboulis ordonnés* i *grèzes litées* nie są odpowiednie.

Stokowy gruz warstwowany występuje w badanych odkrywkach w szeregu generacji poroździelanych przez strefy wietrzeniowe i gleby kopalne. Co najmniej czterem generacjom tych utworów odpowiadaą cztery okresy zimne.

W programie prac Komisji Geomorfologii Peryglacialnej podkreślono znaczenie utworów zwanych *éboulis ordonnés* lub *grèzes litées* (Dylik Raynal 1958). Utwory tego typu są od dawna znane we Francji (Guillien 1951, 1954; Cailleux 1948; Tricart 1950; Guilcher i Tricart 1954; Beaujeu-Garnier 1953). Później rozpoznano je w Maroku (Raynal 1956; Wiche 1955; Mensching 1953, 1955), na Grenlandii (Maurie i Guillien 1953; Maurie 1949) i na Islandii (Bout 1953). Nieprawdopodobne byłoby mniemanie, że występowanie tych osadów ogranicza się do Francji. Wątpliwości podsyca znamieny fakt, że na innych, wymienionych wyżej obszarach *grèzes litées* zostały rozpoznane przez Francuzów. Na tym tle wyrósł postulat Komisji o konieczności badań prowadzących do rozpoznania osadów typu *grèzes litées* w innych krajach.

Pierwszą wiadomość o tego rodzaju utworach w Polsce podano już przed kilkoma laty (Dylik 1956) w oparciu o wyniki rekonesansowych badań w Karpatach Dukielskich oraz na stokach Turbacza, Babiej Góry i w kotlinie Żywieckiej. Osady te rozpoznano również pod Raclawicami, pod Miechowem i w okolicach Jędrzejowa. Dokładniejsze badania tych osobliwych utworów przeprowadzono jednak dopiero w 1958 r. w Klemenicach i Parkoszowicach. Przygotowane do badań odkrywki w obu tych

miejsowościach wraz z odsłonięciem pod Raclawicami były demonstrowane uczestnikom Sympozjum Peryglacjalnego.

Osady typu *grèzes lités* w Klemencicach rozpoznano już w roku 1952 w opuszczonym kamieniołomie położonym na północnym stoku suchej doliny, w której leży wieś. W ścianie odsłoniętej od krawędzi doliny aż do skalnego podłoża uzyskano profil opisany poniżej (fig. 1; fot. 1).

Bezpośrednio na świeżym marglu senońskim spoczywa gruz stokowy złożony z okruchów marglu z domieszką materiału lessowego (fig. 1, seria 1; fot. 2, 4). W masie lokalnego gruzu zdarzają się bardzo nieliczne otoczaki i krawędziste cząstki skał krystalicznych i osadowych obcych, często pochodzenia narzutowego. Szczególnie często spotyka się ten materiał w analogicznej warstwie spągowej w Parkoszowicach (fig. 2; fot. 3).

Obie opisywane serie gruzu stokowego wykazują niemal pełną analogię z *grèzes lités* francuskimi. Dotyczy to zarówno cech strukturalnych jak teksturalnych. Frakcja gruzu nie przekracza z reguły 5 cm, a najczęściej spotykane wielkości zamykają się w granicach od 1 do 2 cm. Krzywe granulometryczne, choć mniej strome i bardziej rozciągnięte, mają przebieg bardzo podobny do krzywej z Charente (fig. 3). Warstwowanie gruzu stokowego odznacza się rytmicznym następstwem materiału grubszego i drobniejszego.

Na opisanym gruzie widać bardzo osobliwy utwór (2) o miąższości 2,5 m. Główną jego masę stanowi less zawierający warstewki gruzu. W dolnej części tego osadu (2 a) przeważa less (fot. 5), natomiast wyżej (2 b) warstewki gruzu są tak częste, że w całym przekroju występuje mniej więcej równa ilość okruchów skalnych, a rytm następstwa warstewek lessu i warstewek gruzu jest stały. Okruchy marglu są silnie zwietrzałe, przy czym jednak stopień zwietrzenia jest większy w części dolnej utworu (fig. 4).

Powierzchnia serii 2 jest wyraźnie ścięta i przykryta warstwą (3) grubego gruzu marglowego (fot. 6). Cząstki skalne o średnicy 5–8 cm są krawędziste i prawie niezwiędzłe.

Warstwę kamienistą przykrywa materiał lessowy ciemnoszary (4) o niewyraźnej strukturze, w której jednakże zaznaczają się warstewki i smugi ciemno zabarwionego lessu i jaśniejszego materiału piaszczystego (fot. 7). Jest to utwór stokowy przemieszczony głównie przez kongeliflukcję i zabarwiony humusem pochodzącym z nieistniejącego już horyzontu gleby kopalnej. Być może, że horyzont ten odpowiada dolnej glebie w Parkoszowicach.

Omawiana seria jest rozcięta po prawej stronie odkrywki, gdzie u dołu widać materiał podobny do oznaczonego przez 4, a u góry jasny less smugo-

wany (fig. 1, seria 5). Niewątpliwie mamy przed sobą część kopalnej dolinki wypełnionej przez osady kongeliflukcyjne u dołu i splukiwanie w górnej części.

Powyżej, zarówno w stropie osadów wypełniających dolinkę jak i na lewo, na powierzchni serii 4 interpretowanej jako osad kongeliflukcji występuje gleba kopalna *in situ* z cieniutkim horyzontem humusowym i dobrze rozwiniętym podglebiem (fig. 1, seria 6; fot. 8, 9).

Zapewne horyzont humusowy uległ zubożeniu w wyniku działania procesów stokowych ożywionych po okresie stagnacji, w czasie której wytworzyła się gleba. Dowody słuszności tej interpretacji znajdujemy w serii 7 a, gdzie bezpośrednio ponad autochtoniczną warstwą humusową widać warstwowane jasne piaski występujące naprzemian z ciemnymi, najwidoczniej zawierającymi humus (fot. 8). Ku górze warstwy są zakłócone i powyginane w fałdki. Łatwo odczytać, że splukiwanie ustępowało miejsca kongeliflukcji, która zapanowała już niepodzielnie w serii 7 b złożonej z materiału lessowego z domieszką okruchów marglu. W stropie tego utworu zaznaczają się ślady wietrzenia chemicznego, na które wskazuje czerwono-brunatna barwa materiału lessowego oraz bardzo zaawansowane odwapnienie gruzu silniejsze tutaj, niż w serii najwyższej (fig. 4).

Po ponownej fazie zastoju procesów stokowych zaznaczonej przez właśnie opisaną strefę wietrzeniową nastąpiło wzmożenie czynników uczestniczących w rozwoju stoku. Osady odpowiednie tych nowych zdarzeń morfogenetycznych znajdujemy w serii 8 pokrywającej niezgodnie utwory poprzednio opisane.

Dolną część tej serii (8 a) otwiera warstwa stosunkowo grubego gruzu (5 cm), na którym spoczywają warstwy piasku, nawet drobnego żwiru, mułku i gruzu, przy czym interwały pomiędzy poszczególnymi warstewkami gruzu są duże w porównaniu z tym, co obserwujemy w górnej części tej samej serii (fot. 10). Układ warstewek jest tutaj w znacznym stopniu zaburzony.

W górnej części (8 b) warstewki gruzowe są znacznie częstsze. Przedzielające je warstwy drobnego piasku i pyłu wykazują miąższość od 4 do 16 cm. I tu warstwy są powyginane i poprzecinane szczelinami i drobnymi żyłami, które występują w obu częściach serii, czasem przenikając z jednej do drugiej. Gruz jest zwietrzały, lecz wykazuje mniejsze odwapnienie niż w części dolnej (fig. 4).

Z przedstawionego opisu wynika niewątpliwie podobieństwo utworów w Klemencicach i w Parkoszowicach z francuskimi *éboulis ordonnés* czy *grèzes lités*. Są to osady stokowe o wyraźnym rytmicznym warstwowaniu, w którym występują naprzemian warstwy materiału grubszego z war-

stwami zawierającymi cząsteczki drobne. Upad warstw jest zgodny z kierunkiem nachylenia stoku.

Nie mniej typowe są cechy teksturalne. Okruchy marglu senońskiego o rozmiarach do 5 cm tworzą główną masę w warstwach materiału grubszego. Występują w nich jednak również piaskowce, krzemienie i skały nordyczne w postaci kamyków krawędzistych lub otoczków. W warstwach materiału drobnego dominują piaski wapienne i kwarcowe.

Omawiane osady gruzowe zarówno w Klemencicach jak i w Parkoszwicach występują w kilku poziomach, które się różnią cechami strukturalnymi i teksturalnymi tych utworów. Na ogół warstwy materiału grubszego są coraz cieńsze ku stropowi odkrywek. Podobnie w tym samym kierunku zanikają cechy tekstury *openwork*, a w warstwach materiału drobniejszego coraz większą przewagę uzyskują drobne piaski kwarcowe z ziarnami skaleni, a nawet znaczna przymieszka lessu. Jedynie więc seria spągowa, spoczywająca bezpośrednio na zwietrzałej skale podłoża, wykazała istotne podobieństwo do *grèzes lités* francuskich.

Jednakże nawet i te, najlepiej wykształcone osady różnią się wyraźnie od podobnych utworów we Francji. Francuskie *grèzes lités* osiągają miąższość do 40 m, natomiast w żadnej z badanych dotąd odkrywek w Polsce nie przekraczała ona kilku metrów. Mniejszy jest również upad warstw sięgający do 15° w Polsce, gdy tymczasem w osadach francuskich wartość ta zbliża się do 40° . Wszystkie warstwy składowe zawierające zarówno materiał grubszy jak i drobniejszy są cieńsze i odpowiednio częstsze aniżeli w osadach francuskich. Również i pod względem zróżnicowania petrograficznego osady polskie odznaczają się większą różnorodnością, niż homogeniczne *grèzes lités* francuskie, które przeważnie składają się wyłącznie z okruchów skał wapiennych.

Z dokonanej charakterystyki wynika, że najbardziej uderzającą cechą warstwowanych osadów gruzowych w Polsce jest ich kontrastowość widoczna zarówno w obrazie stratyfikacyjnym jak i w składzie petrograficznym. Francuskie *grèzes lités* odznaczają się monotonnym układem warstwowania i jednorodnym materiałem. Stąd też owe kontrasty wyrażają najsilniej różnice między omawianymi osadami.

Gdzie szukać przyczyn stwierdzonej kontrastowości polskich osadów gruzowych i jak w dalszym ciągu wyjaśnić różnice między tymi osadami i francuskimi *grèzes lités*? Istotę różnic określają odmienności materiału skalnego oraz szczególne cechy układu warstwowania. Widać stąd, że o różnym wykształceniu osadów w Polsce i we Francji musiały zadecydować różnice geologiczne i klimatyczne.

Francja, jak wiadomo, znajdowała się poza zasięgiem plejstocénskich zlodowaceń kontynenta'nych. Wskutek tego utwory peryglacialne spoczy-

wają tam bezpośrednio na starym, przedplejstocieńskim podłożu i składają się wyłącznie ze skał autochtonicznych. Natomiast w Polsce osady plejstocieńskie są bardziej różnorodne i skomplikowane dzięki akumulacji glacialnej, która nagromadziła tu masy materiału obcego, pochodzenia skandynawskiego i własnego, przemieszczonego na dużych odległościach. Stąd też niewątpliwie wynika większa heterogeniczność polskich osadów gruzowych.

Współcześnie klimat w środkowej Europie jest bardziej kontynentalny, aniżeli w krajach zachodnich. Istnieje też wiele dowodów paleogeograficznych, że podobne różnice występowały także w plejstocenie. Bardziej kontynentalne cechy klimatu objawiają się w mniejszej ilości opadów, w większej suszy oraz w kontrastach klimatycznych wyraźnych i częstych. Odbicie tych cech bardziej kontynentalnego klimatu odnajdujemy w wykształceniu polskiej odmiany *grèzes litées* obfitujących w kontrasty widoczne w ich układzie warstwowania. W stosunku do wielu innych osadów periglacialnych stanowią one i w Polsce odmiany bardziej oceaniczne i należą zapewne do wilgotniejszej fazy danego okresu zimnego. Jednakże w porównaniu z podobnymi utworami na zachodzie Europy noszą one znamiona wyraźnego kontynentalizmu. Na tym tle wyjaśnia się również mniejsza miąższość naszych gruzowych osadów warstwowanych, które w Polsce nie znalazły tak optymalnych warunków rozwoju jak to miało miejsce w plejstocenie, francuskim.

Analiza cech sedymentologicznych badanych utworów prowadzi również do wniosków o treści dynamicznej. Seria powtarzających się w profilu warstewek osadzonych przez wodę płynącą wskazuje dowodnie na dominującą w genezie tego utworu rolę splukiwania. Splukiwanie spełniało tutaj zasadniczą funkcję w akumulacji, a więc ograniczało się do wymywania okruchów wapiennych. Bowiem obok drobnych piasków wapiennych, które można by rozpatrywać jako produkt wymywania, w osadzie tym uczestniczy, a nawet dominuje drobny materiał obcy, niewapienny, niewątpliwie przyniesiony przez splukiwanie. Stwierdzone fakty dowodzą słuszności teorii Guillien, przy czym odrębność naszych osadów, a przede wszystkim różnorodność materiału, dostarcza nowych nieznanych we Francji dowodów wzmacniających wymienioną teorię.

Istotę *grèzes litées* określają dwie cechy, a mianowicie sortowany materiał geliwacyjny i rytmiczny układ warstw. Z racji tej drugiej cechy wolno traktować utwory tego typu jako szczególny wypadek stokowych osadów rytmicznie warstwowanych. Poza *grèzes litées*, które są najbardziej uderzające, do tej kategorii utworów należy zaliczyć również piaski warwowe i inne osady stokowe piaszczysto-mułkowe i mułkowe. Tu należą zapewne także tzw. osady niweo-fluwialne i niweo-eoliczne. Wszystkie te utwory

są dynamicznie związane z procesami stokowymi, a zwłaszcza ze splukiwaniem i kongeliflukcją.

Na tle przedstawionego pojmowania osadów stokowych i utworów nazywanych *grèzes lités* wynurza się zagadnienie terminologiczne. Termin *éboulis ordonnés* nie może być zastosowany do oznaczenia omawianych osadów, gdyż nie mają one charakteru osadów usypiskowych. Zapewne również nie wszystkie utwory tego typu we Francji posiadają takie cechy, które pozwalałyby je wiązać z usypiskami. W Lotaryngii, pod St. Mihiel prof. Guilcher pokazywał autorowi osady omawianego typu w sytuacji absolutnie wykluczającej ich związek z usypiskiem. Utwory te wyścielają tam górną część małej, nieckowatej dolinki denudacyjnej, a wartość upadu warstw nie przekracza kilku stopni.

Termin *grèzes lités* zawiera tylko cechy utworu i nie posiada żadnej treści dynamicznej, co jest jego zaletą o tyle, że nie przesądza o wartości żadnej z istniejących teorii. Natomiast chyba niedostatkiem tego terminu jest to, że nie wyraża on podstawowej i nie ulegającej wątpliwości cechy dynamicznej, a mianowicie tego, że dotyczy osadów stokowych.

Jeśli, jak widać, można mieć zastrzeżenie co do odpowiedniości obydwu terminów francuskich ściśle w odniesieniu do utworów, dla których te terminy zostały stworzone, to już na pewno nie nadają się one zupełnie do oznaczania ogólniejszej kategorii okruchowych osadów stokowych rytmicznie warstwowanych. Jako szczególny rodzaj tej kategorii utworów, osady badane można by nazwać *stokowym gruzem rytmicznie warstwowanym* lub krócej *stokowym gruzem warstwowanym*. Równocześnie wydaje się celowe uzupełnić jeden z omawianych terminów francuskich mówiąc o *grèzes lités de versant*.

Odkrywki w Parkoszowicach i w Klemencicach są niezmiernie interesujące ze względu na problematykę morfogenetyczną. Wszakże w odsłoniętych tam utworach widać osady odpowiednie niezwykle interesujących zdarzeń morfogenetycznych. Najbardziej uderzające są niewątpliwie dowody denudacji niszczącej powłokę glacialną i atakującej obnażone podłoże senońskie. Kilka poziomów gruzowych dowodzi istnienia w przeszłości szeregu faz intensywnego rozwoju stoku, który prawdopodobnie cofał się równolegle. Widać w tym również doniosłość morfogenezy peryglacialnej, która w kilku nawrotach doprowadziła do zdercia pokrywy glacialnej obnażając lite podłoże i odpreparowując dawne, przedplejstoceńskie formy rzeźby denudacyjnej.

Stokowe utwory gruzu warstwowanego we Francji są jednego wieku i powstały w ostatnim okresie zimnym odpowiadającym zlodowaceniowi würmskiemu. Serie tych utworów są jednolite choć osiągające potężną miąższość i najwyraźniej pochodzą z jednego okresu, w którym panowały

warunki klimatyczne sprzyjające powstawaniu tych osadów. Zupełnie inaczej jest w Polsce, gdzie układ tych utworów jest bardziej skomplikowany. W obydwu badanych odkrywkach stwierdzono istnienie czterech serii osadów gruzowych występujących naprzemian z warstwami lessu i ze strefami wietrzenia chemicznego.

Z tego układu wynika wielkie znaczenie właśnie odkrytych utworów dla paleogeografii w ogóle, a w szczególności dla paleoklimatologii i morfogenezy. Cztery poziomy stokowego gruzu warstwowanego świadczą bezpośrednio o czterech okresach zimnych sprzyjających intensywnemu wietrzeniu mechanicznemu w postaci geliwacji i żywemu przebiegowi procesów stokowych. Natomiast strefy rozdzielające warstwy gruzowe odpowiadają okresom stagnacji procesów stokowych. Poszczególne warstwy gruzowe należy pojmować jako objawy intensywnej geliwacji, spłukiwania i kongeliflukcji. Stąd też są one wyznacznikami okresów zimnych. Odwrotnie, strefy odwapnionego gruzu przeważnie pokryte przez gleby kopalne świadczą o okresach cieplejszych, w których procesy stokowe zamarły ustępując miejsca wzmożonej działalności wietrzenia chemicznego i biochemicznych czynników glebotwórczych.

Dokładna analiza sedymentologiczna doprowadziła do określenia poszczególnych jednostek sedymentacyjnych jako objawów szeregu zmiennych w czasie warunków klimatycznych. Analiza osadów pozwoliła na odtworzenie treści zdarzeń morfogenetycznych, a w konsekwencji do rozpoznania morfogenetycznego środowiska. Ponieważ zaś najważniejszym elementem tego środowiska jest klimat, na tle następstwa osadów odtworzono nie tylko następstwo zdarzeń morfogenetycznych lecz również i następstwo okresów klimatycznych. W ten sposób została określona podstawa do wniosków chronologicznych. Jednakże w tej chwili nie jest możliwe dokładne określenie wieku badanych utworów. Badania nie są zakończone i brak jest szeregu rozwiązań warunkujących ustalenie porządku chronologicznego. Wiadoma jest liczba okresów zimnych i cieplejszych oraz sposób ich następstwa. Nieznany jest natomiast rząd wielkości tych okresów, nie wiadomo, które z nich odpowiadają glacialom czy stadialom lub interglacialom czy interstadialom i przede wszystkim żaden z wyróżnionych okresów nie jest zidentyfikowany przez ustalenie identyczności z jakimś członem ustalonego schematu stratygraficznego. Wynika to w pierwszym rzędzie z niedostatecznej znajomości stref wietrzenia chemicznego i gleb kopalnych.

Niemniej jednak wyniki dotychczasowych badań w Klemenicach i w Parkoszowicach pozwalają na przedstawienie prawdopodobnego porządku chronologicznego. Najniższe, spągowe serie osadów gruzowych w obydwu odkrywkach są złożone w całej swej masie z geliwacyjnego

gruzu margli senońskich. Jednakże w obydwu odkrywkach serie te zawierają również materiał nordyczny choć bardzo nieliczny. Klemencice i Parkoszowice znajdują się poza maksymalnym zasięgiem zlodowacenia środkowo-polskiego. Jeśli więc na tym obszarze nie było zlodowacenia starszego niż krakowskie, to materiał nordyczny w spągowym gruzie obydwu badanych odkrywek pochodzi z płaszcza akumulacyjnego zlodowacenia krakowskiego. Materiał ten jednak nie jest na pierwotnym złożu występując w peryglacialnych osadach stokowych uformowanych niewątpliwie w następnym okresie zimnym. Stąd wynikałoby więc, że spągowa seria osadów gruzowych przypada na zlodowacenie środkowo-polskie. W tym wypadku wyznaczają one wstępującą, wilgotną, anaperyglacialną fazę (J. Alexandre 1958, s. M 319) zlodowacenia środkowo-polskiego. Następna seria drobniejszego gruzu, którego poszczególne warstewki tkwią w masie lessu, odpowiada zapewne fazie maksymalnej tego zlodowacenia. W konsekwencji sposobu następstwa należałoby odnieść do ostatniego interglacjału potężną strefę wietrzeniową z silnym odwapnieniem gruzu oraz dolną glebę kopalną w Parkoszowicach. Odpowiednio, górna gleba w Parkoszowicach oraz powierzchnia ścięcia i gleba kopalna w Klemenicach przypadają na interstadiał oryniacki. Położone powyżej tej gleby osady gruzowe odpowiadają wreszcie co najmniej dwom późniejszym stadium ostatniego zlodowacenia.

Przedstawione przypuszczenia chronologiczne znalazły się już na marginesie zasadniczego wątku i głównych celów tej publikacji. Jej zadaniem zasadniczym było zaprezentowanie po raz pierwszy w Polsce osadów prawie analogicznych do *éboulis ordonnés* czy *grèzes lités* francuskich oraz zwrócenie uwagi na wielką doniosłość paleogeograficzną utworów nazwanych tutaj stokowym gruzem warstwowanym.

Odkrycie tych osadów w Polsce dowodzi również tego, że autor słusznie postulował istnienie tego typu utworów poza Francją, Marokiem, Grenlandią i Islandią. O słuszności tego przekonania świadczy również szereg ostatnio opublikowanych prac, które donoszą o odkryciu omawianych utworów w Belgii (Macar i Alexandre 1958), Turynii (Unger 1958) i w Rumunii (Mihailescu 1957).

Znaczenie paleogeograficzne stokowego gruzu warstwowanego jest dobrze znane z licznych prac dotyczących tych utworów we Francji i w Maroku. Wydaje się jednak, że w Polsce i być może w innych krajach Europy środkowej rola tych utworów ze względu na paleogeografię plejstocenu jest znacznie większa. Stokowy gruz warstwowany, podobnie jak *grèzes lités* francuskie, jest wyznacznikiem klimatu zimnego i wilgotnego zarazem. Należy więc do tych utworów, które tworzyły się w początkowej fazie okresu zimnego, w fazie wstępującej lub anaperyglacialnej. Stąd

też rozpoznanie utworów tego typu stwarza nowe możliwości w zakresie dokładniejszego zróżnicowania faz klimatycznych w plejstocenie. Szereg generacji stokowych osadów gruzowych widoczny w badanych odkrywkach daje nową i cenną podstawę do rekonstrukcji paleogeograficznych i chronologicznych.

W obydwu badanych odkrywkach, zarówno w Klemenicach jak i w Parkoszwicach, stwierdzono występowanie lessu pomiędzy warstwami i warstewkami gruzu stokowego. Podobne następstwo tych utworów obserwowano również i gdzie indziej, między innymi pod Raclawicami. Ten ścisły związek sedymentologiczny jest niewątpliwie rezultatem zdarzeń morfogenetycznych, w których spletały się procesy prowadzące do subrównoczesnej akumulacji gruzu i lessu. W chwili obecnej problem ten nie jest jeszcze jasny. Wolno jednak przypuszczać, że stwierdzona tu wspólnota sedymentologiczna rzuci w przyszłości nowe światło na zagadnienie warunków akumulacji lessu.

Literatura, s. 40.

Spis ilustracji

Rysunki

	str.
1. Odsłonięcie w Klemenicach	32
objaśnienia w tekście	
2. Odsłonięcie w Parkoszwicach	32
1. dolny gruz stokowy; 2. less z warstewkami gruzu stokowego; 3. less ze smugami przemieszczonego humusu; 4. gleba kopalna z dobrze rozwiniętym podglebiem; 5. less z warstewkami silnie zwiętrzałego gruzu; 6. gleba kopalna; 7. less z warstewkami zwiętrzałego gruzu w spągu	
3. Krzywe granulometryczne warstwowanego gruzu stokowego	33
a. Klemencie, seria 1; b. Klemencie, seria 2 a; c. Klemencie, seria 2 b; d. Klemencie, seria 8 a; e. Parkoszwice; f. Charente	
4. Zawartość CaCO_3 w warstwowanym gruzie stokowym w Klemenicach ..	34
numery przy słupkach odpowiadają oznaczeniom na fig. 1; x oznacza skałę podłoża	

Fotografie

1. Ogólny widok odkrywki w Klemenicach	40
2. Klemencie. Gruz stokowy w spągowej części odkrywki (fig. 1, seria 1) .	40
3. Parkoszwice. Dolny gruz stokowy	40
4. Klemencie. Fragment spągowej serii gruzu stokowego	40
5. Klemencie. Strop dolnej serii gruzu stokowego (1) i dolna część serii lessowej z warstewkami gruzu (2 a)	40

6. Klemencice. Gruby gruz (fig. 1, seria 3)	40
7. Klemencice. Ciemny utwór lessowy z domieszką humusu, widoczne jasne smugi piasku i ciemne smugi przemieszczonej gleby (fig. 1, seria 4)	40
8. Klemencice. Osady spłukiwania (7 a) na glebie kopalnej (6). Ku górze zaburzenia i osady kongeliflukcyjne (7 b)	40
9. Klemencice. W środku poziom glebowy <i>in situ</i> (fig. 1, seria 6).....	40
10. Klemencice. Górna seria gruzu stokowego (fig. 1, seria 8 b)	40

K. K. Markow

Moskwa

STREFOWOŚĆ ZJAWISK PERYGLACJALNYCH NA ANTARKTYDZIE

Na Antarktydzie przestrzeń wolna od pokrywy lodowej jest bardzo mała i nie przekracza 1% powierzchni. Na Grenlandii natomiast przestrzeń ta zajmuje do 18%. Obszar peryferyczny Antarktydy nie posiada ciągłej strefy lądu pozbawionego pokrywy lodowej. Mimo to poszczególne obnażone powierzchnie składają się na całość, którą ze względu na podobieństwo cech wietrzenia należy pojmować jako jednostkę peryglacialną Antarktydy¹.

Istnieją pewne wspólne cechy klimatyczne charakteryzujące peryglacial Antarktydy. Występowanie tych cech normują panujące tu kontynentalno-antarktyczne masy powietrza, z którymi wiąże się intensywność letniej radiacji słońca, suchość powietrza i jego niska temperatura.

Badacze Antarktydy, wśród nich głównie O. Nordenskjöld (1911), E. Drygalski, R. E. Priestley i T. W. E. David (1914) oraz autor zaobserwowali następujące skutki wietrzenia fizycznego:

1. szczeliny w skałach krystalicznych (fot. 1),
2. szczeliny mrozowe (fot. 2),
3. deskwamacja (fot. 3, 4),
4. wietrzenie niwacyjne, łącznie z karami (fot. 5),
5. stoły lodowcowe (na morenach),
6. kamienie ustawione pionowo,
7. wieloboki kamienne, duże i średnie (fot. 6, 7),
8. pasy kamienne (fot. 8),
9. soliflukcja słabo zaakcentowana (mało drobnoziarnistego materiału i wód roztopowych),
10. lodowce gruzowe,
11. wietrzenie jamiste (fot. 9),
12. wywiewanie i akumulacja pyłu eolicznego (fot. 10).

¹ Autor, jak to przyjęło się w rosyjskiej literaturze radzieckiej, stosuje nazwę Południowy Kontynent. Pojęcie Antarktydy jest znacznie szersze: obejmuje ono cały południowy polarny obszar, ląd i część oceanu.

Należy zaznaczyć, że wymienione zjawiska były zaobserwowane przez różnych badaczy w różnych punktach przybrzeżnej strefy lądu: na Ziemi Wiktorii, na wyspie Snow Hill, górze Gauss. Autor obserwował te zjawiska na przestrzeni tysięcy kilometrów we wschodniej części Antarktydy od Ziemi Enderby (fot. 11) do Ziemi Wiktorii. Zjawiska te wobec stwierdzonych faktów należy uznać za typowe dla peryglacjału Antarktydy.

Zasługuje również na uwagę fakt występowania niektórych efektów wietrzenia fizycznego, jak pionowo ustawione kamienie, wieloboki kamienne w początkowej fazie tworzenia się, deskwamacja, wietrzenie jamiste. Zjawiska te zaobserwował autor na nunatakach na wysokości około 1500—2000 m nad poziomem morza: Góry Barr Smith (fot. 12) i Öydeholmen.

Wynika stąd, że zjawiska te występują również powyżej 1000 m, czyli powyżej granicy topnienia lodu, chociaż wywołują je procesy kolejnego rozmarzania i zamarzania. O występowaniu na tych wysokościach procesów wietrzenia fizycznego decyduje oddziaływanie cieplne skał nagrzanych przez słońce, czego nie ma oczywiście na powierzchni lodowca pozbawionej nunataków.

Znacznie większe zainteresowanie budzą na Antarktydzie zjawiska wietrzenia chemicznego, o których mamy jedynie nieliczne wzmianki dotyczące Ziemi Południowej Wiktorii i oazy Bungere.

Rezultatem działania procesów wietrzenia chemicznego jest spotykana na powierzchni skał Antarktydy skorupa wietrzeniowa doskonale wykształcona na skałach archaicznych, zmetamorfizowanych i magmowych. Skorupa ta zawiera wysoki procent związków żelaza i manganu, które tworzą na powierzchni brązową warstwę kilkucentymetrowej miąższości, dochodzącą czasami do 10 cm. Niekiedy koncentracja związków żelaza i manganu wywołuje tworzenie się żelazisto-manganowego lakieru pustynnego. Skorupa wietrzeniowa na Antarktydzie jest także wzbogacona w związki wapnia. Związków tych jest więcej pod powierzchnią skał, zaś słabiej rozpuszczalne związki żelaza przeważają na powierzchni.

Przedstawione uwagi dotyczą obszarów wybrzeży: skały Mirnego, oazy Bungere, oazy Zachodniej, wyspy zatoki Edwarda VIII. W pewnej odległości od wybrzeży, na górach Barr Smith i Öydeholmen związki wapnia występują już na powierzchniach skał (fot. 13, 14, 15). Załączona tablica (I) ilustruje wyniki analiz chemicznych, mapa zaś przedstawia rozmieszczenie poszczególnych obszarów objętych badaniami autora (fig. 1).

Kolejność punktów w tablicy została ułożona według wzrastającej od wybrzeża odległości miejsc, z których pobrano próby. Związki wapnia przeważają na powierzchni skórek wietrzeniowych w punktach położonych w pewnej odległości od wybrzeża, tam gdzie klimat staje się suchszy (tabl. I, p. 5, 6). Posuwając się w kierunku wybrzeża stwierdza się, że związki

wapnia są wynoszone przez wsiąkającą w szczeliny wodę i osadzone głębiej (tabl. I, p. 2).

Tablica I

lp.	Miejsce pobrania próbki i jej charakterystyka	Wyniki analizy zawartości części rozpuszczalnych w 20% HCl w % wag.				
		CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Mn ₂ O ₃
1	Mirnyj; skała nr 1, granitognejs czerwawobrazowawy, górna część skórki wietrzeniowej	0,71	0,32	25,44	1,18	3,12
2	Mirnyj; skała nr 1, granitognejs, dolna część deskwamacyjnych płytek; zielonkawożółta, nalot nie burzy z HCl	16,70	1,40	5,12	12,18	0,13
3	Haswell; granitowe skały; czerwona-wobrazowy lakier na powierzchni	0,33	0,40	22,30	0,13	1,17
4	Oaza Bungera; fioletowoczarne skórki na powierzchniach skał	0,10	0,03	13,14	1,58	6,43
5	Oaza Bungera; nacieki w szczelinach skał dolerytowych; skórki żółte, burzą z HCl	20,58	2,17	3,10	0,22	0,23
6	Góra Öydeholmen; granitognejs; białe skórki w części górnej burzą z HCl	20,10	1,12	1,10	0,13	0,12

Skórka wietrzeniowa na skałach Antarktydy powstała i tworzy się obecnie w warunkach klimatycznych związanych z panowaniem na tym obszarze antarktycznych kontynentalnych mas powietrza. Szczególne znaczenie posiada silna insolacja w okresie lata. Pod wpływem słońca powierzchnia skał osiąga temperaturę $+30^{\circ}$, a nawet wyższą. Następuje wówczas wędrowka rozpuszczonych związków ku powierzchni i osadzanie się (fot. 16, 17).

Na powierzchniach skał spotyka się często luźny biały nalot, w którym przeważa chlor i sól (fot. 18). Są to osady pochodzenia morskiego, przynoszone w czasie sztormów przez wodę morską. Wspomniane osady chemiczne związane są jednak nie z kontynentalnymi masami powietrza antarktycznego, lecz z przenikaniem na ląd morskiego powietrza antarktycznego.

Dane dotyczące wietrzenia fizycznego i chemicznego na Antarktydzie pozwalają stwierdzić, że głównymi czynnikami wywołującymi wietrzenie jest zimno i susza. Biorąc pod uwagę całokształt zachodzących tu zjawisk należy wyróżnić swoistą strefę peryglacjalną, jak to w analogicznych warunkach zrobili badacze na półkuli północnej.

W rzeczywistości wszystkie opisane właściwości należy tłumaczyć rozmieszczeniem obnażonych skał, jak np. nunataki i inne nagie powierzchnie skalne znajdujące się głównie na peryferiach antarktycznej tarczy lądolodowej.

Występuje niezaprzeczalne podobieństwo z terenami wysokogórkimi pustyń Azji, na przykład Wschodniego Pamiru i Środkowego Tiań-Szaniu. Na podobieństwo tych obszarów zwraca uwagę M. A. Głazowska (1958), która zajmowała się badaniem skórki wietrzeniowej w Środkowym Tiań-Szanie, a także opracowała okazy przywiezione przez autora z Antarktydy². Różnica polega jedynie na tym, jak pisze M. A. Głazowska, że na Tiań-Szanie brak osadów soli morskich na powierzchniach skał.

Przeprowadzenie takiego porównania upoważnia nas do uzupełnienia charakterystyki peryglacjału Antarktydy. Peryglacjalne obszary na Antarktydzie należy określić jako peryglacjalną zimną pustynię Antarktydy.

Należy zaznaczyć, że tylko na Kontynencie Południowym — na jego peryferiach — znana jest tego rodzaju strefa geograficzna. Na półkuli północnej, w peryglacjalnej części północnej i zachodniej Grenlandii, na Ziemi Północnej wyróżniane są jedynie fragmenty tej strefy. Geolog szwedzkiej ekspedycji południowo-polarnej G. Andersson wprowadził w 1906 roku do literatury naukowej pojęcie *soliflukcji*. Soliflukcja rozumiana jako płynięcie kamiennych mas w warunkach chłodnego i wilgotnego klimatu była zauważona przez Anderssona na wyspach Falklandzkich. Później opisywano te zjawiska z wysp Kerguelen (Werth 1906) i Macquarie (Jennings 1956). Natomiast Troll (1944) wskazał, że na wyspach subantarktycznych tworzą się gleby poligonalne (obserwacje ekspedycji Drygalskiego), ale gleby te na wyspach Oceanu Południowego posiadają specyficzny charakter. Są one zwykle mniejsze (mikropoligony) i choć wyda się to dziwne, przypominają poligony górskich obszarów tropikalnych (Boliwia).

W obu wypadkach gleby poligonalne tworzą się w ciągu całego roku w okresie krótkotrwałych dobowych wahań temperatury wokół 0° (Meinardus 1930). Poligony na Antarktydzie i w Arktyce posiadają większe rozmiary; powstają również dzięki wahaniom temperatury dookoła 0°, tylko że tworzenie się tych form jest sezonowe. Żaden z badaczy wysp subantarktycznych nie mówi o żelazisto-manganowych czy wapiennych skórkach wietrzeniowych. Podkreślane są jedynie takie zjawiska, które należą do kategorii zjawisk peryglacjalnych, ale uwarunkowane są klima-

² Patrz dane w tablicy.

tem zimnym i wilgotnym. B. W. Taylor (1955) opisał z wyspy Macquarie nagromadzenia związków żelaza w iluwialnym horyzoncie gleb błotnych, gdzie zostały wmyte wraz z wsiakającymi roztworami glebowymi. Gleby z żelazistymi, orszynowymi horyzontami są znane na tundrach Eurazji. Powstają one w warunkach klimatu chłodnego i wilgotnego.

Z przedstawionych faktów wynika, że wokół lodowej tarczy Antarktydy rozciągają się dwie strefy peryglacjalne, a raczej dwie podstrefy:

1. wewnętrzna strefa peryglacjalna zimnej pustyni Antarktydy,
2. zewnętrzna peryglacjalna strefa chłodna w umiarkowanej strefie półkuli południowej³.

Należy zwrócić uwagę na jeszcze jedną prawidłowość. Już wspomniano, że te same zjawiska wietrzenia fizycznego i chemicznego, które opisywano wyżej w odniesieniu do przybrzeżnych obszarów Antarktyki spotykane są na wysokościach 1500—2000 m n. p. m. Możliwe, że przebieg ich jest tutaj słabszy, lecz zasadniczo występuje ten sam typ zimnej peryglacjalnej pustyni. Wiadomo jednak, że pionowy gradient termiczny na Antarktydzie jest znaczny. Dla regionu Mirnyj-Pionierskaja gradient wynosi 1° na 100 m. Pionowa strefowość na powierzchni tarczy lodowej zaznacza się bardzo wyraźnie. Na wysokości przekraczającej 1000 m n. p. m. nie zachodzi już tajanie powierzchni lodu.

Jeżeli przeprowadzimy przekrój pionowy na kontynencie, biorąc pod uwagę układ nunataków a nie powierzchnię lądolodu, to otrzymamy inny typ strefowości pionowej, o znacznie słabiej wyrażonych różnicach.

Duże zainteresowanie budzą peryglacjalne badania w Europie. W literaturze poświęconej tej tematyce w Niemczech, Francji i Polsce mówi się o śladach peryglacjalnego wietrzenia, o klinach lodowych, krioturbacjach itd. Prawie zupełnie natomiast nie wspomina się o zjawiskach chemicznych w warunkach suchego klimatu zimnego. Mimo to według różnych badaczy procesy te panowały przy czole lodowca w strefie zimnego kontynentalnego powietrza i wschodniego układu wiatrów.

Pogląd ten znajduje potwierdzenie w istnieniu współczesnej peryglacjalnej zimnej pustyni na Antarktydzie. Można sądzić, że podobna strefa otaczała dawniej również pokrywę lodową Europy i Północnej Ameryki. Związki żelaza, manganu i wapnia typowe dla skorup wietrzeniowych tej strefy zostały jednak później rozpuszczone i wmyte w warunkach postglacjalnego klimatu wilgotnego.

Literatura, s. 48.

³ Strefę umiarkowaną na półkuli południowej czasem niesłusznie zaliczają do Subantarktyki.

Spis ilustracji

Fotografie

	str.
1. Oaza Bungere. Szczelina w skale krystalicznej	48
2. Oaza Bungere. Szczelina mrozowa	48
3. Wielka skała Mirnego. Deskwamacja	48
4. Sabrina Land. Deskwamcja niszcząca wyglądy lodowcowe	48
5. Sandefjord Bukta. Nunatak, terasa altyplanacyjna	48
6. Oaza Bungere. Wieloboki (dla porównania wielkości człowiek — x)...	48
7. Oaza Bungere. Wielobok kamienny.....	48
8. Sandefjord Bukta. Fragment pasów kamiennych na płaskiej powierzchni nunataka	48
9. Ziemia Kempa. Wyspy Öygarden. Wietrzenie jamiste.....	48
10. Lodowiec w zachodniej części Oazy Bungere. Intensywne tajanie wywołane wywiewaniem pyłu i napływem ciepłego powietrza z Oazy Bungere. Widok z samolotu	48
11. Ziemia Enderby. Góra Biscoe. Widok z samolotu	48
12. Jeden ze szczytów gór Barr Smith na SE od Mirnego. Widok z samolotu	48
13. Ziemia Kempa. Wyspa Öygarden. Brązowa skórka wietrzeniowa z wykwitami związków miedzi	48
14. Góry Barr Smith. Naloty wapnia na powierzchni skał	48
15. Oates - Land. Naloty wapnia na powierzchni skał	48
16. Oaza Bungere. Widok z samolotu	48
17. Oaza Bungere. Pierwszy obóz ekspedycji w styczniu 1956	48
18. Oaza Bungere. Sól morska na powierzchni skał	48
19. Granica dwóch stref: suche antarktyczne masy kontynentalnego powietrza nad Antarktyką dają bezchmurną pogodę (właściwa Antarktyka). Ku północy, nad oceanem zalegają wilgotne masy powietrza morskiego warunkujące zachmurzenie (Subantarktyka). Tym dwom geograficznym strefom odpowiadają dwie strefy peryglacjalne Antarktyki	48

Mapa

1. Część Antarktydy	44
1. obszary badane przez autora; 2. strefa zimnej pustyni peryglacjalnej; 3. peryglacjalna strefa zimna i wilgotna	

Tłumaczyła J. Olchowik-Kolasińska

KIERUNKI WIATRU I PIASKI POKRYWOWE W HOLANDII

W wielu publikacjach o plejstocenie Holandii używa się terminu *piasek pokrywowy* (Edelman 1947; Edelman i Cromelin 1939; van der Hammen 1951; Maréchal i Maarleveld 1955; Pannekoek 1956; Vink 1949). Termin ten zastosowano dla oznaczenia eolicznych osadów piaszczystych przykrywających starsze utwory. Występowanie piasków pokrywowych nie ogranicza się do obszaru Holandii, lecz można je obserwować dalej ku południowi, w Belgii i północnej Francji (Maréchal 1956) oraz ku północy aż do okolic Hamburga (Dücker i Maarleveld 1958; Erbe 1958). Wynika stąd, że piaski te znajdują się na północ od pasa lessów i na południe od würmskiego obszaru morenowego.

