

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

LEO KOUTANIEMI, ANDRZEJ RACHOCKI

DOLINA RZEKI OULANKI  
(PÓŁNOCNO-WSCHODNIA  
FINLANDIA)

STUDIUM  
MORFOLOGICZNO-MORFODYNAMICZNE



ROK 1976

ZESZYT 6

**WYKAZ ZESZYTÓW  
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ  
za ostatnie lata**

1971

- 1/2 **Teoretyczne problemy współczesnej kartografii**, s. 227 + nlb., zł 30,—
- 3/4 **Problemy regionalizacji w krajach Trzeciego Świata**, s. 232, zł 30,—

1972

- 1 **Procesy urbanizacji w ZSRR**, s. 132 + nlb., zł 30,—
- 2 **Metody fotointerpretacyjne w badaniach geograficznych**, s. 173 + nlb., zł 30,—
- 3/4 **Modele migracji**, s. 426 + nlb., zł 66,—

1973

- 1 **Geografia rolnictwa. Problematyka i kierunki badań**, s. 200 + nlb., zł 30,—
- 2 **Problemy urbanizacji w krajach Trzeciego Świata**, s. 174, zł 27,—
- 3/4 **Kartograficzna metoda badań w geografii**, s. 166 + nlb., zł 30,—

1974

- 1/2 **Przestrzeń krajów Trzeciego Świata. Problemy metodologiczne**, s. 212, zł 48,—
- 3/4 **Zasoby, człowiek i środowisko**, s. 93, zł 24,—

1975

- 1/2 **Przestrzenna dyfuzja innowacji**, s. 202, zł 48,—
- 3/4 **Matematyczne modelowanie środowiska**, s. 131, zł 48,—

1976

- 1 **Modele w geografii fizycznej**, s. 151, zł 24,—
- 2 **Modele dyfuzji i łańcuchy Markowa w analizie przestrzennej**, s. 124, zł 24,—
- 3/4 **Metody matematyczne w badaniach struktury przestrzennej rolnictwa (w druku)**

**DOLINA RZEKI OULANKI  
(PÓŁNOCNO-WSCHODNIA FINLANDIA)  
STUDIUM MORFOLOGICZNO-MORFODYNAMICZNE**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND OF SPATIAL ORGANIZATION

---

LEO KOUTANIEMI, ANDRZEJ RACHOCKI

THE OULANKA VALLEY (NORTH-EAST FINLAND)  
MORPHOLOGICAL-MORPHODYNAMICALLY STUDY



YEAR 1976

FASC. 6

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>



POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

---

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

LEO KOUTANIEMI, ANDRZEJ RACHOCKI

Dolina rzeki Oulanki  
(północno-wschodnia  
Finlandia)

Studium  
morfologiczno-morfodynamiczne



ROK 1976

ZESZYT 6

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Halina Szulc  
Sekretarz Redakcji: Zuzanna Siemek  
Członkowie: Kazimierz Klimek, Wanda Spryszyńska,  
Władysława Stola, Andrzej Żeromski

Opracowano pod kierunkiem prof. dr. hab. Jana Szupryczyńskiego

### Adres Redakcji:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania  
Polskiej Akademii Nauk  
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Redaktor Wydawnictwa: Marzena Pawłowska-Chachaj

Redaktor techniczny: Ryszard Ulanecki

*Printed in Poland*

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1977.  
Nakład: 450 egz. Objętość: ark. wyd. 6,90, ark. druk. 3,88 + 15 wkl.,  
ark. form. A<sub>1</sub> 5,15. Papier druk. sat. kl. IV, 70 g, 70 × 100. Oddano  
do składania 30 VI 1977. Podpisano do druku 16 XI 1977. Druk  
ukończono w listopadzie 1977 r. Wrocławska Drukarnia Naukowa.  
Zam. nr 1407/77 — G-10 — Cena zł 24.—

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	7
I. Ogólna charakterystyka dorzecza Oulanki . . . . .	7
Położenie i stosunki hipsometryczne . . . . .	7
Warunki klimatyczne i szata roślinna . . . . .	10
Budowa geologiczna podłoża podczwartorzędowego . . . . .	14
Osady i formy rzeźby glacialnej . . . . .	16
Deglacjacja ostatniego zlodowacenia w obrębie dorzecza . . . . .	17
II. Morfologiczna charakterystyka doliny Oulanki . . . . .	19
Morfometria i morfologia formy . . . . .	19
Kilka uwag o postglacialnym rozwoju doliny . . . . .	24
III. Charakterystyka wybranych elementów hydrologicznych Oulanki . . . . .	25
IV. Współczesne przejawy rzeźbotwórczej działalności procesów rzecznych . . . . .	30
Boczne podcinanie brzegów . . . . .	30
Morfologia powierzchni oraz struktura wewnętrzna łąch zakolowych . . . . .	36
Podstawowe formy dna koryta rzecznego . . . . .	53
Zakończenie . . . . .	54
Literatura . . . . .	56
The Oulanka Valley (North-East Finland). Morphological-morphodynamically study. Summary . . . . .	59
Долина реки Оулянки (северовосточная). Финляндия Морфологическо-морфодинамическое исследование. Резюме . . . . .	61