W obrębie obszaru piasków pokrywowych można wyróżnić trzy jednostki regionalne:

1. Piaski pokrywowe wypełniające bardzo rozległe glacialne zagłębienia i niecki. Piasek pokrywowy osiąga tutaj największą miąższość. Edelman i Cromelin (1939) wspominają o miąższości tych utworów przekraczającej 10 m.

2. Piasek pokrywowy na wysoczyznach moreny dennej w północnej Holandii i północno-zachodnich Niemczech. Tu, podobnie jak w rozległych zagłębieniach glacialnych, piaski pokrywowe występują w postaci ciągłego płaszcza o przeciętnej miąższości 0,5—1,5 m. W kierunku Morza Północnego miąższość pokryw wzrasta.

3. Piasek pokrywowy wysoczyzn pagórkowych, takich jak moreny spiętrzone. Na tych powierzchniach osady pokrywowe są mniej pospolite. Większa część piasków pokrywowych występuje tu w postaci wydmy (fig. 1).

Skład granulometryczny piasków pokrywowych często wykazuje wyraźne maksimum między 105 i 210 μ . Jednakże występuje również gruby piasek pokrywowy z maksimum 210—420 μ oraz drobniejszy z maksimum wielkością ziarn 50—105 μ . Znane są także utwory wykazujące dwa maksima. W północnej i środkowej Holandii spotyka się piasek z maksimum

* Geolog w Holenderskim Instytucie Gleboznawczym w Wageningen.

50—75 μ oraz 150—205 μ . W południowej Holandii, w miarę przesuwania się w kierunku obszarów lessowych spotyka się maksima 16—50 μ i 105—150 μ . W bezpośrednim sąsiedztwie terenów lessowych krzywe granulometryczne piasków pokrywowych wykazują maksima przesunięte ku drobniejszej frakcji (Edelman i Maarleveld 1958).

Profile piasków pokrywowych wykazują na ogół wzrost cząstek grubszych ku stropowi. W najniższej części widać wyraźnie przejście od serii piasku średnioziarnistego i mułkowatego do frakcji drobnopiaszczystej (fig. 2). Tej kategorii drobnoziarniste osady znane są jako starsze piaski pokrywowe.

Na starszych piaskach pokrywowych leżą piaski o grubszej frakcji zawierające często cienkie warstewki grubego piasku lub drobnego żwiru (o średnicy do 8 mm), chociaż dość częste są ziarna $>210 \mu$. Według Erbe'go (1958) seria grubszych piasków zawiera frakcję na ogół nieco drobniejszą w stropie niż w spągu. Są to młodsze piaski pokrywowe.

Na podstawie badań palynologicznych Van der Hammen (1951) sądzi, że starsze piaski pokrywowe powstały przed Bøllingiem, a ich akumulacja była równoczesna z najmłodszym lessem. Jak wynika z analiz C^{14} wiek piasków nie przekracza 29 000 (+5 000; -3 000) lat (Wiggers 1955), a ich akumulację można odnieść do ostatniego surowego, zimnego okresu Würmu¹.

Gruboziarniste młodsze piaski pokrywowe powstały po Bøllingu. W wielu miejscach wśród tych utworów znaleziono małej miąższości horyzonty glebowe opisane przez Hijszeler (1947) z pod wsi Usselo, skąd też pochodzi nazwa tego charakterystycznego horyzontu. Na ogół horyzont Usselo posiada więcej cząstek $<60 \mu$, niż młodszy piasek pokrywowy ponad lub poniżej strefy Usselo (Dücker i Maarleveld 1958). Warstwa Usselo ma zazwyczaj 10—15 cm miąższości (fot. 1) i zawiera bardzo wiele węgielków drzewnych *Pinus*. Także często występują w nim osobliwe kanaliki palczaste, wytworzone zapewne przez jakieś małe zwierzęta (fot. 2). Kanaliki są wypełnione piaskiem z domieszką węgielków drzewnych. Pod Usselo stwierdzono, że omawiana gleba kopalna zazębia się z gytia i torfem. Badania palynologiczne gytii i torfu datują horyzont glebowy Usselo na Allerød (Hijszeler 1957). Wiek węgielków drzewnych określono metodą C^{14} na lata $8\,930 \pm 160$ p. n. e.², to jest, na okres przejściowy od Allerødu do młodszego dryasu.

¹ Prawdopodobnie istnieją jeszcze starsze podobne, würmskie utwory piaszczyste, np. piaski przypominające starsze piaski pokrywowe, które spoczywają na utworach eemskich.

² Wykonane w Laboratorium Geochronometrycznym Uniwersytetu w Yale, New Haven.

W niektórych stanowiskach na obszarze Holandii, Belgii i Niemiec znaleziono w obrębie horyzontów zawierających węgielki drzewne zabytki archeologiczne należące do zespołu magdaleńskiego VI (Tjonga group). Wiekowo odpowiadają one zabytkom ze stanowiska Ahrensburg-Borneck II (Hijszeler 1957).

Podobny horyzont glebowy spotyka się, choć o wiele rzadziej, w spągu piasków pokrywowych. Istnieją dowody, że ten horyzont reprezentuje profil glebowy Bøllingu. Występowanie obu horyzontów glebowych pozwala sądzić, że młodsze piaski pokrywowe są dwudzielne, z których dolne powstały w starszym dryasie, górne zaś w dryasie młodszym (młodszy piasek pokrywowy I i II, por. tabl. I).

Tablica I

Stratygrafia piasków pokrywowych i przeważające kierunki wiatrów pod koniec Würmu

P ó ł n y p l e j s t o c e n	Okresy	Piaski pokrywowe	Kultury ¹	Klimat ²	Przeważające kierunki wiatru	Wiek bezwzgl. (metoda C ₁₄)
	Młodszy dryas	Młodszy piasek pokrywowy II	Ahrensburg	Względnie oceaniczny	W—SW	8300
	Allerød	węgle drzewne profil glebowy (horyzont Usselo) stagnacja	Ahrensburgs-Borneck II Bromme, Usselo, Rissen			8 900
	Starszy dryas	Młodszy piasek pokrywowy I				9 800
	Bølling	Profil glebowy stagnacja		Względnie kontynentalny	NW—W	10 400
	Pełny plejstocen	Starszy piasek pokrywowy			NW	

¹Wg Hijszeler (1957).

²Wg Van der Hammen'a (1951).

Piaski pokrywowe są prawie zawsze warstwowane horyzontalnie. Powierzchnia starszych piasków pokrywowych jest pozioma, w przeciwieństwie do młodszych utworów tego typu, które dają rzeźbę urozmaiconą, często w postaci haczykowatych wałów, tworzących pozornie skomplikowany układ. Wyrazistość kształtu i wysokość grzbietów zależą od wieku i frakcji materiału. Gruboziarnisty piasek tworzy grzbiety wyższe, natomiast w utworach młokowatych formy te ledwie się zaznaczają.

Grzbiety pochodzące z młodszeo dryasu wykazują największą wyrazistość form i są najwyższe. Nieco starsze grzbiety, ze starszego dryasu, są często trudne do rozpoznania i w wielu miejscach uległy zatarciu przez działalność wiatru. Wysokość tych grzbietów prawie nigdy nie przekracza 2 m.

Od chwili powstania Holenderskiego Instytutu Gleboznawczego w Wageningen wykonuje się szczegółowe mapy gleb obszarów występowania piasków pokrywowych w różnych częściach Holandii. Na mapach tych wyróżniono m. in. profile glebowe, miąższość i charakter warstwy humusowej oraz warunki wilgotności. Istnieje ścisły związek pomiędzy tymi cechami i morfologią form. Oparta na mapach gleb mapa wód gruntowych pozwala dość dobrze odczytać rozmieszczenie wyniesień i zagłębień na obszarach występowania piasków pokrywowych. W środkowej Holandii skartowano pod kierunkiem Van der Schansa dużą część Gelderse Vallei. I. C. Pape prowadził obserwacje na tym samym terenie w celu wykonania nowej mapy gleb Holandii w skali 1 : 50 000.

Mapy te stały się nową pomocą w dokładniejszych badaniach morfologii płaszczu piasków pokrywowych. Na podstawie rozmieszczenia względnie wysoko położonych gleb kopalnych usiłowano odtworzyć pierwotne warunki ich formowania się, co z kolei umożliwiło wyznaczenie przebiegu wałów wydmyowych. Z map sporządzonych tą metodą wynika jasno, że mimo nieznacznych różnic wysokości nie przekraczających 2 m, rzeźba płaszczu piasków pokrywowych składa się z wielu wałów wydmyowych o dość regularnym przebiegu (fig. 3).

Grzbiety są zbudowane z młodszych piasków pokrywowych spoczywających na starszej generacji tych utworów. Podczas prac terenowych zwracano baczną uwagę na możliwość występowania horyzontu Usselo. Pomimo jednak szczególnej uwagi stwierdzono go tylko w trzech wypadkach. Grzbiety, w których występował horyzont Usselo, były wyjątkowo wysokie, a sama gleba kopalna zawsze znajdowała się blisko powierzchni, w bezpośrednim sąsiedztwie z warstwą ziemi ornej (ustna informacja van der Schansa). Można stwierdzić, że grzbiety wyróżnione na mapie w części Gelderse Vallei (fig. 3) są zbudowane z młodszych piasków po-

krywowych I, lecz początek ich tworzenia się trzeba odnieść do starszego dryasu. Są to wydmy paraboliczne o kształcie litery U z ramionami zwróconymi ku północnemu zachodowi i zachodowi. Ramiona wydym są dobrze zachowane, w przeciwieństwie do środkowej części łuku, który jest często trudny do rozpoznania.

Na rysunku 4 przedstawiono rozwój wydmy parabolicznej. Grzbiet przebiegający przez Kraat stanowi pierwotny zarys wydmy, jednak jest tak silnie zniszczony przez działalność wiatru, że obecnie przedstawia tylko nieznaczące wzniesienie. Wał wydmowy przebiegający przez Roendaal powstał w następnej fazie rozwoju formy i również został w znacznym stopniu zniszczony. Wreszcie utworzył się grzbiet przebiegający przez Hul-Harn, który jest jeszcze dość dobrze widoczny. Nieporozcinane ramiona wydym w całym kompleksie są wyraźnie widoczne w terenie (Maarleveld 1958).

Na wschód od Gelderse Vallei występuje glacialny krajobraz Veluwe. Znajdują się tu również grzbiety zbudowane z piasku (fig. 5), o których dawniej mylnie sądzono, że są ozami. W 12 stanowiskach stwierdzono pod wydmami występowanie horyzontu Usselo, którego wiek określono metodą C^{14} (Maarleveld 1951, 1956). Powstanie grzbietów piaszczystych było poprzedzone rozwojem roślinności w polepszającym się klimacie na początku holocenu i dlatego ich wiek należy odnieść do młodszego dryasu, a materiał, z którego są zbudowane trzeba uznać za młodsze piaski pokrywowe II. Grzbiety mają z reguły kształt zbliżony do litery U, lecz ramiona są często bardzo wyciągnięte i dlatego przeważają formy podłużne.

Sytuacja wydym ma wielkie znaczenie dla poznania kierunków wiatru podczas tworzenia się tych wydym (Högbom 1923; Kádár 1938; Poser 1951). Położenie wydym parabolicznych ze starszego dryasu wskazuje, że powstały one na skutek działania przeważających wiatrów północno-zachodnich i zachodnich (fig. 3, 6).

Vink (1949) wnioskuje, że podczas akumulacji lessu na obszarze Veluwe wiały wiatry północno-zachodnie, a less osadzał się po stronie odwieznej moren spiętrzonych. Na obszarze tym nie znaleziono jednak lessu w rozległych dolinach o kierunku NW—SE, ponieważ wiatr nie napotykał tu na przeszkody i — w przeciwieństwie do dolin poprzecznych do tego kierunku — możliwa była tylko akumulacja piasków pokrywowych. Less i starsze piaski pokrywowe powstały w tym samym czasie, z czego wynika, że piaski te zostały usypane przez wiatry północno-zachodnie (por. tabl. I).

Z sytuacji grzbietów utworzonych w młodszym dryasie wynika, że w starszym dryasie dokonała się zmiana kierunku wiatru z WNW na WSW (fig. 6). Rozmieszczenie popiołu wulkanicznego na obszarze maarów

w okolicy Laach wskazuje, że już w środkowej części Allerødu ($\pm 9\ 500$ lat p. n. e.) przeważały kierunki wiatru od zachodnich do południowo-zachodnich (Frechen 1952; Gross 1954; Straka 1958). Ta zmiana przeważających kierunków wiatru musiała się dokonać po starszym drysie, a więc w pierwszej części Allerødu.

Van der Hammen (1951) na podstawie danych palynologicznych stwierdził, że klimat na początku Allerødu miał względnie kontynentalny charakter (okres lasu brzoźowego) i poprzedzał okres lasu sosnowego względnie sosnowo-brzoźowego. W tym samym czasie miała miejsce ekspansja *Empetrum* i *Ericaceae*.

Badania przeważających kierunków wiatru oparte na danych geomorfologicznych prowadzą do tych samych wyników, które uzyskano na drodze studiów palynologicznych. Rezultaty obu metod wskazują na zmianę klimatu w Holandii podczas Allerødu. Według analiz palynologicznych zmiana ta miała charakter przejścia od klimatu względnie kontynentalnego do względnie oceanicznego, zaś dane morfologiczne pozwalają sądzić, że kierunki wiatru zmieniały się z WNW na WSW³.

Szczególne znaczenie ma rozpoznanie horyzontu Usselo, dzięki czemu jest obecnie możliwe uzyskanie pewniejszych dowodów w zakresie datowania osadów powstałych przed i po Allerødzie. Nie wydaje się, żeby ten horyzont był ograniczony tylko do północnej Francji, Belgii i północnych Niemiec. Dlatego też zasługuje on na większą uwagę i w innych krajach. Wolno mieć nadzieję, że rozpoznanie gleby kopalnej Usselo przyczyni się do lepszego poznania klimatu późnego plejstocenu.

Literatura, s. 57.

Spis ilustracji

Rysunki

	str.
1. Rozmieszczenie piasków pokrywowych w Holandii wg Maréchała i Maarlevelda (1955)	50
1. piaski pokrywowe wypełniające bardzo rozległe zagłębienia i bruzdy; 2. piaski pokrywowe na równinach; 3. piaski pokrywowe na obszarach pagórkowych; 4. wały; 5. holocenijskie wydmy śródlądowe; 6. less blisko powierzchni; 7. piaski pokrywowe przykryte młodszymi utworami; 8. less przykryty młodszymi utworami	

³ Klute doszedł do wniosku na podstawie badań odkrywek w wydmach w rejonie między Darmstadt i Frankfurtem n. Menem (Niemcy), że przeważające kierunki wiatru zmieniały się z WNW na WSW. Prawdopodobnie ta zmiana dokonała się także w późnym plejstocenie (Walther 1951).

2. Uziarnienie piasku pokrywowego (Pesse, Holandia) wg Dückera i Maarlevelda (1958)	50
1. młodszy piasek pokrywowy II = młodszy dryas;	
2. młodszy piasek pokrywowy I = Alleröd (poziom zbielicowany);	
3. młodszy piasek pokrywowy I = starszy dryas;	
4. starszy piasek pokrywowy = Bölling (poziom zbielicowany);	
5. starszy piasek pokrywowy = pełny glacjał	
3. Wały zbudowane z młodszych piasków pokrywowych I na obszarze Ede i Barneveld (Gelderse Vallei)	53
1. strumienie; 2. wały; 3. morena spiętrzona	
4. Fazy przeobrażeń wydmy zbudowanej z młodszych piasków pokrywowych I	54
1. pierwsza faza; 2. druga faza; 3. trzecia faza; 4. ostatnia faza	
5. Wydmy zbudowane z młodszych piasków pokrywowych II na zachód od Heerde (Veluwe)	55
1. wydmy; 2. horyzont Usselo znaleziony u podstawy wydmy	
6. Kierunki wałów wydmych w środkowej Holandii	56
1. wały zbudowane z młodszych piasków pokrywowych II (młodszy dryas); 2. wały zbudowane z młodszych piasków pokrywowych I (starszy dryas)	

Fotografie

1. Horyzont Usselo w pobliżu Tilburga	56
2. Część horyzontu Usselo w pobliżu Ede	56
odcinek oznacza 2 cm	

Thumaczyła L. Dutkiewiczowa

A. L. Washburn

Hanover, N. H.

PRZYRZĄDY DO BADAŃ DENUDACJI I ZIEM STRUKTURALNYCH STOSOWANE W PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ GRENLANDII

Zarys treści

Autor podaje krótki opis przyrządów i ich zastosowania do badań ziem strukturalnych i denudacji, które prowadził w okolicach Mesters Vig, w północno-wschodniej Grenlandii.

WPROWADZENIE

Badania w Arktyce są niepełne, gdyż prowadzono je na ogół tylko w sezonach letnich, a przecież wiele procesów jest najbardziej wydajnych w okresach przełomowych. Autor podjął pewne badania zdążające do otrzymania ilościowych wyników z okresu szeregu lat. Pokonanie trudności i przeprowadzenie badań morfologicznych w NE Grenlandii było możliwe dzięki uprzejmości władz duńskich i Północnego Towarzystwa Górniczego. Pracę rozpoczęto w 1956 roku w okolicy Mesters Vig, po południowej stronie Kong Oscars Fjord, na 72° szerokości północnej.

W okolicy Mesters Vig znajdują się kopalnie ołowiu i cynku, eksploatowane przez Północne Towarzystwo Górnicze (Nordisk Mineselskab A/S). Dzięki dogodnym warunkom komunikacyjnym autor mógł zacząć pracę przed okresem wiosennego przełomu i kontynuować obserwacje po jesiennym zamarznięciu, bez pozostawiania na cały okres zimy. Najważniejsze wreszcie, że badania prowadzono w ciągu kilku lat. Program badań obejmował obserwacje większości procesów morfologicznych w środowisku arktycznym, a w zakresie niektórych procesów — studia botaniczne, które prowadził Dr Hugh Raup, dyrektor Harvard Forest.

Na obszarze Mesters Vig założono 20 pól eksperymentalnych, na których badano różnego rodzaju ruch mas, działalność mrozu i rozwój ziem strukturalnych. W wybranych miejscach zainstalowano specjalne instrumenty pomiarowe ruchu mas, kołki, elektrooporowe aparaty do mierzenia temperatur, czujniki do badań ciśnienia lodu i przyrządy do pomiarów denudacji. Wyniki obserwacji opracowywano bieżąco, a dalsze prace będą prawdopodobnie kontynuowane w 1959 r. Omówienie dotych-

czasowych prac przygotowano w nadziei, że otrzymane wyniki mogą być przydatne dla innych podobnych prac.

PRZYRZĄDY

PALIKI ZE STOŻKAMI DO POMIARÓW RUCHU MAS I ZIEM STRUKTURALNYCH

Przyrząd do pomiarów ruchu mas składa się z pomarańczowego drewnianego stożka i osadzonego w nim również drewnianego kołka (fot. 1). Średnica podstawy stożka i jego wysokość wynosi 10 cm, zaś długość kołków 10 lub 20 cm. Są one zabezpieczone przez kreozowanie i dla ułatwienia odpowiedniego umieszczenia w gruncie znakowane nacięciami.

Stożki umieszczono na stokach zbudowanych z podobnego materiału, lecz różniących się wartością nachylenia, wilgotnością i charakterem pokrywy roślinnej. Stożki zainstalowano wzdłuż linii prostej, mniej więcej równoległe do poziomicy. Na jednym z pól przeprowadzono dwa ciągi (fig. 1) w celu umożliwienia studiów porównawczych. Stożki zainstalowano w 2 metrowych odstępach wbijając na zmianę stożki z kołkami 10 i 20 cm. Zmienna długość kołków pozwalała na ocenę ewentualnego zróżnicowania szybkości ruchu gleby na głębokości powyżej i poniżej 10 cm. Linie, wzdłuż której umieszczono stożki pomiarowe, wyznaczono z dokładnością do 1" przy pomocy teodolitu Wilda T-2. Przy głównych ciągach stożków punkt stania znajdował się na podłożu skalnym, a linie wyznaczono przy pomocy celowania na odległy punkt odniesienia. W ten sposób zainstalowano w poprzek stoku kilka ciągów w różnych miejscach po ponad 40 stożków w każdej linii. Celowanie odbywało się na punkty wierzchołkowe pomarańczowych stożków. Na ogół były już możliwe do odczytania przemieszczenia o wartości ułamka centymetra. Na głównych polach odczyty teodolitem wykonywano średnio co dwa tygodnie w okresie od wiosny do jesieni, to jest od momentu ukazania się stożków spod śniegu aż do powtórnego ich przykrycia. Notowano też pochylenie stożków i wartość wydźwignięcia wskutek pęcznienia mrozowego.

Na kilku polach doświadczalnych użyto zamiast stożków drewnianych kołeczek o średnicy 3 mm. Kołeczki mają czarny pierścień na wysokości 10 cm od podstawy dla ułatwienia równego wbicia ich w grunt. Umieszczano je co 20 cm posługując się nimi przy pomiarach ruchów nieznacznych i na ograniczonej przestrzeni. Kołeczki te wkopywano wzdłuż sznura lub drutu mocno napiętego między skrajnymi stonowiskami, do których odnoszono pomiary przemieszczeń kołeczków.

Tego samego rodzaju kołeczków używano do badań ziem strukturalnych. W odrębie sortowanych i nie sortowanych kręgów i sieci kołeczki

rozmieszczono w formie kwadratowej siatki. W jednej strukturze instalowano ponad 100 kołeczków ustawianych co 10 cm (fot. 2). Obserwowano zmiany w układzie kołeczków, a więc ich wychylenie i wydźwignięcie.

PRZYRZĄDY DO POMIARÓW DENUDACJI

Przyrządy do pomiarów denudacji zostały wykonane w Thayer School of Engineering w Dartmouth College i w Thermal Dynamics of West Lebanon w New Hampshire.

Każdy przyrząd składa się z 183 cm rury aluminiowej o średnicy zewnętrznej 3,8 cm, wewnętrznej 2,5 cm. Przez rurę przechodzą trzy linki połączone ze skalowanymi tarczami, które znajdują się w przezroczystej, zabezpieczonej przed zmianami atmosferycznymi osłonie umieszczonej na górnym końcu rury (fig. 2). Każda z trzech linek jest przymocowana do osobnej tarczy i wychodzi na zewnątrz przez otwór w rurze, umieszczony na odpowiedniej wysokości od podstawy. Na końcu każdej linki umocowana jest cegielka o wymiarach $4 \times 5 \times 9$ cm, którą zakopuje się na odpowiedniej głębokości na stoku poniżej miejsca umieszczenia przyrządu. Rura przyrządu była wstawiona prostopadle do powierzchni zmarzliny. Miejsce zainstalowania instrumentu dokładnie ustalono przy pomocy teodolitu lub taśmy. Każde przesunięcie się cegiełek umieszczonych na stoku można było bezpośrednio odczytać w stopniach na tarczy z podziałką. Przemieszczenie cegiełek o 1 cm odpowiadało 18° na tarczy w jednym typie przyrządu lub 23° w innym.

Na polach doświadczalnych zainstalowano cztery takie przyrządy do pomiarów denudacji w bezpośrednim sąsiedztwie stożków pomiarowych. W ten sposób można było uzyskać wartość podpowierzchniowego ruchu gleby, którego nie można zmierzyć przy pomocy stożków. Dzięki przyrządom do pomiarów denudacji uzyskuje się dane ilościowe dotyczące rozmiarów i szybkości ruchu gleby, lecz bez zróżnicowania między ruchem cegiełek w dół stoku a ruchem pionowym w wyniku pęcznienia mrozowego. Dlatego po zakończeniu doświadczeń trzeba było cegielki wykopać, aby obliczyć wartość ruchu porównując pozycję wyjściową cegiełek z ich sytuacją końcową.

ELEKTROPOROWE APARATY DO POMIARÓW TEMPERATURY

Aparaty do pomiarów temperatury zostały wykonane przez Thermo Electric Co. w Saddle Brook w New Jersey. Składają się one z miedziowo-konstantanowych termopar umieszczonych w glebie co 10 cm, a w niektórych aparatach co 5 cm, przy powierzchni. W większości pól doświad-

czalnych zainstalowano po jednym lub dwa aparaty w bezpośrednim sąsiedztwie linii stożków pomiarowych. Aparaty do mierzenia temperatur umieszczono również w środku sortowanych sieci i kręgów. Wszystkie aparaty założono w strefie czynnej; przeważnie sięgały one prawie do powierzchni wiecznej zmarzliny.

Do odczytywania temperatur w aparatach tych użyto pirometru potencjometrycznego specjalnie dostosowanego do tego celu przez Thermo Electric Co. Jest to przyrząd z materiału lekkiego i ścisłego, wycechowany według rtęci i pozwalający na odczytywanie temperatury z dokładnością do $0,1^{\circ}\text{C}$. Można go używać bądź bez kąpeli lodowej, bądź z jej zastosowaniem. Zastosowanie kąpeli lodowej zapewnia uzyskanie dokładniejszego pomiaru.

CZUJNIKI DO POMIARÓW CIŚNIENIA LODU

Aparaty te służą do mierzenia ciśnień powstających między zamarzającą od góry strefą czynną i wieczną zmarzliną (ciśnienie kriostatyczne). Przyrządy te wykonała Thayer School of Engineering w Dartmouth College według projektu U.S. Army Corps of Engineers, Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. Składają się one z syntanowej rurki w osłonie metalowej, wypełnionej płynnym silikonem. Na górnym końcu rurki znajduje się czujnik, który jest wycechowany co $\frac{1}{4}$ funta do odczytywania ciśnienia. W podstawie rurki zrobiony jest otwór o małej średnicy, przez który przekazywane jest ciśnienie płynu. Otwór jest tak mały, że rurkę można umieścić w gruncie pionowo bez obawy straty silikonu. Po umieszczeniu przyrządu w glebie każda zmiana ciśnienia działa na płynną krzemionkę i teoretycznie jest przekazywana do czujnika.

Omawiane instrumenty zainstalowano na jednym z pól doświadczalnych razem z aparatami do pomiarów temperatur posługując się nimi przy badaniu ziem strukturalnych. Jednak dawniejsze i obecnie przeprowadzone doświadczenia wykazały, że instrumenty te być może nie dają zadowolających wyników i wymagają pewnych ulepszeń.

WNIOSKI

Na podstawie dotychczasowych doświadczeń można stwierdzić, że stożki do pomiarów ruchu mas i ziem strukturalnych, przyrządy do pomiarów denudacji i temperatur lodu umożliwiły zebranie wartościowych materiałów. Natomiast mniej zadowolające są aparaty do pomiarów ciśnienia lodu.

Podczas doświadczeń brano pod uwagę również warunki istniejące na stokach, przeprowadzono dokładne analizy granulometryczne, określono wilgotność w różnych porach roku, wytrzymałość gruntu mierzoną penetrometrem itp. Zarówno te badania jak i obserwacje przy pomocy przyrządów opracowano w połączeniu ze studiami botanicznymi, które prowadził równocześnie dr Raup.

Spis ilustracji

Rysunki

1. Mesters Vig, Północno-wschodnia Grenlandia. Pola doświadczalne: 7, 8, 15 i 18	str. 61
2. Przyrząd do pomiarów denudacji	63

Fotografie

1. Stożek do pomiarów ruchu mas. Kolki mają 10 i 20 cm. Długość linijki 30 cm	64
2. Mesters Vig, Północno-wschodnia Grenlandia. Kolki umieszczone co 10 cm w kręgu poligonalnym na polu doświadczalnym 9	64

Tłumaczyła Ł. Dutkiewiczowa

Arturo E. Corte

Wilmette, Ill.

POWSTAWANIE ZIEM STRUKTURALNYCH W WARUNKACH DOŚWIADCZALNYCH

Zarys treści

Doświadczenia, prowadzono w celu poznania procesów czynnych w powstawaniu układów poligonalnych z segregacją materiału, które występują w luźnych osadach piaszczysto-żwirowych na krawędzi lodowca na SE od Thule w północno-zachodniej Grenlandii. Wybrano cztery wycinki powierzchni lodowca, które zostały przykryte płaszczem żwiru i grubego piasku o różnej miąższości. W dalszym ciągu obserwowano wpływ zróżnicowanego tajania na tworzenie się ziem strukturalnych. Lód topniał szybciej pod 5 cm pokrywą żwirów, niż pod 15 cm płaszczem, wskutek czego powstawały pagórki i zagłębienia. Grubszy materiał gromadził się w zagłębieniach w wyniku segregacji wywołanej zróżnicowanym tajaniem i nierównym osiadaniem płaszcza żwirowego. W trzech wypadkach, gdzie pokrywa żwirowa miała nierówną miąższość, segregacja doprowadziła do powstania dobrze rozwiniętych pierścieni kamienistych. Natomiast nie utworzyły się sieci z wyraźną segregacją materiału w jednym wypadku, gdzie na wygładzonej powierzchni lodu leżała równa pokrywa żwirowa; jedynie w bruzdzie wód roztopowych można było zaobserwować słabo rozwinięty pas kamienny. Dookoła obszaru doświadczalnego wytworzył się duży pierścień kamieni jako rezultat szybszego tajania lodu na słabo izolowanym obrzeżeniu. Z tego wynika wniosek, że sieci i pasy z segregacją materiału występujące w osadach morenowych na krawędzi lodowca były zapoczątkowane w swoim rozwoju przez mechaniczne sortowanie wywołane zróżnicowanym tajaniem lodu. Proces ten prawdopodobnie odgrywa główną rolę w tworzeniu się form osiadania materiału na obszarach współczesnej zmarzliny, która została pozbawiona strefy czynnej.

Sprawozdanie niniejsze zawiera przebieg i wyniki doświadczeń polowych prowadzonych podczas lata 1957 na lodowcu w pobliżu Thule, na Grenlandii. Badania te były częścią pracy zespołowej: „Terenowe i laboratoryjne studia ziem strukturalnych” prowadzonej przez Główny Oddział Badań Zmarzliny U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. Sprawozdanie zostało przygotowane przy współudziale asystenta J. T. Tangermana i jest publikowane za zgodą USA SIPRE i Rządu Stanów Zjednoczonych.

WPROWADZENIE

Na krawędzi lodowca w pobliżu Thule, w północno-zachodniej Grenlandii, występują w materiale morenowym dobrze rozwinięte pasy kamieniste i sieci z segregacją materiału (fot. 1). Po usunięciu żwiru z powierzchni lodu okazało się, że gruby materiał spoczywa w bruzdach i żłobkach wyrzeźbionych w lodzie, zaś centra złożone z drobnego materiału leżą na wypukłych formach w lodzie (fot. 2).

Washburn (1956) opisuje tego rodzaju zjawiska i sądzi, że powstają one w wyniku zróżnicowanej rozszerzalności cieplnej materiału o różnej frakcji i lokalnie zróżnicowanego pęcznienia.

Autor obserwował bardzo podobne formy rozwinięte na wiecznej zmarzlinie obfitującej w lód gruntowy i pozbawionej strefy czynnej (fot. 3). Osiadanie zmarzliny wywołane zróżnicowanym tajaniem prowadziło do powstawania wypukłości i zagłębień oraz do nagromadzenia grubego materiału w tych zagłębieniach. Eksperymentalne prace terenowe podjęto w celu poznania procesów czynnych w tworzeniu się układów strukturalnych w materiale żwirowym na powierzchni tającej zmarzliny.

PRZYGOTOWANIE PÓL DOŚWIADCZALNYCH

W brzeżnej strefie lodowca wybrano 4 wycinki powierzchni o rozmiarach 4×4 m i oznaczono je kolejno literami A, B, C, D. Po usunięciu żwiru (fot. 4) powierzchnię lodu odpowiednio wyrównano i wymodelowano. Nie osiągnięto jednak idealnie gładkiej powierzchni, ponieważ pracę prowadzono tylko przy pomocy łopat i kilofów.

Materiał leżący na wybranych do doświadczeń wycinkach powierzchni składał się ze żwiru i grubego piasku, w którym frakcja poniżej 1 mm stanowiła tylko 2%.

Przygotowaną do doświadczeń powierzchnię lodu skartowano przy pomocy siatki sznurowej, którą rozciągnięto na drewnianej ramie opierającej się na palikach wbitych w lód (fot. 5). Następnie lód ponownie przykryto żwirem i otrzymaną powierzchnię znowu skartowano. Niestety nie udało się zrobić mapki powierzchni po przeprowadzeniu doświadczenia, gdyż paliki podtrzymujące ramę wytopiły się wskutek nieprzewidzianie dużej ablacji. Dlatego wykonano tylko przykładowe profile (fig. 1), na których stosunek żwiru do powierzchni lodu nie jest właściwie przedstawiony, ponieważ lód topniał podczas kartowania i robót przygotowawczych.

Na powierzchni lodu w polu A zrobiono dwie bruzdy przecinające się pod kątem prostym (fot. 5). Następnie rozprowadzono żwir tworząc równą, lekko nachyloną powierzchnię (fot. 6); warstwa żwiru w bruzdach miała 15 cm, zaś na brzegach pola 5 cm (fig. 1).

W obrębie pola B na łagodnie nachylonej powierzchni lodu znajdowały się dwa małe zagłębienia bezodpływowe. Cały ten wycinek, wraz z zagłębieniami, przykryto równą, 5 cm warstwą żwiru (fig. 1, fot. 7).

Wygladzoną, lekko nachyloną powierzchnię lodu na polu C powleczono jednolitym 5 cm płaszczem żwirowym (fig. 1, fot. 8).

W polu D, na powierzchni pokrywy żwirowej o stałej miąższości 5 cm wymodelowano grzbiecik i cztery pagórki o wysokości względnej 15 cm (fig. 1, fot. 9).

Na powierzchni lodu dookoła pól doświadczalnych rozprowadzono cienką warstwę piasku zostawiając kilka płatów nagiego lodu. Dlatego też otaczający lód reprezentował dwa rodzaje warunków, izolacji i albedo, inne niż wytworzono na polach doświadczalnych.

WYNIKI

Segregacja w płaszczu powlekającym powierzchnię lodu porożcinaną bruzdami. Pole A

Na tym wycinku tajanie było najbardziej zróżnicowane. Po 10 dniach nad krzyżującymi się bruzdami, gdzie miąższość żwiru była największa, powstały wypukłe formy zbudowane ze żwiru. Wzdłuż ścian tych grzbietów utworzyły się spekania (fot. 10). Największe osiadanie materiału obserwowano przy brzegach bruzd, gdzie izolująca warstwa żwiru była najcieńsza. W rogach pola doświadczalnego powstały małe pagórki, gdyż w tych miejscach izolująca warstwa miała średnią miąższość.

Po 20 dniach tajania wypukłe formy — grzbiet i pagórki — tworzyły już znaczne wyniosłości. W zagłębieniach powstało duże nagromadzenie grubego materiału. Również na obrzeżeniu pola obserwowano znaczną akumulację grubej frakcji, gdyż materiał ten staczał się po stokach, które powstały wskutek większej ablacji lodu poza polem doświadczalnym (fot. 11).

Segregacja materiału ponad zagłębieniami bezodpływowymi. Pole B

Początkowa powierzchnia pola B była przykryta wraz z zagłębieniami równą, 5 cm warstwą żwiru. Po 9 dniach stwierdzono jedynie nieznaczne urozmaicenia powierzchni żwirowej wynikające zapewne z niedoskonałego modelowania lodu i powłoki, dla której nie udało się uzyskać równej i stałej miąższości.

Na początku okresu doświadczalnego zagłębienia wypełniły się wodą roztopową, która już po 2 dniach przecięła ich brzegi (fot. 12 a). Po wytworzeniu się odpływu zaobserwowano, że na dnie zagłębienia osadza się materiał pochodzący z miniaturowych stoków. Nagromadzenie tego materiału spowodowało stosunkowo większą izolację lodu w zagłębieniach, aniżeli w ich sąsiedztwie. W rezultacie lód tajał dokoła o wiele gwałtowniej (fot.

12 b), niż w zagłębieniach, które zaczęły górować nad otoczeniem. W końcu doświadczeń na miejscu zagłębień powstały pagórki zbudowane ze żwiru z wieńcem grubego materiału u podstawy (fot. 12 c). Większe kamienie obsunęły się również do bruzdy odwadniającej tworząc pas kamienny (linia przerywana na fot. 12).

Numerowane kamienie (fot. 12) ilustrują zmiany w układzie materiału podczas rozwoju pagórka. Na szczególną uwagę zasługują kamienie 5 i 6, które w okresie odwadniania zagłębienia były prawie zupełnie przykryte piaskiem. W miarę rozwoju pagórka kamienie zostały odpreparowane, a kamień 6 przesunął się aż do podstawy pagórka. W mniejszej skali można było zaobserwować radialny ruch wielu innych dużych kamieni.

Segregacja materiału na wygładzonej powierzchni lodu. Pole C

Spośród czterech obszarów doświadczalnych na polu C powstały najmniejsze urozmaïcenia powierzchni. Po 28 dniach od początku obserwacji nie zauważono wyraźnych śladów segregacji. Tylko w bruzdzie wód roztopowych wytworzył się mały pas kamienny (fot. 13).

• Segregacja materiału w pagórkach i grzbiecie na wygładzonej powierzchni lodu. Pole D

Na początku prowadzonych obserwacji pagórki i grzbiecie zbudowane ze żwiru były wyraźnie oddzielone od siebie. Po 18 dniach płaszcz żwirowy dokoła form wypukłych osiadł wskutek tajania lodu. W ten sposób powstało większe nachylenie stoków, po których zaczął się odbywać radialny ruch materiału ku dołowi. Materiał ten uległ rozwleczeniu dokoła pagórków, prowadząc do połączenia się niektórych form (fot. 14). W końcu okresu prowadzonych doświadczeń pagórki zostały obniżone prawie do poziomu podstawy i przekształcone w pierścienie kamieniste (fot. 15).

Na obrzeżeniu pola lód ze względu na brak izolacji topniał dużo gwałtowniej, niż izolowany lód w polu doświadczalnym. Doprowadziło to w końcu do wytworzenia się rzeźby o różnicy 180 cm wysokości. Pozostawione płyty nagiego lodu, dzięki większemu odbiciu promieni słonecznych, nie topniały tak szybko jak lód osłonięty tabliczką widoczną na fot. 11.

Duża różnica stopnia ablacji powierzchni doświadczalnej i otaczającego lodu spowodowała rozwój stromych stoków pomiędzy tymi dwoma poziomami. U podstawy stoków obserwuje się ślady wyraźnej segregacji. W rezultacie bowiem mechanicznego opadania w dół stoków materiału

o grubej frakcji powstał pierścień (fot. 16). W pobliżu obszaru, na którym prowadzono obserwacje przepływał strumień wód roztopowych z lodowca. Dostarczał on również materiału o grubszej frakcji przyczyniając się do jeszcze większego nagromadzenia kamieni.

Podobieństwo omawianych struktur osiągniętych doświadczalnie do struktur, które powstają w warunkach naturalnych jest uderzające (fot. 17). Wynika stąd wniosek, że w rozwoju obu rodzajów struktur działają zasadniczo podobne procesy.

UWAGI METODYCZNE

Eksperymentalnie wytworzone układy poligonalne z segregacją materiału dowodzą, że sortowanie odbywało się mechanicznie wskutek osiadania pewnych partii żwiru wywołanego zróżnicowanym tajaniem lodu. Nagromadzenie grubego materiału w bruzdach wyciętych w lodowcu przez wody roztopowe było spowodowane również mechaniczną segregacją i wymywaniem drobnej frakcji. W celu ilościowego ujęcia tego procesu zrobiono w lodzie, w dolnej części stoku badanych obszarów zbiornik, do którego skierowano wody roztopowe z Pól A i B. Po kilku zaledwie dniach osadziło się w zbiorniku ponad 2000 cm³ drobnego piasku. Zbiornik ten uległ jednak zniszczeniu wskutek ablacji lodu, wobec tego określenie całkowitej ilości osadzonego w nim materiału okazało się niemożliwe. Konieczne są dalsze doświadczenia, które umożliwią określenie krytycznej wartości nachylenia stoku i znaczenia wielkości cząstek w procesie splukiwania.

Nie stwierdzono śladów tajania w bruzdach i zagłębieniach pod pierścieniem grubego materiału u podnóża doświadczalnego terenu, z powodu wzrastającej wysokości względnej spowodowanej zróżnicowanym tajaniem lodu otaczającego formę (fot. 16). Wyjaśnienia należy prawdopodobnie szukać w tym, że nie została tu osiągnięta równowaga podczas okresu doświadczeń. Segregacja odbywała się nadal powodując przesuwanie materiału na zewnątrz pola doświadczalnego i dlatego zagłębienia nie mogły się rozwinąć.

Na gładkiej powierzchni lodu przykrytej równą warstwą żwirów nie rozwinęła się sieć poligonalna z segregacją. Nieznaczną segregację obserwowano tylko wzdłuż kanałów odwadniających, którymi płynęły wody roztopowe (Pole C); wynika stąd wniosek, że izolowanie (żwir) jest koniecznym warunkiem powstawania sieci z segregacją. Sortowanie materiału jest procesem mechanicznym i zależy od zróżnicowanej ablacji lodu i osiadania pokrywy żwirowej. Świadczy o tym dobitnie porównanie wyglądu

powierzchni, które powstały w końcu okresu doświadczalnego, w szczególności zaś porównanie powierzchni Pola B i D z Polem C.

Według Washburna (1956, s. 808), niektóre ziemie strukturalne rozwijające się na podłożu lodowym powstają w wyniku zróżnicowania rozszerzalności cieplnej materiału grubego i drobnego. Jednak w wypadku opisanego doświadczenia zróżnicowane tajanie wynikało raczej z nierównej miąższości izolującej warstwy żwiru. Trudno dopatrywać się tutaj wpływu różnej rozszerzalności cieplnej materiału, gdyż żwir był bardzo starannie wymieszany. Dlatego też można śmiało powiedzieć, że objawiająca się miejscami zróżnicowana rozszerzalność cieplna była nieznaczna i nie mogła mieć decydującego znaczenia dla rozwoju struktur osiągniętych doświadczalnie. Dalsze badania powinny wyjaśnić, czy rozwój zagłębień w lodzie pod pierścieniami kamienistymi został uwarunkowany różną rozszerzalnością cieplną, czy też działalnością strumieni roztopowych, które łatwiej mogły przepływać między materiałem grubym, czy wreszcie zagłębienia powstały dzięki współdziałaniu obu procesów. Należy również przeprowadzić prace doświadczalne w celu ustalenia rzeczywistej wartości rozszerzalności cieplnej w materiale o różnej frakcji.

Do doświadczeń użyto czystego materiału piaszczysto-żwirowego z zawartością 2% frakcji poniżej 0,1 mm. Według klasyfikacji inżynierskich (Dep. Air Force... 1954) materiał mineralny zawierający wagowo mniej niż 3% frakcji poniżej 0,02 mm nie jest na ogół podatny na działanie mrozu. Dodać należy, że z powodu krótkiego okresu doświadczeń temperatura powietrza osiągnęła punkt zamarzania tylko w ciągu 10 nocy, a spadła poniżej $-1,1^{\circ}\text{C}$ tylko podczas 3 nocy, w tym dwukrotnie na początku prac doświadczalnych i raz na samym końcu. Dlatego też można wykluczyć pęcznienie mrozowe jako czynnik prowadzący do segregacji.

Podobieństwo układów poligonalnych rozwiniętych na lodowcu w warunkach naturalnych i osiągniętych doświadczalnie oraz obserwowanych w materiale fluwiogłacjalnym, gdzie nie było strefy czynnej i tam gdzie powstawała ona na nowo, można przynajmniej częściowo wyjaśnić segregacją mechaniczną. Osiadanie powierzchni spowodowane zróżnicowanym tajaniem lodu w zmarzlinie stwarzałoby takie same warunki, jakie osiągnięto doświadczalnie na lodowcu; dlatego grubsze cząstki przesuwaly się do zagłębień mechanicznie.

Rysunek 2 przedstawia zgeneralizowany diagram blokowy, na którym pokazano stadia zróżnicowanego tajania i segregację odbywającą się w nierównej warstwie żwiru przykrywającej wyrównaną powierzchnię lodu. Układy poligonalne powstały dzięki zróżnicowanemu tajaniu lodu pod usypanymi pagórkami żwirowymi i przesuwaniu materiału do bruzd

wyrodowanych przez wody roztopowe. H oznacza początkową miąższość lodu, a h — ubytek lodu podczas rozwoju kręgów kamiennych.

WNIOSKI

Z przedstawionych wyników można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Różna miąższość niepodatnej na działanie mrozu pokrywy żwirowej powoduje różne tajanie niżej leżącego lodu. Grube cząstki wprowadzone w ruch przez osiadanie płaszczu żwirowego gromadzą się w zagłębieniach.

2. Osiągnięte doświadczalnie sieci i pasy z segregacją materiału są podobne do struktur występujących w warunkach naturalnych w strefie brzeżnej lodowca. Dlatego uważa się, że rozwój struktur w warunkach naturalnych jest zapoczątkowany przez zróżnicowane tajanie pod płaszczem żwirów niejednakowej miąższości.

3. Mechaniczną segregację wywołaną zróżnicowanym osiadaniem topniejącej zmarzliny uważa się za podstawowy czynnik rozwoju struktur z segregacją materiału, które powstają w osadach fluwiogłacjalnych na obszarze, gdzie brak jest strefy czynnej.

Literatura, s. 72.

Spis ilustracji

Rysunki

	str.
1. Przekroje pól doświadczalnych	67
2. Diagram blokowy przedstawiający proces segregacji żwirów spowodowany zróżnicowanym tajaniem lodu.....	71
H — początkowa miąższość lodu; h — ubytek lodu wskutek tajania	

Fotografie

1. Sieć poligonów z segregacją na lodowcu	72
2. Powierzchnia lodu pod poligonami z fot. 1; widoczne zagłębienia bruzdowe pod grubym materiałem	72
3. Układ zagłębień poligonalnych rozwiniętych po 4 latach po usunięciu warstwy czynnej ze zmarzliny	72
4. Oczyszczona powierzchnia lodu na obszarze doświadczalnym	72
5. Powierzchnia lodu na Polu A z widocznymi krzyżującymi się bruzdami. Siatka sznurowa użyta do skartowania powierzchni lodu i powierzchni żwirowej	72

6. Pole A po przykryciu żwirem	72
7. Pole B bezpośrednio po przykryciu żwirem	72
8. Pole C bezpośrednio po przykryciu żwirem	72
9. Pole D bezpośrednio po przykryciu żwirem	72
10. Powierzchnia Pola A w 9 dniu po zasypaniu żwirem. Osiadanie najmniej izolowanych części doprowadziło do powstania szczelin	72
11. Pole A po 20 dniach. Dobrze rozwinięta segregacja powstała u podnóża pagórków żwirowych na brzegu pola	72
12. Segregacja w zagłębieniu, Pole B	72
a. 1 dzień po zasypaniu żwirem: woda roztopowa wypełniająca zagłębienie wyłobiliła bruzdę odwadniającą (linia przerywana); nagromadzenie grubego materiału u dołu ścian zagłębienia jest już zaawansowane	
b. po 20 dniach tajania: powierzchnia żwirowa dookoła zagłębienia osiadła wskutek tajania lodu; zaznacza się już niewielkie wyniesienie	
c. po 44 dniach: na miejscu zagłębienia powstał pagórek i krąg kamienny	
13. Słabo rozwinięta segregacja w bruzdzie wód roztopowych w 43 dniu od zasypiania lodu żwirem; pole C	72
14. Pole D po 18 dniach: pagórki połączyły się wskutek rozwoju bocznego; segregacja jest już widoczna w niższych częściach stoku	72
15. Pole D po 43 dniach: drugi pagórek jest tylko częściowo widoczny, u góry w środku	72
16. Dobrze widoczne nagromadzenie grubego materiału u podnóża obszaru doświadczalnego i w bruzdzie odwadniającej (na lewo)	72
17. Kręgi kamienne z segregacją w warunkach naturalnych i uzyskane doświadczalnie	72
a. kręgi z segregacją rozwinięte w warunkach naturalnych w osadach żwirowych na lodowcu	
b. kręgi z segregacją w warstwie żwiru leżącej na lodzie, uzyskane doświadczalnie	

Tłumaczyła Ł. Dutkiewiczowa

KRIOTURBACJE NA POŁUDNIOWEJ GEORGII

Zarys treści

Na stoku o nachyleniu 21° w Grytviken, na Południowej Georgii badano ruch mas przebiegający w warunkach zimnego klimatu. Badania prowadzono w oparciu o obserwację zmian położenia kamieni znajdujących się na powierzchni i kołków wbitych pionowo na stoku do głębokości 10, 25 i 50 cm. Kamienie przesuwały się podczas siedmiu bezśnieżnych miesięcy, średnio o 47 cm. Zmiany w położeniu kołków wskazują na zróżnicowany ruch gleby, który zmienia się wraz z głębokością i odbywa się tylko podczas wiosennego tania i bezpośrednio po wystąpieniu ostrych jesiennych przymrozków. Ruch gleby odbywa się tylko w górnej 25 cm warstwie i jest związany przede wszystkim z rozwojem i topnieniem soczewek lodu gruntowego.

WPROWADZENIE

W środowisku peryglacjalnym głównym czynnikiem denudacji jest krioturbacja. Termin ten został wprowadzony przez Edelmana, Florschütz'a i Jeswita (1936, s. 332) dla oznaczenia tego rodzaju ruchu mas, który powstaje w wyniku sezonowego i dobowego zamarzania i rozmarzania gruntu. Na obszarach polarnych i alpejskich obserwowano skutki działania krioturbacji używając do tego celu ołowianego kabla, który wyginał się po umieszczeniu go w gruncie (Williams 1957). Badano również skutki tego procesu poprzez pomiary orientacji fragmentów skalnych układających się osiami dłuższymi zgodnie z nachyleniem stoku (Lundqvist 1949; Hoppe 1952; Smith 1956). Tricart (1954) osiągnął laboratoryjnie przemieszczenie ziemi na 15° nachylnym stoku po 15 cyklach regelacyjnych.

Nie można w pełni ocenić znaczenia krioturbacji jako czynnika denudacyjnego, jeżeli nie znamy wartości ruchu w danym zespole warunków i głębokości, do której warstwa gleby podlega temu ruchowi. Michaud (1950) i Kobayashi (1956) przeprowadzili badania sposobu porządkowania materiału w układy poligonalne i pasowe. Michaud (1950) podaje wartość ruchu pojedynczych kamieni w lodowcu skalnym (maks. 75 cm/rok) i w stożku (maks. 225 cm/rok). Najmniejszą, 0,3 cm/rok, wartość ruchu podaje Williams (1957), który badał to zjawisko na terasowym spłasz-

* Falkland Islands Dependencies Survey, Department of Geology, University of Birmingham.

czeniu z pokrywą trawiastą na stoku, którego nachylenie wynosiło 20—30°; autor ten wspomina o wartości ruchu wynoszącej według pomiarów Dahla 50 cm/rok.

Autor miał możliwość podjęcia długoterminowych obserwacji procesów krioturbacyjnych na Południowej Georgii, gdzie prowadził badania glaciologiczne z racji Międzynarodowego Roku Geofizycznego. Przedstawione obserwacje wykonywane były przez cały rok od kwietnia 1957 do marca 1958.

Południowa Georgia jest wyspą górzystą. Leży na Oceanie Atlantyckim, na 54° szer. S i 36° dł. W. Z prowadzonych w Grytviken od 1905 roku obserwacji klimatologicznych pochodzą następujące dane:

średnia roczna temperatura	1,7° C
średnia temperatura stycznia	4,7° C
„ „ lipca	— 1,5° C
średnie opady roczne	1395 mm

Wyspa jest w znacznym stopniu pokryta lodowcami, ale w pobliżu Grytviken, gdzie linia wiecznego śniegu przebiega na wysokości 450 m, znajdują się duże powierzchnie wolne od lodu. Na powierzchni ukazują się podłoże zbudowane z złupkowaconych szarogłazów i osady morenowe.

POŁOŻENIE

Obserwacje procesów kriopedologicznych prowadzono na wysokości 120 m, 2 km na południowy zachód od stacji meteorologicznej w Grytviken. Stok o nachyleniu 21° eksponowany na SE nie posiada roślinności z wyjątkiem mchów porastających kilka kamieni. Na połowie obszaru występują układy wieloboków szczelinowych powstających wskutek wysychania. Pozostałą część powierzchni zajmuje rumowisko, w którym znajdują się zarówno kamienie zaokrąglone i wydłużone, jak również okruchy skalne ostrokrawędziste i zwietrzałe. W rumowisku można wyróżnić 1 m szerokości pasy, które układają się zgodnie z nachyleniem stoku. Zwierciadło wody znajduje się najbliżej powierzchni na głębokości 2 m, a prawdopodobnie dużo głębiej. Pod powierzchnią ukazuje się jasnobrązowa piaszczysta glina z gładzami o strukturze gruzelkowej i kruchej. Górna, 20 cm warstwa ma kolor bardziej pomarańczowy i przypomina bielcowy horyzont B. Prawdopodobnie przed pogorszeniem się klimatu w ostatnich kilku stuleciach obszar był zajęty przez zespół roślinności bagiennnej.

Podłoże zbudowane z szarogłazów znajduje się na głębokości 1,5 m. Jest ono w znacznym stopniu zwietrzałe, tak że można było robić wkopy jeszcze w podłożu skalnym do głębokości 50 cm.

METODY

Do pomiarów użyto 15 kołków drewnianych, które umieszczono na różnych głębokościach w ten sposób, że każdy wystawał 3 cm nad powierzchnię. Po pięć kołków wbito do głębokości 50 cm, 25 cm i 10 cm. Na powierzchni ułożono 20 kamieni ponumerowanych, o średnicy około 10 cm. Pomiary wykonywano okresowo ustalając położenie kamieni i kołków z dokładnością do 1 cm przy pomocy stalowej taśmy. Jako punkty odniesienia służyły repéry na wychodniach skał litych. Zainstalowano bimetaliczne termometry gruntowe „Rototherm” do pomiarów temperatury na głębokościach 5 cm, 10 cm i 25 cm. Temperaturę na głębokości 0,5 m, 1 m i 2 m mierzono termometrami w drewnianej obudowie wpuszczanymi w metalowe rury.

W listopadzie wzięto z różnych głębokości próbki przemarzniętego gruntu. Obliczono zawartość lodu w każdej próbce przez porównanie próbek świeżych i po wysuszeniu.

Wykonano pomiary kierunków dłuższych osi okruchów skalnych (lecz nie numerowanych kamieni) przy pomocy kompasu geologicznego „Bruntona”. Wzięto po 100 pomiarów z każdego miejsca, a po nanieśieniu ich na równopowierzchniową projekcję Lamberta określono nagromadzenie punktów (łącząc punkty o jednakowej wartości, fig. 2).

OBSERWACJE

Na wykresie (fig. 1) przedstawiono wyniki pomiarów temperatury gleby i ruchu mas oraz miąższość pokrywy śnieżnej na badanym wycinku powierzchni, temperaturę powietrza (średnie 5-dniowe) i częstotliwość występowania przymrozków w Grytviken. Należy podkreślić, że stacja meteorologiczna, na której znajdował się termograf, leży w zagłębieniu. Być może, że przymrozki notowane na stacji nie występowały powyżej na stokach górskich (Mansfield i Glassey 1957, s. 24).

Ogólną wartość przemieszczeń materiału w ciągu całego roku przedstawia tabl. I.

Tablica I

	Maksymalny ruch roczny w cm	Minimalny ruch roczny w cm	Średnia wartość w cm
kołki wbite do głębokości 50 cm	0	0	0
„ „ „ „ 25 cm	5	2,5	3
„ „ „ „ 10 cm	5	2,5	5
kamienie numerowane (20 szt.)	71	25	47

Rysunek 2 ilustruje warunki, które istniały późną wiosną przy dolnej krawędzi topniejącego płata śnieżnego. Na rysunku umieszczono również diagramy ułożenia luźnego materiału skalnego pochodzącego z powierzchni oraz głębokości między 8 i 25 cm. Podano także zawartość lodu w zmarzlinie na różnych głębokościach. Wyniki analiz lodu gruntowego zawiera tabl. II.

Tablica II

Głębokość	Ilość lodu w zmarzlinie w % wagi
0—7 cm	34
10—15 cm	32
18—28 cm	15

WYNIKI

Obserwacje wykazały, że ruch kołków zakopanych w ziemi i kamieni na powierzchni odbywał się tylko od grudnia do czerwca, to jest podczas siedmiu bezśnieżnych miesięcy. Podczas tego okresu rzadko obserwowano, aby kamienie nie przesunęły się o 1—2 cm w ciągu tygodnia. Ten swobodny ruch kamieni opisywał Sharpe (1938) jako śpelyzwanie spowodowane wzrostem kryształków lodowych. Kryształki te podnoszą kamienie prostopadłe do powierzchni ochładzania. W okresie topnienia kamienie opadają przesuując się równocześnie w dół stoku (Taber 1930). Największe przesunięcie kamienia obserwowane w Grytviken wynosiło 36 cm w ciągu 6 dni. Kamień ten znaleziono w pozycji odwróconej. Prawdopodobnie stoczył się na tej przestrzeni po okresie tajania, które wyruszyło go z niestałej pozycji. Okresy ruchu odpowiadają występowaniom przymrozków. Stwierdzono, że jeden silniejszy przymrozek jest bardziej doniosły w skutkach niż kilka łagodnych. Ruch kamieni występował również podczas okresów bez mrozów, lecz w czasie silnych opadów deszczowych.

Kołki white do głębokości 50 cm pozostały nienaruszone przez cały rok, podczas gdy wkopane do głębokości 25 cm i 10 cm ulegały przesunięciom w czasie wiosennego rozmarzania i bezpośrednio po ostrych przymrozkach jesiennych. Ich przemieszczanie wskazuje na śpelyzwanie w górnych kilkudziesięciu cm gruntu (Sharpe 1938).

W połowie listopada ilość lodu gruntowego, która mogła być absorbowana przez wewnętrzne powierzchnie wynosiła ponad 10% (tabl. II). W odkrywcę widać było, że nadmiar lodu tworzył warstewki kilkumilimetrowej grubości, które układały się równolegle do powierzchni gruntu.

Obliczone dla różnych głębokości pionowe przemieszczanie spowodowane przez ten lód (h) oraz przemieszczanie materiału w dół stoku wynikające z tajania ($h \text{ tang. } \alpha$) podano w tablicy III. Przyjęto, że ciężar właściwy gleby wilgotnej wynosi 2,2, a 10% lodu reprezentuje normalną zawartość wody kapilarnej.

Tablica III

Głęb. w cm	h — pęcznienie mrozowe poniżej głębokości podanej w cm	$h \text{ tang. } \alpha$ — składowa ruchu w dół stoku w wyniku rozmarzania, w cm
0	9,5	3,6
5	6,6	2,5
10	4,4	1,7
15	2,7	1,0
20	1,0	0,4

Średnia wartość ruchu zanotowana podczas rozmarzania lodu grunto-
wego między 25 listopada i 4 grudnia 1957 r. wynosiła odpowiednio do
wartości obliczonych dla połowy głębokości 1,0 cm dla palików zakopanych
do głębokości 25 cm, a 2,5 cm dla kołków wbitych do głębokości 10 cm.
To sugeruje, że ruch każdego kołka wynika ze średniej siły działającej
wzdłuż ich długości. Nachylenie kołków pod koniec okresu obserwacji
wskazuje na wzrastającą ku powierzchni szybkość ruchu. Brak przesunięć
kołków wbitych do głębokości 50 cm dowodzi, że maksymalna miąższość
warstwy, w której odbywa się ruch wynosi około 25 cm.

Koncentracja punktów przedstawiona na dwóch diagramach wskazuje,
że istnieje tendencja do układania się osi dłuższych kamieni równolegle
do siebie i do nachylenia stoku. Zjawisko to stwierdzono już w procesie
spęływania w wyniku krioturbacji (Smith 1956).

Interesującym faktem mającym swe odbicie w układzie izoterm w glebie
jest wpływ pokrywy śnieżnej, która powoduje nieznaczne ocieplenie gór-
nych warstw gruntu. Dowodzą tego następujące liczby:

szacunkowa średnia roczna temperatura powietrza	1,3° C
roczna średnia temperatura na głębokości 25 cm	1,5° C
„ „ „ „ „ 50 cm	1,4° C
„ „ „ „ „ 1 m	1,3° C
„ „ „ „ „ 2 m	1,3° C

Na uwagę zasługuje ostre załamanie izoterm wiosną i jesienią. Jesienią,
gdy woda roztopowa z wczesnych opadów śnieżnych wsiąka w ziemię,
izotermi nagle opadają. Późną wiosną natomiast, gdy powierzchnia jest

już wolna od śniegu i nagle eksponowana na działanie słońca w jego najwyższej prawie pozycji, izotermi odchylają się równie ostro ku górze.

STRESZCZENIE

Badania zjawisk krioturbacyjnych na Południowej Georgii wykazały, że krioturbacja działa tylko podczas miesięcy bezśnieżnych. Stwierdzono dwie formy ruchu: spęzwanie gleby powodujące ruch całej masy do głębokości 25 cm. Ruch ten odbywa się na wiosnę i bezpośrednio po ostrych przymrozkach jesiennych. Drugą formą ruchu jest spęzwanie fragmentów skalnych czyli swobodny ruch w dół stoku kamieni spoczywających na powierzchni. Występuje on w ciągu całego okresu wolnego od śniegu. Oba rodzaje ruchu wynikają z nagromadzenia lodu w gruncie lub pod kamieniami.

Literatura, s. 78.

Spis ilustracji

	Rysunki	str.
1. Temperatura gleby i dane krioturbacyjne z Południowej Georgii		74
a. temperatura w Grytviken, średnie 5-dniowe;		
b. głębokość śniegu na badanym obszarze;		
c. temperatura gleby;		
d. wartość ruchu w cm/dobę kołków wbitych do głębokości (I) 50 cm, (II) 25 cm, (III) 10 cm, (IV) kamieni na powierzchni;		
e. dobową częstotliwość występowania przymrozków w Grytviken		
2. Dolna krawędź topniejącego płata śnieżnego wiosną		76
podano zawartość lodu gruntowego na różnych głębokościach oraz diagramy ułożenia materiału grubego na powierzchni i z głębokości 8—25 cm, (wyznaczono izarytmy 2, 4, 8 i 12); strzałki wskazują kierunek nachylenia stoku		

Tłumaczyła L. Dutkiewiczowa

Jan Dylik, Anna Dylikowa

Łódź

SPRAWOZDANIE Z WYCIECZEK W DNIACH 19—30 WRZEŚNIA 1958

*19 września. Okolice Łodzi: Stoki—Sikawa—Stryków—Nowostawy—
—Żablonów—Tadzin. Przewodniczący: G. C. Maarleveld. Prowa-
dzący: M. Dorywalski i J. Dylik*

Stoki. Przedstawione odsłonięcia stanowią przykład budowy geologicznej strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Utwory glacialne i fluwio-glacialne w postaci gliny, piasków, mułków i ilów zostały spiętrzone glaci-tektonicznie (fot. 1) podczas zlodowacenia środkowo-polskiego, prawdopodobnie w stadium Warty. Kąty upadów warstw przeważnie sięgają 70° , a nawet 80° i 90° . Biegi warstw wahają się około $N 110^\circ$, to znaczy są mniej więcej zgodne z przebiegiem krawędzi Wyżyny Łódzkiej. Ten wyraźny związek struktury geologicznej z morfologią najprawdopodobniej wskazuje na glacitektoniczną genezę krawędzi Wyżyny. Dowodem spiętrzenia jest między innymi znalezione w glinie zwałowej lustro „tektoniczne”. Spiętrzenie odbywało się równolegle z akumulacją nowych serii materiału, które niekiedy ścinają warstwy zaburzone.

Sikawa. Przykład spiętrzenia piasków, mułków i ilów w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Spiętrzone osady tworzą antyklinę, której oś ciągnie się w kierunku $N 110^\circ$, a więc zgodnie z morfologicznym przebiegiem krawędzi. Upady warstw wynoszą $40\text{—}60^\circ$. W jądrze antykliny znajduje się szara glina zwałowa, która podobnie jak warstwowane serie mułków, piasków i ilów została objęta zaburzeniami glacitektonicznymi.

Spiętrzone osady zostały następnie przeobrażone przez procesy denudacji peryglacialnej. Osady warstwowane uległy całkowitemu ścięciu lub zostały powyginane w formie kos stokowych. Osady ścinające serię antyklinálną obejmują glinę zwałową z głazami, piasek i mułki. Cały ten materiał jest silnie przemieszany; na ogół jest to seria bezstrukturalna, niekiedy jednak odnaleźć tu można pakiety warstwowanych piasków, mułków lub żwirów, lub fragmenty materiału o teksturze „smugowanej”; smugi są zorientowane

zgodnie z nachyleniem powierzchni ścięcia i są mniej więcej równoległe do współczesnej powierzchni stoku.

Odsłonięcie na Sikawie ukazuje fragment budowy geologicznej stoku zbudowanego z utworów złożonych w okresie zlodowacenia krakowskiego lub w starszej fazie środkowo-polskiego. Spiętrzenie glaciektoniczne prawdopodobnie odpowiada stadium Warty, które omawiany teren jeszcze obejmowało. W fazie ożywionej działalności procesów peryglacialnych, związanej ze zlodowaceniem północno-polskim stoki strefy uprzednio spiętrzonej podlegały denudacji. Efektem tej denudacji jest dzisiejszy obraz geologiczno-morfologiczny przypominający zrównania stokowe typu pedymentów.

A. L. Washburn¹: Problem odróżnienia struktur soliflukcyjnych (kongeliflukcyjnych) od glaciektonicznych jest tutaj sprawą zasadniczej wagi. Wobec braku wyraźnych różnic wydaje się, że udział procesów peryglacialnych jest niepewny.

J. Dylik: Można się zgodzić z prof. Washburnem na temat trudności odróżnienia struktury glaciektonicznej od kongeliflukcyjnej w tym miejscu, gdzie kongeliflukcji przypisujemy zaburzenia przypominające kosy stokowe. Natomiast w tej samej ścianie, zaledwie kilka metrów na południe, granica między strukturą spiętrzonej moreny i pokrywą kongeliflukcyjną jest ostra i wyraźna. Potwierdzają to również właśnie w tym miejscu przeprowadzone badania tekstury osadów kongeliflukcyjnych.

Stryków. Odsłonięcie leży na stoku doliny Moszczenicy, na przedpolu krawędzi Wyżyny Łódzkiej, około 100 m poniżej strefy najwyższych partii krawędzi. Gлина, która w okolicach Strykowa stanowi ciągłą pokrywę o miąższości około 2 m, posiada często struktury kongeliflukcyjne. Jest to więc prawdopodobnie glina zwałowa stadium Warty przemieszczona z wyższych powierzchni strefy krawędziowej w okresie peryglacialnym odpowiadającym zlodowaceniowi północno-polskiemu.

Nowostawy Górne. Odsłonięcie na zboczu doliny Mroźnicy. W piaskach drobnoziarnistych i mułkach rytmicznie warstwowanych pochodzenia eolicznego lub niveo-fluwalnego znajduje się klin zmarzlinowy² o długości 3 m. Osady te są świadectwem okresu zimnego, ale okresowo wilgotnego, który stwarzał warunki osadzania się znacznej serii materiału związanego z transportem dokonywanym przez wiatr lub spłukiwanie. Klin przecinający omawianą serię osadów świadczy o pogłębianiu się zimna

¹ W dyskusjach w terenie zabierali głos niemal wszyscy uczestnicy wycieczki. Niestety jedynie pp. Alexandre, FitzPatrick, Maarleveld, Raynal, Sekyra i Washburn nadesłali teksty swoich przemówień.

² J. Dylik — Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 4, 1956.

i o przejściu do fazy suchej, w której możliwe było powstanie tak ostro zarysowanej szczeliny.

Wytapianie klina i stopniowe jego wypełnianie materiałem z najbliższego sąsiedztwa wiąże się już z jakimś wyraźnym ociepleniem klimatu.

Na opisanej serii piasków i mułków rytmicznie warstwowanych z klinem spoczywa pokrywa piasków pylastych zawierających również pewną domieszkę ziarn grubszych. W dolnej partii tych utworów znajduje się nagromadzenie kamieni. Strefa pokrywowa na ogół bezstrukturalna, wykazuje jednak w dolnej części ślady smugowania. Tę dolną serię utworów pokrywowych należy prawdopodobnie rozumieć jako serię odpowiadającą ponownemu oziębieniu, któremu towarzyszyły początkowo procesy kongeliflukcji, a następnie, w ślad za postępującym wysuszaniem klimatu, procesy erozji eolicznej i deflacji. Odpowiednikiem tych wahań jest strefa materiału ze śladami struktur kongeliflukcyjnych w postaci smug oraz nagromadzenia głazów stanowiące rodzaj bruku deflacyjnego czy ogólniej — denudacyjnego.

Jabłonów. Przedstawione odsłonięcie obejmuje fragment stoku doliny Mroźnicy. Jest to stok eksponowany na zachód, świeżo podcięty przez rzekę. Budowa geologiczna tego stoku świadczy o współdziałaniu procesów akumulacji związanej z transportem podłużnym, rzeczonym oraz procesów stokowych³.

Utwory stokowe posiadają wyraźny rytm warwowy. Warstwy mułku i piasku powtarzają się rytmicznie, jedno nad drugimi. Ważnym szczegółem strukturalnym są wygięcia warstw, czasem tak znaczne, że nabierają charakteru plikacji. Warstwy są wyraźnie nachylone w kierunku osi doliny. Omawiane utwory posiadają niewielką rozciągłość przestrzenną, kończą się już w odległości około 25 m w kierunku prostopadłym do osi dolinnej. Szerokość ich jest również stosunkowo nieznaczna.

Utwory stokowe sięgały niekiedy aż do dna dolinnego, gdzie przeplatały się z osadami transportu rzecznoego. W omawianym odsłonięciu widać zazębianie się obu serii, przy czym utwory rzeczne są reprezentowane przez piaski i żwiry o wyraźnym rzeczonym rytmie sedymentacyjnym.

Warstwowane piaski i żwiry rzeczne są osadem płynących wód peryglacjalnych, a utwory stokowe złożone są z materiału pochodzącego z denudacji stokowej, odprowadzanego nie tylko do dna dolinnego ale i do samej rzeki, która przez znaczną część roku była zamrożona. Warstwowane osady stokowe mogły być składane nawet na lodzie rzeczonym. W okresie wylewów letnich z kolei na utworach stokowych osadzały się utwory rzeczne.

³ J. Dylik Osady stokowe rytmicznie warstwowane. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 2, 1955.

Wtedy też dokonywało się podcinanie brzegów i ożywienie ruchów mas. Świadczą o tym zaburzenia obserwowane w strefie kontaktu utworów rzecznych i stokowych.

Ku górze stopniowo zmniejsza się udział akumulacji rzecznej a zaznacza się niepodzielnie działanie procesów stokowych. W wyniku jednak stopniowego zmniejszania się wilgotności i te procesy w końcu ustają. Dowodem zaostrażającego się klimatu jest klin zmarzlinowy.

Opisaną serię materiału zamyka pokrywowy piasek bezstrukturalny z gładzikami. Miąższość tej pokrywy wynosi około 1,5 m. Ten sam piasek pokrywowy wypełnia wnętrze klina zmarzlinowego. Wypełnienie klina połączone z jego wytopieniem, a także powstanie serii pokrywowej odbywało się prawdopodobnie w czasie ponownego ocieplenia klimatu i zwiększenia wilgotności.

Podobne utwory spotkać można w szeregu dolin asymetrycznych w okolicach Łodzi. Występują one z reguły na stromych stokach o ekspozycji ciepłej, a więc odwrotnie niż np. we Francji. Interesujący jest fakt, że często występują one poniżej spłaszczeń stokowych.

A. L. Washburn: Wydaje mi się, że tutaj jak i w innych odsłonięciach, piaski warstwowane są raczej osadami fluwialnymi wód wezbranych, a nie utworami typu *grèzes lités*.

J. Dylik: Niepodobna przyjąć wyjaśnienia jakoby dyskutowane osady były utworzone przez rzeczne wody powodziowe. Między innymi faktami utrudniającymi przyjęcie takiego wyjaśnienia na pierwsze miejsce wysuwa się sytuacja omawianych utworów. Analogiczne bowiem osady stwierdzamy w nieckach korazyjnych i zamkniętych bezodpływowych zagłębieniach powstałych po dawnych jeziorach, a więc w miejscach, gdzie absolutnie nie ma śladów jakichkolwiek rzek.

Tadzin. Profil geologiczny przeprowadzono wzdłuż lewego stoku doliny Mroźcy, w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Krawędź doliny nie stanowi ciągłej linii wyprostowanej, lecz przebieg jej jest urozmaicony; zarysowuje ona szereg półwyspów i zatok. Poczynając od strefy krawędziowej doliny najwyższe odcinki stoków opadają stosunkowo stromo; nachylenie ich sięga 8–10°. Ten stromy odcinek stoku jest stosunkowo krótki, po kilkudziesięciu metrach zaznacza się załamanie i wyraźne złagodzenie nachylenia, które tutaj nie wykracza poza 1,5–2°. Na tym płaskim odcinku stoku można często zauważyć wysepki, które posiadają od strony wysoczyzny identyczne nachylenia stoków. Ostatni element stoku stanowi powierzchnia terasowa opadająca już bezpośrednio ku rzece.

Podłoże całego terenu przedstawionego na profilu stanowią utwory fluwioglacjalne, które wciskają się w dawne osady dna dolinnego w postaci

piasków i mułków. Zarówno seria fluwioglacjalna jak i starsze utwory terasowe zostały ścięte w wyniku procesu zrównywania połączonego z równoległym cofaniem się stoku. M. in. dowodem równoległego cofania się stoku jest podobieństwo nachyleń skierowanych ku krawędzi doliny stoków pagórków wyspowych. Powierzchnia ścięcia jest powleczone płaszczem osadów stokowych w postaci piasków i mułków. Płaszcz ten posiada największą miąższość w najniższej położonych punktach ściętej powierzchni. Przedstawiony profil stanowi przykład peryglacjalnego zrównania stokowego, które rozwinęło się wskutek równoległego cofania się stoku od powierzchni terasowej ku krawędzi doliny.

20 września. Okolice Łodzi: Mogilno—Wilanów—Witów. Przewodniczący: J. Alexandre. Prowadzący: W. Chmielewski, A. Dylikowa, J. Kolasińska, A. Sadłowska.

Mogilno. Omawiana odkrywka znajduje się w osi kredowej niecki łódzkiej⁴. Ukazuje się tutaj górnosenońska opoka. Na głębokości około 2 m przebiega wyraźnie granica między skałą litą, w górnej części spękaną, a strefą materiału obejmującego piaski i gliny z głazami pochodzenia północnego wraz ze znaczną domieszką okruchów skały miejscowej. Cała ta górna seria jest silnie przemieszana. W górnej strefie przeważają okruchy opoki, wykazujące ułożenie festonowe. Powyżej leżą piaski, które miejscami sięgają w głąb strefy poprzedniej. Widoczne są tutaj formy o kształcie klinów zmarzlinowych. Jedne spośród tych klinów kończą się w strefie materiału przemieszanego, inne sięgają aż do granicy ze skałą litą lub nawet wkraczają w głąb litej skały. Głębokość tych ostatnich dochodzi niekiedy do 5 m. Wnętrza klinów są wypełnione piaskiem, lecz na granicy ze strefą otaczającą ciągnie się pas materiału gliniastego. Zarówno w piaskach jak i w glinie tkwią ziarna żwirów a nawet większe głaziki.

Cała strefa klinów jest zamknięta od góry warstwą bruku (*Steinsohle*); nie znaleziono w nim jednak głazów świadczących o intensywnej działalności wiatru. Nad brukiem leży seria piasku o miąższości 0,8—1 m. Piasek ten wykazuje mniej lub bardziej wyraźne warstwowanie. Zarówno piaski wypełniające kliny jak i piaski pokrywające strefę klinów mają podobną frakcję. W piaskach górnych zaznacza się jednak nieco wyższy stopień posortowania ziarn.

⁴ A. Sadłowska, J. Jersak — Struktury peryglacjalne w opoce kredowej w Mogilnie. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 1, 1954.

Wydaje się, że festony okruchów opoki wytworzyły się na skutek działania procesów peryglacialnych związanych z ostatnim zlodowaceniem. Formy podobne do klinów zmarzlinowych trzeba uznać raczej za formy krasowe. Za tego rodzaju interpretacją przemawiają przekroje poziome, wykazujące z reguły zarysy odrębnych, zamkniętych kręgów. Szczegółowa analiza okruchów skalnych wykazuje duży stopień zaokrąglenia materiału pochodzącego ze ścian pseudoklinów.

J. Alexandre: Okrągły zarys wypełnionych marglem i mułem zagłębień wskazuje, że hipoteza lejów krasowych jest bardziej prawdopodobna od hipotezy klinów zmarzlinowych. Choć leje te powstały w czwartorzędzie, nic nie dowodzi, że intensywne odwapnianie warstw marglu jest tego samego wieku. Zaburzenia mechaniczne — efekt klimatu peryglacialnego (krioturbacja), które naruszyły górne partie skały mogły „nałożyć się” na uprzednią fazę wietrzenia chemicznego nie modyfikując jej efektów.

R. Raynal: Wypełnione piaskiem, mułem i kamieniami zagłębienia można przypisać powiązanim ze sobą procesom morfogenezy krasowej i peryglacialnej (kliny zmarzlinowe). Choć kształt ich podlega dyskusji, to jednak zajmują one w stratygrafii takie samo miejsce w jakim spotyka się kliny w okolicach Łodzi: chronologicznie pomiędzy zjawiskami krioturbacyjnymi a osadzeniem piasków lub mułów pokrywających gruz wapienny.

A. L. Washburn: Wobec kolistego zarysu w planie, peryglacialne pochodzenie struktur wydaje się nieprawdopodobne.

Wilanów. Demonstrowane stanowisko leży na NW stoku pagórka w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej⁵. Struktury peryglacialne reprezentowane są tu głównie przez utwory kongeliflukcyjne oraz rytmicznie warstwowane osady stokowe. Seria peryglacialna zalega na materiale glacialnym, dobrze przemytym, zawierającym dużo głazów o średnicy dochodzącej do 30 cm. Powierzchnia głazów nachylona jest w kierunku NW pod kątem sięgającym do 8°.

Spagową część zalegającą bezpośrednio na głazowisku stanowią rytmicznie warstwowane osady stokowe o miąższości nie przekraczającej 2 m. Seria rytmicznie warstwowana składa się z leżących na przemian warstewek drobnego piasku i mułku. Stopowa część tych osadów wykazuje wyraźne zaburzenia w postaci wygiętych warstw i fałdek; jest to strefa, w której zaznacza się stopniowe przejście do osadów kongeliflukcyjnych. Seria kongeliflukcyjna tworzy nad osadami rytmicznie warstwowanymi zwartą pokrywę o miąższości 2,5 m.

⁵ J. Olchownik-Kolasińska — Struktury kongeliflukcyjne w okolicach Łodzi *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.

Głazy zawarte w materiale kongeliflukcyjnym są w bardzo silnym stopniu zwietrzałe. Ułożenie ich dłuższych osi wskazuje na ruch materiału w kierunku N i NW. Przeważają zdecydowanie głazy spękane i ostrokrawędziste. W serii tej znaleziono również dużo graniaków i innych eololiptolitów.

Materiałem dominującym w serii kongeliflukcyjnej są piaski grube z glazikami i mułki. Wśród mułków stwierdzono ślady gleby kopalnej. Analiza pyłkowa gleby kopalnej wykonana w laboratorium Katedry Geografii Ogólnej Uniwersytetu Moskiewskiego przez M. P. Griczuka, wykazała przewagę pyłków roślin drzewiastych: *Betula pubescens* i *Betula nana* oraz nieznaczną ilość pyłków roślin zielnych.

Gęsta sieć wykopów umożliwiła rekonstrukcję pokrywy kongeliflukcyjnej na stoku pagórka. Stwierdzono, że pokrywa ta występuje w postaci pojedynczych lodów wyciągniętych zgodnie z nachyleniem współczesnym w kierunku NW, a więc na stoku o ekspozycji chłodnej.

Nad osadami kongeliflukcyjnymi o wyraźnej strukturze spływowej, widocznej w przekrojach pionowych i poziomych, zalegają bezstrukturalne piaski pylaste z glazikami.

R. Raynal: W górnej części profilu horyzonty 2 i 3 uległy zaburzeniom krioturbacyjnym. Żwiry horyzontu 1 wskazują poza tym na dość obfity przepływ wód. Fakty te skłaniają do umiejscowienia wszystkich utworów znajdujących się ponad glebą kopalną (4) w późnym glacie (Dryas?). Analogiczne zresztą utwory z innych przekrojów tego samego obszaru są młodsze od klinów.

Witów. Przedstawiony wkop znajduje się na wypukłym stoku łuku wydmowego u nasady prawego ramienia. W strukturze badanej wydmy, podobnie jak i w innych wydmach okolic Łodzi, stwierdzono istnienie wyraźnych dwóch serii: dolnej odpowiadającej głównie wiatrom północno-zachodnim i górnej, związanej z wiatrami południowo-zachodnimi.

W ciągu czteroletnich badań archeologicznych w wydmie witowskiej odkryto, występujące w różnych poziomach, 3 zespoły kulturowe: tardeński, środkowoświderski i „witowski”⁶.

Warstwy organiczne znalezione u podstawy wydmy i w jej stropie pozwoliły na umieszczenie okresu tworzenia się wydmy pomiędzy schyłkiem interstadiału Bölling a fazą subatlantycką. Pomiędzy dolną i górną serią piasków znaleziono poziom glebowy zawierający w stropie warstwę kulturową z zespołem „witowskim”. Węgle drzewne z tego poziomu zbadane metodą C¹⁴, pozwoliły na związanie tej serii ze schyłkiem Allerödu.

⁶ M. Chmielewska, W. Chmielewski — Stratygrafia i chronologia wydmy w Witowie w pow. łęczyckim. W tym samym nr *Biuletynu*, s. 321.

Pierwsza faza wydmotwórcza, związana z wiatrem północno-zachodnim miała więc miejsce w starszym dryasie, od Böllingu do Allerödu, druga faza, z wiatrem południowo-zachodnim przypada na młodszy dryas.

J. Alexandre: Prowadzone w Witowie badania są pięknym przykładem owocnej współpracy, jaka może rozwijać się pomiędzy morfologią a prehistorią.

21 września. Rudunki—Daszyna—Chodecz—Biskupin—Toruń. Przewodniczący: K.K. Markow. Prowadzący: Ł. Dutkiewiczowa, J. Dylik, A. Dylikowa, H. Klatkowa.

Rudunki. Odkrywka znajduje się w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, około 10 km na północ od Łodzi. Stok suchej doliny, w którym wykonany jest profil posiada w dolnej części wyraźne załamanie. Poniżej załamania nachylenie zwiększa się do 7° .

Ta część Wyżyny, podobnie jak strefa krawędziowa zbudowana jest z piasków, żwirów i gliny lodowcowej. Układ materiału wykazuje wyraźne ślady zaburzeń, prawdopodobnie glacictonicznych. Najczęściej spotykane wartości upadów zawarte są między 55° a 85° , biegi warstw oscylują między kierunkami N 100° i N 140° .

Na uwagę zasługuje seria powierzchniowa o miąższości około 3 m. Tu zapadające pionowo piaski i żwiry uginają się zgodnie ze stokiem tworząc struktury podobne do kos stokowych. Na głębokości 1,5 m oraz 2,5 m piaski i żwiry przecięte są horyzontalnie biegnącymi żyłami. Materiał w żyłach jest bardzo różnorodny — od frakcji ilastej i pylastej do otoczków a nawet głazów o średnicy około 1 m — i słabo segregowany. Brak tu wyraźnego warstwowania, zaznaczają się natomiast smugi, zasadniczo poziome, jednak z wyraźnymi zakłóceniami typu plikacji. Strop i spąg żył jest bardzo nieregularny.