WYKAZ TREŚCI

Wstęp  
1. Oznaczenie i zakres przedmiotu  
2. Podział na części

WYKAZ TREŚCI

1	Wstęp
2	1. Oznaczenie i zakres przedmiotu
3	2. Podział na części
4	3. Wykaz treści
5	4. Wykaz treści
6	5. Wykaz treści
7	6. Wykaz treści
8	7. Wykaz treści
9	8. Wykaz treści
10	9. Wykaz treści
11	10. Wykaz treści
12	11. Wykaz treści
13	12. Wykaz treści
14	13. Wykaz treści
15	14. Wykaz treści
16	15. Wykaz treści
17	16. Wykaz treści
18	17. Wykaz treści
19	18. Wykaz treści
20	19. Wykaz treści
21	20. Wykaz treści
22	21. Wykaz treści
23	22. Wykaz treści
24	23. Wykaz treści
25	24. Wykaz treści
26	25. Wykaz treści
27	26. Wykaz treści
28	27. Wykaz treści
29	28. Wykaz treści
30	29. Wykaz treści
31	30. Wykaz treści
32	31. Wykaz treści
33	32. Wykaz treści
34	33. Wykaz treści
35	34. Wykaz treści
36	35. Wykaz treści
37	36. Wykaz treści
38	37. Wykaz treści
39	38. Wykaz treści
40	39. Wykaz treści
41	40. Wykaz treści



## WSTĘP

Płynąca w północno-wschodniej części Finlandii rzeka Oulankajoki, ze względu na położenie swego dorzecza oraz znakomitą czytelność form współczesnej rzeźby fluwialnej, jest wyjątkowo dogodnym obiektem dla badań geomorfologicznych.

Prace terenowe prowadzone były w jej dolinie w miesiącach: maju, częściowo czerwcu oraz lipcu 1975 r. Obejmowały one elementy morfologii doliny, efekty współczesnego podcinania bocznego teras oraz formy i struktury sedymentacyjne powstające w obrębie łańcuchów zakolowych.

W trakcie badań do przemieszczania się w trudnym i słabo zaludnionym terenie używano samochodu terenowego, a na rzece — łodzi z doczepnym motorem.

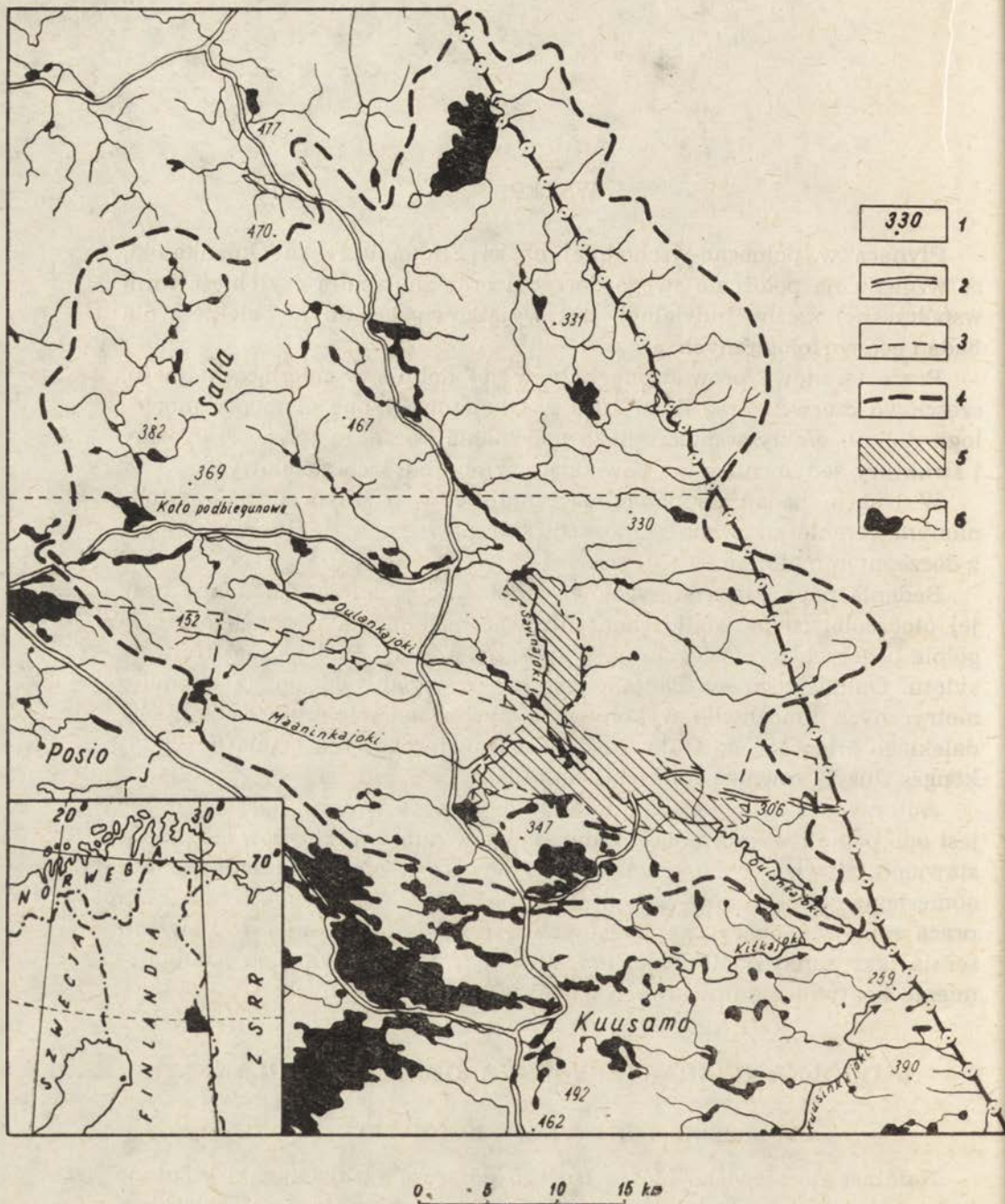
Badania poprzedziła szczegółowa analiza zdjęć lotniczych doliny oraz jej otoczenia, co pozwoliło skoncentrować badania na terenach o szczególnie bogatych formach rzeźby. Wyposażenie Stacji Biologicznej Uniwersytetu Ouluńskiego w Kiutaköngäs w przyrządy do analiz granulometrycznych umożliwiło wykonywanie tychże na miejscu, bez potrzeby dalekiego przewozu do Oulu. Podczas badań terenowych stacja w Kiutaköngäs służyła również autorom jako baza.