Od miejsca załamania stoku ku dołowi zalega materiał bardziej jednorodny, głównie piaszczysty, z licznymi smugami orsztynu, oddzielony od serii poprzedniej wyraźną granicą.

Z analizy układu i rodzaju materiału można wyciągnąć wnioski:

1. powierzchniowa (do 3 m) seria materiału znajduje się na wtórnym złożu i została przemieszczona po stoku przez procesy kongeliflukcji;
2. poziome żyły są wynikiem wypełnienia pęknięć w przemarzniętych żwirach przez masę błotnistą;
3. zorsztynizowane piaski w dolnej części stoku, poniżej załamania

mają charakter osadów spłukiwania i są wynikiem transportu poprzecznego po stoku i podłużnego w osi doliny;

4. piaski, żwiry i gliny podłoża zostały osadzone w czasie ostatniego pobytu lodowca na tym terenie tj. podczas stadium Warty. Z tym okresem również należy wiązać spiętrzenie materiału.

Zaburzenia peryglacjalne powierzchniowej strefy trzeba więc przypisać warunkom peryglacjalnym zlodowacenia północno-polskiego. Jest możliwe, że zjawiska kongeliflukcji rozwinęły się na stoku wcześniejszej, interglacjalnie założonej doliny.

Dolna część stoku wraz z osadami zorsztyinizowanych piasków jest prawdopodobnie wynikiem działania wód płynących w osi doliny i spłukiwania w okresie, którego początek przypada na schyłek ostatniego glacjału.

J. Alexandre: Proponuję inne wyjaśnienie horyzontalnych warstw drobnego piasku i piasku ilastego w dolnej części odkrywki. Przerwanie przez drobny materiał stojących warstw moreny spiętrzonej nie jest wskazówką względnego przemieszczenia górnej serii. Warstwy silniej zaburzone glącitektonicznie znajdują regularne przedłużenie poza piaszczystą „intruzją”. Jeżeli weźmiemy pod uwagę, że intruzja jest coraz cieńsza od strony lewej ku prawej, oraz że jej najgrubsza część kończy się wyraźnym kontaktem z warstwą gruboziarnistego piasku do tej intruzji prostopadłą, możemy sobie uprzytomnić następującą kolejność zdarzeń: 1. rozwój klina zmarzlinowego w materiale fluwioglacjalnym; 2. nacisk lodowca doprowadzający klin do położenia horyzontalnego.

A. L. Washburn: Interesujący jest tutaj problem pochodzenia warstwy górnej przecinającej warstwy nachylone. Przypuszczenie, że jest to leżący klin zmarzlinowy, którego górna część leży po prawej stronie, wydaje się słuszne wobec dzisiejszego obrazu. Jednakże nie byłoby to zgodne ze strukturą pokazaną na rysunku, który przedstawia przekrój w tej samej odkrywce według stanu z sierpnia 1955 roku. Widać tam rozszerzanie się struktury w prawo a nie zwężanie, jak należałoby oczekiwać u podstawy klina. Bardziej prawdopodobne jest powstanie tej struktury w wyniku iniekcji w czasie przesuwania się lodowca lub raczej przez wytopienie soczewki lodowej i prawie równoczesne wypełnienie przestrzeni wolnej przez ruchliwsze cząstki drobne.

R. Raynal: Na podstawie budowy widać, że nieka korazyjna nie posiada znamion ostrego nałożenia na rzeźbę peryglacjalną Würmu. Przejście od wysoczyznowych osadów soliflukcyjnych do osadów spłukiwania na stoku jest stopniowe. Całość krajobrazu może mym zdaniem wskazywać na przejście od maksimum Würmu do Würmu późnego. Wcięcie rozwijało się zapewne w miarę jak klimat stawał się bardziej wilgotny (por. fig. 11).

Daszyna. Trasa wycieczki zstępuje z krawędzi Wyżyny Łódzkiej aż do Ozorkowa, gdzie zaczyna przekraczać rozległą kotlinę stanowiącą część pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Pierwszy postój przypada pod wsią Daszyna położoną w paśmie pagórków, które wznoszą się nad pradoliną już po jej północnej stronie.

W odkrywce położonej w kulminacji jednego z tych pagórków widać całą serię osadów glacialnych, których warstwy wykazują bardzo silny upad aż do 80° . Oczywiście, jest to morena czołowa spiętrzona, której powstanie wiąże się z ostatnią oscylacją zlodowacenia stadium Warty. Po tym ostatnim z najważniejszych zdarzeń w czasie przedostatniego zlodowacenia, dokonało się na tym obszarze szereg zmian klimatycznych, które z kolei wpłynęły na powstanie wielu utworów i na przeobrażenie rzeźby. Świadectwa warunków peryglacialnych stanowią najpospolitsze i najbardziej uderzające z objawów owych minionych klimatów. W Sławęcinie, położonym w tym samym pasie pagórków, około 20 km na zachód od Daszyny, odkryto wspaniałe kliny zmarzlinowe sięgające prawie 4 m głębokości⁷. Osady i struktury widoczne w Daszynie i w Sławęcinie są objawami geologicznymi morfogenezy peryglacialnej, która zapewne w kilku nawrotach wywarła dominujący wpływ na rozwój rzeźby tego obszaru. Kilkadziesiąt metrów ku wschodowi, poniżej miejsca, w którym znajdują się opisane odkrywki, rozciąga się osobliwa powierzchnia usiana głazami okazującymi ślady intensywnej działalności erozyjnej wiatru. Głazy te zostały odsłonięte w związku z eksploatacją materiału na budowę szosy. W tym celu usunięto osady pokrywowe do głębokości około 1 m wydobywając część głazów, wobec czego oglądane pole zawiera tylko część pierwotnej liczby bloków. Na tle tego osobliwego pola eologliptolitów wynurzają się dwa bardzo interesujące zagadnienia⁸, a mianowicie morfologia głazów rzeźbionych przez wiatr oraz problem osadów zawierających te głazy i ich znaczenie dla rzeźby obszaru. Na powierzchni głazów można odnaleźć wszystkie elementy ich mikrorzeźby. Wiele bloków i pomniejszych kamieni posiada doskonale wykształcone lica i oddzielające je granie. Powierzchnie głazów są urozmaicone przez dziurki uderzeniowe, czółenka i żłobki. Widać również szereg form pośrednich, które wskazują na ewolucję rzeźby eologliptolitów. Pomiary kierunków grani, czółenek i żłobków nie dały żadnych podstaw do wnioskowania o kierunku wiatrów panujących. Uzyskano zbyt wiele możliwych kierunków, z czego wynika, że eolizacja dokonała się przed ostatecznym osadzeniem bloków. W poprzed-

⁷ A. Dylikowa — Kliny zmarzlinowe w Sławęcinie. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 3, 1956.

⁸ J. Dylik — Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 3, Łódź 1951.

niej odkrywcę, na szczycie pagórka, obserwowano warstwę głazowiska. Warstwę tę można prześledzić na dystansie kilku dziesiątków km w najwyższej części moreny kutnowskiej. W Daszynie warstwa ta jest bardzo silnie spiętrzona, tak że w kulminacji wzniesienia głazowisko znajduje się na powierzchni. Prawdopodobnie w zimnym i suchym klimacie peryglacjalnym, który tu panował bezpośrednio po ustąpieniu lodowca, głazy te podlegały procesom eolizacji. Następnie, w okresie łagodniejszego i bardziej wilgotnego klimatu peryglacjalnego, z którym wiązać należy liczne struktury kongeliflukcyjne spotykane na zboczach moreny, wytworzone poprzednio eologliptolity zaczęły się zsuwać razem z mułkowato-piaszczystą masą kongeliflukcyjną. Szczególnie żywy ruch mas tego typu stwierdzono na południowych stokach opisanej moreny (fig. 1).

R. Raynal: Lokalne fakty wskazują na następstwo dwóch faz peryglacjalnych. Pierwsza sucha odpowiada eolizacji i klinom zmarzlinowym, druga wilgotna wywołała procesy kongeliflukcyjne. Na podstawie innych odkrywek z okolic Łodzi sądzę, że powstanie klinów poprzedzone było fazą kongeliflukcji i krioturbacji wilgotnego typu. Łącznie daje to trzy fazy klimatyczne maksimum zlodowacenia Würmu: zimną wilgotną, zimną suchą i ponownie zimną wilgotną. Następnie miało miejsce ocieplenie Allerödu i młodszy dryas. Brązowa otoczka głazów rzeźbionych przez wiatr wskazuje na interesującą zbieżność ze środowiskiem pustynnym. Dwa czynniki są tu wspólne: suchość i gwałtowne wahania termiczne.

A. L. Washburn: Ustalenie orientacji osi dłuższych głazów pomoże określić sposób ich transportu i akumulacji. Wydaje się, że brak jest dostatecznych dowodów na to, że głazy zostały przemieszczone przez kongeliflukcję.

J. Dylik: Wobec chyba niewątpliwego faktu, że bloki rozsiane w masie drobnego materiału pochodzą z głazowiska, trudno jest przyjąć inny czynnik transportu, niż peryglacjalny ruch mas. Natomiast zgadzam się całkowicie z p. Washburnem co do celowości a nawet niezbędności dokonywania pomiarów osi głazów.

Wniosek p. Raynala na temat następstwa faz okresu würmskiego jest zupełnie prawidłowy. Wydaje mi się jednakże, że przesłanki takiego wnioskowania są jeszcze zbyt mało znane i niedostateczne.

Na południe od Lubienia wycieczka znalazła się w strefie tzw. granicy morfologicznej. Po północnej stronie zaczęły się pojawiać niecki jezienne i jeziora, których obecność w krajobrazie uważana jest za typową i najbardziej uderzającą cechę obszarów znajdujących się w zasięgu ostatniego zlodowacenia. Powszechniejszą jednak cechę, bo spotykaną zarówno w dolinach i nieckach jak i na rozległych terenach wysoczyznowych, sta-

nowią charakterystyczne formy stoków. Na obszarach ostatniego zlodowacenia stoki są raczej krótkie i wypukłe. Natomiast na obszarach nie objętych tym zlodowaceniem spotyka się stoki długie o przeważających odcinkach wklęsłych. Podobnie jest z nieckami jeziernymi i dolinami, które na północ od granicy morfologicznej są wyraźniejsze, stosunkowo węższe i ostro zarysowane, gdy po drugiej stronie granicy przeważają formy rozległe, o mało wyraźnych krawędziach i mniej wydatnym dnie. W samej strefie granicy morfologicznej widać, czasem nawet dość ostro, przejścia między cechami charakterystycznymi dla obu krain. Formy szczególnie typowe dla obszarów położonych poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia, niecki korazyjne i suche doliny występują o wiele rzadziej na północ od granicy morfologicznej.

Chodecz. Pierwsze stanowisko na obszarze ostatniego zlodowacenia, w zasięgu stadium Poznańskiego, jest położone na krawędzi niecki jeziora Chodeckiego. W odkrywce widać utwory fluwioglacjalne przecięte przez klin zmarzlinowy o długości około 3 m (fig. 2; fot. 6). Dla osadów fluwioglacjalnych przyjmuje się wiek stadium Poznańskiego, z czego wynika prawdopodobieństwo, że klin powstał w następnym okresie zimnym odpowiadającym stadium Pomorskiemu. Wytopienie i wypełnienie klina musiało nastąpić w jakimś późniejszym okresie cieplejszym, np. w okresie Bölling. Osady pokrywowe widoczne w stropie odkrywki pochodzą już ze schyłkowego plejstocenu. Są one złożone z dwu części, a mianowicie z utworów starszego i młodszego dryasu przedzielonych glebą kopalną allerödzką, typu Usselo.

Bugaj. W odkrywce widać kopalną dolinkę peryglacjalną wyciętą w osadach fluwioglacjalnych. W dolnej części osadów wypełniających tę formę dostrzegamy materiał fluwioglacjalny, lecz przemieszczony i wykazujący pseudowarstwowanie. Wyżej występuje utwór złożony z pakietów piasku i ilów, co oczywiście świadczy o allochtonicznym pochodzeniu tego utworu. Dolinka została pogrzebana w warunkach peryglacjalnego środowiska klimatycznego w rezultacie działania splukiwania i głównie kongeliflukcji.

Biskupin jest jednym z najbardziej znanych stanowisk archeologicznych Polski. Popularność swą zawdzięcza odkryciu osady obronnej kultury łużyckiej z okresu halsztat D (550—400 lat p. n. e.) na półwyspie wcinającym się od południa w jezioro Biskupińskie.

Owalna osada obronna usytuowana była pierwotnie na wyspie. Opaśwał ją wał drewniano ziemny, przeciętnie 3 m gruby, do 6 m wysoki i 463 m długi z bramą w południowo-zachodniej części. Powierzchnia osady wraz z wałami zajmowała przestrzeń 2 ha.

Po wewnętrznej stronie wału biegła ulica 3 m szeroka, wykładana bierwionami. Po linii wschód—zachód ciągnęło się 12 równoległych ulic, a przed bramą znajdował się plac o powierzchni 360 m². Domy drewniane zbudowane w konstrukcji sumikowo-łątkowej, stykały się szczytami. Wejścia znajdowały się w ścianach południowych. Domy o powierzchni po 80 m² każdy składały się z sieni i jednej dużej izby z paleniskiem pośrodku. W obrębie osady znajdowało się 106 domów rozplanowanych w 13 rzędów po 3, 5, 9, 10 domów w rzędzie.

Dzięki konserwującym właściwościom torfu zachowały się świetnie dolne części konstrukcji drewnianych domów i wałów, ulice drewniane i wiele przedmiotów codziennego użytku wykonanych z materiałów organicznych (fot. 7).

W wyniku wykopalisk prowadzonych od 1934 r. najpierw przez prof. Józefa Kostrzewskiego, a następnie przez prof. Zdzisława Rajewskiego ustalono, że osadę obronną budowano dwukrotnie w okresie halsztackim. Młodsza osada zniszczona została pożarem około 400 r. p. n. e., być może przez jakąś zbrojną gromadę Scytów.

Na terenie gruntów Biskupina odkryto kilkadziesiąt stanowisk archeologicznych. Pozwalają one prześledzić rozwój osadnictwa na tym obszarze od młodszego dryasu po XIII wiek n. e. Ślady osadnictwa sięgają tu rzadko spotykane zagęszczenie.

22 września. Toruń—Więcbork—Kamień Krajeński—Wieżyca. Przewodniczący: L. Kádár. Prowadzący: B. Rossa.

Trasa przecinała dwie główne jednostki krajobrazowe: pradolinę Noteci na odcinku między Toruniem i Nakłem oraz strefę sandrów i moren czołowych pomorskich między Nakłem a Wieżycą.

W rzeźbie panują formy właściwe morfogenezie glacialnej. Obserwujemy na ogół zgodność powierzchni topograficznych ze strukturą form. Ślady oddziaływania środowiska peryglacialnego starszego i młodszego dryasu⁹ znajdujemy tylko w profilach (fot. 8 i 9). Częste są miejscowe strefy wietrzeniowe, które sięgają miąższość 0,5—1 m i niejednokrotnie wykazują festonowy zarys spągu. Wśród peryglacialnych osadów stokowych można zaobserwować współdziałanie splukiwania i kongeliflukcji. Osady te występują jednak sporadycznie i są ograniczone przestrzennie. Działalność eoliczna pozostawiła ślady w postaci eologliptolitów, wśród których znajduje się również dobrze wykształcone graniaki. Głazy rzeź-

⁹ L. Pierzchałko — Periglacial phenomena in Northern Poland. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4, 1956.

bione przez wiatr często występują w horyzontach kamienistych podście-
lających osady stokowe. Spośród struktur zmarzlinowych na pierwsze
miejsce na tym obszarze wysuwają się kliny. Różnią się one od dobrze
rozwiniętych form na obszarze starszych zlodowaceń, gdyż są na ogół
stosunkowo szerokie i u dołu tępo zakończone.

Więcbork, Kamień Krajeński. Dwie prezentowane odkrywki
pokazały strukturę form akumulacji glacialnej. Odkrywka w Więcborku
umożliwiła zapoznanie się z budową moreny czołowej¹⁰, a odsłonięcie
koło Kamienia Krajeńskiego ułatwiło zrozumienie dynamiki wód subgla-
cjalnych powodujących powstanie wałów ozowych (fig. 3 i 4).

W obszarze położonym na północ od Chojnic uczestnicy wycieczki
mieli okazję zapoznać się z dużym zespołem form degradacji martwego
lodu. Formy te to zagłębienia często okrągławe, niekiedy wydłużone
i nieregularne, zwykle jednak izolowane i pozbawione odpływu (fig. 5).
Wielkość ich waha się od kilkuset m do kilku lub kilkunastu km długości.
Deniwelacje między dnami zagłębień i terenem przyległym sięgają wartości
około 20 m. Niektóre z nich zajęte są częściowo przez jeziora.

Zarówno przedstawione odkrywki jak i wycinek młodego krajobrazu
polodowcowego pozwoliły na uzmysłowanie kontrastów w rzeźbie i bu-
dowie obszarów najmłodszego i starszych zlodowaceń, a co za tym idzie
jaskrawiej przedstawiły rolę klimatu w kształtowaniu rzeźby terenów
położonych na południe od granicy ostatniego glacialu.

A. L. Washburn: Oczywiście jest, że w morenie spiętrzonej (Wię-
cbork) warstwowanie jest zaburzone. W danym wypadku nic nie wyklucza
możliwości, że są to np. struktury osiadania pewnych partii materiału
w kemach. Dlatego też na podstawie tej jednej odkrywki nie można twier-
dzić z pewnością, że przedstawione odsłonięcie jest dowodem spiętrzenia.

Wydaje mi się, że gliniasta pokrywa jest tutaj raczej związana z osiada-
niem glin lodowca, niż peryglacialnym utworem stokowym, który powstał
w pewnej odległości od lodowca¹¹ (Kamień Krajeński).

23 września. Wieżycza—Grodki—Gąski—Warszawa. Przewodniczący :
R. Raynal. Prowadzący: J. Dylik, Z. Michalska.

Grodki. Odkrywka położona niemal w kulminacji małego pagórka
daje możliwość zapoznania się ze strukturami peryglacialnymi rozwiniętymi

¹⁰ R. Galon — Formy polodowcowe okolic Więcborka. *Studia Soc. Sci. Turunen-
sis*, vol. 1, nr 5, Toruń 1952.

¹¹ J. Hartshorn — Flowtill in southeastern Massachusetts. *Bull. Soc. Geol. Ame-
rica*, vol. 69, 1958; s. 477—482.

w grubym materiale. U dołu widoczne są utwory fluwiogłacjalne z charakterystycznym warstwowaniem krzyżowym. W górnej części tego utworu warstwy żwirów są zaburzone kryoturbacyjnie. Wobec tego, że termin *krioturbacja* jest bardzo szeroki i nieookreślony nasuwa się potrzeba dokładniejszego oznaczenia charakteru stwierdzonych zaburzeń. Łatwo dostrzec, że warstwy fluwiogłacjalne uległy zaburzeniu na miejscu z czego wynika wniosek, że mamy przed sobą peryglacjalne struktury rezydualne, które nazywamy inwolucjami.

A. L. Washburn: Zgadzam się z wypowiedzią Hövermanna, że niepożądane jest używanie określeń „związane” i „wolne” dla wyróżnienia tych procesów mrozowych, które doprowadziły do powstania górnego materiału bezstrukturalnego i inwolucji u dołu, ponieważ terminy te zastosowano już dla soliflukcji¹².

R. Raynal: Profil reprezentuje efekty dwóch kolejnych faz kongeliflukcji: 1. faza główna (horyzont dolny); 2. faza młodsza, słabiej wykształcona, gdzie kongeliflukcja zazębia się z procesami spłukiwania.

Gąski. Profil obrazuje budowę geologiczną pagórka spoczywającego na podłożu z gliny morenowej. Utwory analizowane: piaski, mułki i ility powstały w zbiorniku wodnym na przedpolu lodowca. W przekroju widać wyraźnie duże serie o różnej strukturze: dolną z wyraźnymi zaburzeniami typu festonów, inwolucji słupowych i amorficznych oraz górną złożoną ze spokojnie warstwowanych mułków.

Wiek zaburzeń uznanych za peryglacjalne należy odnieść przypuszczalnie do schyłkowej fazy interstadiału poprzedzającego stadium Mławskie Rissu¹³.

J. Alexandre: Wyjątkowo skomplikowany wygląd inwolucji oraz fakt, że są one rozwinięte w ilach warwowych skłaniają do poważnego wzięcia pod uwagę hipotezy ześlizgowych fałdów dennych powstałych w jeziorze w czasie tworzenia się osadu.

A. L. Washburn: Dla niektórych struktur należałoby przyjąć genezę ześlizgów podwodnych, jak to sugerują Johnsson i Hövermann. Odkrywa ta jest bardziej skomplikowana, niż inne i wymaga szczegółowych badań. Dopiero wtedy można by dokładnie ocenić podobieństwa i różnice między niewątpliwymi strukturami subakwalnymi i strukturami w Gąskach.

¹² J. Büdel — Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. *Erkunde*, Bd. 2, 1948; pp. 22—53, szczeg. s. 31.

¹³ Z. Michalska — Struktury peryglacjalne w osadach zbiornika interstadialnego w Gąskach koło Ciechanowa. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 5, 1957.

24 września. Warszawa—Pogorzel—Królewski Dwór—Lublin. Przewodniczący: E. A. FitzPatrick. Prowadzący: L. Dutkiewiczowa, J. Dylik, H. Maruszczak.

Pogorzel. W odkrywce na szczycie niskiego i płaskiego pagórka widoczne są liczne kliny zmarzlinowe wcięte w żwiry fluwiogłacialne. Szereg wykopów łączy tę odkrywkę z inną, położoną u stóp pagórka i pozwala na skonstruowanie pełniejszego profilu (fig. 6). U dołu leżą ily warwowe. Powyżej widzimy mułki, w których stropie snoczywa utwór kongeliflukcyjny złożony z kamieni, piasków, mułków i ilów. Osady kongeliflukcyjne są przykryte niezgodnie przez piaski warstwowane w stropie ścięte i dźwigające utwory fluwiogłacialne z klinami (fig. 7).

Profil w Pogorzeli ukazuje więc dwa horyzonty peryglacialne oddzielone przez osady glacialne. Z położenia geograficznego odkrywki, znajdującej się poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia, wynika warciański wiek osadów fluwiogłacialnych. Powstanie klinów zmarzlinowych należy wiązać wobec tego z jakimś okresem zimnym późniejszym od Rissu. Warstwa kongeliflukcyjna jest najprawdopodobniej wyznacznikiem fazy anaperyglacialnej Rissu.

E. A. FitzPatrick: Przedstawione tu struktury nie wyglądają na kliny zmarzlinowe, lecz powstały raczej w wyniku procesów pedogenicznych.

A. L. Washburn: Nie jestem przekonany o tym, że dwa przedstawione horyzonty peryglacialne są związane z różnymi stadiami. Sądzę raczej, że mogły powstać w jednym i tym samym stadium lub nawet podczas jakiegoś krótkiego okresu glacialnego. Wydaje mi się, że w zmiennych warunkach sedymentacji błędzących strumieni proglacialnych osady fluwiogłacialne mogły być kilkakrotnie ekspozowane na działalność mrozu w jednym, zimnym okresie klimatycznym.

J. Dylik: Przekrój poziomy wykonany w tej odkrywce potwierdza naszą tezę, że oglądane formy są śladami dawnych klinów zmarzlinowych (fig. 8). Obecność tych form uwarunkowała później intensywniejszy przebieg procesów glebowych.

Wobec braku organogenicznych osadów, które by mogły świadczyć o warunkach cieplejszego klimatu, niepodobna kategorycznie odrzucić poglądu p. Washburna. Jednakże obecność pomiędzy poziomami peryglacialnymi ponad dwumetrowych osadów fluwiogłacialnych, których miąższość w najwyższej części pagórka jest znacznie większa oraz ślady wietrzenia chemicznego widoczne w strefie kongeliflukcyjnej stanowią poważne oparcie dla poglądu, że mamy przed sobą ślady dwu okresów zimnych.

Królewski Dwór. Osady fluwioglacjalne zajmują najniższą część odkrywki wykopanej przy szosie Parczew—Lubartów. W osadach tych widoczny jest klin zmarzlinowy ścięty u góry, podobnie jak utwory fluwioglacjalne i wraz z nimi pokryty niezgodnie przez warstwę kongeliflukcyjną. Zawiera ona piaski, mułki i pakiety gliny. U samej góry wreszcie spoczywają pokrywowe piaski rytmicznie warstwowane¹⁴.

Odkrywka w Królewskim Dworze, chociaż płytka, jest niezmiernie interesująca ze względu na następstwo faktów peryglacjalnych, które odpowiadają co najmniej trzem okresom zimnym. Na największą jednak uwagę zasługują piaski rytmicznie warstwowane. Jest to utwór powlekający rozległe obszary. Na wysoczyznach wykazuje on małą miąższość, która narasta w kierunku osi dolinnych. Piaski omawiane stanowią najpospolitszą i zarazem najważniejszą kategorię utworów pokrywowych. Liczne małe kliny i szczeliny mrozowe spotykane w spagu, w stropie i w środkowych częściach tych piasków dowodzi ich peryglacjalnego pochodzenia (fig. 9). Piaski rytmicznie warstwowane odpowiadają utworom, które w Belgii i w Holandii nazywają niweo-eolicznymi lub raczej niweo-fluwialnymi.

Lublin¹⁵. Less w okolicy Lublina występuje na wierzchowinie, stokach i na terasach. Jest to tzw. młodszy less z okresu ostatniego zlodowacenia. W demonstrowanych odsłonięciach mamy lessy terasowe. W dolnej części są one bardzo wyraźnie warstwowane i mają liczne przewarstwienia piasku, które zanikają stopniowo ku górze. Warstwowanie jest spokojne, typu powodziowego i prawie horyzontalne. W dolnej i środkowej części pokrywy lessowej znajdują się zaburzenia peryglacjalne. Pod lessem leżą piaski rzeczne przekątnie warstwowane.

Pomiędzy okresem akumulacji piasków i lessu nie było długotrwałej przerwy. W niektórych odsłonięciach można nawet prześledzić pewne zazębienie się obu serii akumulacyjnych. Piaski i less należą więc zapewne do jednego okresu glacialnego. Są natomiast wyraźne ślady krótkotrwałej przerwy. Stropowa część piasków w niektórych odsłonięciach ma zaburzony mrozowo układ warstw. Miejscami powierzchnia piasków jest rozcięta erozyjnie.

Po zakończeniu akumulacji lessu nastąpiła faza erozji i denudacji. W ten sposób powstała niższa, erozyjna terasa (bez pokrywy lessowej lub tylko z ostańcami tej pokrywy). Pokrywa lessowa została rozcięta i powstała sieć suchych obecnie dolin. W odsłonięciach na zboczach tych dolin obserwujemy powierzchnię erozyjną ścinającą less i piaski. Na

¹⁴ J. Dylik — Coup d'oeil ..., 1956, 1. c.

¹⁵ Opis stanowiska wg tekstu nadesłanego przez doc. dr H. Maruszczaka.

powierzchni tej osadzone zostały następnie pokrywy zboczowe. Tam, gdzie są one dobrze rozwinięte, wykazują ułożenie podobne jak piaski rytmicznie warstwowane (fig. 10 i 11).

Rozcięcie lessów, powstanie suchych dolin i osadów pokrywowych na ich zboczach należy datować na schyłkowy okres ostatniego zlodowacenia.

A. L. Washburn: W lewej części odkrywki położonej w dolinie dopływu Bystrzycy widzieliśmy strukturę, którą interpretowano jako klin zmarzlinowy. Struktura ta ukazuje jednak odwrócony porządek, gdyż zwęża się raczej ku górze. Poza tym warstwy w sąsiedztwie klina są wygięte ku górze, a nie uginają się w dół, jak to widzieliśmy w innych odkrywkach (a także gdzie indziej, np. na Alasce). Wydaje mi się, że struktura ta nie jest klinem zmarzlinowym, lecz mogła powstać przez wypchnięcie od dołu.

W odkrywce widać od góry less, utwory typu *grèzes lités* i osady soliflukcyjne (kongeliflukcyjne, Würm III?) oraz powierzchnię erozyjną ścinającą piaski krzyżowo warstwowane. Wydaje mi się, że datowanie tych osadów nie jest oparte na dowodach paleontologicznych, lecz na założeniu, że piaski krzyżowo warstwowane ze względu na charakter uławicenia i wielkość kamieni są utworem rzeczny, a nie fluwioglacjalnym. Wątpię, czy jest możliwe odróżnienie osadów rzecznych od fluwioglacjalnych na podstawie tego jednego utworu. Ciekaw jestem również, czy „osady kongeliflukcyjne” nie mogły powstać w wyniku innego rodzaju ruchu mas, np. wskutek oberwania się partii podciętego brzegu w następstwie przesuwania się strumienia, który akumulował utwory leżące niżej (pod osadami kongeliflukcyjnymi). Zarówno te uwagi, jak również wiele innych, są oparte wyłącznie na obserwacjach w jednej tylko odkrywce na danym obszarze, a nie na wielu odsłonięciach, które umożliwiłyby mi właściwą interpretację.

25 września. Lublin—Rejowiec—Zakręcie—Izbica—Tarzymiechy—Terreszpol—Sandomierz. Przewodniczący: A. E. Corte. Prowadzący: L. Dutkiewiczowa, J. Dylik, H. Maruszczak.

Rejowiec—Pawłów¹⁶. Rejowiec leży w północno-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. Dla tej części Wyżyny bardzo charakterystyczny jest krajobraz wzgórz wyspowych (ostańców). Wzgórza są zbudowane z różnych skał: niektóre z margli i kredy mezozoicznej, inne z piasków

¹⁶ Opis stanowiska według tekstu nadesłanego przez doc. dr H. Maruszczaka.

i piaskowców miocénskich na cokole z margli, albo z osadów plejstocénskich spoczywających na cokole skał starszych (fig. 12).

Przykład małego wzgórza wyspowego zbudowanego z osadów glacialnych widzimy na północ od stacji kolejowej Rejowiec. Osady te pozostawił lodowiec z przedostatniego okresu glacialnego, w strefie jego maksymalnego zasięgu. We wzgórzu tym zachował się strzęp rozleglejszego płata osadów glacialnych i fluwioglacialnych. Osady te występują na powierzchni na szczycie i na zboczach wzgórza. Oprócz osadów glacialnych śladem obecności lodowca są zaburzenia glacictektoniczne w podścielających piaskach i ilach miocénskich. Zaburzenia te możemy obserwować w piaskowni, na stoku tuż poniżej wzgórza.

W piaskowni odsłania się u góry pokrywa piasków zboczowych rytmicznie warstwowanych i niżej piasków oraz ilów miocénskich. Piaski zboczowe są przeważnie średnio i drobnoziarniste. W części górnej — poniżej warstwy humusowej — mają nieco większą niż u dołu domieszkę pyłu. Pod piaskami i w ich spągu znajduje się cienka warstwa żwirów i głazów eratycznych. Wśród żwirów jest dużo krzemieni z miejscowych margli. Krzemienie te występują przeważnie w postaci silnie spekaných odłamków. Żwiry leżą na powierzchni erozyjnej ścinającej piaski miocénskie zaburzone glacictektonicznie. Struktury glacictektoniczne wykazują ślady drugorzędnych zaburzeń, być może soliflukcyjnych, syngenetycznych w stosunku do nacisku lodowca. Piaski stokowe pochodzą z okresu ostatniego zlodowacenia — być może z końcowej jego fazy.

Przykład grupy wzgórz wyspowych zbudowanych z piasków miocénskich spotykamy na południe od stacji kolejowej Rejowiec. Większe z nich mają płaską powierzchnię szczytową. Powierzchnia ta przedstawia fragmenty najwyższego na Wyżynie Lubelskiej zrównania (z okresu górnego sarmatu lub dolnego pliocenu). Ścinała ona tutaj piaski oraz zapewne piaskowce. Obecnie jednak piaskowiec występuje tylko w postaci rumowiska na powierzchni piasków. Rumowisko to rozwleczone jest po stokach wzgórz. Na stokach tych, na skutek znacznego nachylenia, nie wytworzyły się grubsze pokrywy utworów stokowych.

Budujące wzgórza piaski miocénskie spoczywają na cokole z margli kredowych. Na stokach zaznaczają się dwa zrównania, z których niższe jest rozleglejsze i przechodzi stopniowo w akumulacyjne poziomy terasowe. Na wyższym zrównaniu brak utworów pokrywowych. Na stokach, poniżej tego zrównania, występują piaski rytmicznie warstwowane w dolinkach i nieckach nacinających stoki. Piaski są rozcięte, a na powierzchni erozyjnej leży cienka pokrywa piaszczysto-gliniasto-żwirowa.

Zakręcie. Miejsce obserwacji znajduje się w dolinie asymetrycznej wyciętej w terasie doliny Wieprza, na łagodnym stoku eksponowanym

ku północy (fig. 13). W małej odkrywce widać tu piaski rytmicznie warstwowane spoczywające na lessie. Szereg klinów zmarzlinowych, z których jeden osiąga 4 m głębokości (fig. 14; fot. 10), rozcina piaski, a nawet zagłębia się w lessie. Oba osady pokrywowe wykliniają się w górę stoku, na którego płaskiej powierzchni ukazują się margle senońskie. Natomiast stok przeciwny, bardziej stromy nie posiada wcale osadów pokrywowych i na całej jego powierzchni występują bezpośrednio margle podłoża.

Asymetria doliny pozostaje tu w najściślejszym związku z rozmieszczeniem utworów pokrywowych, które powlekają jedynie powierzchnię łagodniejszego stoku. Wynika stąd wniosek, że asymetria doliny jest uwarunkowana przez asymetryczny przebieg procesów stokowych. Stoki o ekspozycji północnej podlegały częstym i intensywnym procesom morfogenetycznym zapewne w następstwie większej częstotliwości cyklów regulacyjnych.

R. Raynal: Asymetria dolin jest zjawiskiem znanym w różnych strefach klimatycznych. Spotyka się ją w obszarach subtropikalnych o wyraźnie zaznaczającym się okresie zimowym. Asymetria N—S często wiąże się z asymetrią W—E. Stok łagodny jest zawsze dziedziną powolnego spływania rozproszonego (ekspozycja N — powolne topnienie śniegu, ekspozycja E — stoki dowietrzne. W Europie i północnej Afryce takie wypadki są najczęściej spotykane).

Iżbica. Odkrywka na krawędzi 20 metrowej terasy w dolinie Wieprza daje okazję do określenia stosunku piasków pokrywowych rytmicznie warstwowanych do lessu. Widać tu, że piaski spoczywają na ściętej powierzchni lessu i że kierunek ich upadu jest zgodny z kierunkiem nachylenia stoku terasy. Piaski zostały więc osadzone w rezultacie transportu bocznego.

Dalej będziemy mieli okazję stwierdzić, że omawiane utwory pokrywowe są osadami odpowiednimi w stosunku do wielu zdarzeń morfologicznych, które miały miejsce na 20 metrowej terasie Wieprza.

A. L. Washburn: Wydaje mi się, że nie jest wyjaśniona sprawa stosunku brązowego koloru do frakcji materiału w niektórych warstwach oraz czy barwa nie jest związana z wietrzeniem *in situ*. Być może, że wyjaśniloby to genezę tego typu osadów w ogóle.

Tarzymiechy. Odsłonięcie w urwisku nadrzecznym 20 metrowej terasy Wieprza, kilkakrotnie zresztą opisywane¹⁷, przedstawia wspaniały

¹⁷ A. Jahn — Materiały do geologii i czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300 000 Zamość. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66 1952.

A. Środoń — Flory plejstoceny z Tarzymiechów nad Wieprzem. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 69, 1954.

J. Dylik — Struktury peryglacjalne w Tarzymiechach i ich znaczenie dla morfogenezy i stratygrafii czwartorzędu. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 3, 1956.

profil złożony prawie wyłącznie z osadów peryglacialnych. Uderzają tu dwie pięknie rozwinięte strefy struktur peryglacialnych: dolna okazująca struktury inwolucyjne i kliny zmarzlinowe oraz górna wykształcona w postaci strefy inwolucyjnej o miąższości 3 m. Pomiędzy nimi występuje około 7 m osadów rzecznych powstałych również w warunkach klimatu mroźnego i suchego.

Obie strefy peryglacialne należy odnieść do okresu zimnego, któremu odpowiadało zlodowacenie Riss, ponieważ podścielające je utwory okresu cieplejszego są datowane na interglacjał Mindel—Riss. Świadczą o tym wyniki analiz palynologicznych i malakologicznych. Istnienie dwu bardzo wyraźnych stref peryglacialnych dowodzi wedle wszelkiego prawdopodobieństwa, dwufazowości Rissu.

Podczas Würmu terasa podlegała modelowaniu peryglacialnemu, czego najpospolitszym wyrazem są liczne niecki korazyjne urozmaicające powierzchnię terasy. Wśród osadów odpowiednich najmłodszego zespołu morfogenetycznego peryglacialnego najważniejsze są utwory kongeliflukcyjne. W odkrywcę w samej wsi są odsłonięte bardzo dobrze wykształcone osady kongeliflukcyjne. Widać tam szereg cech strukturalnych i teksturalnych charakterystycznych dla utworów omawianego typu. Należą do nich doskonale rozwinięte fałdkowate wygięcia warstw, czyli plikacje i pakiety materiału luźnego transportowane najoczywiściej w stanie zmarzniętym. Ilustracją cech teksturalnych jest wielka heterogeniczność materiału zawierającego glinę morenową, piaski różnej frakcji, żwiru i kamienie. Charakterystyczny jest wreszcie udział cząstek wapiennych pochodzenia lokalnego, a przyniesionych z miejsc oddalonych o kilka km od omawianej odkrywki.

A. L. Washburn: Znowu wspaniała odkrywka! Nie jestem pewien, czy „3” na rysunku odkrywki jest zwykłym klinem zmarzlinowym. Kopulasto wygięte warstwy w bezpośrednim sąsiedztwie struktury blisko podstawy i ostre zaburzenie warstw pod klinem sugerują zaburzenie idące od dołu. Byłoby interesujące wiedzieć, czy kopulaste wyniesienie jest formą o małej skali, czy też tak duże, że mogło rozciągnąć i spowodować pęknięcie pierwotnej powierzchni leżącej poniżej serii 4; jeżeli ta druga możliwość istnieje, to być może klin powstał raczej wskutek pęknięcia, niż kontrakcji wynikającej z ostrego klimatu zimnego. Wydaje się, że serię 7 można raczej uważać za osady wód zalewowych, niż utwory typu *grèzes littés*. Datowanie poszczególnych serii profilu wydaje się nieco problematyczne wobec braku liczniejszych horyzontów datowanych paleontologicznie.

Tereszpol¹⁸ leży w strefie krawędziowej Rostocza środkowego (fig. 15 i 16). Strefa o złożonej strukturze morfologicznej, powstała na linii tektonicznej oddzielającej zapadlisko Karpat od wyżyn południowej Polski. Ta linia tektoniczna oddziela tutaj tarczę prekambryjską Europy wschodniej od fałdowej Europy zachodniej.

Strefa krawędziowa ma silne piętno rzeźby denudacyjnej, pomimo że zasadnicze jej formy mają założenia tektoniczne (fleksura urozmaicona uskoki o małej amplitudzie przesunięcia pionowego). Denudacyjne przeobrażenia założeń tektonicznych było zapewne silne już w pliocenie (w dolnym sarmacie było tutaj jeszcze morze). Intensywna denudacja miała miejsce w plejstocenie. Świadczy o tym całkowite zniszczenie osadów glacialnych z okresu Mindel. Z osadów tych pozostały tylko rozproszone na stokach żwiry i głazy eratyczne.

Ślady przeobrażeń peryglacialnych znajdujemy na stokach i równinach wierzchwinowych Rostocza i wzgórz ostańcowych na przedpolu krawędzi. Na równinach wierzchwinowych zbudowanych z twardszych skał jest to rumowisko wietrzeniowe, w którym spotyka się czasem ślady form mrozowych. Były tutaj zapewne wieńce kamieniste, ale prześledzenie tych form jest bardzo utrudnione. Rumowisko jest bowiem silnie przeobrażone przez orkę.

Na stromych stokach wzgórz występują cienkie pokrywy rumowiska skalnego z piaskiem. Poniżej stromego odcinka, na łagodniejszym stoku osady pokrywowe są coraz grubsze. W górnej części pokryw występuje piasek, a gruz skalny znajduje się u dołu. U stóp piasków rozpościera się rozległa równina akumulacyjna, zbudowana z piasków.

Stoki wyższych form mają bardziej urozmaicony profil. U góry znajduje się stromy odcinek (nachylenie do 30°, a nawet i więcej), w którym skały podłoża odsłaniają się na powierzchni, lub są pokryte cienką pokrywą wędrującego rumowiska (*Steilhang*). Poniżej znajduje się odcinek o nachyleniach rzędu kilku stopni, na którym znajdują się utwory pokrywowe o znacznej miąższości (*Haldenhang*). Odsłonięcie utworów pokrywowych tego odcinka mamy w dołach eksploatacyjnych. Można wyróżnić w nich 2 serie akumulacyjne. Górną gliniasto-piaszczystą ze żwirami i głazami, oraz dolną — gliniastą. Dolna glina osiąga tutaj około 8 m miąższości i wypełnia dość głęboką, kopalną dolinkę nacinającą stok. Gлина osadzona została najprawdopodobniej w wilgotniejszej fazie klimatycznej. Warto podkreślić, że jest ona podobna do lessu zglinionego. Części piaszczystych (powyżej 0,1 mm) zawiera ona do 10%, pyłu (0,1—0,02 mm) 65—75%, pyłu drobnego (0,02—0,002 mm) 8—25% i ilu koloidalnego

¹⁸ Opis stanowiska według tekstu nadesłanego przez doc. dr H. Maruszczaka.

10—15%. Prawdopodobnie powstała ona ze zwietrzliny miejscowych margli przemieszczonej po zboczu. Nie wykluczone jednak, że przedstawia ona produkt rozmycia lessu. Należy jednak zaznaczyć, że w najbliższej okolicy nie występuje w ogóle niezwietrzały wapnisty less.

Poniżej odcinka z utworami pokrywowymi znajduje się rozległe zrównanie stokowe (pedyment). Zrównanie to przechodzi stopniowo w powierzchnię równiny akumulacyjnej. Równina ta genetycznie i wiekowo odpowiada peryglacjalnym terasom dolin rzecznych Wyżyny Lubelskiej.

R. Raynal: Spłaszczenie w dolnej części stoku jest dziedzina spłukiwania rozproszonego, przy czym wody nie były przeciążone materiałem. Materiał ten w znacznej mierze osadził się w wyższej części stoku. Jest to fakt wspólny dla wielu stref klimatycznych. W strefie subtropikalnej spłaszczenie w dolnej części stoku może się rozrastać aż do wytworzenia *glacis* o długości kilku km. W wypadkach mi znanych chodzi o morfologię kopalną z okresów zimnych i bardziej wilgotnych od klimatu współczesnego.

W dolnej części rozpoczyna się nowy odcinek płaskiego stoku, gdzie wody spłukiwania ponownie zostają obciążone materiałem z powodu zmniejszenia nachylenia i nadejścia materiału z podłużnego transportu dolinnego. Pedymenty, jak sądzę, nie są pozostałością okresu glacialnego. Wiążą się one ze środowiskiem peryglacjalnym i tworzą jego element topograficzny (por. fig. 15).

A. L. Washburn: Według interpretacji, w profilu ukazują się dwie serie osadów stokowych przedzielone powierzchnią niezgodności (*Abtragungsfläche*). Reprezentują one — jak zrozumiałem — dwa różne okresy denudacji. Poza tym, że osady zawierają różny materiał, nie widzę innych dowodów sugerujących możliwość różnego ich pochodzenia i być może — nawet osadzania w wyniku dwóch różnych procesów.

26 września. Sandomierz—Żurawica—Opatów—Bieliny i Nowa Huta—Św. Katarzyna. Przewodniczący: J. Hövermann. Prowadzący: J. Dylik, T. Klatka.

Żurawica. Znane odsłonięcie okazuje profil typowy dla Wyżyny Sandomiersko-Opatowskiej. U dołu widoczne są żwiry, na których spoczywają osady lessowe. Bezpośrednio na żwirach widać less brązowoczerwony przykryty warstwą humusową o znacznej miąższości (fot. 12). Najwyższą część odkrywki zajmuje less płowy, w znacznej części, zwłaszcza u dołu, smugowany. Less górny nie jest całkiem jednolity, gdyż przecinają go liczne warstewki humusowe szare, ułożone w różnych poziomach (fig. 17).

W omawianej odkrywcze występują dwa lessy różnego wieku. Utwór czerwonawy należy interpretować jako less silnie zwietrzały, który stanowi zapewne część tej samej gleby kopalnej, do której należy wieńczący utwór humusowy. Silne i głębokie wietrzenie dowodzi istnienia długiego okresu ciepłego, który może odpowiadać interglacjałowi eemskiemu lub interstadiałowi oryniackiemu.

Zupełnie inna jest wymowa drobnych smug humusowych występujących w różnych poziomach górnego lessu. Brak tam odpowiednich dla warstw humusu stref wietrzeniowych. Uderza również nachylenie tych warstw zgodne z kierunkiem nachylenia stoku. Stąd wynika, że warstewek tych nie można traktować jako gleb kopalnych wytworzonych na miejscu. Jest to niewątpliwie materiał allochtoniczny przeniesiony przez procesy stokowe jak kongeliflukcja lub, głównie, splukiwanie.

Takie postawienie zagadnienia zwraca naszą uwagę na problem pochodzenia lessu orientując zresztą od razu przeciw czystej teorii eolicznej. Nie tylko bowiem omawiane warstewki humusowe, ale i sam utwór lessowy okazują wyraźne ślady procesów stokowych.

R. Raynal: Występowanie czerwonego horyzontu glebowego jest bardzo interesującym elementem w profilu. Zazwyczaj sądzi się, że czerwone gleby wiążą się z klimatem o dość dużych oscylacjach termicznych i opadowych z wyraźnym suchym okresem roku (typ śródziemnomorski). W Europie Zachodniej wiele czerwonych gleb wiązano z interglacjałem Mindel—Riss. W Afryce spotyka się czerwone gleby z pewnych okresów „pluwalnych” o dużych okresowych opadach i o jednej ciepłej porze roku. Stratygrafia profilu daje następującą kolejność zjawisk: faza fluwioglacjalna, ocieplenie i następnie ochłodzenie i klimat peryglacjalny.

Opacie Doły. Stanowisko znajduje się na lewym stoku przełomowego odcinka doliny Świśliny, 6 km powyżej jej ujścia do Kamiennej. W tym miejscu paleozoniczny fałd przebija pokrywę osadów mezozoicznych tworząc wąską wyspę dolomitów i wapieni w obszarze pstrego piaskowca. Obszar ten leży na zewnątrz moren czołowych maksimum zlodowacenia środkowo-polskiego.

Powierzchnia fałdu jest urozmaicona przez formy krasowe wypełnione terra rossa, która wykazuje ślady przemieszczenia i zawiera liczne, silnie zwietrzałe odłamki pstrego piaskowca. Wyżej leży 18 metrowa seria plejstocieńska zaczynająca się szarym lessem smugowanym o miąższości 5 m, który stanowi 50 m długości relikł dawnej pokrywy. Less jest zgliniony z wyraźnymi horyzontami Ca i silnie zmineralizowanymi kukielkami. Strop jest ostro ścięty przez barwne warstwy muliste a miejscami również przez kamienisty horyzont kongeliflukcyjny z krawędzistymi

odławkami pstrego piaskowca, wapieni z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i dużymi otoczkami skandynawskimi. Droбноziarnisty materiał jest silnie zredukowany, tak że poziom ten ma charakter bruku. Sytuacja stokowa, silne przemieszczenie i duża domieszka krawędzistych odłamków pstrego piaskowca wskazują, że jest to poziom kongeliflukcyjny.

Wyżej, 10 m od powierzchni leży seria żółtoczerwonych piasków. Z wyraźnego upadu warstewek w kierunku doliny, z ich soczewkowatego kształtu, dużej zmienności oraz zawartości odłamków pstrego piaskowca, a także z dużej domieszki materiału pylastego (głęb. 8—8,5 m) można wnosić, że są to stokowe osady splukiwania.

Na głębokości 6 m od powierzchni występuje trzeci poziom kongeliflukcyjny składający się z glin, piasków i kamieni. Powyżej do głębokości 4,7 m leży seria piasków stokowych zawierająca 0,5 m warstwę lessu o barwie podobnej do lessu górnego. Od głębokości 4,7 m aż do powierzchni zalega niewarstwowany less górny z horyzontem lalek na głębokości 3 m.

Podział chronologiczny osadów ma charakter tymczasowy. Z sytuacji geograficznej stanowiska wynika, że sedymentacja osadów plejstocenijskich mogła się zacząć w czasie zlodowacenia środkowo-polskiego, w stadium Warty. Istnieje także możliwość że cała seria plejstocenijska powstała w Würmie. Z porównania cech lessu spągowego ze starszym lessiem z innych stanowisk w Polsce można wnosić, że raczej pierwszy wariant interpretacji chronologicznej jest słuszny. Spągowy less w Opacich Dołach bardzo różni się od starszych lessów innych stanowisk (np. Żurawica). Silne zmineralizowanie lalek lessowych, obecność kongrecji żelazistych oraz wytworzenie horyzontu Ca wskazują na silny stan zwietrzenia. Niewątpliwie zachował się tylko horyzont B i to częściowo. Horyzont ten jest całkowicie odmienny od horyzontów zglinienia w innych stanowiskach w starszych lessach.

Dwa horyzonty kongeliflukcyjne, piaski stokowe oraz less górny należy zaliczyć w całości do ostatniego zlodowacenia.

Bieliny i Nowa Huta. Odkrywka głębokości 5,3 m znajduje się we fluwiogłacjalnym, 11 m poziomie terasowym doliny Belnianki (fig. 18).

W dolnej części, a więc poniżej 5 m od powierzchni, terasę budują jasne, warstwowane, średnioziarniste piaski (1). Są one niezgodnie ścięte przez piaski tej samej frakcji, które są jednak wzdłuż powierzchni warstw przesycone orsztynem (2). Wyżej a więc od 5 do 3 m występuje strefa bardzo intensywnych zaburzeń peryglacjalnych, które zniszczyły i przekształciły pierwotny układ stratyfikacyjny osadów mułkowych (3) i (5), piasków gruboziarnistych (4) i (6) oraz kamienistych (7). Cała ta seria z wyjątkiem piasków (6) jest silnie przesycona związkami żelaza, a w związku

z tym zabarwiona na kolor żółty, pomarańczowy i brązowy w różnych odcieniach. Od tego różnokolorowego tła silnie odbijają jedynie piaski jasne (6), które tworzą bryły różnej wielkości. Bryły te są na obwodzie „oblepione” żwirem. Kamieniste soczewki (7) składają się z odłamków z reguły ostrokrawędzistych. Wśród nich można jednak znaleźć i otoczaki. Cała seria posiada charakter typowych zaburzeń kongeliflukcyjnych. W niektórych poziomach zdarzają się ponadto iniekcje materiału mułkowego o charakterze wycisnień bugrowych. Bryły jasnych piasków (6) toczyły się po ówczesnej powierzchni terasowej i w czasie tego transportu w ich powierzchniowe części zostały wciśnięte żwiry. W obecnym miejscu ich występowania bryły zmarzniętych piasków utonęły w kongeliflukcyjnej, błotnistej masie.

Na serii peryglacialnie zaburzonej leżą warstwowane różnoziarniste piaski i drobne żwiry, wśród których występują rytmicznie soczewki bogate w ostrokrawędzisty materiał kamienisty. Cały ten zespół jest przetykany wstęgami orsztynu (8). W stropowej części, tuż przy powierzchni, zdecydowanie przeważają osady ostrokrawędzistych kamieni (9) o nierównej, kieszeniastej powierzchni. W kieszeniach tych znajduje się materiał pylasty (10).

Seria kongeliflukcyjna stanowi ważny stratygraficznie horyzont w osadach terasowych. Rozdziela on wyraźnie różne zespoły akumulacyjne, a sam zapewne reprezentuje ówczesną powierzchnię terasy. Rzeka fluwioglacjalna musiała płynąć wówczas we wciętych korycie. Tak typowe i o tak znacznej miąższości osady kongeliflukcyjne nie mogły powstać na obszarze często nawiedzanym przez powódzie.

Z uwagi na to, że badania terenowe nie zostały zakończone sprawa interpretacji stratygraficznej jest trudna. Piaski fluwioglacjalne, zwłaszcza spągowe należy odnieść do zlodowacenia krakowskiego. Wcięcie się wód fluwioglacjalnych mogło nastąpić w schyłkowej fazie tego zlodowacenia lub też tylko w końcowej fazie najstarszego stadiału tego samego zlodowacenia. Zaburzenia kongeliflukcyjne mogą więc reprezentować następny kolejny glacial środkowo-polski lub też tylko młodszy stadiał zlodowacenia krakowskiego. To samo, tylko jeszcze wyraźniej dotyczy stropowej serii piasków poziomu terasowego. Obecność licznych soczewek ostrokrawędzistego materiału kamienistego wskazuje na duży współdział transportu poprzecznego, stokowego. Horyzontalne warstwowanie znów stanowi świadectwo transportu podłużnego. W całości więc poziom terasowy, z wyjątkiem strefy peryglacialnej, powstał przez akumulację wód dolinnych. W związku z tym i horyzont kongeliflukcyjny należałoby związać ze zlodowaceniem krakowskim. Taka interpretacja jest najbardziej logiczna, chociaż nie całkowicie pewna.

Odsłonięcie w Nowej Hucie znajduje się w osadach tego samego poziomu terasowego Belnianki. Żółte, średnioziarniste, wstęgowo zorsztynizowane, horyzontalnie warstwowane piaski są tu ścięte przez gliniasto-gruzową pokrywę osadów stokowych. We wcięciu drogi do wsi Podłysica odsłania się kontakt owej pokrywy z lessem. W związku z tym jej sytuacja stratygraficzna jest jasna. Reprezentuje ona wczesną fazę okresu peryglacialnego zlodowacenia północno-polskiego. Kongeliflukcyjna gliniasto-gruzowa seria jest całkowicie odmienna od serii kongeliflukcyjnej z Bielin. W związku z tym nasuwają się wątpliwości dotyczące braku osadów peryglacialnych reprezentujących zlodowacenie środkowo-polskie. Problem, czy seria kongeliflukcyjna w Bielinach nie reprezentuje właśnie tego okresu pozostaje tymczasem otwarty.

A. L. Washburn: Datowanie różnych serii osadów wydaje się trochę niepewne wobec braku dowodów paleontologicznych i gleb kopalnych. Ze względu na możliwość dużego zróżnicowania erozji i akumulacji w jednym i tym samym miejscu, podzielam wątpliwość K. K. Markowa: nie jest bezpiecznie sądzić, że każda duża zmiana klimatu glacialnego znajduje zapis w osadach, które by mu odpowiadały, nawet jeśli w spągu leżą rozpoznane utwory preglacialne, a w stropie postglacialne.

27 września. Św. Katarzyna—Łysa Góra—Jędrzejów (obejrzenie kolekcji zegarów)—Klemencice—Raclawice—Parkoszowice—Topola—Kra-ków. Przewodnicząca: J. Tivy. Prowadzący: J. Dylik, T. Klatka.

Łysa Góra. Jest to gołoborze największe na obszarze Łysogór, jedno z największych w strefie starych gór Europy Środkowej i chyba największe na tak małej wysokości położenia nad poziomem morza. Znale jest w literaturze światowej jako przykład peryglacialnej facji wietrzenia mechanicznego¹⁹.

Gołoborze znajduje się w kulminacyjnej partii grzbietu Łysej Góry, na stoku północnym, na wysokości 545—585 m n.p.m. (fig. 19). Stok ten składa się na tej wysokości z dwóch odcinków o nachyleniu 26—27° i rozdzielającego je odcinka o nachyleniu 0—12°. Strome odcinki wiążą się z wychodniami kwarcytów, natomiast strefa załamania spadku z pasem wychodni łupków środkowego kambru. Cały stok pokryty jest płaszczem bloków kwarcytowych znacznej miąższości. Granice litologiczne są z tego względu zamaskowane. W strefie spłaszczenia miąższość pokrywy blokowej

¹⁹ W. Łoziński — Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. C. R. XI Int. Géol. Congr. Stockholm 1910, 1912.

jest zapewne mniejsza. O tym można wnioskować z faktu, że w tym właśnie pasie pojawia się wyspowo roślinność wysokopienna.

Bloki kwarcytowe są ostrokrawędziste i posiadają z reguły kształt romboidalny, a więc zgodny z przebiegiem sieci szczelin i powierzchni czołowych w obrębie litej skały.

Genezę gołoborza należy wiązać z intensywnym wietrzeniem mechanicznym oraz transportem bloków w dół stoku. We współczesnych warunkach klimatycznych gołoborze należy uznać za kopalne. Wniosek taki wynika:

1° z położenia w strefie klimatu umiarkowanego, w którym nie ma warunków dla intensywnego wietrzenia mechanicznego, a mrozowego w szczególności;

2° z braku cech świadczących o ruchu bloków. Gołoborze wyraźnie posiada cechy stabilności pokrywy. Poszczególne bloki są pokryte przez porosty, a jest rzeczą znaną, że porosty te należą do gatunków reliktowych. W Polsce spotyka się je dopiero na Pomorzu a wyspowo w górach powyżej granicy lasów. Ruch bloków nie może mieć miejsca w obecnych warunkach, gdyż kąt nachylenia stoku jest znacznie niższy od wartości kąta normalnego spoczynku dla tego rodzaju materiału. O stagnacji pokrywy blokowej świadczy również fakt wkraczania na jej obszar roślinności wysokopiennnej. Wszędzie tam, gdzie pozwalają na to czynniki edaficzne roślinność ta rozwija się dobrze. Las wkracza systematycznie na obszar gołoborza i zmniejsza jego powierzchnię. Nie ma natomiast żadnych śladów, które by świadczyły o rozroście gołoborza na niekorzyść powierzchni leśnej;

3° ważny dowód kopalnego charakteru pokrywy blokowej wynika z jej stratygraficznego stosunku do kolejno młodszego osadu, a więc do lessu. Procesy prowadzące do rozwoju pokrywy blokowej musiały ulec zahamowaniu w chwili, gdy rozpoczęła się akumulacja lessu.

Less określa w sposób wyraźny górną granicę wieku gołoborza, a tym samym również i warunki klimatyczne, w których pokrywa blokowa rozwijała się. Genezę gołoborza należy więc wiązać z wilgotną, oceaniczną fazą klimatu peryglacjalnego. W tej fazie istniały sprzyjające warunki dla połączonego wietrzenia mrozowego oraz transportu bloków w postaci strumieni. Kongeliflukcyjny transport był intensywny z uwagi na obecność gliniastej zwietrzliny łupków, a w fazie schyłkowej — pyłku lessowego. Później materiał drobnoziarnisty został wypłukany przez wody roztopowe i opadowe.

Jak sądzić można z występowania gołoborza w kilku poziomach, powstawały one nie tylko w strefie peryglacjalnej ostatniego zlodowacenia, lecz także i zlodowacenia środkowo-polskiego. Bloki skalne tych gołoborza

są mniejsze, a wiele z nich wykazuje ślady wietrzenia chemicznego z okresu ciepłego. Gołoborza niżej położone wykazują znaczny procent bloków o krawędziach zaokrąglonych.

A. L. Washburn: Chociaż istnieją dowody, które wyraźnie wskazują, że to wspaniałe gołoborze jest nieruchome, byłoby jednak pożądane ustalić dokładne punkty kontrolne, które można by sprawdzić po upływie roku.

R. Raynal: Powstanie gołoborzy wiąże się najczęściej z makrogeliacją i z określonym nachyleniem stoku. Spotyka się je często w hercyńskich górach Europy, a także w północnej Afryce powyżej określonej wysokości n.p.m. We wszystkich obserwowanych przeze mnie wypadkach gołoborze posiadało w chwili swego powstania drobny materiał, który później został usunięty. Dzisiaj większość gołoborzy nie wykazuje ruchu z wyjątkiem lokalnych wypadków zakłócenia równowagi.

Klemencice, Raclawice, Parkoszowice. Już przed kilku laty rozpoznano w Polsce utwory całkowicie porównywalne z osadami znanymi we Francji pod nazwą *éboulis ordonnés* lub *grèzes litées*. Właśnie odkrywka w Klemencicach dostarczyła jednego z najlepszych przykładów w tym zakresie (fig. 20; fot. 14). W całej odkrywce od dołu do góry, widać warstwowany gruz stokowy w szeregu warstw rozdzielonych innymi utworami. Jedynie jednak warstwa najniższa może uchodzić z analogiczną w stosunku do *grèzes litées* francuskich. Dodajmy od razu, że identyczną niemal warstwę znajdziemy w Parkoszowicach, gdzie spoczywa ona również bezpośrednio na podłożu margli senońskich²⁰.

Można by wnosić z położenia omawianego utworu bezpośrednio na podłożu plejstocenu, że powstał on w pierwszym z okresów zimnych, które nawiedzały Polskę. Istnieją jednak fakty, które uniemożliwiają przyjęcie tego wniosku. Zarówno w Klemencicach jak i w Parkoszowicach obydwie najniższe warstwy *grèzes litées* zawierają domieszkę skał krystalicznych pochodzenia narzutowego, co należy uznać za niezaprzeczalny ślad zlodowacenia starszego od najniższej serii *grèzes litées*. Dokładne datowanie tej serii nie jest możliwe w chwili obecnej. Można jedynie stwierdzić, że wobec sytuacji geograficznej obu omawianych stanowisk, poza maksymalnym zasięgiem zlodowacenia środkowo-polskiego, dolna seria *grèzes litées* nie może być młodsza od Rissu.

Utwory położone powyżej spągowej warstwy *grèzes litées* nie są wcale mniej interesujące. Składa się na nie szereg osadów ułożonych jedne nad

²⁰ J. Dylik — Stokowy gruz warstwowany typu *grèzes litées* w Polsce. W tym samym nr *Biuletynu*, s. 235.

drugimi, a mianowicie: less z drobnymi warstewkami gruzu, grubsza seria *grèzes litées* oraz piaski i gleby kopalne.

Szczególnie utwór lessowy urozmaicony drobnymi warstwami gruzu zasługuje na uwagę i jest interesujący ze względów sedymentologicznych i przez to, że wiąże się z wciąż jeszcze niejasnym problemem pochodzenia lessu. Ze sposobu następstwa warstw lessu i gruzu typu *grèzes litées* wynika, że nie było istotnych różnic w procesie sedymentacji obydwu omawianych utworów. Z obydwu analizowanych odkrywek, podobnie zresztą jak i trzeciej pod Raławicami (fot. 15), wynika, że osadzanie odbywało się w rezultacie działania procesów stokowych, kongeliflukcji i głównie spłukiwania. Z przedstawionego wniosku nie wynika bynajmniej konieczność całkowitego wyeliminowania transportu eolicznego. Istnieje wiele dowodów silnej działalności wiatru w warunkach klimatu peryglacialnego. Z drugiej jednak strony trzeba stwierdzić, że coraz bardziej mnożą się fakty dostarczone przez studia sedymentologiczne, które nas skłaniają do odróżnienia pierwotnego procesu transportu eolicznego od innych procesów, które doprowadziły do nagromadzenia materiału i wytworzenia osadów współcześnie dostępnych naszej obserwacji.

Omawiane odkrywki dostarczają wielu faktów, które służą jako dowody zmian klimatycznych, a przez to spełniają ważną rolę w konstrukcjach stratygraficznych i chronologicznych. W odsłonięciach tych istnieje wiele objawów okresów cieplejszych, w których zamierały procesy stokowe. Wobec tej stagnacji wszystkie obszary wysoczyznowe były wtedy dziedziną mniej lub bardziej intensywnego wietrzenia. Nasze profile zawierają co najmniej dwie grupy faktów wywołanych przez wietrzenie chemiczne i biochemiczne.

Cząstki marglu zawartego w gruzie warstwowanym ułożonym w kilku poziomach wykazują różny stan zachowania substancji skalnej. Można więc wskazać poziomy warstw zawierających świeże i twarde okruchy skalne. Są jednak inne poziomy, w których materiał skalny jest całkowicie zwietrzały, a poszczególne cząstki można rozetrzeć w palcach. Zbadano zawartość CaCO_3 w gruzie pobranym z warstw różnych poziomów. Z układu zawartości węglanu wapnia w różnych piętrach profilu można wnioskować o istnieniu czterech okresów zimnych i zawartych pomiędzy nimi trzech okresów cieplejszych, z których co najmniej dwa miały znaczenie wyższego rzędu. Dotyczy to tych okresów cieplejszych, o których świadczą gleby kopalne w Klemencicach i Parkoszowicach.

J. Alexandre: Rytmiczne warstwowanie drobniejszego i grubszego materiału dowodzi pełnej analogii tych utworów z *grèzes litées*, które mogłem obserwować w Europie Zachodniej. Również i tam warstewki drobnego materiału zawierają ziarna większe, których położenie (orientacja i nachy-

okazują niewątpliwe ślady ciągłej sedymentacji w postaci smug, lamin i warstw; b. większość badanych osadów lessowych spoczywa na innych utworach plejstocénskich, glacialnych lub peryglacialnych, a nie bezpośrednio na podłożu starszym.

Jestem zobowiązany p. G. C. Maarleveldowi za porównanie naszych utworów pokrywowych z holenderskimi. W faktach podanych przez naszego holenderskiego kolegę widzę ważne argumenty przemawiające na korzyść mego poglądu na omawiane utwory, który przedstawiłem między innymi w objaśnieniu odkrywki w Jabłonowie. P. G. C. Maarleveldowi zawdzięczamy również wzbogacenie naszych wiadomości o kopalnych glebach późno-plejstocénskich, a zwłaszcza gleby typu Usselo. Wreszcie dzięki jego staraniom p. prof. De Vries był łaskaw zbadać węgielki zebrane z gleby allerödzkiej w Witowie i oznaczyć przy pomocy metody C^{14} wiek absolutny tej gleby.

Jedną z najbardziej uderzających i najważniejszych cech osadów widocznych w odkrywkach okolic Łodzi stanowią struktury glaciektoniczne. Należy jednakże zgodzić się z p. J. Sekyrą, że i struktury kriotektoniczne zasługują na baczniejszą niż dotąd uwagę. Wypada również przyznać, że nie są dotąd dostateczne nasze badania materiału wypełniającego kliny zmarzlinowe. Stąd też myśl p. J. Sekyry o przeprowadzeniu badań zespołowych na ten temat jest niewątpliwie godna uwagi naszej Komisji, która powinna zająć się ich organizacją.

P. A. L. Washburn wysunął bardzo ważny problem kryteriów niezbędnych do rozpoznania klinów zmarzlinowych i utworów kongeliflukcyjnych. W czasie wycieczki stwierdziliśmy już, że jedynie analiza form rozpatrywana trójwymiarowo umożliwia nam bezbłędne rozpoznanie klinów zmarzlinowych.

Trudniejsze jest rozpoznanie utworów kongeliflukcyjnych, a więc w pierwszym rzędzie odróżnienie ich od form soliflukcji cieplej. Nasuwały się od razu dwie grupy kryteriów. Jedna z nich opiera się na fakcie dość dobrze ustalonym, przynajmniej w Europie, że intensywne procesy stokowe dokonywały się jedynie w warunkach zimnego klimatu. Drugie kryterium stanowi obecność innych, niezaprzeczalnych śladów środowiska peryglacialnego powiązanych z osadami stokowymi. Jest to już bardziej bezpośrednie kryterium rozpoznania kongeliflukcji. Można by wreszcie dorzucić trzecie kryterium, najbardziej bezpośrednie, bo sedymentologiczne. Często spotykane pakiety skał luźnych, których transportu nie można sobie wytłumaczyć inaczej niż w stanie zamarzniętym, mogą służyć jako przykład postępowania sedymentologicznego.

Nie mogę zgodzić się z opinią p. A. L. Washburna na temat pojmowania terminu *peryglacialny*. Obecnie, przy dzisiejszym stanie badań

na świecie, trzeba się oderwać od pierwotnego znaczenia etymologicznego tego terminu. Należy pojmować termin *peryglacjalny* w znaczeniu klimatycznym i stosować go dla wszystkich obszarów, które podlegają lub podlegały wpływom klimatów zimnych.

Spis ilustracji

Rysunki

	str.
1. Daszyna. Profil schematyczny	91
1. morena spiętrzona: głazowisko, żwir, piasek; 2. osady stokowe z eologliptolitami	
2. Chodecz. Klin zmarzlinowy	93
1. strefa zaburzeń peryglacjalnych: żwir, smugi orszynny, ślady horyzontu glebowego Usselo;	
2. fluwioglacjalne żwiry i piasek, warstwowanie krzyżowe	
3. Więcbork. Morena czołowa	95
a: 1. piaski gruboziarniste i żwir z głazami; 2. piaski średnio i gruboziarniste; 3. żwiry drobne i grube; 4. piaski drobno i średnioziarniste; 5. żwiry grube z głazami; 6. piaski średnioziarniste z soczewkami żwiru; 7. mulki piaszczyste	
b. oś morfologiczna i osie strukturalne	
4. Kamień Krajeński	96
a: 1. piasek średnioziarnisty; 2. żwir z głazami; 3. piasek gruboziarnisty; 4. żwir z małymi głazikami	
b. oś morfologiczna i osie strukturalne	
5. Formy wytopiskowe w okolicach Lipnicy	97
6. Pogorzel. Przekrój schematyczny	99
1. kliny zmarzlinowe; 2. strefa kongeliflukcyjna; 3. piaski i żwiry fluwioglacjalne; 4. mulki i ility warwowe	
7. Pogorzel. Dwie strefy peryglacjalne	100
1. piasek pylasty, żwir i głaziki o średnicy do 5 cm; 2. fluwioglacjalne piaski i żwiry;	
3. strefa kongeliflukcyjna: piasek z głazami, mulki i ility; 4. mulki i ility warwowe	
8. Pogorzel. Kliny zmarzlinowe w planie	101
1. piasek z kamieniami — wypełnienie klina; 2. żwiry fluwioglacjalne	
9. Okolice Lublina. Struktury peryglacjalne w piaskach	102
a. Królewski Dwór: 1. piaski rytmicznie warstwowane; 2. strefa kongeliflukcyjna: piaski, mulki i pakiety ility; 3. żwiry fluwioglacjalne	
b. Krężnica: 1. piaski rytmicznie warstwowane, górne; 2. piaski rytmicznie warstwowane, dolne; 3. dolne piaski i mulki rytmicznie warstwowane; 4. brekcja ility	
10. Wycinek mapy geomorfologicznej okolic Lublina	104
1. suche doliny (koniec ostatniego zlodowacenia); 2. ujścia suchych dolin zawieszonych ponad terasą zalewową; 3. terasa zalewowa (holocen); 4. niższy poziom dolnej terasy, bez pokrywy lessowej; 5. górny poziom dolnej terasy, z pokrywą lessową (maksimum ostatniego zlodowacenia); 6. stoki dolin bez pokrywy lessowej i z pokrywą lessową (formy peryglacjalne przekształcone w plejstocenie); 7. wysoczyzna z pokrywą lessową	
11. Okolice Lublina. Przekrój suchej doliny	105
1. deluwia glebowe (holocen); 2. gleba in situ (holocen); 3. poziom ility; 4. seria stokowa (końcowa faza ostatniego zlodowacenia); 5. less z wkładkami piaszczystymi syngenetycznymi zaburzeniami krioturbacyjnymi (maksimum ostatniego zlodowacenia); 6. piaski rzeczne ze żwirami, krzyżowo warstwowane, w stropie zaburzenia krioturbacyjne i częściowo ślady zniszczenia przez erozję	

lenie) w otaczającym drobnym materiale jest chaotyczne, jeśli stok nie jest zbyt stromy.

R. Raynal: 1° *Grèzes litées* są utworem typowo peryglacjalnym. W Klemencicach warstewki gruzu stokowego występują w szeregu warstw rozdzielonych lessem reprezentując kolejno osady splukiwania i horyzonty kongeliflukcyjne. 2° Profil przedstawia dwie serie osadów „zimnych” rozdzielonych fazą erozji i rozwoju gleby (główny interglacjał?). 3° W porównaniu z podobnymi utworami spotykanymi w mniejszych szerokościach geograficznych, *grèzes litées* w Klemencicach zawierają drobniejsze ziarna. W górach Europy Południowej lub Afryki Północnej *grèzes litées* powstały w klimacie o silnie kontrastujących ze sobą porach roku, gdzie kolejno miały miejsce szybkie topnienie śniegu i procesy wietrzenia mrozowego i kongeliflukcji. W tym wypadku dość gwałtowne splukiwanie mogło unosić grubszy materiał.

W Parkoszowicach warstewki *grèzes litées* są rozdzielone warstewkami lessu. Mamy tu więc do czynienia ze zjawiskiem peryglacjalnym charakterystycznym raczej dla stosunkowo suchych okresów o sporadycznie działającym splukiwaniu rozproszonym. Przypomina to silny rozwój *grèzes litées* w najsuchszych pasmach gór strefy śródziemnomorskiej.

Topola: Odkrywka wycięta w stoku doliny Nidzicy dostarcza jeszcze jednego profilu plejstocńskiego, w którym wszystkie okresy zimne znalazły odbicie jedynie w utworach peryglacjalnych (fig. 21).

U podstawy odsłonięcia zalegają otoczaki i żwiry warstwowane z przewagą materiału narzutowego. Morfologia cząstek wskazuje na rzeczny charakter osadów, być może nawet interglacjalnych. Na tych utworach spoczywają mułki warstwowane horyzontalnie. Warstwy są zaburzone, przy czym ku stropowi wzrasta amplituda tych zaburzeń. Wreszcie od samego stropu w mułki wcinają się kliny zmarzlinowe osiągające 2,5 m długości (fot. 16 i 17).

Mułki interpretujemy jako osad jezierny, który powstał w warunkach klimatu zimnego. Warunki te w czasie sedymentacji mułków stawały się coraz ostrzejsze osiągając kulminację w okresie zaznaczonym przez formację klinów zmarzlinowych.

Ponad mułkami leży warstwa otoczków wapiennych, które też wypełniają kliny. Utwór ten, wedle wszelkiego prawdopodobieństwa powstał w warunkach klimatu ciepłego lub względnie ciepłego, być może podobnie jak i warstwa humusu pokrywająca otoczaki wapienne. Jednakże wobec braku podglebia jak również i odpowiednich danych palynologicznych trudno wypowiedzieć się na ten temat w sposób zdecydowany.

Nie mamy wystarczających danych, które mogłyby pozwolić na wyjaśnienie chronologiczne. Można jedynie przypuszczać, że mulki zostały osadzone w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego i raczej w jego drugim stadium. Wiek warstwy otoczków wapiennych i ewentualnie gleby kopalnej przypadałby na interglacjał eemski. Akumulację lessu należałoby wtedy odnieść do czasów ostatniego zlodowacenia.

28 września. Kraków: złożenie wieńca na grobie prof. Eugeniusza Romera, zwiedzanie miasta. Przewodniczący: J. Czekalski.

29 września. Kraków—Gruszowiec—Dobra—Lipowe—spływ na tratwach Dunajcem z Czorsztyna do Szczawnicy—Zakopane. Przewodniczący: J. Sekyra. Prowadzący: A. Środoń, L. Starkel.

Gruszowiec, Dobra, Lipowe. Dolina Gruszowca stanowi przykład peryglacialnego zespołu form rzeźby w Beskidzie Wyspowym. W najwyższych partiach stoku, w strefie gołoborzy spotkać tu można zespoły niecek korazyjnych. Niżej rozciąga się strefa denudacji (soliflukcja i spłukiwanie) i związanego z tym stosunkowo słabo nachylonego stoku *glacis*. Dalej ku dołowi obserwujemy poziom akumulacji soliflukcyjno-fluwialnej i wreszcie poziomy holocenijskie związane z dużym udziałem erozji liniowej.

Odsłonięcia w Dobrej i Lipowie wykazują zazębianie się procesów stokowych i dolinnych w czasie ostatniego zlodowacenia. W osadach soliflukcyjnych stwierdzono istnienie przerw, które prawdopodobnie wiążą się z interstadialem²¹.

J. Alexandre: Kamienista masa w prawej części odkrywki (Lipowe), której rzeczne pochodzenie zostało zakwestionowane przez L. Kádára (ostrokrawędziste okruchy) uległa jednak w pewnym stopniu zaokrągleniu w wodzie bieżącej. Świadczą o tym drobne zaokrąglone fragmenty łupków znalezione w ścianie odkrywki.

Silnie nachylone regularne warstwy kamieni zanurzone w leżącej niżej glinie są moim zdaniem rezultatem wietrzenia skały *in situ*. Fakt ten jest lepiej widoczny kilka metrów niżej. Łupki zostały tu przekształcone w glinę,

²¹ M. Klimaszewski — Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathian Mts. *Bull. Acad. Polonaise Sci., Sér. chim., géol., géogr.*, t. 6, no 5, 1958.

L. Starkel — Pokrywy peryglacialne w Beskidzie Wyspowym. W tym samym nr *Biuletynu*, s. 329.

kilka jednak bardziej odpornych warstw uległo rozdrobnieniu na mniej lub więcej zaokrąglone kamyki ułożone w kształcie smug.

R. Raynal: Okresy peryglacjalne prowadzą do wykształcenia teras o cechach *glacis* akumulacyjnych poprzez nakładanie się osadów stokowych (kongeliflukcja, splukiwanie rozproszone) i dolinnych (materiał rzeczny). Im procesy peryglacjalne są silniejsze tym większa jest morfogenetyczna rola stoków; przynajmniej w małych dolinach. W wypadku takim nie można przeprowadzić granicy podziału między stokiem a terasą w ścisłym tego słowa znaczeniu. Całość daje w profilu poprzecznym ciągłą linię stoku, często stromą.

W ciepłych i wilgotnych okresach interstadialnych rozwija się działalność rzeki. Osady powodziowe nakładają się w rezultacie na osady z poprzednich okresów peryglacjalnych tworząc jedną lub kilka teras horyzontalnych.

30 września. Zakopane—Kraków—Brzozowica—Łódź. Przewodniczący: G. Johnsson. Prowadząca w Brzozowicy: S. Gilewska.

Brzozowica. Profil znajduje się w kopalni odkrywkowej węgla w Brzozowicy koło Będzina; przedstawia on 40 m serię osadów plejstoceniśkich wypełniających przedczwartorzędowe koryto Przemszy wyżłobione w piaskowcach i łupkach karbońskich²².

Najniższą serię, spoczywającą na podłożu karbońskim stanowią grube żwiry, dobrze otoczone, o miąższości 2—3 m. Żwiry te zawierają wyłącznie materiał lokalny i stanowią prawdopodobnie serię preglacjalną. Materiał wykazuje w stropie ślady geliwacji.

Piaski i żwiry rzeczne o miąższości 10,7 m, odpowiadają fazie anaglacjalnej zlodowacenia Mindel. W piaskach tych znaleziono soczewki iłu zawierającego florę dryasową oraz struktury kriogeniczne.

W stropie poprzedniej serii znaleziono oprócz piasków żwiry z okruciami wapieni wymytych z serii soliflukcyjnych. Na nich spoczywają fluwioglacjalne piaski i żwiry o miąższości 4,7 m, przykryte z kolei płatem iłów warwowych o nierównej miąższości i urozmaiconej powierzchni. W zagłębieniach na powierzchni iłu znajduje się glina morenowa o miąż-

²² S. Gilewska — The Pre-Warta Interstadial at Brzozowica near Będzin. Geological characteristics of the profile. *Bull. Acad. Polonaise Sci., Sér. chim., géol., géogr.*, vol. 6, no 1, 1958.

szości 2,5 m bogata w materiał lokalny; seria ta odpowiada nasunięciu lodowca Mindel.

Następną serią są osady o miąższości 1,9 m związane z krótkim okresem recesji lodowca Mindel. Na zerodowanej powierzchni poprzedniej fazy odbywała się akumulacja materiału fluwioglacjalnego. Znalezione w tej serii szczątki roślin i kości mamuta świadczą o klimacie subarktycznym.

Wyżej leżą szare iły warwowe o miąższości 8–10 m oznaczające prawdopodobnie oscylację lodowca Mindel. Na ich powierzchni leży płat gruboziarnistych, zorsztynizowanych piasków odpowiadających interglacjowi Mindel–Riss; utwory te leżą na powierzchni erozyjnej. W sąsiednich stanowiskach w tym samym poziomie leżą gliny morenowe i piaski Rissu.

W zagłębieniach na powierzchni ilów leżą piaski rzeczne z soczewkami torfu odpowiadającego interstadiałowi poprzedzającemu stadium Warty (interstadiał Będziński).

W stadium Warty formacja interstadialna została przykryta piaskiem, mulkiem i żwirami, które następnie w interglacjale cemskim zostały podcięte.

Formacje plejstocénskie zamyka seria osadów rzecznych o miąższości przekraczającej 10 m związana ze zlodowaceniem Würmskim. Są to grube żwiry oraz pokrywy soliflukcyjne zawierające piasek i il ze szczątkami roślin tundrowych i kości ssaków oraz piaski rzeczne z płatem materiału eolicznego. Na materiale tym spoczywają holocénskie piaski i mulki tworzące współczesny poziom terasy zalewowej.

DYSKUSJA OGÓLNA

E. A. FitzPatrick: 1° Tak wielka ilość piasku o jednolitej teksturze jest zdumiewająca. Obecność erratyków skandynawskich skłania do wniosku, że cała masa pochodzi z jednego miejsca, lecz bez pewnych dowodów mineralogicznych taki wniosek wydaje się zbyt pośpieszny. Czy nie jest możliwe, że wiele osadów piaszczystych jest po prostu przerobionymi mioceńskimi i plioceńskimi utworami, które zostały osadzone w środkowej Polsce.

2° Podczas pobytu w Lublinie po zakończeniu Sympozjum zapoznałem się z lessami Wyżyny Lubelskiej. Większość utworów nazywanych lessami może pochodzić z wietrzenia wapieni kredowych. Świadczy o tym ich zwarta tekstura (il mulkowany) i charakter profilu, w którym widać raczej cechy wietrzenia *in situ*, niż transportu materiału. Jest możliwe, że lodowiec przesunął się po tym obszarze, lecz jego siła była za mała, aby mógł usunąć już istniejące osady, które następnie uległy skonsolidowaniu w warunkach wiecznej zmarzliny. Może okazać się, że jest to utwór

peryglacialny. Jedynym dowodem, który mogę podać jest czerwono- i żółtobrazowy kolor. Wobec tego, że czerwone gleby powstają tylko w klimacie tropikalnym (nawet nie śródziemnomorskim), należy przyjąć, że utwory lubelskie rozwinęły się w warunkach zupełnie innych niż obecnie. W tym wypadku rozwiązania mogą dostarczyć dokładne badania mineralogiczne.

3° Dlaczego osady glacialne mają różny kolor? Co oznacza czerwona barwa gliny Rissu, a szczególnie Würmu? Czy barwa nie świadczy o dawniejszych procesach glebotwórczych, tak jak w pewnych częściach Szkocji, gdzie znaleźć można stare czerwone gleby?

G. C. Maarleveld: Piękne i interesujące odkrywki, które oglądaliśmy podczas wycieczki, pozwoliły nam poznać charakter osadów peryglacialnych w Polsce. Moje wypowiedzi podczas Sympozjum oraz obecne uwagi zdążają w pierwszym rzędzie do porównania polskich osadów z utworami znanymi mi z Europy zachodniej.

Prawdopodobnie wiele stropowych utworów w odkrywkach, które oglądaliśmy, pochodzi z młodszego dryasu. Na przykład w Jabłonowie II: 1° górny utwór pokrywowy odpowiada zapewne holenderskim młodszym piaskom pokrywowym z domieszką materiału kongeliflukcyjnego; 2° mułki zajmują pozycję stratygraficzną naszych starszych piasków pokrywowych (Würm III); 3° warstwowane piaski rzeczne u dołu profilu w Jabłonowie odpowiadają prawdopodobnie holenderskim utworom niveo-fluwiatylnym ($\pm$ Würm II — początek Würmu III).