Autorzy przedstawionego studium zdają sobie w pełni sprawę, iż nie jest ono pełne i wyczerpujące. Zauważalny w nim brak ilościowego przedstawienia zjawisk morfodynamicznych wynika z braku istnienia punktu odniesienia dla pomiarów zachodzących procesów. W założeniach piszących praca niniejsza oparta na badaniach z roku 1975 stwarza w pewnym sensie taki punkt odniesienia, umożliwiając tym samym Leo Koutaniemiu kontynuację ilościowych badań w latach następnych.

## I. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA DORZECZA OULANKI

### POŁOŻENIE I STOSUNKI HIPSOMETRYCZNE

Należące do zlewiska Morza Białego dorzecze rzeki Oulanki położone jest w północno-wschodniej części Finlandii na pograniczu ze Związkiem Radzieckim (ryc. 1; fot. 1). Charakterystyką podstawowych elementów środowiska naturalnego objęto tylko część dorzecza (liczącą około 1700 km<sup>2</sup>) zamykającego się ujściem rzeki Kitkajoki. Główna rzeka dorzecza — Oulanka odprowadza swe wody do położonego około 4 km



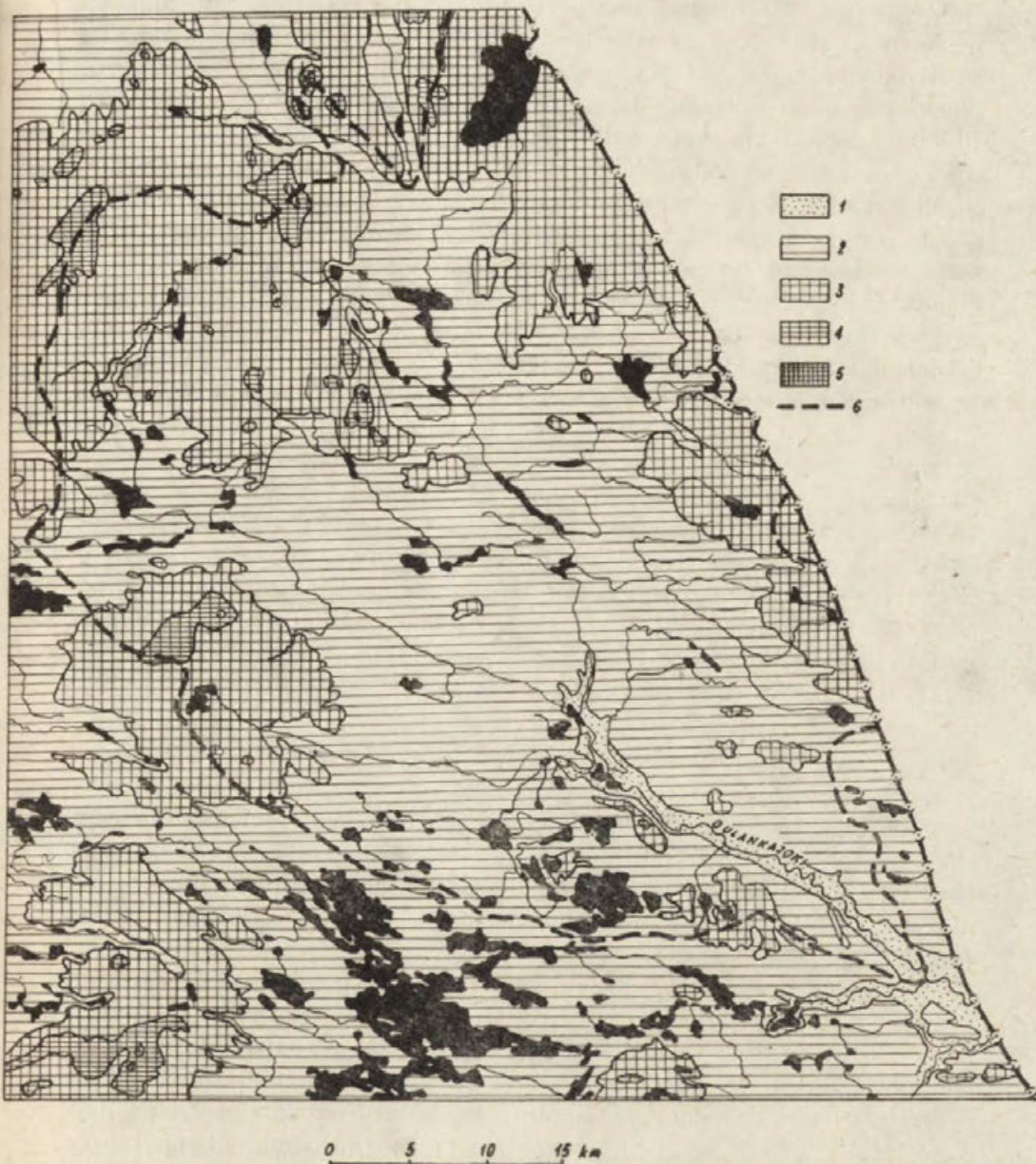
Ryc. 1. Szkic sytuacyjny dorzecza Oulanki

1 — punkty wysokościowe; 2 — główne drogi; 3 — granice komun; 4 — dział wodny; 5 — obszar Parku Narodowego Oulanki; 6 — rzeki i jeziora

Location of the drainage area of Oulanka

1 — point of altitude; 2 — main roads; 3 — communal boundaries; 4 — frontier of the drainage area; 5 — boundary of Oulanka National park; 6 — lakes and rivers





Ryc. 2. Hipsometria dorzecza (w metrach n.p.m.)