Uważam więc, że istnieje przejście od starszych piasków pokrywowych do młodszego lessu (= górna część lessów). Poniżej eolicznej części w profilach lessowych znajdują się horyzonty soliflukcyjne, między innymi również utwory niveo-fluwiatylne, do których może należeć część warstwowanych piasków dolinnych z okolic Łodzi.

Wśród struktur, które widzieliśmy w odkrywce w Pogorzeli, najwyżej kilka można interpretować jako kliny zmarzlinowe. Pozostałe powstały w wyniku jakichś innych procesów peryglacialnych lub są ukształtowane przez procesy pedologiczne (horyzont A₂ i B).

Warstwa bielkowa w wydmy w Witowie znana jest w Holandii jako horyzont Usselo lub horyzont Allerödski. Węgielki drzewne z tego poziomu w Witowie oznaczone przez prof. de Vriesa metodą C¹⁴ datują ten horyzont $10\,815 \pm 160$ lat, czyli 8 855 lat p.n.e., tj. na koniec Allerödu. Tego samego wieku są poziomy Usselo w Holandii²³.

R. Raynal: Większość małych dolin wykazuje piętrowość form. Stoki soliflukcyjne kończą się u dołu spłaszczeniem położonym powyżej

²³ C. C. W. J. Hipszeler — Late-glacial human cultures in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, N. S. 19 Jaarg., 1957; s. 283—302.

dolnej terasy, która, jak się wydaje, jest wyłącznie pochodzenia rzecznego (holocen?). Natomiast spłaszczenia i stoki powstały w rezultacie współpracy procesów poprzecznych i podłużnych. Na stokach z wystawą południową panują bruzdki gdy stoki z ekspozycją północną są dziedziną soliflukcji. Działanie i większa intensywność soliflukcji na stokach z ekspozycją zimną wynika z większej plastyczności materiału przesyconego wodą.

J. Sekyra: W stanowiskach Stoki i Sikawa obok typowych zjawisk glacitektonicznych, występują również dobrze rozwinięte zjawiska kriotektoniczne. W Czechosłowacji uważa się, że zjawiska te różnią się głównie genezą. Zjawiska kriotektoniczne nie powstają na skutek bezpośredniego czy też pośredniego nacisku lodowca, lecz w wyniku nacisków powstałych przy nierównomiernym zamarzaniu strefy czynnej zmarzliny. Są to niewielkie uskoki, fleksury, horsty i inne formy. Zrozumiałą jest rzeczą, że między zjawiskami oznaczonymi jako glacitektoniczne oraz zjawiskami kriotektonicznymi i mikrokriotektonicznymi mogą istnieć różne przejścia. Kriotektoniczne zjawiska związane są z powierzchniową strefą regelacyjną. Ponieważ bardzo często te drobne formy tektoniczne występują w całej masie, która uległa naciskowi lodowca (często morfologicznie i rozmiarami nie odróżniają się od zjawisk glacitektonicznych) nazywamy je drobnymi formami glacitektonicznymi lub mikroglacitektonicznymi.

Po obejrzeniu w roku 1957 jak i na peryglacialnym Sympozjum licznych stanowisk z klinami w środkowej Polsce stwierdziłem dużą zgodność piasków wypełniających te kliny z wypełnieniami klinów w Czechosłowacji. W odróżnieniu jednak od naszych stanowisk materiał wypełniający kliny w Polsce nie jest oznaczany jako eoliczny (por. np. Nowostawy, Jabłonów, Mogilno, Daszyń, Chodecz, Królewski Dwór i inne). U nas na eoliczny charakter tych osadów podaje się następujące dowody:

1° pod względem granulometrycznym (zarówno morfologia jak i krzywa frakcyjna) osady wypełniające kliny nie różnią się od materiału wydmowego, czy też od utworów pokryw eolicznych obszarów przyległych;

2° materiał eoliczny wypełniający kliny pozbawiony jest jakichkolwiek wyraźniejszych struktur. Warstwowania brak, a bardzo słabe sprasowanie tych osadów w wyjątkowych tylko wypadkach zakłócone jest wtórnymi wtrąceniami wodorotlenków Fe i Mn (orsztynizacja), albo też w materiale o frakcji pylastej — zjawiskami mikrotektonicznymi;

3° w bezpośrednim sąsiedztwie klinów występują często eologliptolity świadczące o deflacyjnym charakterze powierzchni, na których zwykle powstawały kliny. Unoszony przez wiatr piasek osadzał się we względnie wilgotnych miejscach.

Na zamarzłą glebę z klinami lodowymi w suchym klimacie był nawiewany piasek (lub less). Materiał o frakcji piaszczystej i pylastej zatrzy-

mywał się w wilgotnych miejscach poligonów i na skutek większej absorpcji ciepłej (w stosunku do lodu) przenikał w głąb klinów. Najważniejszą jednak rolę przy wypełnianiu klinów odgrywa zmienna miąższość strefy czynnej wiecznej zmarzliny. Z poglądem tym zgadza się np. A. E. Corte, który ma duże doświadczenie w zakresie badań współczesnych klinów zmarzlinowych na obszarach polarnych.

Oznaczałoby to, że wypełnienie klinów materiałem eolicznym nastąpiło w fazie suchej, czyli w maksimum zlodowacenia. Prawie wszystkie kliny możemy zaliczyć do tego okresu niezależnie od tego, że leżą one niezgodnie z osadami soliflukcyjnymi i krioturbacyjnymi, które powstały w pierwszej połowie stadiału, w okresie chłodnym i wilgotnym. Do takich danych stratygraficznych doszedłem na podstawie analizy licznych profili na obszarze całego Masywu Czeskiego.

Niektórzy uczestnicy Sympozjum (L. Kádár, G. C. Maarleveld, J. Sekyra) wyrażali pogląd, że zarówno same utwory eoliczne jak i ich przejścia w osady deluwialne i rzeczne wykazują podobny charakter genetyczny i na innych obszarach Europy środkowej. Chodzi tu przede wszystkim o utwory czwartorzędowe na terenie między Bałtykiem a Alpami i Dunajem. Obszar ten w plejstocenie znajdował się w różnych strefach klimatu peryglacialnego. Wobec tego, że pracownicy naukowcy różnych krajów posługują się odmiennymi metodami badawczymi, wydaje się rzeczą konieczną wyznaczenie jednakowych typów genetycznych i scharakteryzowanie ich w identyczny sposób pod względem morfologicznym, granulometrycznym, paleoklimatycznym i być może litologicznym, paleontologicznym itp. W rozmowie z prof. L. Kádárem i później również z prof. J. Dylikiem doszliśmy do porozumienia, że należałoby przeprowadzić rewizję stanowisk ze spornymi osadami. Dlatego proponuję, by jednakowymi metodami opracować stanowiska wzdłuż dwóch profili południkowych obejmujących całą szerokość plejstocenijskiej strefy peryglacialnej. Pierwszy profil przebiegałby od północnych Niemiec (od okolic Rostocka) przez główne pradoliny, wały morenowe, Podgórze Sudeckie, obszar środkowych Czech (z typowym lessem, dobrze rozwiniętym i opracowanym systemem terasowym), przez Szumawę do przedpola Alp (do granicy alpejskiego zlodowacenia). Drugi profil przebiegałby od Pomorza polskiego przez Polskę środkową, północną część łuku karpackiego z lessami, obszar gór Słowacji, Nizinę Węgierską i być może aż do Jugosławii.

Proponuję, aby utworzyć zespoły pracowników wymienionych krajów pracujących nad problematyką sedymentacji utworów czwartorzędowych. Zespoły te wybrałyby stanowiska i opracowały. Opracowania takie obejmowałyby: szczegółowe makroskopowe opracowanie profilu, granulometrię, litologię, paleontologię, paleopedologię i geomorfologię obszarów przy-

ległych do profilu. Pobrane w terenie próby zostałyby opracowane w wyznaczonych pracowniach. W sumie dla każdego obszaru powstałaby charakterystyka geologiczna, geomorfologiczna, klimatyczna itp. Opracowania takie mogłyby jako wzorcowe pomagać przy rozwiązywaniu różnych problemów związanych z danym terenem.

W wyniku tak drobiazgowych opracowań można by wyznaczyć nie tylko peryglacialne strefy w przekroju południkowym, ale przede wszystkim zdefiniować jednakowe pod względem genetycznym typy osadów i ich fazy przejściowe (głównie przejściowe typy osadów deluwialnych, rzecznych i eolicznych).

A. L. Washburn: Uwagi moje są z konieczności jednostronne, ponieważ nie znam budowy geologicznej obszaru, na którym znajdują się odkrywki. Uwagi mają raczej charakter impresji; wynikają bardziej z osobistych wrażeń niż z udokumentowanych obserwacji.

Opierając się jednakże na doświadczeniach z innych okolic, mam na ogół wątpliwości czy struktury interpretowane jako kliny zmarzlinowe są nimi rzeczywiście dopóki nie stwierdzi się ciągłości tych form w planie ²⁴.

Inny problem nasuwa trudność rozróżnienia osadów kongeliflukcyjnych od soliflukcyjnych niezależnych od działania mrozu. Wątpię np. czy słuszny jest argument, że położenie osadów stokowych na powierzchniach mało nachylonych decyduje o ich charakterze kongeliflukcyjnym.

W końcu, chociaż większość zjawisk, które mieliśmy przyjemność oglądać są niewątpliwie pochodzenia peryglacialnego, warto zauważyć, że podobne współczesne zjawiska występują na obszarach klimatu zimnego, lecz bez lodowców (np. zachodnio-kanadyjskie wyspy arktyczne) nie są zjawiskami peryglacialnymi w ścisłym znaczeniu. Termin *peryglacialny* powinien być zastrzeżony dla zjawisk ściśle związanych z warunkami glacialnymi. Natomiast do określenia zjawisk zachodzących na obszarach o klimacie chłodnym, lecz niekoniecznie związanych z lodowcami potrzebne jest inne określenie.

J. Dylik: Przewaga piasków w utworach plejstocénskich Polski wywodzi się z potężnej akumulacji lodowcowej. Nie ma co do tego najmniejszej wątpliwości wobec znanego faktu, że skały skandynawskie stanowią najistotniejszy element naszych osadów czwartorzędowych. Poglądy p. E. A. FitzPatricka na genezę lessu są tak dalekie od wszystkiego, co u nas się myśli na ten temat, że niepodobna tutaj wypowiedzieć się w sposób wyczerpujący. Ograniczam się jedynie do dwóch stwierdzeń, które podaję tytułem odpowiedzi: a. prawie wszystkie odsłonięcia lessu

²⁴ L. A. Yehle — Soil tongues and their confusion with certain indicators of periglacial climate. *Am. Jour. Sci.*, 1954, vol. 252; s. 532—546.

12. Rejowiec—Pawłów. Profile geologiczne plejstocénskich (A—B) i mioceńskich (C—D) świadków denudacyjnych	106
1. piaski rytmicznie warstwowane, w stropie poziom żwirowy i glazy narzutowe; 2. fluwioglacjalne piaski i żwiry; 3. zwietrzelina gruzowa piaskowca sarmackiego in situ i bloki osuwające się po stokach; 4. piaski i iły miocénskie z krioturbacyjnymi zaburzeniami w stropie; 5. margle kredowe	
13. Zakręcie. Przekrój doliny asymetrycznej	107
1. współczesne osady splukiwania i wód roztopowych; 2. piaski rytmicznie warstwowane; 3. less; 4. margle kredowe	
14. Zakręcie. Klin zmarzlinowy	108
1. piaski rytmicznie warstwowane z okruchami wapiennymi w stropie; 2. less	
15. Krawędź Roztocza w okolicy Tereszpola. Wycinek mapy geomorfologicznej	111
formy postglacjalne: 1. parowy; 2. wydmy formy i osady peryglacjalne: 3. pokrywa piasków i gruzu wapiennego i piaskowcowego in situ; 4. gruz wapienny in situ; 5. pokrywa piasków, ilów i gruzu skalnego na stokach; 6. piaszczyste pokrywy równin akumulacyjnych i den dolinnych; 7. niecki denudacyjne formy preglacjalne przekształcone w środowisku peryglacjalnym: 8. stoki; 9. pedymenty; 10. krawędzie erozyjne uwarunkowane tektonicznie; 11. wzgórza ostańcowe formy preglacjalne nieznacznie przekształcone w środowisku peryglacjalnym: 12. poziom denudacyjny krawędzi; 13. poziom strukturalny krawędzi; 14. poziom denudacyjny wysoczyzny Roztocza	
16. Profile poprzeczne strefy krawędziowej Roztocza w okolicach Tereszpola	112
1. pokrywy piaszczyste, ilaste i piaszczysto-gruzowe; 2. pokrywy piaszczyste; 3. miocénskie wapienie i piaskowce; 4. piaski miocénskie; 5. geza kredowa	
17. Stratygrafia lessów pod Żurawicą	114
1. less jasny smugowany ze smugami glebowymi; 2. gleba kopalna, częściowo zaburzona; 3. zwietrzały less, brązowoczerwony; 4. żwiry	
18. Bieliny. Stropowe utwory terasowe doliny Belnianki	116
objaśnienia w tekście	
19. Profil przez pasmo łysogórskie	119
1. kwarcyty środkowo-kambryjskie; 2. łupki i kwarcyty dolno-kambryjskie; 3. piaski terasowe; 4. gołoborza; 5. pokrywa wielkich bloków; 6. pokrywa gruzowa; 7. less; 8. osady współczesnych den dolinnych: mułki i żwiry	
20. Klemencice. Położenie topograficzne osadów stokowych	121
1. utwory stokowe; 2. margle górnego senonu	
21. Odkrywka w Topoli	124
1. jasny less smugowany; 2. gleba kopalna; 3. żwiry wapienne, warstwowane; 4. mułki brązowo-zielonkawe; 5. żwir warstwowany, przewaga ziarn wapiennych lecz spotyka się również materiał skandynawski	

Fotografie

1. Stoki. Morena spiętrzona	128
2. W Wilanowie	128
3. W Wilanowie	128
4. Uczestnicy wycieczki w Witowie	128
5. Dr Tivy i prof. Washburn na polu graniaków w Daszynie	128
6. Chodecz. Klin zmarzlinowy	128
7. Biskupin	128

8. Drzewiany k. Bobolic. Strefa inwolucyjna	128
9. Miastko. Peryglacialne osady pokrywowe z głazami rzeźbionymi eolicznie	128
10. Zakręcie. Klin zmarzlinowy w piaskach rytmicznie warstwowanych	128
11. Przed odkrywką w Tarzymiechach	128
12. Żurawica. Gleba kopalna	128
13. Na gołoborzu pod Łysą Górą	128
14. Odkrywka w Klemencicach	128
15. Racławice. Less z warstwami okruchów wapiennych	128
16. Topola. Klin zmarzlinowy	128
17. Topola. Struktury peryglacialne w mulkach	128
18. Prof. Corte i doc. Środoń przygotowują dostęp do odkrywki w Dobrej ..	128
19. Dyskusja w Dobrej	128
20. Na Dunajcu	128

STRATYGRAFIA I CHRONOLOGIA WYDMY W WITOWIE W POW. ŁĘCZYCKIM

Zarys treści

W Witowie w wyniku czterech lat archeologicznych badań wykopaliskowych odkryto 3 zespoły kulturowe: tardenuaski, środkowowsiderski i „witowski”. Zespół „witowski” dotychczas nie jest znany z innych stanowisk archeologicznych Polski. Zespoły te odkryto w różnych warstwach wydmy. Występowanie pod wydma i w jej stropie warstw organicznych pozwoliło określić czas tworzenia się wydmy na okres od schyłku interstadiału Bölling po okres subatlantycki. Rozdzielający wydmę poziom glebowy z warstwą kulturową zespołu „witowskiego” w stropie dostarczył węgla drzewnych datowanych metodą C^{14} na schyłek Allerödu i na lata $10\,855 \pm 160$ wstecz. Z tego wynika, że starsza faza tworzenia się wydmy witowskiej przypadła na starszy dryas. Podobne wyniki uzyskano przy badaniu stanowisk wydmych Rissen 14 koło Hamburga i Usselo w Holandii.

Zagadnienie wieku wydm i określenie warunków klimatycznych towarzyszących procesowi ich tworzenia się są tematem wielu dociekań. Do niedawna brak było jednak konkretnych faktów, które by w sposób nie ulegający wątpliwości naświetlały te zagadnienia. Wynikało to częściowo z braku elementów datujących, szczególnie w spągu wydm. Znajdowane w ich stropie materiały archeologiczne wyznaczały w sposób ogólny górną granicę tworzenia się wydm. Śledząc strefy recesji ostatniego zlodowacenia w powiązaniu z zespołami kulturowymi spotykanymi na wydmach znajdujących się na obszarze tych stref, Krukowski już w 1922 roku wyraził pogląd, że wiele wydm niżowych tworzyło się w warunkach peryglacialnych u schyłku ostatniego zlodowacenia.

Badania lat ostatnich przyniosły szereg nowych odkryć pozwalających dokładniej określić wiek poszczególnych wydm. Osiągnięto je przy współpracy całego szeregu dyscyplin. Odkrycia te notowane są jak dotąd w niewielkiej ilości stanowisk, ale uderzające podobieństwo uzyskanych wyników na obszarze od Holandii po Polskę stwarza perspektywę szerszego ich uogólnienia.

Jednym z takich stanowisk jest wydma w Witowie, której badanie dostarczyło wyników pozwalających datować poszczególne fazy tworzenia się wydmy. Leży ona w południowej części pradoliny Warszawsko—Berlińskiej. Nie jest to wydma odosobniona, wchodzi bowiem w skład dużego kompleksu wydm parabolicznych rozciągających się pasem 4 km

długości i od 30 do 500 m szerokości, między wioskami Witów i Kwilno. Pas ten ciągnie się z południowego zachodu na północny wschód. Od południa przylega on do kilku zatorfionych zbiorników wodnych połączonych strugą Malinki. Od strony północnej wydmy sąsiadują z podmokłymi łąkami bogatymi w rudę darniową a poprzedzielanymi żwirowatymi łysinami. Jest to stary obszar deflacyjny (fig. 1).

Największy ze zbiorników wodnych sąsiadujący od południa ze środkową wydumą tworzy obecnie torfowisko. Poczynając od końca ubiegłego wieku przystąpiono na jego obszarze do eksploatacji torfu, prowadzonej w czasie II wojny światowej sposobem półprzemysłowym. W czasie tych prac w 1940 roku znaleziono w torfowisku, w miejscu, gdzie graniczyło ono z wydumą, 3 rogowe groty oszczepu i fragment rogu. H. Koszańska zaliczyła to znalezisko do kultury kundańskiej (1947). W roku 1948 w czasie badań poszukiwawczych prowadzonych przez Muzeum Prehistoryczne w Łodzi zlokalizowano miejsce znaleziska wspomnianych przedmiotów. Nadto na przyległych częściach wydmy znaleziono ślady osadnictwa neolitycznego, a 150 m na wschód od tego miejsca odkryto zabytki epipaleolityczne i mezolityczne.

Systematyczne prace wykopaliskowe rozpoczęto w 1954 r. Po czterech sezonach badawczych przekopano obszar o powierzchni 1400 m² odsłaniając szereg profilów do 4 m głębokości. Głównym zadaniem tych prac było odkrycie i zbadanie obiektów archeologicznych odkrytych na wydmie, określenie ich wieku i środowiska, w którym żyły i działały gromady ludzkie. Dla osiągnięcia tego celu było konieczne podjęcie badań zespołowych. Formą i strukturą wydmy zajmowała się A. Dylikowa (1958), badania botaniczne prowadzili K. Szczepanek i K. Wasylikowa, zaś badania archeologiczne podpisani. Na badanym obszarze stwierdzono następującą stratygrafię wydmy (fig. 2):

1. Piasek różnoziarnisty ze żwirem o średnicy do 2 cm. W trzech szybkach odsłonięto tę warstwę do głębokości 30 cm, jednak przeprowadzenie dalszych obserwacji jej struktury było uniemożliwione z powodu występowania silnej kurzawki.

2. Torf piaszczysty przeławicony.

3. Seria piasku wydmowego starszego osiagająca 2,5 m miąższości. Seria ta zbudowana jest z warstewek od 1 do 3 cm grubości. W południowych odcinkach profilów obserwowano warstewki o upadzie 30—35° w kierunku N 130—140°. Warstwowanie zaznaczało się różnicą grubości ziarna w poszczególnych warstewkach, których miąższość była minimalna w stropie serii, a dochodziła do 4 cm w jej spągu. W spągu omawianej serii zaznaczało się również zazębianie materiału z warstwami torfiastymi serii 2. W kilku wypadkach obserwowano uskoki wskazujące na kilkucenty-

metrowe przesunięcia całych bloków piasku. W 0,5 m strefie, na przestrzeni 5 m zaobserwowano występowanie kwadratowych i prostokątnych struktur stycznych dwoma bokami. Krawędzie tych struktur były zaznaczone piaskiem gruboziarnistym. We wnętrzu ich, w rzucie poziomym, widoczny był półkoncentryczny układ warstw. W przekroju podłużnym obserwowano w spągu struktury warstewkę piasku gruboziarnistego kilkumilimetrowej miąższości, nachyloną pod kątem $30\text{--}32^\circ$, przykrytą piaskiem drobnoziarnistym mniej skośnie warstwowanym niż warstwa spągowa. Struktury te powstały w wyniku osypywania się suchego piasku na czole wydmy.

W północnym odcinku omawianej serii obserwowano w jej stropie występowanie warstw piasku opadających łagodnie (pod kątem 5°) na północny zachód i przykrywających część serii poprzednio opisanej. W grzbietowej części wału wydmowego, w stropie tej serii występowały rdzaworóżowe plamy, które nie tworzyły jednak zwartego poziomu orsztynowego.

4. Białawy piasek (podglebie) miąższości od 10 do 15 cm. Warstwa ta zachowana była tylko częściowo w grzbietowej części wału.

5. Warstwa kulturowa wypełniająca zagłębienia obiektów mieszkalnych wkopanych w warstwę 4 (fig. 3: 34—39).

6. Seria jasnobrunatnego piasku prawie poziomo warstwowanego. Warstwowanie zaznacza się tylko w grzbietowej części wału, ale i tu jest silnie zniszczone przez korzenie drzew i działalność zwierząt ryjących. Na północnym i południowym stoku wału wydmowego zniszczenie struktury jest niekiedy zupełne. Jest to strefa występowania zabytków środkowoswiderskich (fig. 3: 17—33).

7. Piasek bezstrukturalny białawożółty, średnio o miąższości 30 cm. Zabytki tardenuaskie występują w stropie tej warstwy i w warstwie kulturowej 7a, na granicy wydmy przy brzegu torfowiska (fig. 3: 1—16).

8. Skorupa orsztynowa, niekiedy rozdwojona i wówczas przedzielona warstwą 9, tj. szarofioletowawym piaskiem (podglebie). Skorupy orsztynowe osiągają miąższość do 8 cm, a przy śladach po korzeniach drzew grubość ich wzrasta. Są one dobrze zachowane na północnym stoku wału wydmowego, zaś na stoku południowym widoczne są tylko w postaci grud zorsztynizowanego piasku.

10. Gleba piaszczysta, leśna zniszczona na grzbiecie wydmy, przechodzi w torf w przyległym od południa zbiorniku wodnym. W zachodniej części stanowiska, w torfie, w pobliżu miejsca gdzie w 1940 r. znaleziono rogowe groty oszczepów, występowała warstwa neolityczna. Na stanowisku odkryto również 2 groby z IV—V wieku n.e. Profile tych grobów wskazują, że górna skorupa orsztynowa utworzyła się po ich zasypaniu.

W opisanym profilu można prześledzić dwie fazy wydmytwórcze. Pierwsza z nich jest reprezentowana przez warstwę 3 profilu z wyraźnie zaznaczającymi się stronami dowietrzną i odwietrzną. Z przeprowadzonych obserwacji wynika, że wydma ta została uformowana przez wiatry północno-zachodnie.

Wydma młodsza, reprezentowana przez warstwę 6 omawianego profilu powstała w innych warunkach aerodynamicznych niż wydma starsza. Jej strona dowietrzna zorientowana była na południe, o czym możemy wnosić z faktu, że stok północny jest stromy, a stok południowy łagodny. Potwierdza to również łagodne nachylenie warstw, obserwowane w niezniszczonych częściach serii młodszej.

Szybiki i szurfy założone w kilku odległych od badanego obszaru częściach zespołu wydym między Witowem i Kwilnem dowiodły, że wydmy ulegały jeszcze późniejszym przemodelowaniom. Wydma nasunęła się między innymi na osady gytiowo-torfowe zbiornika wodnego, które powstały w czasie formowania się warstwy 10 opisanego profilu. Ten najmłodszy okres tworzenia się wydym na badanym obszarze przypada już na czasy historyczne, a związany był z wyrębem lasów.

Występowanie w warstwie 6 zabytków zespołu środkowoświdurskiego ze względu na jego domniamaną współczesność z kulturą ahrensburgską wskazywało, że niżej leżąca wydma kopalna (warstwa 3) powstała w późnym plejstocenie. Ścisłejsze określenie ich wieku można było uzyskać w oparciu o wyniki analiz pyłkowych utworów torfiastych warstwy 2 i utworów jeziernych w strefie kontaktu wydmy z torfowiskiem. Wyniki analizy pyłkowej dla tych warstw wykazały, że:

1° osady jeziernie (torfowo-piaszczyste) nakrywające południowy stok wydmy zaczęły tworzyć się w okresie subatlantyckim;

2° warstwa 2 zaczęła tworzyć się w czasie ciepłej oscylacji, a następnie proces ten trwał jeszcze w okresie silnego oziębienia się klimatu (fig. 4).

Między diagramami pyłkowymi istnieje poważna luka czasowa. Początkowo sądzono, że warstwa 2 pochodzi ze schyłku Allerødu i początku młodszego dryasu. Słabymi punktami takiej interpretacji były — poza istnieniem wspomnianej luki sedymentacyjnej torfu — zbyt wysokie procenty NAP.

Dzięki uprzejmości Dr Maarlevelda, który uczestniczył w dyskusji nad profilem wydmy witowskiej w czasie Sympozjum Peryglacjalnego Międzynarodowej Unii Geograficznej w 1958 r., przekazano do zbadania na zawartość C^{14} pozostałości węgla drzewnego z warstwy 5. Analizę wykonano w laboratorium prof. H. Vriesa w Groningen. Uzyskany wiek absolutny dla warstwy 5 wynosi $10\,815 \pm 160$ lat (tj. $8\,855 \pm 160$ lat p.n.e.).

Wynikałoby z tego, że warstwa 2 powstała w czasie oscylacji Bølling i na początku starszego dryasu, zaś warstwa 4 jest podglebiem powstałym

w okresie allerødzkim. Starsza więc wydma, tj. warstwa 3 opisanego profilu formowała się w starszym dryasie. Zazębianie się wzajemne warstw 2 i 3 potwierdza taką interpretację. Formowanie się wydmy młodszej przypadałoby na młodszy dryas.

Profil stanowiska w Witowie, pomijając różnice kulturowe, wykazuje znaczne podobieństwo do stanowiska Rissen 14 (koło Hamburga) i Usselo w Holandii. Na obu tych stanowiskach wiek poziomów zawierających cząstki organiczne został określony na podstawie analizy pyłkowej i analizy na zawartość C¹⁴. Umożliwiło to ustalenie wieku poszczególnych faz tworzenia się wydmy na późny glacial.

W Rissen pod przewianym piaskiem z warstewkami humusu występuje gleba podścielona bardzo silnie rozwiniętymi skorupami orsztynowymi. W obrębie dolnej skorupy występują zabytki kultury ahrensburgskiej współczesnej zespołom środkowoświderskim. Niżej obserwowano serię młodszego piasku wydmowego warstwowanego prawie poziomo, podścieloną warstwą białawego podglebia z interstadiału Allerød. W obrębie tej warstwy występują zabytki późnomadłeńskie. Odpowiada to warstwom 4 i 5 profilu z Witowa. Poziom allerødzki nakrywa serię warstewek skośnie osadzonych przez wiatry wiejące z kierunku zachodniego, co odpowiadałoby warstwie 3 profilu wydmy witowskiej. Różnice zaznaczają się w spągowej partii obu profilów. W Rissen, seria skośnie warstwowanego piasku podścielona jest piaskiem poziomo warstwowanym (Schwabedissen 1954, fig. 20, s. 35 i tabl. 106 b).

W pobliżu stanowiska w Rissen koło Hamburga, na terenie tego samego kompleksu wydmowego, na głębokości 3 m zaobserwowano gytę z piaskiem leżącą bezpośrednio pod piaskiem wydmowym skośnie warstwowanym. Poziom ten odpowiada zapewne warstwie 2 profilu wydmy w Witowie (Schwabedissen 1957).

W wyniku badań stanowiska wydmowego w Usselo w Holandii wydzielono dwie serie piasków pokrywowych osadzonych przez wiatry zachodnie, rozdzielone poziomem allerødzkim z białawym piaskiem (podglebiem), zawierającym zabytki o mieszanych elementach kultury hamburskiej i kultury Tjonge, a podścielone osadami torfowymi z interstadiału Bølling. Określenie przez De Vriesa absolutnego wieku osadów na podstawie analizy na zawartość C¹⁴ wykazało, że Bølling trwał tu od $12\,300 \pm 100$ do $11\,825 \pm 120$ lat temu, zaś Allerød od $11\,600 \pm 95$ do $11\,065 \pm 120$ lat temu. Z tego wynika, że starszy dryas był bardzo krótki (około 200 lat).

Jeżeli wziąć pod uwagę te tak odległe, a jednak w znacznym stopniu pod względem stratygraficznym podobne stanowiska, to nasuwa się wniosek, że czynniki, które to spowodowały były podobne i oddziaływały na bardzo dużym obszarze. W miarę zwiększania się ilości tego rodzaju obserwacji

przedstawione powyżej wyniki będą mogły być uogólnione dla wielu wydym Niżu Północno-europejskiego.

Literatura, s. 141.

Spis ilustracji

Rysunki

	str.
1. Wydmy między Kwilnem i Witowem	134
1. obszar badany w latach 1954—1958; miejsce znalezienia rogowych grotów oszczepów; 3. szurfy	
2. Schematyczny profil badanego wału wydmorego	135
objaśnienia w tekście	
3. Zabytki archeologiczne z poszczególnych warstw profilu z Witowa	137
1—16 — zespół „tardenuaski” z warstwy 7 i 7a;	
17—33 — zespół środkowoświdurski z warstwy 6;	
34—39 — zespół „witowski” z warstwy 5	
4. Diagramy pyłkowe z warstwy 10 (Witów, szybik 5) i 2 (Witów, szybik 1) opracowane przez mgr K. Szczepanka	139

Anders Rapp, Sten Rudberg

Uppsala-Göteborg

WSPÓŁCZESNE ZJAWISKA PERYGLACJALNE W SZWECJI

Streszczenie

O peryglacjalnych zjawiskach w północnej Szwecji pisał J. Corbel w 1956 roku załączając obszerną bibliografię.

W niniejszej pracy powiązano współczesne zjawiska peryglacjalne ze strefami klimatyczno-morfologicznymi wyróżnionymi przez Büdela. Dalszy podział klimatyczny pozwala wyróżnić północno zachodni obszar górski o klimacie morskim oraz obszar północno wschodni o klimacie kontynentalnym wykazujący cechy przejściowe do klimatu północnej Syberii, zarówno ze względu na klimat jak i charakter peryglacjalnych struktur. Przykład „arktycznego” typu cykliów regulacyjnych w górach północno zachodniej Laponii przedstawia fig. 1. Na fig. 2 podano czas trwania i miąższość pokrywy śnieżnej na podstawie danych z czterech stacji synoptycznych w górach. Należy podkreślić, że powyżej górnej granicy lasów pokrywa śnieżna jest bardzo nierówna, lecz decyduje o rozwoju procesów morfogenetycznych.

Strefę gruzową reprezentuje zimna pustynia kamienista i skalista w górach. Poniżej leży strefa tundrowa, dla której typowa jest pokrywa trawiasta lub krzewy karłowate. W obu tych strefach struktury peryglacjalne są bardzo zróżnicowane i pospolite, występują: poligony i pasy kamieniste, jezory soliflukcyjne (kongeliflukcyjne) itd. Na stromych stokach najdonioślejszymi zapewne procesami są obrywy, spływy błotne i lawiny śnieżne. Kształtują one stoki w sposób odrębny i wyraźny. Uważa się, że spośród wszystkich dziedzin klimatyczno-morfologicznych strefy gruzowa i tundra są obszarami o najintensywniejszej denudacji. Potrzebne są jednak badania ilościowe, ponieważ pogląd ten nie jest na ogół oparty na bezpośrednich dowodach.

W strefie leśnej współczesne procesy peryglacjalne są nieznaczące w porównaniu z czynnymi procesami na obszarach powyżej górnej granicy lasów. Ale i tu współcześnie rozwijają się struktury ekstremalne (poligony kamieniste itd.) rozproszone w strefie lasów i sięgające aż do południowej Szwecji.

Zmarzlina z tufurami występuje wyspowo na terenach bagnistych w północno-wschodniej Laponii, która znajduje się pod wpływem klimatu kontynentalnego (fig. 3). Izolowane płyty zmarzliny ukazują się również powyżej górnej granicy lasów; w jednym wypadku, na wschód od Riksgränsen na wysokości 1220 m obserwowano zmarzlinę sięgającą do głębokości 70 m.

W ostatnich latach wzrosło w Szwecji zainteresowanie ilościowymi badaniami zjawisk peryglacjalnych (por. literatura, część B). Wolno mieć nadzieję, że to zainteresowanie doprowadzi do podjęcia ciągłych obserwacji i szczegółowych badań terenowych, np. na małych, wybranych obszarach.

Literatura, s. 152.

Spis ilustracji

Rysunki

	str.
1. Wykresy temperatury powietrza i dni z regelacją na podstawie obserwacji w dnie doliny w Vassijaure i na sąsiednim szczycie góry Vassitjåkko, w północnej Laponii (68° szer. geogr. północnej, por. fig. 3 Riksgränsen)	145
krzywe przedstawiają średnie dobowe temperatury maksymalne i minimalne z okresu 4 lat (dla lutego z 3 lat, kwietnia z 2 lat); słupki oznaczają średnią ilość dni z regelacją (wysokość) i średnie amplitudy okresowe (szerokość); średnia roczna ilość dni z regelacją podczas okresu przedstawionego wynosiła 71,2 w Vassijaure, a 53,7 na górze Vassitjakk; por. fig. 2 (wg Rappa 1960)	
2. Wykres średniej miąższości pokrywy śnieżnej w kilku stacjach synoptycznych w górach szwedzkich. Szerokość geograficzną i wysokość podano w liczbach zaokrąglonych (wg Schmache 1959)	146
3. Rozmieszczenie obszarów bagiennych z tufurami w północno-wschodniej Laponii	151
każdy punkt oznacza jedno stanowisko; obszar zakreskowany oznacza teren powyżej górnej granicy lasów	

Tłumaczyła L. Dutkiewiczowa

Leszek Starkel

Kraków

POKRYWY PERYGLACJALNE W BESKIDZIE WYSPOWYM

Zarys treści

Autor na podstawie analizy form i osadów peryglacjalnych w trzech regionach Beskidu Wyspowego (Gruszowiec, Dobra, Lipowe koło Limanowej) stwierdza równoczesność transportu stokowego i dolinnego w ostatnim glacie. Autor przyjmuje w glacie bałtyckim przewagę raz procesów stokowych, raz dolinnych oraz wykazuje istnienie okresowych przerw w transporcie soliflukcyjnym. Przerwy te umieszcza autor w interstadiałach. Na stokach Beskidu Wyspowego wyróżnia kolejno od góry trzy strefy morfogenetyczne: a. strefę gołoborzy i rynien korazyjnych, b. strefę denudacji soliflukcyjnej i zmywowej, c. strefę akumulacji soliflukcyjno-fluwialnej. Umiarkowaną morfogenezę holocenią różni od peryglacjalnej większy udział erozji liniowej i dążenie do odpreparowywania stoków skalnych spod pokryw soliflukcyjno-deluwialnych.

Pokrywy akumulacji peryglacjalnej z okresu ostatniego zlodowacenia są w Karpatach fliszowych najlepiej zachowane. Są to żwiry, piaski i gliny rzeczne, utwory soliflukcyjne bardziej gruzowe lub bardziej ilaste, gliny deluwialne i gliny lessowe (Dylik 1955; Klimaszewski 1948). Wiek i warunki powstania pokryw rzecznych i soliflukcyjnych zostały najdokładniej poznane w profilu Krościenka (Klimaszewski i in. 1950), Maniowych (Stupnicka, Szumański 1957), Dobrej (Klimaszewski 1958) i innych. Klimaszewski stwierdził, że w obrębie serii osadów peryglacjalnych stokowych zaznaczają się fazy wzmożonego lub też słabszego transportu soliflukcyjnego, a w dnach dolin raz przeważa akumulacja rzeczna, drugi raz stokowa. Zmienność i zazębianie się osadów ma być odbiciem zmian klimatycznych w obrębie jednego glaciału (Klimaszewski 1958), złożonego z kilku stadiałów poprzedzielanych interstadiałami (Szafer 1952; Woldstedt 1956). Niezależnie od tego została w Karpatach udowodniona dwudzielnosc pokryw terasowej z glaciału bałtyckiego dzięki znalezieniu flory z interstadiału oryniackiego w kilku stanowiskach w dolinie Dunajca (Stupnicka, Szumański 1957; Środoń 1952), a prawdopodobnie także w dolinie Raby. Odmiennego zdania niż Klimaszewski (1958 a) stojący na stanowisku równoczesności procesów, jest Halicki (1955), który przyjmuje możliwość następowania po sobie 3 faz akumulacji peryglacjalnej: rzecznej, soliflukcyjnej i lessowej.

W latach 1956—57 prowadziłem badania geomorfologiczne na obszarze Beskidu Wyspowego, w obrębie którego leży znane stanowisko w Dobrej. Celem badań było między innymi określenie stosunku pokryw holoceniskich

do form i pokryw peryglacialnych. Przygotowania do wycieczki uczestników Sympozjum Komisji Morfologii Peryglacialnej MUG, a następnie dyskusja w czasie wycieczki spowodowały napisanie niniejszej notatki o pokrywach peryglacialnych w Beskidzie Wyspowym¹. Beskid Wyspowy szczególnie nadaje się do studiów nad morfogenezą peryglacialną, ponieważ stoki są tu dojrzałe, długie, wypukło-wklęsłe, umożliwiające dobre zachowanie się osadów. Z kilku znanych mi obszarów omawiam szczegółowiej trzy stanowiska: Gruszowiec, Dobra (opracowanie M. Klimaszewskiego 1958 a) i Lipowe koło Limanowej. Te trzy stanowiska pozwalają łącznie uchwycić związek procesów odbywających się na stokach z procesami w dnach dolin i potwierdzić pogląd Klimaszewskiego o równoczesności procesów i ich różnym natężeniu w ostatnim glacialu.

OBNIŻENIE GRUSZOWCA

Równoleżnikowe obniżenie Gruszowca (600—700 m n.p.m.) odwodnione w części wschodniej przez dopływ Łososiny posiada stoki asymetryczne. Południowy stok Śnieżnicy (1005 m n.p.m.) o długości 1—1,5 km, pocięty głębokimi dolinami, w odcinkach górnym i środkowym o nachyleniu 25—35° budują pokrywy gruzowe. Są to dziś zalesione i „zamarłe”, rezydualne lub przemieszczone na niewielką odległość pokrywy, leżące na piaskowcach magurskich. Stoki poza dużymi dolinami urozmaicają nieliczne niecki typu korazyjnego, często nie odmłodzone w holocenie. Niżej ciągnie się strefa spłaszczeń podstawowych zbudowanych z gruzowo-piaszczystych pokryw soliflukcyjnych. Przeciwny stok Ćwilina (1060 m n.p.m.) jest dłuższy i ma profil wypukło-wklęsły (fot. 1). Podzielić go można na trzy wyraźne odcinki, podobnie jak stok Łopienia opisany przez Klimaszewskiego (1958 a). Odcinek górny, wypukły i stromy (30—35°), zbudowany z gruzowych pokryw otulających kompleks piaskowców magurskich, jest urozmaicony rynnami korazyjnymi i nielicznymi strefami stromszymi na wychodniach odporniejszych ławic. Niżej ciągnie się odcinek zbudowany z przeważnie łupkowych warstw podmagurskich, posiadający nachylenie 10—20°. Na ławicach piaskowców są tu drugorzędne progi. Ten odcinek okrywa cienka pokrywa soliflukcyjna; ma on zatem charakter *glacis* (Klimaszewski 1958 a; Mensching 1958). U podnóża górnych gołoborzy występują niekiedy akumulacyjne hałdy gruzów o nachyleniu 20—25°. Odcinek największy okryty pokrywami przechodzi wolno w dno obniżenia. Porządek stref na stoku jest zaburzony

¹ Notatka ta została przedstawiona na zebraniu Pracowni Geomorfologii i Hydrografii Instytutu Geografii PAN w Krakowie.

często w odcinku dolnym i środkowym osuwiskami, które obnażają litą skałę, niszcząc tym samym pierwotną formę.

Oś obniżenia budują pokrywy peryglacjalne o miąższości rzędu nawet 8 m, powlekające nierówną, starszą rzeźbę erozyjną. Z pokryw tych zbudowane są 3 różnorodne elementy morfologiczne obniżenia, starsze od rozcięć i cienkich pokryw holoceniskich: spłaszczenia akumulacji soliflukcyjnej, równiny akumulacji rzecznej i stożki napływowe (fig. 1, fot. 2). Spłaszczenia akumulacji soliflukcyjnej o nachyleniu $4-11^\circ$ najszerze są w pobliżu przełęczy wododzielnej, gdzie nie są przykryte aluwiami. Pokrywy u stóp Śnieżnicy złożone są z nieotoczonych bloków tkwiących w masie piaszczystej, zaś na stoku Cwilina z ilów zawierających nieliczne okruchy piaskowców przeważnie z serii podmagurskiej. Równiny teras rzecznych o wysokości przeciętnie 5–8 m nad dzisiejsze koryto zbudowane są z materiału gruzowego, słabo otoczonego (zwykle tylko krawędzie zaokrąglone). Leżą one albo na cokole skalnym lub pokrywie soliflukcyjnej, albo też sięgają poniżej koryta rzeki. Równiny te nie zawsze przechodzą w równiny akumulacji soliflukcyjnej. Czasem są od nich oddzielone krawędzią, co wskazywać może na ich późniejsze przemodelowanie przez wodę płynącą. Równiny stożków napływowych o nachyleniu $8-11^\circ$ położone u wylotów głębokich wciósów Śnieżnicy są wypukłe, odcięte często rynnami starorzeczy od równin akumulacji soliflukcyjnej. Stożki na stoku przeciwnym są płaskie o łagodniejszym spadku, wkomponowane w stoki soliflukcyjne. W odkrywkach widać tu wyraźną dwudzielność osadów. Na pokrywach soliflukcyjnych miąższości rzędu 4 m leży 2–3 metrowa pokrywa grubych aluwii, przeważnie bloków o średnicy 0,1–0,5 m. Na przykład w odkrywce koło szkoły w Gruszowcu ukazują się w 5 metrowej ścianie (od góry):

0,0–2,5 m (czasem do 3 m) tłupek żwirowo-gruzowy tkwiący w glinie piaszczystej. Materiał prawie wyłącznie magurski, o długości osi dłuższej nawet do 1,1 m. Otoczenie zwykle słabe, niekiedy jednak bardzo dobre. Głazy są zorientowane poziomo lub nachylone na S i SW. Są to osady przyniesione przez wody w czasie nagłych wezbrań z lejów źródłowych dolin;

3,0–5,0 m ily czerwone i zielonosiwe, smugowane z nieotoczonymi fragmentami piaskowców. W spągu ukazują się już prawdopodobnie lita skała: ławice pstrych łupków z wkładkami piaskowców.

Na podstawie stosunku osadów rzecznych do soliflukcyjnych oraz form do osadów przyjmuję, że w obniżeniu Gruszowca są zarejestrowane 3 fazy:

1. Faza o klimacie peryglacjalnym, kończąca się w starszym dryasie — z transportem soliflukcyjnym na wylesionych stokach, odmarzających

w okresie letnim i transportem wodnym w osi dolin o większej zlewni. Osady te mogą zazębiać się ze sobą.

2. Faza o klimacie przejściowym (peryglacjalna schyłkowa) przypadająca na późny glacjał — silne wietrzenie i pełnienie rumowisk w górnych częściach stoków. Zamarcie procesów soliflukcyjnych w dolnej części stoków obejmowanych przez roślinność leśną (Szafer 1952; Środoń 1952). Wraz z ustępującą zmarzliną i wzrostem opadów gwałtowne wyprzątanie świadczące o niepokryciu roślinnością nagich lejów źródłowych i składanie pokryw żwirowo-gruzowych w obniżeniu na pokrywach fazy pierwszej. Równoczesna erozja boczna w osi obniżenia (podcięcie spłaszczeń soliflukcyjnych).

3. Faza o klimacie umiarkowanym obejmująca holocen — rozcięcie stożków późnoglacialnych i spłaszczeń akumulacji soliflukcyjnej. Wyścienienie erozyjnego dna obniżenia pokrywami osadów rzecznych, nadsypanie pokryw peryglacjalnych jedynie u wylotów małych dolinek, rozcinających stoki gór.

STANOWISKO W DOBREJ

W dolinie Łososiny w dolnej części zachodniego stoku Łopienia o podobnym trzyodcinkowym profilu stwierdził Klimaszewski (1958 a) pokrywy peryglacjalne o miąższości ponad 13 m. Na podstawie ich charakteru, znalezionej w nich roślinności tundrowej i stosunku do teras młodszych i dolinek holeczańskich wiąże je z ostatnim glacjałem. W opisanym szczegółowo profilu pod 10,5 m pokrywą soliflukcyjną odsłania się 1,8 m dobrze otoczonych żwirów zmieszanych z kanciakami, niżej 0,5 m ilu plastycznego z okruchami piaskowców, a w poziomie rzeki znów warstwa żwirów. W innych profilach w osi doliny są tylko same żwiry rzeczne, budujące terasę o wysokości 6—8 m, a w studniach na stoku jest tylko seria osadów soliflukcyjnych. Porównując te profile ze sobą autor dochodzi do wniosku, że w pokrywie peryglacjalnej osady rzeczne zazębiają się z osadami soliflukcyjnymi. Soliflukcja i transport rzeczny zachodziły równocześnie, a horyzonty żwirów w podstawowej odkrywce reprezentującej strefę kontaktową, mają być dowodem istnienia faz naprzemian o przewadze procesów fluwialnych i soliflukcyjnych. M. Klimaszewski (i in. 1950) nawiązując do profilu w Krościenku wiąże te fazy z wahaniami klimatu w ostatnim glacjałe.

W czasie dyskusji uczestników wycieczki Sympozjum zwrócono uwagę na możliwość tłumaczenia „wkładek” żwirowych tylko zmianami koryta rzeki peryglacjalnej. Ale w okresie trwania soliflukcji rzeka była spychana

raczej stale na zachód przez materiał dostarczany z zachodniego stoku Łopienia, który jest mniej więcej dwukrotnie dłuższy i wyższy niż przeciwległe zbocze Łososiny. Okres akumulacji żwirów poza osią peryglacialnej doliny powinien być fazą erozji bocznej i unieruchomienia pokryw soli-flukcyjnych.

W czasie wycieczki doc. dr A. Środoń podał zebrany wstępny komunikat o znalezieniu w omawianym profilu nowego poziomu z florą. Po powodzi letniej 1958 roku odsłoniła się pod górną warstwą żwirów wstęga mułków z roślinnością leśną, która po wstępnej analizie wykazuje duże podobieństwo ze znanymi z interstadiału oryniackiego (Stupnicka, Szumański 1957) i potwierdza bałtycki wiek pokrywy. Jeżeli szczątki roślinne tego wieku zostały znalezione w Karpatach do wysokości 700 m m.p.n. to należy przyjąć okrycie lasem w interstadiale oryniackim co najmniej dolnych partii stoków (Stupnicka, Szumański 1957). Występowanie soliflukcji w tym okresie jest mało prawdopodobne. Łososina podcinała stok Łopienia spychana przez stożki lewostronnych dopływów. Sądzę, że w tym okresie powstała i górna warstwa żwirów w profilu w Dobrej, nałożona na cokół erozyjny wycięty w pokrywach soliflukcyjnych. Na podcięciach materiał stokowy osuwał się do koryta — stąd udział w żwirach materiału nieotoczonego.

W pokrywie z ostatniego glacialu są zatem zarejestrowane zmiany klimatyczne (Klimaszewski 1958 a). Ale zazębienie się, czyli występowanie obok siebie i wzajemne przeplatanie się w profilu pionowym osadów soli-flukcyjnych z fluwialnymi jest nie tylko wyrazem przewagi raz jednych, a raz drugich procesów. Cykl peryglacialny był w ostatnim glacialu przynajmniej raz przerwany i zaznaczył się panowaniem procesów fluwialnych, erozyjnych i akumulacyjnych.

PROFIL W LIPOWEM KOŁO LIMANOWEJ

W dolinie dopływu Sowliny, biegnącej przez wieś Lipowe, występują grube na 6—8 m pokrywy akumulacji peryglacialnej. Około 1,2 km od ujścia w pobliżu skrzyżowania doliny zbadałem szczegółowej pokrywy budujące terasy i podnóża stoków². Na tym odcinku potok meandruje i podcina cały zespół teras. Terasa najwyższa 6—7 m jest najrozleglejsza i przechodzi łagodnie w stoki wznoszące się 100—170 m nad dno doliny (fot. 3). Budują ją, podobnie jak w dolinie Łososiny w partiach podstokowych pokrywy soliflukcyjne, w osi doliny osady rzeczne o spągu leżącym często niżej

² Zdjęcie osadów budujących terasy wykonałem dzięki pomocy Pani mgr C. Karaś-Brzozowskiej, której wyrażam podziękowanie.

poziomu koryta. Stronniejszy stok prawy składa się z wyraźnych dwóch odcinków: górnego o nachyleniu $15-20^\circ$, zbudowanego z warstw ino-ceramowych i dolnego o nachyleniu poniżej 10° wyścielonego pokrywami soliflukcyjnymi.

Na lewym zboczu doliny w podcięciu terasy 7 metrowej ukazują się żwiry i piaski rzeczne strefy osiowej, przeważnie słabo, a czasem dobrze otoczone, w mniejszym procencie kanciaki. Ułożone są niekiedy dachówko-wato. W stropowej, około 1 m, warstwie spotykałem kamienie ustawione pionowo i drobne inwolucje typu kipii. W pokrywie tej jest wycięta terasa wysokości 3,5—4 m, która posiada najlepsze odkrywki (fig. 2). Na lewym brzegu odsłania się następujący profil (od góry):

0,0—1,8 m żwiry o różnym stopniu otoczenia, od kanciastych do dobrze zaokrąglonych, różnej średnicy, tkwiące w glinie ilasto-piaszczystej;

1,8—3,5 m iły siwe niewyraźnie smugowane z nielicznymi drobnymi nieotoczonymi kamykami. Jest to osad zboczowy, soli-flukcyjny. W ilach tych na wysokości 0,3 m, 0,5 m i 0,1 m nad korytem potoku występują klikucentymetrowe, o nieco falistym przebiegu warstewki żwirów dobrze otoczonych o średnicy 1—3 cm. Świadczą one o okresowej działalności wody płynącej i spływaniu ilów ze stoków aż do dna doliny.

Na przeciwległym zboczu w podcięciu meandrowym odsłania się profil poprzeczny kilku równocześnie teras, z których najwyższa osiąga wysokość 4,5 m. W ścianie widać wyraźnie dwie serie: A — starszą, budującą terasę najwyższą i włożoną w nią serię B — budującą listwy teras niższych. W profilu terasy 4,5 m zaznacza się wyraźna dwudzielność serii A:

0,0—2,0 m tłok żwirowy;

2,0—4,5 m (poziom wody) tłok żwirowy zazębający się z językami soliflukcyjnymi.

Dolna część tej serii o miąższości do 2,5 m nad poziom wody składa się z grubych osadów rzecznych z przewarstwieniami spływów zboczowych. Wykazuje zatem wyraźną rytmikę. Poziomy gruzu rzecznoego składa się z głazów często do 30 cm średnicy, nieotoczonych, słabo otoczonych lub wyjątkowo dobrze otoczonych, tkwiących czasami w masie piaszczystej, rzadko ilastej. Poziomy głazów mają barwę żółtoszarą. Orientacja głazów jest różna, przeważa jednak nachylenie poszczególnych kamieni na południe, często ponad 20° , co jest typowe dla gwałtownej sedymentacji wodnej. Blżej stoku poszczególne warstwy żwirów cienieją a nawet niekiedy wyklinowują się. Żwiry te uważam za osad rzeki. Uderzające jest ich podobieństwo do żwirów budujących kamieniec osadzony w czasie tegorocznej

powodzi³. Kamieniec ten składa się ze żwirów o różnej średnicy, obok piaskowców występują otoczaki iłołupków czerwonych i stalowozielonych. Stopień otoczenia jest różny, obok kanciaków leżą dobrze ogładzone żwiry, nie zawsze zbudowane z mniej odpornych skał. Ułożenie jest również zmienne, przeważnie dachówkowate, zdarzały się jednak żwiry o osi dłuższej ustawionej pionowo albo poziomo. Nie widzę zatem zasadniczych różnic między osadem odsłoniętych w krawędzi terasy a składanym obecnie. Także większy udział ilastych części, tworzących nierównomierne skupiska w pokrywie peryglacjalnej można wyjaśnić obserwując strefę dzisiejszego koryta. Otoczaki iłołupków łatwo wietrzeją i wypełniają wolne przestrzenie między żwirami piaskowcowymi, przeważnie ostrokrawędzistymi, żwiry te ulegają przesunięciom. W rezultacie osad taki zatracą wyrazistość cech różniących go od ilasto-gruzowej pokrywy soliflukcyjnej.

Pomiędzy poziomami gruzu serii A ciągną się wstęgi materiału zboczowego o wyraźnie odmiennej strukturze, składzie petrograficznym i barwie. Są to różnobarwne iły niekiedy wyraźnie warstwowane, w których tkwią pojedyncze ostrokrawędziste okruchy piaskowcowe o średnicy nawet do 20 cm. Te wstęgi soliflukcyjne o charakterze płaskich języków mimo zmiennej miąższości i lokalnego sfalowania nachylone są zazwyczaj kilka stopni i cienieją ku zachodowi. Niektóre języki kończą się na jednej linii, dalej ciągnie się dość zwarta seria tłoku żwirowego. O spływaniu iłów ze zbocza wschodniego świadczy również znalezienie w jednej z najcieńszych wstęg, bliżej stoku, ostrokrawędzistego materiału, a dalej ku zachodowi otoczonych żwirków. Miąższość pojedynczych warstw sięga niekiedy 0,5 m. W osadach soliflukcyjnych zaznaczają się dwa rodzaje ułożenia. Często w obrębie takiej warstwy można wyróżnić poszczególne cienkie laminy, niekiedy poniżej 1 cm grubości. Obok siebie występują różnobarwne smugi siwe, czerwone, zielone i fioletowe, często bardzo ostro od siebie odgraniczone. Zazwyczaj warstewki czerwone rozpoczynają i kończą „cykl” sedymentacyjny. Poszczególne warstewki nie zmieniają swej barwy na przestrzeni kilku metrów. Ułożenie ich jest równoległe, mają one zwykle podobną miąższość na dłuższym odcinku. Jest to więc osad o strukturze fluidalnej, typu soliflukcji warstwowej, swobodnej (Dylik 1955, 1956).

Niekiedy jednak pomiędzy warstwowanymi iłami występują pakiety okruchów ułożone poziomo lub prawie poziomo, a zatem inaczej niż w seriach żwirowych. Świadczą one o okresowym spływaniu ze zboczy związanych ze sobą przez pokrywę roślinności płatów gleby. Zatem w pewnych okresach występowała na tym samym stoku soliflukcja związana.

³ Zwróciłem na niego uwagę w czasie wycieczki, gdy starano się kwestionować fluidalny charakter osadu.

W wstęgach soliflukcyjnych występują między kamieniami sprasowane resztki kęp roślinności tundrowej. Docent dr A. Środoń był łaskaw wykonać analizę 2 próbek z roślinnością tundrową. Stwierdził on m. in. listki, pączki i puszki nasienne alpejskich gatunków karłowatych wierzb, orzeszki *Carex*, nasiona *Comarum palustre*, ślady rodzajów *Potentilla* i *Armeria* oraz liczne mchy.

Tekstura ilów i roślinność tundrowa wskazują na soliflukcyjny charakter osadu. Naprzemianległość 2 facji: fluwialnej i soliflukcyjnej i przenikanie się ich wzajemne wskazuje na równoczesność procesów stokowych i transportu fluwialnego. Osady te były składane w korycie „rzeki” peryglacialnej. Materiał ilasty spływał w lecie i okrywał cieniutką warstewką dno a niekiedy, zapewne w czasie szybszych ruchów docierał do przeciwnego brzegu. Takie wyjaśnienie może tłumaczyć dziwnie płaskie ułożenie osadów i dość nagle jakby podwinięcie warstw w części zachodniej. Cienkie warstewki o barwie zwykle jednorodnej pochodzącej od barwy ilołupków odsłoniętych na stoku (czerwone, zielone) są niekiedy plamiste lub o barwach mieszanych związanych ze spływaniem różnych ilołupków. Tłok żwirowy leży na ilach soliflukcyjnych nie zaburzając ich dość spokojnego warstwowania. Brak też śladów wymycia ilów. Akumulacja fluwialna musiała zatem odbywać się w okresie późnej wiosny lub wczesnego lata na podłożu przemarzniętym, albo nawet na cienkiej pokrywie lodowej w korycie potoka. Trudno na razie odpowiedzieć, jak szybko postępował proces akumulacji i czy poszczególne horyzonty tłoku żwirowego i nadległych ilów mogą reprezentować okres jednoroczny. Wydaje się jednak pewne, że natężenie soliflukcji, czy też transportu wodnego wahało się znacznie w poszczególnych latach. Gruz rzeczny pochodzi raczej z lat, w których materiał ilasty był rozmywany, pozostawał materiał grubszy i ten w czasie lokalnych powodzi roztopowych był przemieszczany na niewielką odległość. Natomiast wstęgi ilaste pochodzą z lat suchszych, gdy jedynie cienkie płaszcze spływów wyścielały martwe koryto potoku. Podobną zmienność frakcji osadów obserwowałem w dolinie Werry w odkrywkach pokryw stokowych zazębiających się ze stożkami bocznych dolin (Mensching 1958).

W tej samej odkrywce i w podobnym poziomie, tylko dalej na zachód, występują pakiety ilów tkwiące w tłoku żwirowym i nie powiązane z wyżej omawianą serią korytową (fot. 4). Mają one kształt nachylonych ku wschodowi lub wygiętych łukowato bloków lub soczewek. Materiał je budujący jest identyczny jak poprzednio opisany: smugowany, różnobarwny, z okruciami piaskowców. Przeważające nachylenie na wschód (do 35°) sugerowałoby spłynięcie z lewego brzegu. Lewy brzeg budują jednak wyłącznie siwozielone ily. Są to zatem osady soliflukcyjne wiążące się ze zboczem prawym, wyruszone jednak z pierwotnego położenia. Możliwe, że są to

oderwane ze zboczy bryły przemarzniętych iłów soliflukcyjnych, złożone w erozyjnych korytach. Przemawiałby za tym także blok piaskowca o długości około 85 cm, który nie mógł być chyba przeniesiony przez wodę płynącą oraz dość ostre urwanie się na jednej linii pionowej kilku wstęg soliflukcyjnych charakterystycznych dla wschodniej części odkrywki. Nie jest wykluczone, że niektóre z nich są resztkami później ściętych erozyjnie struktur inwolucyjnych.

Stropową część pokrywy A budującej terasę 4 m stanowi niemal wyłącznie tłok żwirowy, w obrębie którego zaznaczają się poziomy bardziej piaszczyste. Brak jest prawie zupełnie frakcji ilastej, głazy zwykle słabo otoczone osiągają średnicę nawet do 40 cm. Ułożone są przeważnie dachówkowato, osie niektórych głazów osiągają nachylenie nawet ponad 50°. Strop pokrywy peryglacjalnej, która sięga do wysokości 6—7 m nad poziom koryta, jest tu zdarty (terasa wycięta). Osad wskazuje na znaczniejszy udział wody płynącej, która przemywała materiał dostarczany ze stoków. Nie jest wykluczone, że w późniejszych fazach glacjału pokrywy soliflukcyjne piaskowców inoceramowych, budujących górną część prawego stoku otuliły iłolupki i dotarły do koryta. Stało się to przyczyną zmiany składu mechanicznego sedymentów w osi doliny. Również strop terasy 7 metrowej w lewobrzeżnym podcięciu ma piaszczysto-gruzowy charakter. Pewną rolę mogło odegrać także przemywanie w późnym glacjale. Mały spadek dna i mała zlewnia wyklucza jednak późnoglacjalny wiek całej serii (por. Gruszowiec).

W serię peryglacjalną A budującą terasę 4 m włożone są osady niższych teras (B). Są one piaszczysto-gruzowe, luźne i sypkie, dobrze przemyte, materiał jest lepiej wysortowany, niektóre poziomy są piaszczyte, inne czysto żwirowe. Ułożenie i zwykle lepsze otoczenie niż żwirów starszych wskazuje na transport rzeczny i osadzanie przez wody stale płynące, tylko okresowo przeładowane grubym materiałem. Osady teras niższych mają charakter odsypów na wklęsłym zboczu zakola stale przesuwanego i pogłębianego. Im niżej i bliżej dzisiejszego koryta, tym osady są młodsze, aż do współczesnych włącznie. W całości reprezentują prawdopodobnie różne ogniwa holocenu. Granica między serią peryglacjalną (A), a postglacjalną (B) jest miejscami trudna do prześledzenia. Wyznacza ją zasięg soczewek iłów soliflukcyjnych i towarzyszących im dużych głazów ułożonych dachówkowato, wyraźna zmiana frakcji w profilu poziomym oraz warstewka orsztynu stwierdzona miejscami na powierzchni erozyjnej, dzielącej żwiru o różnym ułożeniu.

Profil w Lipowie wykazuje niezbicie równoczesność procesów stokowej soliflukcji i transportu rzeczno, ograniczającego się do przemywania pokryw stokowych i przenoszenia na niewielką odległość grubego materiału.

Dno doliny raczej dość szerokie, było wypełnione okresowo pokrywami soliflukcyjnymi. Ostry kontakt ilów soliflukcyjnych i żwirów rzecznych na lewym zboczu i oderwane bloki ilów w odkrywcze na zboczu prawym przemawiają za istnieniem i w takich małych dolinach interstadialnych faz erozji. Przewagę ilowej frakcji w spągu osadów wiąże z dostawą materiału najpierw z dolnych części stoków (łupkowych), a piaszczysto-gruzowej w stropie z dostawą materiału w późniejszym okresie z górnej części prawego stoku, zbudowanego z piaskowców. W okresie przejściowym, prawdopodobnie w późnym glacie, gdy zmalała dostawa ze stoków, nastąpiło wycięcie równiny późniejszej terasy 4 m, w holocenie dalej rozcinanej.

UWAGI KOŃCOWE

1. Na obszarze Beskidu Wyspowego, na stokach wyspowych wzniesień występowały w ostatnim glacie ułożone piętrowo strefy udokumentowane pokrywami i formami peryglacjalnymi. Strefy te, wyraźnie zaznaczają się w profilu stoku (Klimaszewski 1958 a);

a. strefa gołoborzy i rynien korazyjnych. Obejmuje ona górne odcinki stoków Śnieżnicy, Cwilina i Łopienia o nachyleniu $25-40^\circ$ zbudowane z odpornych piaskowców. Często są tu również zerwy i obrywy skalne;

b. strefa denudacji soliflukcyjnej i zmywowej. Obejmuje ona środkowe odcinki stoków gór wyspowych (Gruszowiec, Dobra) i górne odcinki stoków pogórskich o nachyleniu $10-25^\circ$ (Lipowe);

c. strefa akumulacji soliflukcyjno-fluwialnej o nachyleniu $0-12^\circ$. Obejmuje ona dolne odcinki stoków przechodzące w dna dolin.

Strefy te zbliżone do stref wyróżnionych przez Różyckiego (1957) na Ziemi Torella wiążą się wyraźnie z budową geologiczną i krawędziowym charakterem stoków. Zdaniem Menschinga (1958) dużą rolę w peryglacjalnym modelowaniu wielu stoków górskich odegrała predyspozycja podstokowych spłaszczeń wieku plioceńskiego. Strefa a i b były w całym glacie obszarem przeważającej denudacji. Gruz gołoborzy ze strefy a ześlizgiwał się po przemarzniętym podłożu, przemieszczany był przez lód włóknisty, a następnie spływał i pęłzył wraz z odmarzającą warstwą iłolupków strefy b. W strefie najniższej gromadziły się osady peryglacjalne, w których zostały zapisane typ, natężenie i następstwo procesów.

2. Na podstawie omówionych odkrywek w Dobrej (Klimaszewski 1958 a), Lipowem i w Gruszowcu można zrekonstruować syntetyczny profil poprzeczny pokryw peryglacjalnych w obniżeniach dolinnych Beskidu Wyspowego (fig. 3). Osady stokowe wiążą się z rzecznyymi i tworzą wspólną

powierzchnię. Wszystkie trzy stanowiska wzajemnie się uzupełniają. Potwierdzenie równoczesności transportu stokowego i rzecznego znalazłem również w odkrywkach w jednej z dolin w Beskidzie Małym i w dolinie dopływu Sanu w Smolniku koło Lutowisk. Poza Karpatami stwierdził to samo przed kilku laty Dylik (1955) na Wyżynie Łódzkiej w Jabłonowie, a ostatnio Gilewska (1958) w dolinie Przemszy koło Będzina. W związku z rytmiką wahań klimatycznych wielu badaczy (Woldstedt 1951; Klimaszewski 1958 a; Sawicki 1952) przyjmuje i udowadnia istnienie faz o przewadze procesów fluwialnych, soliflukcyjnych czy eolicznych. Nie można jednak w obliczu faktów zgodzić się na przyjęcie koncepcji o istnieniu w glacie tylko dwóch faz: anaglacjalnej i kataglacjalnej (Büdel 1951; Halicki 1955; Jahn 1956; Różycki 1957). Profil w Dobrej dostarcza jeszcze dowodu, że morfogeneza peryglacjalna w mniej lub bardziej ostrej formie nie trwała bez przerwy przez cały glacial. W interstadiale oryniackim ocieplenie było tak duże, że zahamowana została soliflukcja, a dna dolin zostały poszerzone i prawdopodobnie pogłębione oraz zasypane żwirami rzecznyymi. W okresie późnego glacialu u wylotów bocznych głębokich wciosów zostały nałożone stożki napływowo-torrencjalne, stwierdzone ostatnio przez Klimaszewskiego (1958 b) w Tatrach⁴.

W dolinach mniejszych (Lipowe) i odcinkach dolin większych (Dobra), które znajdowały się w piętrze leśnym i miały mniejsze spadki w późnym glacie trwała już erozja (Poser 1950). W holocenie generalnym zjawiskiem jest rozcięcie i wyprzątanie pokryw peryglacjalnych. Rozcinanie w dolinach większych rozpoczęło się już wcześniej, na co wskazują najlepiej profile z pogórskich odcinków dolin Wisłoki i Sanu, będące w opracowaniu.

3. Zaznacza się wyraźny kontrast w rozmiarach i zasięgu akumulacji współczesnej i peryglacjalnej w Beskidzie Wyspowym. Obszar akumulacji peryglacjalnej obejmował nie tylko wypełnione pokrywami szerokie dna dolin, ale i przyległe dolne odcinki stoków do 1/3 długości stoków. Dziś zwarta akumulacja dolinna ogranicza się albo do koryta i najniższej terasy (Dobra, Rabka) lub też prawie zupełnie jej brak (wcięcie erozyjne).

Obszarem akumulacji holocenijskiej są pogórskie odcinki dolin i przedpole Karpat, gdzie pokrywy holocenijskie nakładają się na raczej cienkie pokrywy z ostatniego glacialu (Klimaszewski 1948; Starkel 1958). Fakt erozji w odcinkach górnych, a akumulacji w dolnych stwierdzany jest obecnie coraz powszechniej (Starkel 1958; Unger 1956; Woldstedt

⁴ Tego również wieku są też prawdopodobnie wydzielone i uznane za postglacjalne przez J. Gołąba terasy i stożki o wysokości 6—12 m na południe od Dobrej. Późnoglacialną fazę akumulacji przyjmuje również W. Pożaryski (1953) w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe.

1951). Peryglacialne rzeki okresowo płynące nie były w stanie unieść grubego materiału dostarczanego ze stromych zboczy, tym bardziej, że maksymalny spływ wody następował przed maksimum rozwoju letnich procesów soliflukcyjnych, co potwierdza profil w Lipowem. Dlatego nachylenie akumulacyjnych den dolin peryglacialnych jest większe, niż den holocenijskich. Morfogenez peryglacialna prowadziła w Beskidzie Wyspowym do cofania się stoków i powolnego zasypywania pokrywami den dolin i samych stoków; morfogeneza holocenijska zmierza do ich odpreparowania.

Literatura, s.168.

*Instytut Geografii PAN
Pracownia Geomorfologii
i Hydrografii
w Krakowie*

Spis ilustracji

Rysunki

	str.
1. Morfologia odcinka obniżenia Gruszowca	159
1. stare krawędzie denudacyjne; 2. gołoborza (zarośnięte); 3. dolinki nieckowate — peryglacialne; 4. rynny kamieniste drenowane; 5. stare wały osuwiskowe; 6. pokrywy soliflukcyjne; 7. terasy z ostatniego glaciału; 8. stożki napływowe z późnego glaciału; 9. terasy holocenijskie wyższe; 10. terasy holocenijskie niższe; 11. nisze osuwiskowe; 12. jezory osuwiskowe; 13. koryta; 14. krawędzie holocenijskie; 15. małe dolinki holocenijskie: a. niecki, b. wciśsy, c. płaskodenne	
2. Profil teras z ostatniego glaciału i postglaciału w Lipowem koło Limanowej	161
1. pokrywy soliflukcyjne ilasto-gruzowe; 2. żwiry peryglacialne zalegające się z pokrywami soliflukcyjnymi; 3. żwiry fluwialne z wkładkami piasków (holocen); 4. kamieniec transportowany w czasie ostatniej powodzi; 5. duże głazy skalne; 6. stanowiska z florą dryasową	
3. Schematyczny profil pokryw peryglacialnych w obniżeniach dolinnych Beskidu Wyspowego	167
1. seria piaskowców magurskich; 2. seria warstw podmagurskich; 3. pokrywy gruzowe (gołoborza); 4. pokrywy soliflukcyjne; 5. pokrywy akumulacji rzecznej z ostatniego glaciału; 6. pokrywy akumulacji rzecznej z późnego glaciału	

Fotografie

1. Północny, trójodcinkowy stok Cwilina. Na planie pierwszym fragment podnóża stoku Śnieżnicy wyścielonego pokrywami soliflukcyjnymi i rozciętego doliną holocenijską (po prawej)	168
2. Stożek napływowy u wylotu jednej z dolin na południowym stoku Śnieżnicy. U podnóża wypukłych stoków wąskie spłaszczenia akumulacyjne. Równoległe do szosy biegnie oś obniżenia Gruszowca	168
3. Lipowe. Rozległa równina akumulacji soliflukcyjno-rzecznej rozciąga do 6—7 m w holocenie	168
4. Lipowe. Fragment odkrywki (por. fig. 2). Profil terasy 3 m. Pod serią postglacialną fluwialną pokrywy peryglacialne. Poniżej bloku piaskowca soczewka ilów soliflukcyjnych	169

René Raynal

Rabat

DZIAŁALNOŚĆ KOMISJI GEOMORFOLOGII PERYGLACJALNEJ W OKRESIE 1956—1960

Streszczenie

I. Organizacja pracy Komisji.

Członkowie i współpracownicy. Komisja składa się z członków czynnych w statutowej liczbie 6 osób oraz z 20 członków korespondentów. Ponadto w niektórych krajach utworzone zostały komitety narodowe w celu współpracy z członkami Komisji.

Program prac Komisji zakresłony w 1957 roku podany został do wiadomości w 6 okólnikach oraz dyskutowany na Zjeździe w Madrycie (INQUA, 1957) i w Łodzi (Symposium peryglacjalne, 1958).

II. Wykonanie programu.

Zagadnienia bibliograficzne i terminologiczne. Komisja zbiera i publikuje w *Biuletynie Peryglacjalnym* fiszki bibliograficzne, zawierające analizę i krytykę publikacji. Opracowano niektóre zagadnienia terminologiczne: Washburn zestawił terminy peryglacjalne z „Glossary of geology and related science”, a Hamelin opracował „Vocabulaire français des glaces flottantes”.

Kartografia. Opracowano mapy regionalne, jak np. mapa zjawisk peryglacjalnych ZSRR, którą przedstawiono w 1959 roku na Symposium w Maroku. Komisja postanowiła przygotować 2 mapy peryglacjalne świata: dla zjawisk peryglacjalnych plejstocenских i współczesnych.

Przedmiot i metody pracy. Główny nacisk położono na zagadnienia sedimentacji, dynamikę procesów peryglacjalnych, strefowe zróżnicowanie rzeźby oraz współzależność między utworami peryglacjalnymi i paleoklimatologią. Sympozja i wycieczki przyczyniły się do lepszego poznania tych zagadnień i rozwoju badań w tym kierunku.

III. Zjazdy.

1. W Symposium, które odbyło się w Polsce we wrześniu 1958 roku uczestniczyło, poza specjalistami z Polski, 14 osób z różnych krajów. Przedstawiono 9 referatów. Uczestnicy wzięli udział w wycieczce, której trasa prowadziła od okolic Łodzi do wybrzeża i przez Warszawę, Lublin

Kraków aż po Tatry. Komisja odbyła 2 zebrania poświęcone pracom organizacyjnym.

2. Kolokwium w Liège (czerwiec 1959) zostało zorganizowane przez prof. P. Macar. Łącznie z Belgami wzięło w nim udział około 20 osób. Tematem referatów i wycieczek (Ardeny) były zagadnienia starszego (przedwürmskiego) peryglacjału.

3. Symposjum w Maroku odbyło się w październiku 1959 roku. Wzięły w nim udział 24 osoby, w tym 9 z Maroka. Większość referatów i wycieczki do górskich obszarów Maroka były poświęcone głównie problematyce plejstocénskich peryglacialnych osadów stokowych.

Tłumaczyła Lucja Dutkiewiczowa

SPRAWOZDANIA Z LITERATURY

G. Baeckeroot — Identification de deux périodes périglaciaires distinctes dans le Castrais. *C. R. Acad. Sci.*, 240, Paris 1955; s. 635—637.

Powierzchnię Causse koło St. Hippolyte tworzą pokrywy soliflukcyjne przykrywające starą rzeźbę krasową. Materiał soliflukcyjny pochodził z masywu Sidobre i Agout. W samym masywie Causse niewielkie strumienie soliflukcyjne materiału powierzchniowego zalegały się z *éboulis ordonnés* złożonymi z wapieni miejscowych. U stóp masywu rozwinęły się duże strumienie soliflukcyjne czerwonej gliny, które częściowo wypełniły doliny rzeczne. Czerwona glina na mapie geologicznej jest mylnie oznaczona jako Lutetien. Osady soliflukcyjne pierwszej fazy uległy rozcięciu przez doliny i ponownie zostały, tym razem częściowo, przykryte przez nową pokrywę soliflukcyjną z miejscowego materiału wapiennego. W cause Aiguefonde i Lacalm, na przedpolu Montagne Noire, procesy ruchu mas wytworzyły *glacis*, które maskuje uskoki podłoża. Poniżej *glacis*, powierzchnia Causse przykryta jest młodszą pokrywą soliflukcyjną. W niektórych miejscach spotyka się duże bloki przypominające głazowiska z Sidobre. Materiał pochodzi z nisz niwacyjnych rozwinętych na dowiejtrnych stokach Montagne Noire. Najpiękniejszy przykład takiej niszy znajduje się w Aupillac.

Najstarsze utwory soliflukcyjne starszej fazy w Causse znajdują się w analogicznej sytuacji topograficznej jak i osady starszego czwartorzędu w Kotlinie Paryskiej. Silne zwieterzenie chemiczne wskazuje również, że są one starsze od Rissu.

J. Tricart

L. Berthois — Remarque sur la paléopédologie des limons des environs de Rennes. *Ann. Ecole Nat. Agric. Rennes*, 15, 1953; str. 63—75.

W okolicy Rennes koło Plessix, na terasie o wysokości 30 m n. p. m. stwierdzono mały uskok o wartości 1,2 m. Na południe od uskoku występuje jedynie lessowaty mułek o miąższości 1,2 m, który w spągu wiąże się w następstwie procesów krioturbacyjnych z poziomem kamieni leżącym poniżej. Na północ od uskoku ten sam mułek leży na mułkach przesyconych związkami żelaza, silnie zbitych w części stropowej (miąższość 1 m), posiadających struktury krioturbacyjne w strefie kontaktu obu mułków. W miejscowości Croix Verte na strumieniach gruzowych stwierdzono żółte mulki zawierające w spągu graniaki a nieco dalej, u podstawy mułków — kliny mrozowe wypełnione mułkami i kamieniami.

Lessy ulegają często przekształceniu przez splukiwanie, które wytwarza serie warstewek drobnego materiału występujące na przemian z seriami czystego mulku. W serii tej występują wtrącenia typowej gleby bielcowej. Cały ten zespół utworów przypisuje się Würmowi, bez poparcia jednak dostatecznymi dowodami.

Kliny mrozowe są — według posiadanych przeze mnie wiadomości — pierwszymi formami tego typu znalezionymi w Kotlinie Rennes. Wskazują one na klimat bardzo ostry; podane jednak określenie ich wieku wydaje się wątpliwe. Istotnie rzadko się zdarza, aby würmskie pokrywy aluwialne zostały rozcięte do tego stopnia, że mogły powstać pokrywy lessowe; jeszcze rzadszy jest fakt występowania w tych lessach gleb kopalnych. Z tego powodu sądziłbym raczej, że zarówno kliny jak i dolny less pochodzą z Rissu. Wiadomo, że w interglacjale Riss—Würm we Francji północnej istniały warunki często bardzo sprzyjające bielcowaniu.

J. Tricart

E. Bonifay, H. de Lumley — Indices des climats froids antewurmiens en Basse-Provence. *C. R. som. soc. Géol. France*, 1957; s. 49—52.

Metody archeologiczne pozwalają z całą pewnością zaliczyć pewne zjawiska peryglacialne do Rissu. W grocie Rigabe (Var) występuje gruz geliwacyjny pod czerwoną glebą Riss—Würm. W Baume de Peyrards (Vaucluse) i w grocie Luberon stwierdzono ten sam profil. W S-te Anne d'Evenos (Var) na terasie rozwiniętej na kredzie u podstawy leżą mulki piaszczyste, następnie żwiry z licznymi spękaniami mrozowymi oraz przedmioty przemysłu klaktońskiego, również uszkodzone przez mróz i przykryte czerwoną glebą Riss—Würm; dalej występują świeże żwiry rozcinające poprzednią serię, niezwiędnięte, a na powierzchni mulki lessowate i kollarowe czerwonej gleby. W dolinie rzeki Huveaune koło Marsylii dolna terasa, wznosząca się ponad koryto o 40 m, zawiera materiał geliwacyjny w postaci ostrokrawędzistych kamieni.

Interesujące te obserwacje potwierdzają ustalone przeze mnie poprzednio fakty (1951, 1954, 1956), których nie da się pominąć milczeniem. Jedynym elementem naprawdę nowym jest odkrycie przemysłu klaktońskiego na powierzchni czerwonej gleby; wiek i wartość tej gleby wskazał już przede mną P. Marcelin. Odkrycie to potwierdza wartość metod geomorfologicznych i litologicznych przeze mnie stosowanych, a nie dostatecznie jeszcze docenianych.

J. Tricart

J. Bourcart, F. Ottmann — Sur la stratigraphie du Quaternaire en pays niçois. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1955; s. 70—72.

J. Monjaux, F. Ottmann — Le bassin de Tourette-Levens (Alpes maritimes) et sa tectonique quaternaire. *C. R. som. Soc. Géol. France*, 1955; s. 72—74.

Utwory rzeczne złożone na materiale deltowym rzeki Var przechodzą w kierunku stoków doliny w piaski mulkowate, w mulki rzeczne i wreszcie w less, którego partia stropowa ma barwę czerwoną. Pomiedzy St. Romans i Colomars strop tych piasków jest silnie zaburzony przez krieturbację; widać tam kieszenie soliflukcyjne, festony i glazy spękanе przez geliację. Mulki, które nabrały wskutek wietrzenia czerwonego zabarwienia,

zostały następnie przelawiczone po wcięciu się dolin w obszar dawnej delty i obecnie występują w postaci płątów, które można odnieść do okresu Grimaldien. Jedne z tych płątów zawierają faunę cieplejszą, inne — chłodniejszą od dzisiejszej. Na zboczach Mt. Chauve stwierdzono olbrzymie strumienie soliflukcyjne z wielkimi pokruszonymi blokami i kamieniami.

Praca ta potwierdza istnienie w czwartorzędzie w obszarach śródziemnomorskich zimnego okresu, który można by związać z faktami peryglacjalnymi stwierdzonymi w utworach sycylijskich w okolicy Rzymu w czasie IV Kongresu INQUA. Na obszarze nicejskim nie znaleziono w poziomie morza śladów procesów peryglacjalnych, które by można przypisać Würmowi. Dolna granica występowania tych zjawisk znajduje się w Roquebrunne na wysokości 400—600 m. W starszym czwartorzędzie byłby więc na północnych wybrzeżach zachodniej części Morza Śródziemnego klimat ostrzejszy niż w młodszym. G. Soarès de Carvalho podaje analogiczne fakty z północnej Portugalii.

J. Tricart

Pierre Bout — L'érosion des reliefs phonolithiques et basaltiques de la Haute-Loire depuis le dernier glaciaire. *Mélanges Géographiques Arbos*, Clermont-Ferrand 1953; s. 91—102.

Pnie fonolitowe okolic Le Puy dostarczyły w Würmie wielkiej ilości gruboziarnistych produktów geliwacji, bez materiału drobnego, odlupanych zgodnie z przebiegiem szczelin i zależnie od łupkowatej tekstury. Materiał ten zasilił potężne strumienie gruzowe, których spadek obniża się z 30° do 5—6° przy czym nie stwierdzono zupełnie obecności materiału drobnego. Bloki skalne przylegają ściśle jedno do drugich, co odróżnia ten rodzaj utworów od osypisk grawitacyjnych i wskazuje niewątpliwie na ruch całej masy. Pasy gruzowe występują w bezpośrednim sąsiedztwie skały litej i ciągną się równolegle do stoku. Przemieszczanie miało miejsce w całej masie, a ułatwiał je lód lub śnieg wypełniający wolne przestrzenie. Współczesna geliwacja nie wyróżnia bloków o takich rozmiarach; nie przenikając dostatecznie głęboko, daje ona zaledwie odłamki i to w niewielkich ilościach. Praca zawiera dwa doskonałe zdjęcia.

Po dyskusji przeprowadzonej z autorem w terenie uznaliśmy obaj, że opisywane strumienie są charakterystyczne dla skał makrogeliwacyjnych. Wytworzenie materiału drobnego pozwoliłoby na powstanie strumieni soliflukcyjnych. Ruch *en masse* w opisywanych strumieniach gruzowych wymaga obecności lodu lub śniegu, co wyjaśnia występowanie tych form w bezpośrednim sąsiedztwie granicy wiecznego śniegu: powyżej 900 m w Haute-Loire (granica śniegu w Würmie przebiegała na wysokości około 1100—1200 m).

J. Tricart

Jean Corbel — Sols striés et éboulis ordonnés. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1954; s. 31—33.