1 — poniżej 200; 2 — 200–280; 3 — 280–360; 4 — 360–440; 5 — powyżej 440; 6 — dział wodny

Relief map of the drainage basin and the surroundings

1 — less than 200; 2 — 200–280; 3 — 280–360; 4 — 360–440; 5 — above 440; 6 — watershed

na wschód od granicy państwowej jeziora Paana, a następnie do jeziora Pia. Dalsze prześledzenie jej biegu na terenie radzieckiej Karelii jest utrudnione, ponieważ w różnych źródłach różnie przedstawiana jest sieć rzeczna tego obszaru.

Geograficzne położenie dorzecza wyznaczają południk 29° długości wschodniej oraz Koło Podbiegunowe Północne, które przecinają się w środkowej części dorzecza. Stacja Biologiczna Uniwersytetu Ouluńskiego, położona w obrębie doliny Oulanki (fot. 2), usytuowana jest około 18 km na południe od Koła Podbiegunowego.

Stosunki wysokościowe dorzecza charakteryzuje typowy dla północnej części Finlandii brak większych deniwelacji. Krajobraz generalnie określić można jako falisty. Ponad stare powierzchnie zrównań gdzieniegdzie tylko wznoszą się twardzielowe ostańce wyższych wzniesień. Według *Atlas of Finland* (1960) obszar ten określany jest jako „krajobraz gór wyspowych”. W podziałach regionalnych kraju zalicza się go do Pogórza Środkowo-fińskiego (J. G. Granö 1952). Na terenie dorzecza Oulanki przeważają wysokości bezwzględne rzędu 200—360 m npm., tylko kilka izolowanych wierzchołków osiąga tu wysokości ponad 400 m npm. (ryc. 2). Istniejące różnice wysokości względnych pozwalają zaliczyć dorzecze do obszarów podgórskich o urzeźbieniu żywym, gdzie średnie różnice wysokości wahają się w granicach 50—200 m (J. G. Granö 1952). Rozmieszczenie form rzeźby dorzecza w głównej mierze uwarunkowane jest nierównościami podłoża skalnego wynikłego z jego zmiennej przestrzennie odporności (J. G. Granö 1952; J. Talvitie, S. Luoma-aho 1972; J. Talvitie, H. Paarma 1973). Jedynie nieliczne na obszarze dorzecza wały ozów nie wykazują bezpośredniego związku z rzeźbą podłoża skalnego.

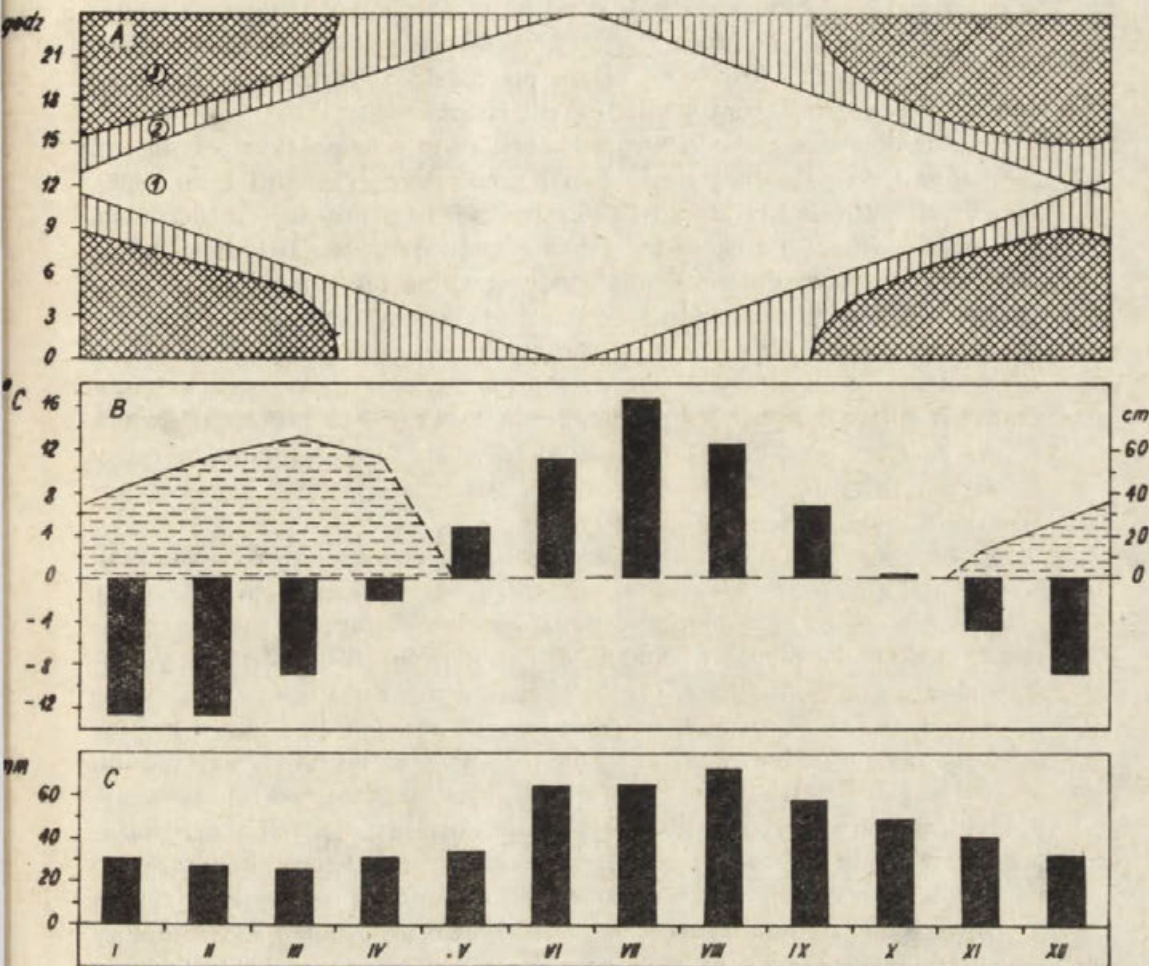
#### WARUNKI KLIMATYCZNE I SZATA ROŚLINNA