„Eboulis ordonnés” posiadają w przekroju takie samo ułożenie materiału jakie w planie obserwuje się w pasach kamiennych. Na Spitsbergenie pasy powstają w czasie tajania

jako stosunkowo gwałtownie spływające strumienie błotne. Pasy kamienne pozostają odmarnięte do jesieni, wtedy gdy pasy błotniste już zamarzają. Pasy kamienne, początek *éboulis ordonnés*, zaczynają się zsuwać po zamarzniętym podłożu. Na Spitsbergenie pasy glebowe występują w obrębie skał krzemionkowych a zanikają na wapiennych. Gdy nachylenie stoku spada od 6° do 10° strumienie kamienne mają bieg niezdecydowany; następnie, przy nachyleniu około 6° zamieniają się w girlandy, które blokują ruch pokryw błotnych i zatrzymują je w postaci małych spłaszczeń.

Éboulis ordonnés często opisywane we Francji, obserwowano również na Spitsbergenie i w Laponii, lecz jedynie na podłożu skał bardzo spoistych (wapienie, bazalty). Są one charakterystyczne dla obszarów pozbawionych iltu, posiadających cienką pokrywę gruzową, lub nie posiadających jej wcale. Gwałtowne kruszenie gzymsu skalnego w okresach tania zasilą pokrywę gruzową, która zsuwa się jako cienka powłoka po zamarzniętym jeszcze gruncie. Następnie ruch ten obejmuje materiał drobny, który z kolei nasuwa się na gruz; w ten sposób powstaje warstwowanie.

Nótka dostarcza cennych obserwacji, które pozwalają zrozumieć sposób powstania pasów kamiennych i *éboulis ordonnés*. Wydaje się, że zsuwaniu się gruzu w obu wypadkach może sprzyjać istnienie zamarzniętej, śliskiej powierzchni lub niewielkich płatów śniegu. Można sądzić, że do rozwoju *éboulis ordonnés* nie jest konieczne istnienie wiecznej zmarzliny; spotyka się je w obszarach śródziemnomorskich, które w czwartorzędzie miały klimat niezbyt ostry. Prawdopodobnie więc powierzchnia zlodzona odgrywała dla genezy zjawiska tak dobrze zbadanego przez Corbel'a taką samą rolę jak wieczna zmarzlina.

J. Tricart

J. Corbel — Les sols polygonaux: observations, expériences, genèse. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1954; s. 49—68.

Zestawienie obserwacji z Alp, Spitsbergenu, Skandynawii oraz wyników doświadczeń wykazuje, że teoria konwekcji jest nie do przyjęcia. Kolejno powtarzające się zamarzanie i odmarnianie wyjaśnia tylko rozmieszczenie sieci przegród, a nie tłumaczy początkowego stadium sortowania materiału, które obejmuje bloki o wadze przekraczającej na ogół 10 kg, a sięgającej niekiedy 50 kg. Sortowanie cząstek najgrubszych mogłoby mieć dwie przyczyny: przedostanie się strumienia kamienistego do szczeliny w sieci spękań wysychania materiału ilastego, albo drgania gruntu wywołane przyczynami sejsmicznymi. Autor uważa ostatnią przyczynę za najpowszechniejszą. Sortowanie cząstek drobnych dałoby się wyjaśnić istnieniem szczelin wysychania pomiędzy zamarzaniem i odmarnianiem ponad wieczną zmarzliną. Wstrząsy wiązałyby się w większości wypadków z odkształceniami izostatycznymi obszarów, z których ostatnio ustąpił lodowiec.

Uwagi krytyczne odnoszące się do teorii konwekcyjnej wydają się całkowicie uzasadnione. Rolę przypisywaną szczelinom potwierdzają moje własne doświadczenia nad soliflukcją. Chociaż nie miało miejsca żadne szczególniejszych rozmiarów wysychanie (w czasie faz odmarniania lód umieszczano regularnie w górnej części aparatu), ukazywały się znacznych rozmiarów szczeliny, które odnawiały się w ciągu 6 miesięcy stale w tych samych miejscach. Są one wynikiem pęcznienia gleby i prawdopodobnie nagromadzenia lodu (cf. Les polygones de toundra). Uzasadnione jest uznanie ich za przyczynę powstawania sieci poligonów. Artykuł ten wnosi nowy punkt widzenia, który zasługuje na bliższą uwagę i który trzeba będzie uwzględnić w przyszłych obserwacjach.

J. Tricart

Willi Czajka — Lage- und Materialbestimmtheit von Frostmusterboden. *Schlern-Schriften*, 190, 1958; s. 31—45, 4 fot.

Artykuł składa się z dwu części. Pierwsza zawiera teoretyczne rozważania autora nad problemem „gelisoliflukcji” na tle obecnego stanu wiedzy, druga dotyczy zagadnienia zależności charakteru struktur mrozowych od położenia terenu oraz rodzaju materiału skalnego.

W części pierwszej autor wskazuje na to, że obecnie, w świetle hydracyjnej teorii Schenka, nie istnieje już przeciwstawność takich pojęć jak *Regelationsfliesserde* i *Durchtränkungsfliesserde*. Segregacja i sposób ułożenia materiału skalnego w strukturach mrozowych jest rezultatem różnic energii kryształów lodowych i cząstek mineralnych gruntu. W wyniku gelisoliflukcji materiał skalny i zawarta w nim woda oddzielają się od siebie w taki sposób, że w czasie tajania istnieje silne, przestrzenne zróżnicowanie w stopniu przesycenia gruntu wodą. To właśnie zjawisko warunkuje przebieg soliflukcji jako ruchu spływowego zwietrzliny. Z przyjęcia hydracyjnej teorii wynikają również i inne konsekwencje, które są ważne w zakresie spraw mechaniki i dynamiki struktur mrozowych, a także i stosowanej dotychczas terminologii. Zdaniem autora winno się stanowczo zaniechać używania pojęcia *soliflukcji* i ograniczyć jego zakres przez dodanie przedrostka *geli* lub *kongeli*.

Ważną pomoc w określeniu znaczenia gelisoliflukcji dla całokształtu procesów denudacyjnych dają studia nad geograficznym rozmieszczeniem i zróżnicowaniem typologicznym struktur mrozowych. W tej dziedzinie autor postuluje konieczność dokładniejszego sprecyzowania pojęcia dolnej granicy klimatycznej.

Znaczny wpływ na charakter i tempo gelisoliflukcji oraz jej udział w całokształcie działania denudacji wywierają czynniki mało istotne dla samego zjawiska hydracji. Zaliczyć do nich należy: ekspozycję, wilgotność, rodzaj zwietrzliny, stopień zasolenia gruntu, wiatr i płynącą wodę. Czynniki te mogą działać w różnym zestawieniu, równocześnie lub w pewnej kolejności czasowej. Niektóre teorie genetyczne przypisują im zbyt duże znaczenie, inne natomiast całkowicie je pomijają.

W wyniku teoretycznych rozważań autor ustalił tytuł artykułu oraz określił ramy tematyczne dla części drugiej. Na przykładzie obszaru Tres Quebradas w południowej Argentynie autor omówił zróżnicowanie struktur mrozowych w zależności od charakteru materiału skalnego i cech położenia terenu.

Z obserwacji autora wynika, że w genezie określonych typów struktur mrozowych istotne znaczenie przypada charakterowi zwietrzliny, a w szczególności jej składowi granulometrycznemu. Jako przykład mogą służyć miniaturowe pasy, których pionowy zasięg i poziomy rozstęp jest wyraźnie określony przez wielkość cząstek zwietrzliny. Bardzo duża drobnoziarnistość materiału skalnego może powodować powstanie takich struktur które mimo swej hydracyjnej genyzy pozorują amorficzny wpływ zwietrzliny. Bardzo duże znaczenie w genezie struktur tego typu przypada zasoleniu gruntu. Przykłady te ilustrują zależność charakteru struktur mrozowych od właściwości cechujących materiał skalny, a więc od warunków, które autor nazywa prestrukturalnymi.

Topografia, wilgotność i ekspozycja to pozostałe, ważniejsze czynniki, które decydują o charakterze i intensywności procesów gelisoliflukcyjnych, a nadto rządzą przebiegiem zjawisk postrukturalnych. Procesy postrukturalne mogą przekształcać struktury hydracyjne, niszczyć je i grzebać. W ten sposób warunki prestrukturalne i procesy postrukturalne decydują o inwentarzu struktur mrozowych. W związku z tym na określonym obszarze spotyka się częścię formy nietypowe, wyjątkowe, niż typowe, modelowe.

Na obszarze Tres Quebradas W. Czajka wyróżnił trzy jednostki posiadające całkowicie odrębne zespoły struktur mrozowych. Świadczą one o tym, że rola gelisoliflukcji w całokształcie procesów denudacyjnych jest zmienna. Jej znaczenie zwiększa się lub maleje w dużej zależności od litologii i położenia topograficznego.

Artykuł jest bardzo interesujący. Wynika to nie tylko z przedstawionych wniosków, które mają znaczenie regionalne i ogólne, lecz także z bardzo ciekawego i oryginalnego ujęcia tematycznego. Na szczególne podkreślenie zasługuje wyraźne, jasne określenie roli gelisoliflukcji w całokształcie procesów denudacyjnych. Niezbyt słuszne wydaje się tylko zaliczenie przez autora wilgotności do czynników „położenia”, gdyż z hydracyjnej teorii wynika jej nadrzędność nad wszystkimi innymi czynnikami.

Żałować należy, że autor w części omawiającej zagadnienia terminologiczne nie zajął stanowiska w stosunku do dawniej już wysuniętych przez J. Dylika i H. Bauliga postulatów ograniczenia zakresu pojęcia *soliflukcji*, a w związku z tym i w stosunku do zaproponowanych przez nich terminów. Sprawa jest ważna, gdyż niektóre z nich, jak np. *kon-geliflukcja* są już od dawna (1952) w literaturze peryglacialnej stosowane.

T. Klatka

N. S. Daniłowa — Gruntowyje żyły i ich proischozhdienije. *Matieriały k osnovam o mierzlych zonach zjemnoj kory*, wyp. III, Moskwa 1956; s. 109—122, 2 prof., 2 fot.

Autorka stwierdziła na obszarze lasotundry zachodnio-syberyjskiej występowanie żył gruntowych w piaszczystych i piaszczysto-żwirowych utworach budujących wypukłe formy rzeźby. Żyły te uzewnętrzniają się na powierzchni przez bruzdowate obniżenia wyodrębniające oddzielne bloki („błoczny” relief). Bloki tworzą formy mikrorzeźby typu tundry plamistej (medalionowej). Wymiary poziome bloków są rzędu 20—25 m; nie zostały one zresztą dokładnie określone.

Badanie żył gruntowych przy pomocy wkopów pozwoliło określić główne ich cechy:

1. żyły sięgają na ogół do 1,4—1,8 m od powierzchni; największa stwierdzona głębokość wynosiła 2,3 m. Szerokość u góry wynosi około 1 m; ku dołowi zewężają się wyraźnie do około 0,2 m i posiadają tępe zakończenie;

2. tworzy je materiał piaszczysto-gliniasty z pojedynczymi żwirami i glazami o średnicy do 20—30 cm, wyraźnie różniący się od otaczających, często warstwowych osadów piaszczysto-żwirowych. Charakteryzuje go struktura ziarnisto-blaszkowata i porowatość kapilarna. Zaznacza się także, zresztą słabo, pionowe „warstwowanie”; warstwy takie o grubości 3—5 cm różnią się składem granularnym i barwą;

3. w górnej części materiał żył przechodzi stopniowo w cienką, do 0,5 m miąższości warstwę eluwialno-deluwialną pokrywającą poligony. Bezpośrednio poniżej tej pokrywy w materiał wielu żył wcisnięte są kieszeniowate bezstrukturalne piaski i żwiry;

4. na materiale wypełniającym żyły rozwinięte są cienkie, ale dobrze wykształcone gleby bielcowe z grubą darnią mszysto-krzemionkową.

W utworach warstwowych, przeciętych opisanymi żyłami, obserwowano wygięcie warstw ku dołowi oraz mikro-fałdy i -uskoki. Wygięcia warstw ku górze nigdzie nie obserwowano. Zaburzenia te występują na odległość do 0,4—0,7 m od granicy żyły. Czasem warstwy pozostają niezaburzone i jedynie w części kontaktującej następuje jakby zagęszczenie materiału, przy czym zaznacza się cienkie pseudowarstwowanie, równoległe do powierzchni kontaktowej. Przekształcenia te sięgają zaledwie do 5—7 cm od granicy żyły.

W obecnych warunkach na obszarze badanym żyły gruntowe nie rozwijają się. Świadczą o tym — według autorki — następujące fakty: 1. wszystkie „szczeliny” między poligonami przykryte są pokrywą mszystą sięgającą do 20—30 cm grubości oraz krzewinkami; 2. nad żyłami wykształciła się gleba bielicowa z wyraźnymi poziomami genetycznymi; 3. materiał żył wykazuje ślady wtórnych procesów (np. struktura ziarnisto-blaszkowa i obecność humusu); 4. liczne żyły są obecnie niszczone przez erozję i procesy eoliczne. Autorka wyraża pogląd, że żyły powstały w okresie odpowiadającym ostatniemu zlodowaceniu górskiemu Uralu. Ma o tym świadczyć analiza całokształtu warunków fizyczno-geograficznych badanego obszaru.

Biorąc pod uwagę cechy charakterystyczne żył gruntowych oraz obszarów ich występowania, autorka dochodzi do wniosku, że nie są to pseudomorfozy po klinach lodowych. Kliny tworzą się bowiem z reguły w pylastych, ilastych i torfiasto-ilastych utworach przesyconych wodą, to znaczy głównie na obszarach zalewowych. Przeciwno przyjęciu koncepcji klinów lodowych świadczy tępe zakończenie żył oraz wygięcie otaczających je warstw ku dołowi (a nie ku górze!). Bardzo poważnym argumentem jest występowanie opisanych form w obrębie warstwy czynnej. Poligonalne formy powierzchniowe związane z tymi żyłami gruntowymi różnią się także od poligonów z klinami lodowymi brakiem nabrzmień przyszczelinowych.

Geneza i warunki rozwoju opisanych form przedstawiają się według autorki następująco: przyczyną pierwotną jest powstawanie szczelin mrozowych, podobnie jak w przypadku żył lodowych. Warunki powstawania takich szczelin są dobrze znane. Wiadomo więc, że na wypukłych formach rzeźby, zbudowanych z silnie porowatych, słabo utrzymujących wodę utworów piaszczysto-żwirowych, nie są one zbyt korzystne. Dlatego też dużą rolę musiała odegrać pylasta pokrywa eluwialno-deluwialna magazynująca wodę. Umożliwiała to rozwój szczelin w okresie klimatu surowszego i wilgotniejszego (?) niż obecnie, jak to przyjmuje autorka. Pękaniu sprzyjała także mała odporność gruntów gruboziarnistych na działanie sił związanych z występowaniem niskich temperatur. W miarę topnienia śniegu czy lodu w okresie lata szczeliny wypełniały się materiałem mineralnym spływającym z powierzchni. Materiał ten, o objętości wzrastającej stopniowo jak i w przypadku klina lodowego, przekształcał się w działaniem sił powodujących spękania; w ten sposób powstało pionowe „warstwowanie”. Coroczne, wielokrotne odnawianie się szczelin umożliwiało „rozsadzanie” materiału otaczającego. Przemieszczał się on na boki i ku dołowi, wobec czego nie powstawały nabrzmienia przyszczelinowe.

O powstaniu żył gruntowych decydowały więc przede wszystkim procesy związane z zamarzaniem i odmarzaniem. Dlatego też Daniłowa przyjmuje, że cała górna część żyły, a prawdopodobnie nawet cała żyła, powstała w obrębie warstwy czynnej. Grubość tej warstwy, ze względu na małą wilgotność piasków i żwirów, musiała być znaczna nawet w warunkach surowszego niż obecnie klimatu. Analiza tych osobliwych form żyłowych prowadzi więc do bardzo istotnego wniosku, że mogą one powstawać nie tylko w warunkach wieloletniej zmarzliny, ale także i przy głęboko sięgającym zamarzaniu sezonowym.

Niektóre argumenty wysuwane w pracy mogą nastręczyć pewne wątpliwości. Tak np. brak nabrzmień przyszczelinowych można uważać za cechę wtórną; nie zostało bowiem wykazane, że nie uległy one zniszczeniu we współczesnej fazie degradacji żył gruntowych. Datowanie form nie jest właściwie uzasadnione. Rozwój ich w wielu szczegółach nie jest wyjaśniony, co zresztą podkreśla w zakończeniu sama autorka. Szczególnie trudno wyobrazić sobie przyczyny wygięcia warstw otaczającego materiału ku dołowi. Nie wiadomo także czy żyły gruntowe rozwijają się tylko przy dużych, czy i przy małych poligonach szczelinowych. Niemniej jednak zasadnicza część argumentacji i najważniejsze wnioski są przekonujące. Praca wykazuje konieczność przeprowadzenia rewizji wniosków paleo-

geograficznych wyciąganych na podstawie analizy pseudomorfoz plejstocenijskich klinów lodowych. Niektóre bowiem formy zaliczane dotychczas do „klinów” przedstawiają niewątpliwie żyły (kliny) gruntowe typu podobnego do opisanych w pracy referowanej.

H. Maruszczak

J. Didier — Découverte de galets éoliens à Brassac (Puy de Dôme). *C. R. som. Soc. Géol. France*, 1955; s. 69—70.

W utworach stadium Brassac spotkano otoczaki kwarcowe, niekiedy granitowe lub bazaltowe o rozmiarach 3—8 cm o powierzchni całkowicie wygładzonej, wykształconej w postaci 3 lub 4 wklęsłych lic, które w miejscach przecięcia tworzą granie; głązy te tkwią w materiale ilasto-piaskowcowym. Materiał wiążący jest pochodzenia rzecznoego. Natomiast na wysokiej terasie o 3 km od Brassac, w Combelle otoczaki kwarcowe o rozmiarach 10—15 cm posiadają tylko jedno lico eolizowane.

Prawdopodobnie otoczaki tego stadium pochodzą z terasy 15—20 m i wobec tego należałoby je uznać za würmskie. Wychodnie piaskowców i piasków serii węglowej, znajdujące się w tej okolicy, dostarczyły materiału ścierającego, potrzebnego w procesie eolizacji.

Podane obserwacje potwierdzają powszechność panowania w plejstocenie klimatu peryglacialnego w Masywie Centralnym, stwierdzoną przez Cailleux i Bout'a, którzy odkryli eolizowane otoczaki z dolnego czwartorzędu w Velay. Autor podaje wiarygodne wyjaśnienie faktu rzadkiego występowania cech eolizacji: z jednej strony rozproszenie otoczków kwarcowych poza terasami, z drugiej niewielka rozciągłość wychodni piaszczystych dostarczających materiału szlifującego. Ślady eolizacji stają się częste na rozległych terasach Limagne i Bourbonnais, co miałem okazję stwierdzić w okolicach Bourbon-Laney (terasa würmska, krzemienie jurajskie — chailles).

J. Tricart

Rudiger German — Beobachtungen zur Solifluktion in Schwedisch Lappland. *Geographica Helvetica*, 13, 1958; s. 295—299, 4 fot.

Autor obserwował w okolicach Abisko formy charakterystyczne dla środowiska peryglacialnego. W notatce zostały opisane nabrzmienia i terasy soliflukcyjne, sieci i pierścienie kamieniste, pasy gruzowe, strumienie kamieniste oraz wyspowe nagromadzenia kamieni wśród runa roślinnego, określane nazwą *Steininseln*. Najwięcej uwagi poświęca autor opisywanej przez Rathjensa (1929) soliflukcji gruzowej, która daje formy w kształcie kropki (*Schutt-Tropfen*). Długość form obserwowanych dochodziła do 30 m, przy czym rozszerzająca się ku dołowi część czołowa tworzy wyraźne nabrzmienia nasunięte na podłoże pokryte roślinnością. Ich część wierzchołkowa łączy się z wyżej położoną niszą soliflukcyjną, w której dnie widoczne są wysięki wody. Woda ta odgrywa ważną rolę w dalszej gelifrakcji materiału i nasycając podłoże sprzyja rozwojowi ruchów soliflukcyjnych. Charakterystyczny jest tutaj również układ materiału gruzowego, którego frakcja zwiększa się w miarę postępowania ku dołowi tak, że u czoła formy spotyka się bloki przekraczające 0,5 m.

Nazwa określająca ten typ formy soliflukcyjnej budzi zastrzeżenia u autora. Stopniowe nabrzmienie formy w kierunku jej czoła jest według autora ogólnie obserwowaną cechą w formach nie krępowanych deformacjami podłoża. Zatem kształt formy zbliżony do kropki, usprawiedliwiający w pewnym stopniu jej nazwę, spowodowany jest rozległością łagodnego stoku, który nie ogranicza spływu. W przypadkach podłoża pociętego uprzednio bruzdami i przy czynnej roli spływających wód roztopowych, materiał gruzowy układa się w formy wydłużone, pasy i strumienie kamieniste.

Pozostałe formy zostały potraktowane w notatce bardzo krótko. Opis ograniczono niemal do stwierdzenia ich występowania. Obserwacje przeprowadzono powyżej górnej granicy zasięgu drzew, między lasem i strefą wierzchołkową pozbawioną roślinności. Istniejąca roślinność przejściowa spełnia rolę hamującą w stosunku do rozwijających się procesów soliflukcyjnych, co uwydatnia się między innymi w nasunięciach czołowych na unieruchomione podłoże pokryte roślinnością. Autor nie mógł prześledzić partii wyżej położonych, ze względu na zalegający w czasie obserwacji śnieg już na wysokości 1200 m n. p. m. Interesująca jest uwaga krytyczna w odniesieniu do ogólnie używanej nazwy w języku niemieckim *Fliessdeterrassen*. Autor stwierdza, że występują tu głównie terasy złożone z gruzu i wobec tego słuszniejsze byłoby stosowanie nazwy *Fließ-Schutt-Terrassen*.

W podanej notatce autor uwzględnia większe bogactwo form peryglacjalnych od dotychczas podawanych w opisach tych okolic. Tekst zaopatrzony jest w cztery fotografie. Jednak brak rysunków i dokładniejszych danych, które informowałyby o strukturze, wzajemnym rozmieszczeniu i wielkości form oraz brak charakterystyki stosunków klimatycznych środowiska, zmniejszają wartość pracy. Czytelnik nie jest poinformowany o wielkości nachyleń, na których rozwinęły się opisywane formy. Odrębnym zagadnieniem jest sprawa wieku tych form. Nie wiemy w jakim stopniu są one wynikiem procesów współczesnych, a w jakim postglacjalnych. Duże zastrzeżenia budzi rachunek przeprowadzony przez autora odnośnie próby określenia tempa rozwoju form typu *Schutt-Tropfen*. Autor dzieli okres czasu, który upłynął od końca Finiglacjału (8000 lat) przez długość formy (30 m) i uzyskuje około 40 cm na 100 lat. Wydaje się, że operowanie wartościami średnimi przekreśla realność oceny. Istotne tutaj jest sprecyzowanie optymalnych warunków klimatycznych rozwoju procesów i ustalenie chronologiczne okresów ich występowania od ustąpienia pokrywy lodowej.

M. Dorywalski

M. E. Gorodeckaja — Swidietieli byłoj wiecznoj mierzłoty w Pawłodarskoj Oblasti. *Izwiestija Akademii Nauk SSSR, Sjerija geograficzeskaja*, 1958, nr 5; s. 65—72, 3 fig., 1 fot.

Obszar Pawłodarski nad Irtyszem nie został objęty zasięgiem wielokrotnych zlodowaceń Niżu Zachodnio-Syberyjskiego ani zasięgiem górskiego zlodowacenia Altaju. Wpływ tych zlodowaceń znalazł jednak wyraz w rozwiniętej wiecznej zmarzlinie, której ślady w postaci zaburzeń mrozowych stwierdzono w obrębie Kazachskiego „Mielkosopocznika”, jezierno-aluwialnych równin i na terasach doliny Irtysza. Poszczególne stanowiska leżą na różnej wysokości bezwzględnej (od 60 do 420 m) i na obszarze zbudowanym ze skał różnego wieku. Szczeliny są rozwinięte w strefie wietrzeniowej sylurskich łupków serycytowych, w glinach neogenu i w osadach teras Irtysza.

W odsłonięciach, pod pokrywą osadów lessowych lub piaszczystych często wyraźnie warstwowanych, autorka stwierdziła serie szczelin głębokich do 0,9 m, a w jednym stano-

wisku — ponad 2 m, wykształconych w materiale gliniastym. Przestrzenie między szczelinami tworzą „słupy” zbudowane z silnie zaburzonej gliny, szerokie 13—22 cm, u góry często rozszerzone, o wierzchołkach na ogół zaokrąglonych.

W odróżnieniu od poglądów Popowa i Moskwitina, według których warstwy materiału zalegającego nad szczelinami są zwykle zaburzone, w stanowiskach opisanych przez autorkę nie stwierdzono tego typu zaburzeń. Fakt ten nasuwa przypuszczenie, że osadzanie materiału pokrywającego spękaną glinę nastąpiło po wytopieniu lodu w szczelinach.

Dla wykluczenia wątpliwości co do genezy badanych zjawisk autorka rozważa zagadnienie rozwoju szczelin sezonowych powstających w rezultacie wysychania i zamarzania. Szczeliny te szybko zanikają i nie wpływają na zmiany w strukturze podłoża.

Korzystnie wypadło porównanie opisywanych szczelin i zaburzonych glin tworzących „słupy” z wieloletnimi klinami i żyłami lodowymi rozwiniętymi w obrębie obszarów współczesnej wiecznej zmarzliny. Charakter zaburzenia zmarzniętego gruntu wokół wieloletnich żył lodowych wykazuje duże podobieństwo do zaburzeń gliny w odsłonięciach badanego obszaru.

Zebrane i wyczerpująco zbadane fakty upoważniły autorkę do stwierdzenia, że szczeliny są wynikiem aktywnego zamarzania i stanowią świadectwo istnienia na tych obszarach wiecznej zmarzliny. Czas istnienia wiecznej zmarzliny według autorki przypada na okres środkowoczwartorzędowy i górnoczwartorzędowy.

Głównym celem autorki było stwierdzenie, że w obrębie Pawłodarskiego obszaru nad Irtyszem istniała wieczna zmarzlina. Przytaczając bogaty materiał na temat szczelin zamarzania, poparty rozważaniami teoretycznymi i danymi porównawczymi, cel ten osiągnęła. Odczuwa się jednak brak wiadomości o innych typach struktur peryglacialnych, związanych z istnieniem wiecznej zmarzliny. Autorka wspomina o istnieniu silnych zaburzeń w glinach trzeciorzędowych (str. 67), lecz bliższych danych na ten temat nie podaje. Brak również dokładniejszej charakterystyki morfometrycznej poszczególnych stanowisk. Wiadomo przecież powszechnie, że zróżnicowanie struktur peryglacialnych jest uzależnione od sytuacji topograficznej, a zwłaszcza od wartości nachyleń.

H. Gawlik

Günter Haase, Hans Richter — Fossile Böden im Löss an der Schwarzmeerküste bei Constanza. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 1957, 3 H.; s. 161—173, 5 rys.

Klifowe wybrzeże Morza Czarnego koło Konstancy jest pokryte lessem o przeciętnej miąższości 20 m, a miejscami nawet i więcej. Horyzonty zglinienia dzielą less na trzy lub cztery poziomy. Trzy dolne strefy glebowe występują w sposób ciągły i dają się prześledzić na całej długości badanego odcinka wybrzeża, najwyższa zaś jest nieciągła.

Autorzy przeprowadzili szczegółowe badania poszczególnych horyzontów zglinienia oraz zawartych między nimi poziomów lessu. Przy określaniu typu gleb posługiwano się terminologią Kubienny (1953) przy czym zwrócono uwagę, że w odniesieniu do gleb kopalnych wymaga ona jeszcze uzupełnień.

Kopalne gleby Dobrudży posiadają zabarwienie czerwonobrunatne a nawet ciemnoczerwone, które świadczy o innych niż obecnie panujących warunkach ich powstania. W lessach tego obszaru można wydzielić trzy typy przemian glebowych. Dwa dolne horyzonty noszą cechy wietrzenia, w wyniku którego tworzą się czerwone gliny (*Rotlehmverwitterung*) o nieco zróżnicowanych właściwościach, górny zaś odpowiadałby współczesnym typowym czarnoziomom.

Na podstawie szczegółowych badań makroskopowych autorzy doszli do przekonania, że charakter jednej z owych czerwonych gleb odpowiada typowej glinie czerwonej według Kubieny (*typische Rotlehm*). Cechy drugiego, młodszego typu gleby czerwonej są takie same jak *Ranker-Rotlehm* (Kubiena 1953). Trzeci rodzaj gleby kopalnej w lessach Dobrudży posiada charakter właściwego czarnoziemu.

Autorzy stwierdzili stopniowe przechodzenie lessu w strefy zglinienia oraz na odwrót, poziomów glebowych w less. Prócz tej zmienności pionowej występuje w obrębie poszczególnych horyzontów zglinienia zmienność pozioma. Na podstawie kształtu wyróżniono osiem różnych form horyzontalnej zmienności, np. soczewki wyklinające się w jednym kierunku, stopniowego przemieszczania się z lessiem itp.

W typowym profilu lessowym na wybrzeżu Morza Czarnego można wyróżnić: najstarszy, starszy, środkowy i młody kompleks utworów glebowych rozdzielonych przez starszy, środkowy i młodszy less. Autorzy używają wprowadzonego przez Brandtnera (1954) pojęcia „kompleks utworów glebowych” dla oznaczenia takich poziomów, które zawierają więcej niż jeden kopalny horyzont glebowy.

W końcowej części publikacji znajduje się próba odtworzenia na podstawie zmienności profilu lessowego stosunków paleoklimatycznych Dobrudży. Wnioski ujęto w następujące cztery punkty:

1. Dobrudża stałe znajdowała się w plejstocenie na obszarze odległym od lodowca i zawsze odznaczała się innymi niż Europa Środkowa warunkami klimatycznymi;
2. każde wahnięcie klimatyczne powodowało zmianę w przebiegu procesów glebotwórczych, których wynikiem było powstanie stref zglinienia;
3. procesy nawiewania pyłu, powstawania lessu oraz tworzenia się gleb czerwonych i czarnoziemów nie wykluczały się wzajemnie, lecz wprost przeciwnie, zazębiały się a czasami nawet działały jednocześnie;
4. kopalne gleby Dobrudży pozwalają wnioskować o istnieniu w plejstocenie gwałtownych, wyraźnie zaznaczających się zmian w ilości opadów oraz słabszych, stopniowych wahań warunków termicznych.

Zarówno sydentację lessu jak i genezę stref zglinienia należy zdaniem autorów wiązać z Würmem. Wprawdzie inni autorzy paralelizują lessy i kopalne gleby północnej części Bałkanów ze zlodowaceniami alpejskimi (Guncev cytowany przez Jaranoffa 1944), lub widzą możliwość powiązania ich ze zlodowaceniami kontynentalnymi (Cotet), jednakże dowody przedstawione przez Haasego i Richtera przemawiają za ich interpretacją.

W interglacjale Riss—Würm, zwanym na tym obszarze fazą Karangat, miała miejsce transgresja pontyjska, w czasie której poziom morza był około 15 m wyższy niż obecnie. Brak osadów tej transgresji w profilach lessowych wskazuje na to, że najstarszy kompleks glebowy mógł powstać u schyłku interglacjału Riss—Würm po regresji morza pontyjskiego, a nadległe strefy zglinienia w interstadiałach a nie w interglacjalach. Najstarszy kompleks glebowy należy więc uznać za czasowy odpowiednik horyzontu glebowego Krems z Dolnej Austrii (Brandtner 1954). Autorzy wskazują na zadziwiającą zgodność wszystkich trzech kompleksów glebowych Dobrudży i Dolnej Austrii. Stary kompleks glebowy Dobrudży odpowiada glebie typu Krems. Odpowiedniość ta wynika z charakteru pedologicznego (w obydwu wypadkach jest to typowa glina czerwona), pozycji stratygraficznej i związku z morfologią obu przewodnich horyzontów glebowych. Starsza gleba Dobrudży odpowiada kompleksowi Fellabrunn w Dolnej Austrii. W obu regionach kompleks ten zaczyna się glebami czerwonymi, po których pojawiają się i dominują czarnoziemy. Środkowy horyzont glebowy Dobrudży odpowiada glebie typu Paudorf w Dolnej Austrii. Najmłodsza kopalna gleba nie ma swego ekwiwalentu w Europie Środkowej, a i w Dobrudży

nie wszędzie występuje. Może to świadczyć o pewnej odrębności klimatycznej badanego obszaru. Kubiena (1956) mówi nawet o istnieniu pannońskiej prowincji glebowej.

Autorzy piszą w swej publikacji, że „Die Verwitterung des sedimentierten Staubes zu Löss hat aber nicht nur in periglazialen, gletschernahen, sondern ebenso in gletscherfernen Bereichen mit gemässigten klimatischen Bedingungen stattgefunden”. Z takiego sformułowania wynika, że Dobrudża w plejstocenie znajdowała się na zewnątrz strefy peryglacialnej i leżała w zasięgu klimatu umiarkowanego. Takie uogólnienie należy uznać za zbyt śmiałe i dlatego wymagające dyskusji. Szereg faktów podanych przez autorów przeczy tej tezie, a przede wszystkim już sama obecność lessu, która świadczy o istnieniu na tym obszarze, przynajmniej w jakimś okresie, środowiska peryglacialnego. Kliny zmarzlinowe koło Konstancy stanowią dowód występowania wiecznej zmarzliny i nie można wiązać ich genezy, jak to czynią autorzy, z bliżej nieokreślonymi, lokalnymi tylko warunkami klimatycznymi. Autorzy powołują się na pracę Büdela (1951), z której wynika, że Dobrudża w plejstocenie leżała w zasięgu lessowego stepu. Nie wydaje się jednak, aby owa strefa była jednoznaczna z pojęciem dziedziny umiarkowanej, jak to wynika z podanego wyżej cytatu. Zjawiska peryglacialne w Rumunii są znane geografom rumuńskim (Mihailescu i Movarin 1957), a po raz pierwszy chyba zwrócił uwagę na nie Jahn (1955).

Wątpliwość budzi również twierdzenie, że o przemianie pyłu eolicznego w less decyduje wietrzenie. Wydaje się, że proces ten jest bardziej złożony i słuszniej byłoby stosować za Kádárem (1956) termin *diagenesa*.

Mimo tych wątpliwości trzeba stwierdzić, że publikacja Haasego i Richtera jest ogromnie interesująca. Zawiera ona bardzo bogaty materiał obserwacyjny szczegółowo opracowany pod względem pedologicznym i granulometrycznym. Wielką wartością tej pracy jest charakteryzowanie kopalnych gleb i cech strukturalnych lessu. W zakresie pierwszego zagadnienia osiągnięto poważne rezultaty dzięki paralelizacji horyzontów glebowych z dobrze datowanymi poziomami gleb kopalnych Dolnej Austrii. W zakresie drugiego problemu bardzo interesujące są opisy cech strukturalnych lessu. Struktura i frakcja lessu na wybrzeżu Morza Czarnego odpowiada cechom, jakie posiada tzw. less typowy. Natomiast z analizy granulometrycznej lessu z Rumunii środkowej (Jahn 1955) wynika, że jest to osad bardziej gruboziarnisty.

Zagadnienie genezy lessu jest, mimo wielu osiągnięć, sprawą nadal otwartą i wymaga dalszych, szczegółowych badań regionalnych.

A. Sadłowska

Jelena Marković-Marjanović — Srednji Banat. *Zbornik Matice Srpske*, sekcija prirodozn. nauka, 9, Novi Sad 1955; s. 43—66, 1 mapka, 9 prof. i 1 szkic w tekście.

Przedmiotem pracy jest charakterystyka czterech wyróżnionych przez autorkę jednostek morfologicznych Banatu środkowego. Dość dużo uwagi poświęcono zagadnieniu teras. Ponad współczesnym dnem dolin zbudowanym z piasków i glin (mad), w ujściowym odcinku doliny Cisy występuje jedna terasa nadzalewowa (5—7 m), a w dolinie Tamiša dwie (niższa 3—4 m i wyższa 5—7 m). W materiale teras nadzalewowych autorka stwierdziła 3 serie akumulacyjne, a mianowicie (od góry): 1. less subaeralny („ziemny”) o miąższości do 2 m, 2. less bagienny o miąższości podobnej i 3. warstwowane piaski rzeczne. Na tej podstawie wyróżnione zostały 2 fazy rozwoju terasy wyższej, tzn. faza fluwialna i eoliczna. Ta druga faza miała się zakończyć po osadzeniu lessu subaeralnego akumulacją piasku wydmowego, który zresztą występuje tylko miejscami. Warto zwrócić uwagę, że

tw. less bagienny przedstawia najprawdopodobniej produkt „zazębienia się” obu faz. Ten rodzaj osadów lessowych wyróżniany w Jugosławii występuje na terenie Banatu w dwu odmianach. Pierwsza odmiana reprezentuje osad typowego środowiska bagiennego. Druga powstała w zasadzie w warunkach podobnych, ale przy współudziale wody rzecznej, w bagnach położonych w pobliżu koryta rzecznego. Obie odmiany są bardzo podobne pod względem litologicznym, w związku z czym trudno je wyróżnić; obie zawierają także faunę bagienną, szczególnie *Planorbis*.

Autorka nie określiła niestety dokładniej wzajemnego stosunku niższej i wyższej terasy nadzalewowej, a także i relacji obu tych form — zbudowanych częściowo z lessu — do lessu subaeralnego pokrywającego plateau Tamiś. Opierając się na profilach załączonych do tekstu (rys. 9 — 11) można wnioskować, że: 1° terasa niższa jest „włożona” w wyższą, tzn. jest poziomem akumulacyjnym podobnie jak i współczesne dno doliny; 2° utwory terasy wyższej spoczywają na powierzchni erozyjnej ścinającej pokrywę lessową plateau Tamiś. Biorąc pod uwagę, że na tej wyżynie występują dwa lessy przedzielone głębą kopalną zaliczaną do młodszych utworów tego rodzaju, mielibyśmy w tej części Banatu cztery wyraźne okresy akumulacji lessu. Wydaje się to niezbyt prawdopodobne, tym bardziej, że słaba zresztą akumulacja subaeralna w dwu ostatnich okresach byłaby ograniczona tylko do teras. Z tekstu wynika, że autorka nie miała raczej intencji wyróżniać aż tylu okresów.

Pewne luki w interpretacji faktów można byłoby uzupełnić, gdyby były określone dokładniej stosunki stratygraficzne. Należy podkreślić, że do tego zagadnienia autorka podchodzi bardzo ostrożnie, przedstawiając je w ogólnym tylko zarysie. Nie zmniejsza to oczywiście wartości faktów, które dostarczyły podstaw do chronologicznego określenia zjawisk. Najbardziej interesujące z tych faktów są niewątpliwie zaburzenia w ułożeniu poziomo warstwowych, siwych i ochrowych piasków podścielających pokrywę lessową w Orlovat na wzniesieniu Tamiś. Zaburzenia te autorka interpretowała początkowo (1949) jako formy eoliczne przekształcone w warunkach bagiennych. Po zaznajomieniu się z formami zaburzeń kriogenicznych w utworach terasowych Dunaju w Austrii, uważa je obecnie za formy mrozowe. Stwierdzenie to ma duże znaczenie ze względu na to, że ślady tundrowego środowiska subarktycznego w tej części Europy dotychczas nie były znane. Praca nie zawiera jednak dokładniejszego, udokumentowanego opisu zaburzeń. Podstaw do datowania dostarczyło także znalezisko szczątków *Elephas primigenius*, pozostających *in situ* w lessie bagiennym terasy 5—7 m. W oparciu o te fakty oraz inne stwierdzone poza obszarem omawianym lessy datowane zostały na okres zlodowacenia Würm. W związku z takim określeniem wieku autorka polemizuje z Łaskariewem (1951), który młodsze poziomy lessowe wiązał z holocenem.

Słabą stroną pracy są nazbyt schematyczne, choć liczne (9) profile geologiczne.

H. Maruszczak

J. Zandstra — Un dépôt pollinifère mindélien en Sarre. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1954; s. 204—213.

Ponad trzema poziomami terasowymi w niewielkim grzbiecie między dwiema dolinkami soliflukcyjnymi (cegielnia Breit w Klarenthal koło Sarrebruck) znajduje się odkrywka, w której od góry widzimy dwa lessy leżące na piaskach i żwirach; niżej leżą krioturbacyjnie zaburzone zbite mułki (1,6 m miąższości), dalej 3,2 metrowa seria słabo zaburzonych

mulków z cząstkami organicznymi i 1,6 metrowa seria piaszczysto-mulkowata z wkładką żwiru spoczywająca na skale podłoża.

W mulku zawierającym cząstki humusowe znaleziono pyłki sosny, brzozy i roślin trawiastych odpowiadające interstadiałowi zlodowacenia Mindel, który poprzedzał minimum klimatyczne. Takiemu datowaniu odpowiada pedologiczna i morfologiczna ewolucja obszaru, którą możemy odczytać w odkrywce. Kolejno miały miejsce następujące procesy: 1. osadzanie się mulków w małym jeziorze zastoiskowym, 2. przechodzenie mulków w fację lessową (less); 3. rozwój procesów soliflukcyjnych, 4. ponowna soliflukcja ścinająca osady poprzedniej serii, 5. krioturbacja, 6. osadzanie dolnego lessu, 7. wietrzenie i procesy glebowe w lessie, 8. nowa faza soliflukcji, zaburzenie lessu, 9. osadzanie lessu górnego.

Obydwa silnie zwietrzałe lessy są starsze od zlodowacenia Würm. W Sarre less würmski należy do rzadkości, stąd też lessy spotykane na tym obszarze są silnie wylugowane, zglinione i w niewielkim tylko stopniu przypominają lessy typowe.

Odkrywka w Sarre, jak i bardzo podobna w pobliskiej Saverne, dowodzi istnienia surowego klimatu peryglacjalnego i intensywnej soliflukcji w północno-wschodniej Francji w starszych okresach plejstocenu. Cechą charakterystyczną obydwu odkrywek jest także obfitość mulków.

J. Tricart