Pod względem warunków klimatycznych najogólniej obszar dorzecza Oulanki zaliczony być może do północnej strefy klimatu borealnego, podstrefy umiarkowanej zimnej (H. E. Landberg i in. 1965) lub według klasyfikacji Köppena do typu zimnego, śnieżnego klimatu leśnego (Köppen i in. 1958).

Dane meteorologiczne pochodzące ze stacji położonej w centrum komuny Kuusamo wykazują, że średnia roczna temperatura tego obszaru wynosi 0°C. Średnie wartości temperatury miesięcy najzimniejszych — stycznia i lutego wynoszą -12,4°C, a miesiąca najcieplejszego — lipca +14,7°C. Średnia wieloletnia amplituda miesięcy najzimniejszych i najcieplejszych wynosi więc 27,1°. Średnie roczne maksimum temperatury wynosi +27,6°C, a takie samo minimum -36,1°C (O. Kolkki 1965). Pod względem warunków termicznych pagórkowaty obszar Kuusamo-Salla jest najbardziej kontynentalną częścią Finlandii. Stosunki wilgotnościowe wskazują jednak na istnienie pewnej oceanizacji klimatu spowodowanej penetracją letnią wilgotnych mas powietrza przynieszonego przez wiatry wschodnie znad obszarów Morza Białego (Y. Vasari 1962; T. Ahti, L. Hämet-Ahti 1971).

Roczna ilość opadów w Kuusamo wyraża się liczbą około 520 mm, z czego około 200 mm spada podczas miesięcy letnich. Opady śniegu





Ryc. 3. Przebieg podstawowych elementów klimatycznych

A — zmienność długości dnia w okresie rocznym: 1 — światło dzienne, 2 — astronomiczny półmrok, 3 — noc na Kole Podbiegunowym; B — średnie miesięczne temperatury (1931—1960) oraz grubość pokrywy śnieżnej (1911—1960); C — średni opad miesięczny (1931—1960)

A course of main climatic elements

A — sunrise, sunset: 1 — daylight, 2 — astronomic twilight, 3 — darkness in the Arctic Circle; B — monthly mean temperatures (1931—1960) and thickness of snow cover; C — monthly mean precipitation (1931—1960)

przynoszą średnio około 45% opadu rocznego. Pokrywa śnieżna zaczyna się formować w początkach listopada, a maksymalną grubość osiąga w marcu (70 cm). Zanik pokrywy śnieżnej na terenach otwartych trwa do połowy maja (T. O. Lavila 1972). W związku ze swoim położeniem geograficznym obszar dorzecza podlega okresowym wahaniom długości dnia, co również odbija się na przebiegu elementów meteorologicznych (ryc. 3).

Zmiany warunków mikroklimatycznych szczególnie wyraźnie dają się obserwować w dolinie Oulanki. Pomiary wykonane na jej zboczach

w odległości około 100 m w górę rzeki od wodospadu Kiutaköngäs wykazały, że średnia temperatura miesięcy zimowych jest o 2,0—2,5° wyższa, a miesięcy letnich o 0,8—1,4° niższa niż na dnie. Termicznie jest więc dno doliny bardziej „kontynentalne” niż zbrocza.

Obszar dorzecza Oulanki w przeważającej mierze pokryty jest lasami zaliczanymi do północnej strefy lasów szpilkowych (T. Ahti i in. 1968). Przewaga naturalnych zbiorowisk leśnych i bagiennych jest ogromna, obejmują bowiem one około 95% powierzchni dorzecza. Jedynie lokalnie napotkać można wzdłuż rzek małe powierzchnie łąk dolinnych porastających najniższe poziomy terasy zalewowej. Tereny użytkowane rolniczo, głównie w postaci łąk i pastwisk, obejmują około 3% powierzchni dorzecza (*Atlas of Finland* 1960). W drzewostanie lasów pokrywających dorzecze w 60% jego powierzchni dominuje sosna (*Pinus silvestris*), świerk (*Picea excelsa*) oraz brzoza (*Betula pubescens*). Lasy z przewagą sosny i świerka zajmują 80%, a z przewagą brzozy 10% produktywnej powierzchni leśnej (*Atlas of Finland* 1960).

Typy zbiorowisk leśnych w silnym stopniu powiązane są z lokalnymi warunkami glebowymi, rzeźbą terenu, wilgotnością, ekspozycją stoków itp. Uwidacznia się to szczególnie silnie w obrębie doliny Oulanki, w miejscach, gdzie rzeka płynie wzdłuż zboczy zbudowanych z materiału glaciofluwialnego (L. Koutaniemi 1974). W najniższej strefie pionowej sięgającej 5 m nad poziom rzeki, w runie leśnym przeważają gatunki mchów (*Hylocomium*) oraz borówek. Powyżej tego pasa aż po najwyższy poziom zasypania glaciofluwialnego, tj. około 25 m nad poziom rzeki, przeważają gatunki charakterystyczne dla lasów umiarkowanie suchych z przeważającymi w runie wrzosami. Następna strefa wysokościowa kończąca się na wysokości około 35 m nad poziom rzeki cechuje się bez wyjątku runem z przewagą gatunków *Calluna-Cladina*. Powyżej tej granicy zbrocza doliny oraz przylegający do nich płaskowyż pokrywają lasy, w których runie przeważają wrzosy i borówki, a także lokalnie mchy. Obecność tych ostatnich, zdaniem niektórych badaczy (T. Ahti i in. 1968), jest wskaźnikiem pewnej oceanizacji klimatu. Najwyższe kulminacje terenu o wysokościach przekraczających 400 m n.p.m. wykraczają ponad górną granicę lasów i w całości pokryte są przeważnie wrzosowiskami, wśród których pojedynczo tylko występują sosny i świerki, przeważnie w formie skarłowaciałej (Y. Vasari 1962).

W obrębie doliny Oulanki brak w zasadzie typowych zbiorowisk bagiennych, które powszechnie występują tylko w górnym odcinku jej biegu. Przeważnie są to torfowiska porośnięte sosną. Bezdrzewne torfowiska sphagnowe występują rzadziej. Oba wymienione typy torfowisk zajmują na terenie dorzecza 40—50% obszarów podmokłych (*Atlas of Finland* 1960). Oprócz tego na wzmiankę zasługują jeszcze tzw. torfowiska wiszące rozwinięte na zboczach dolin, maskujące sobą rzeźbę stoków (V. Auer 1952; P. Havas 1961).

Pod względem florystycznym obszar dorzecza Oulanki należy do naj-

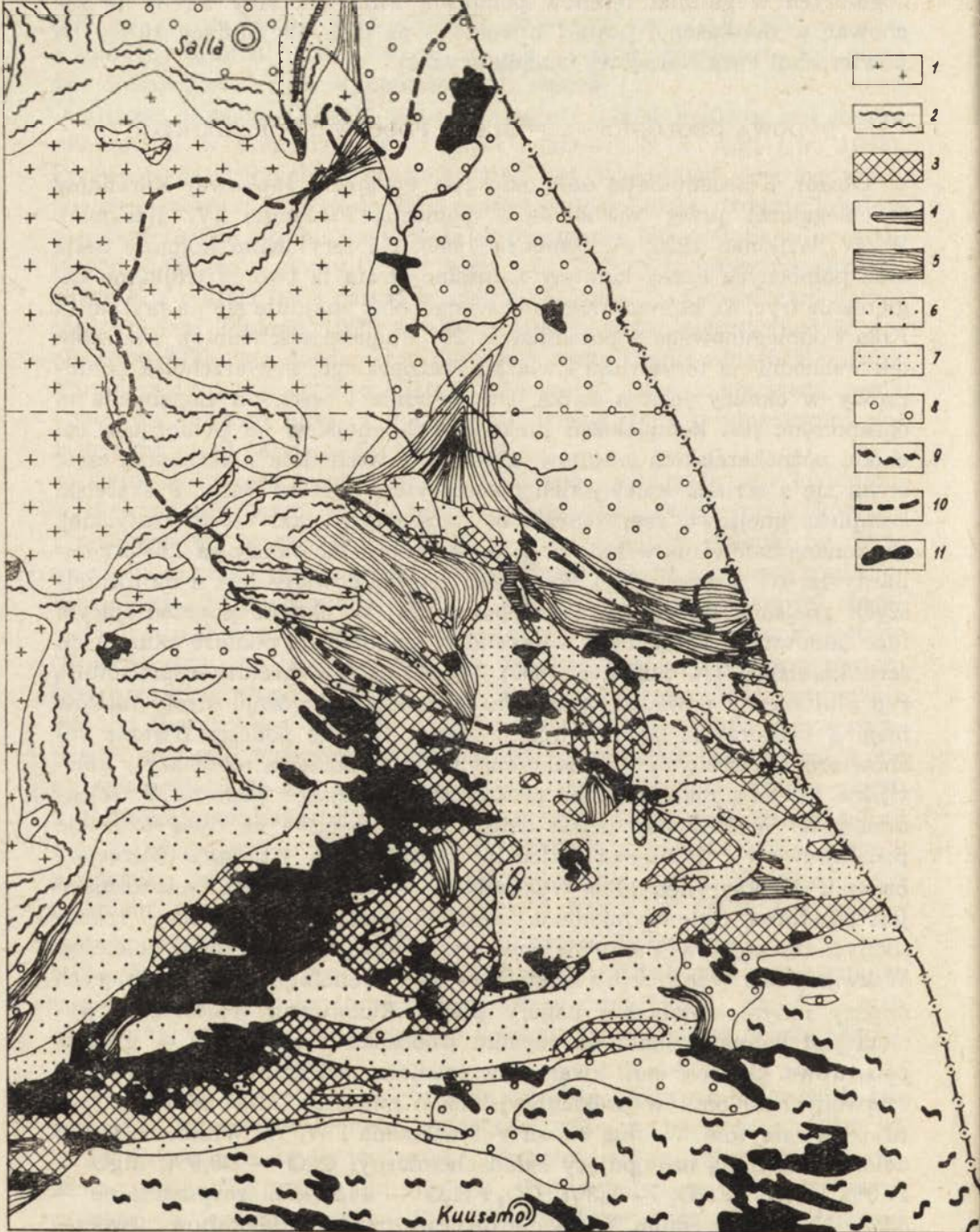


bogatszych w gatunki terenów północnej Finlandii. Aby tereny te zachować w nieskażonej postaci utworzono na nich obejmujący 10 700 ha powierzchni Park Narodowy Oulanki (ryc. 1).

#### BUDOWA GEOLOGICZNA PODŁOŻA PODCZWARTORZĘDOWEGO

Obszar Kuusamo-Salla zaliczany jest do strefy łupkowej Karelidów przebiegającej przez wschodnią i północną Finlandię (V. Hackman, W. W. Wilkman 1925; A. Simonen 1960). Na terytorium komuny Salla oraz północnych części komuny Kuusamo strefa ta tworzy trójkątne zagłębienie (ryc. 4), którego północny wierzchołek znajduje się na przecięciu Koła Podbiegunowego z południkiem  $29^\circ$  długości wschodniej, wierzchołek wschodni na terytorium Związku Radzieckiego, a wierzchołek południowy w okolicy jeziora Kitka. Od południa i wschodu zagłębienie to ograniczone jest kompleksem prekarelskich gnejsów, od północnego zachodu późnokarelskich granitów, a północno-wschodnia i wschodnia część styka się z seriami kalewjskich metabazytów obszaru Salla. Prekarelski kompleks gnejsowy reprezentuje najstarsze typy skał tarczy bałtyckiej. Wykonane datowania wskazują, że wiek ich oceniać należy na 2,6—2,8 miliardy lat (O. Kouvo 1958). Kompleks ten zbudowany jest z najróżniejszych gnejsów, kwarcytów i granodiorytów. W okresie poprzedzającym fazę fałdowań Svekofenidów i Karelidów stanowił on podłoże akumulacji serii karelskiej (A. Simonen 1960). Późnokarelskie granity reprezentują typ plutoniczny powstały w wyniku intrudowania górnej strefy łupków magmą wdzierającą się szczelinami tworzącymi się podczas trwania ruchów orogentycznych. Po wschodniej stronie obniżenia metabazyty kalewjskie zalegają niezgodnie na prekarelskich gnejsach podłoża. V. Hackman i W. W. Wilkman (1929) dzielili serię karelską na dwie formacje podstawowe — Jatulijską (młodsza) i Kalewjską (starsza). Późniejsze badania (H. Väyrynen 1933) wykazały, że relacja wiekowa tych formacji jest odwrotna. Obie wymienione formacje składają się głównie z różnorodnych kwarcytów i łupków mikowych, którym towarzyszą dolomity. W kwarcytach tych (ortokwarcytach — A. Silvenoinen 1972), budujących między innymi ostańcowe pagóry pasma Rukatunturi-Valtavaara, wycięta jest dolina Oulanki na odcinku wodospad Kiutaköngäs — granica państwowa. Grubość serii kwarcytów oceniana jest na około 600 m. Seria czerwonych dolomitów prekambryjskich o miąższości 100 m towarzyszy tu ortokwarcytom. Według badań V. Hackmana i W. W. Wilkmana (1929) dolomity te mają następujący skład chemiczny: CaO — 28,6%, MgO — 17,3%,  $Al_2O_3 + Fe_2O_3$  — 2,3%,  $CO_2 + H_2O$  — 44,9%, nierozpuszczalne — 8,8%. Na bezpośrednim kontakcie ortokwarcytów i dolomitów utworzony jest przełom Oulanki z wodospadem Kiutaköngäs, którego lewe zbocze budują dolomity ze śladami płaszczyzn fałdowań, prawe zaś wymienione ortokwarcyty.

Osobliwością geologiczną doliny Oulanki jest tzw. „zlepianiec z Taival-





köngäs" (fot. 3). Wiek jego określany jest również na prekambryjski, a występowanie ograniczone do wschodniej odnogi wodospadu Taival-köngäs, gdzie pod kątem  $30^\circ$  jego warstwy zapadają w kierunku zachodnim (fot. 4). Na zlepieniec ten składają się bardzo dobrze obrobione otoczaki o średnicach 5—20 cm spojone lepiszczem krzemionkowym. Pozycja stratygraficzna zlepieńca nie jest dotychczas jednoznacznie ustalona.

Pod względem tektonicznym obszar dorzecza Oulanki przedstawia układ wysoce skomplikowany (J. Talvitie, H. Paarma 1973). Główne linie uskokowe przecinają go w kierunku EES—WWN. Słabiej i w sposób nieciągły zaznaczają się linie uskoków o kierunku SE—NW oraz NE—SW (M. Härme 1961).

#### OSADY I FORMY RZEŻBY GLACJALNEJ

Okres ostatniego zlodowacenia charakteryzował na terenie dorzecza ruch mas lodowych odbywający się w dwu zasadniczych kierunkach — z zachodu na wschód i z północnego zachodu na południowy wschód (K. Hänninen 1915; R. A. Aario i in. 1974; G. Glückert 1974). Osady preglacjalne, jeżeli istniały, zostały wówczas wyprątnięte, a podłoże skalne ulegało w tym czasie silnej egzaracji.

Po ustąpieniu zlodowacenia prekambryjskie skały podłoża przybrały formy lekko falistych wzniesień pokrytych nieciągłą warstwą osadów lodowcowych i wodnolodowcowych. Największe procentowo powierzchnie pokryte są niewarstwowanymi utworami zwałowymi i ablacyjnymi (ryc. 5). Liczne wychodnie skał na wierzchołkach i zboczach wzgórz wskazują, iż pokrywa czwartorzędowa jest małej miąższości.

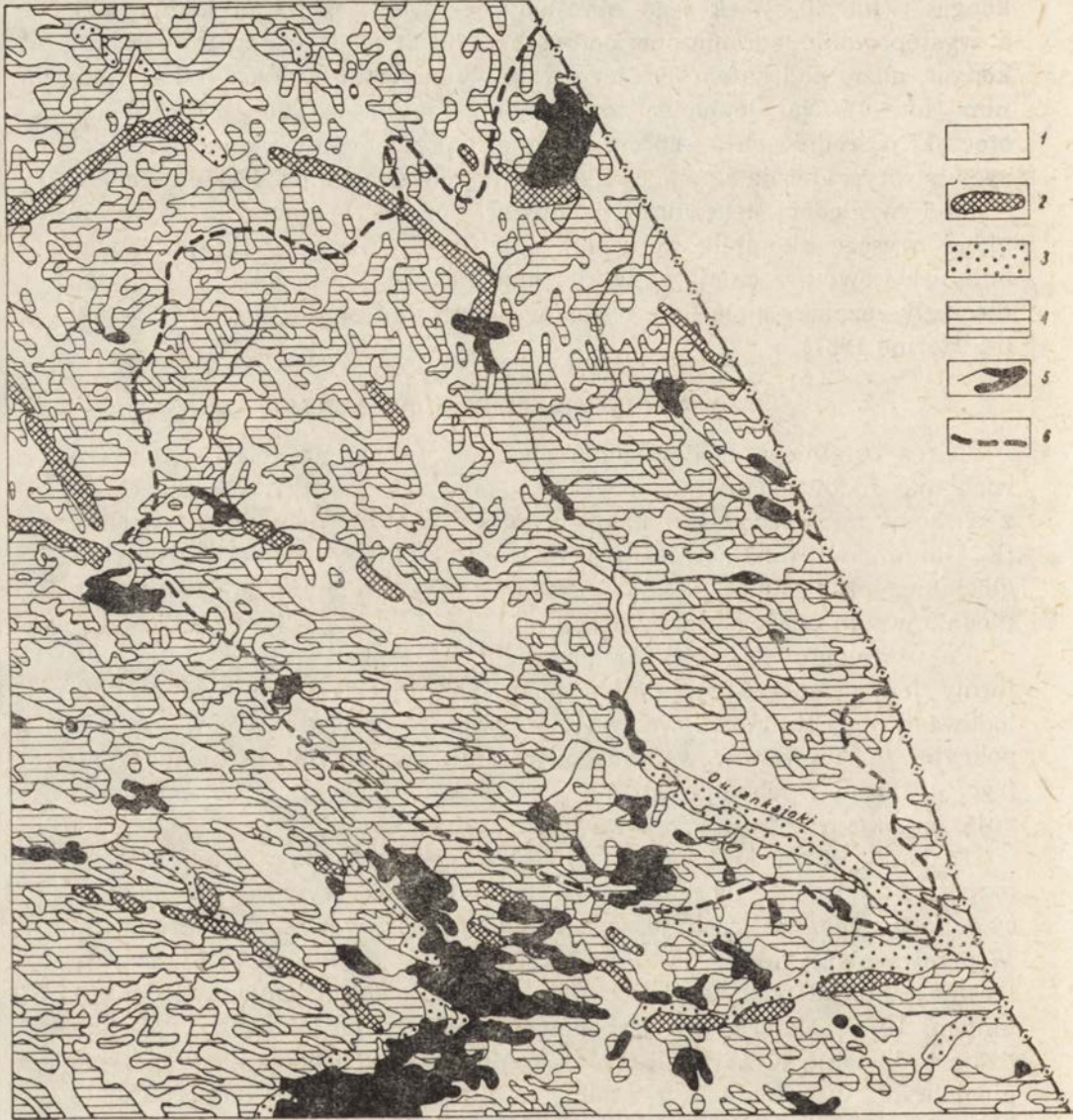
Badania R. Aario i innych (1974) na obszarze pola drumlinowego rozpościerającego się na południe od doliny Oulanki wykazały, że budujący te formy materiał cechuje wysoka jednorodność w przekroju pionowym. W przeważającej mierze są to niewarstwowane piaski. Identyczny charakter ma materiał pokrywający częściowo zbocza doliny Oulanki (L. Koutaniemi 1974). Materiał ten jest głównie pochodzenia lokalnego. Potwierdzają to badania K. Virkkali (1956). W przebadanych przez niego osadach glacialnych w rejonie Hyrynsalmi (5 km na południe od Kuusamo) 50% gładów złożone jest na miejscu oderwania, 30—40% odbyło transport o długości kilku kilometrów, a tylko 10—20% przyniesione zostało przez

Ryc. 4. Budowa geologiczna regionu Kuusamo—Salla (wg V. Hackmana 1910; V. Hackmana, W. W. Wilkmana 1925)

1 — granity późnokarelskie; 2 — gnejsy migmatytowo-mikowe; 3 — metabazyty jatulijskie; 4 — dolomity jatulijskie i karelskie; 5 — kalevijskie łupki mikowe i hornblendowe; 6 — kwarcyty kalevijskie; 7 — kwarcyty jatulijskie; 8 — metabazyty kalevijskie; 9 — prekarelskie gnejsy bazalne; 10 — dział wodny; 11 — jeziora

Main geological features of the Kuusamo—Salla area (after V. Hackman 1910; V. Hackman, W. W. Wilkman 1925)

1 — late Karelian granite; 2 — migmatic-mica gneiss; 3 — Jatulian metabasite; 4 — dolomite (Jatulian and Kalevian); 5 — Kalevian mica schist and hornblenda schist; 6 — Kalevian quartzite; 7 — Jatulian quartzite; 8 — Kalevian metabasite; 9 — pre-Karelian basement gneiss; 10 — frontier of the drainage area; 11 — lakes



Ryc. 5. Osady czwartorzędowe dorzecza Oulanki i okolic (wg E. Hyypä, S. Penttilä 1961)

1 — pokrywy gliniaste i materiał ablacyjny oraz zwałowy; 2 — ozy; 3 — warstwowane piaski i żwiry; 4 — torfy; 5 — rzeki i jeziora; 6 — dział wodny

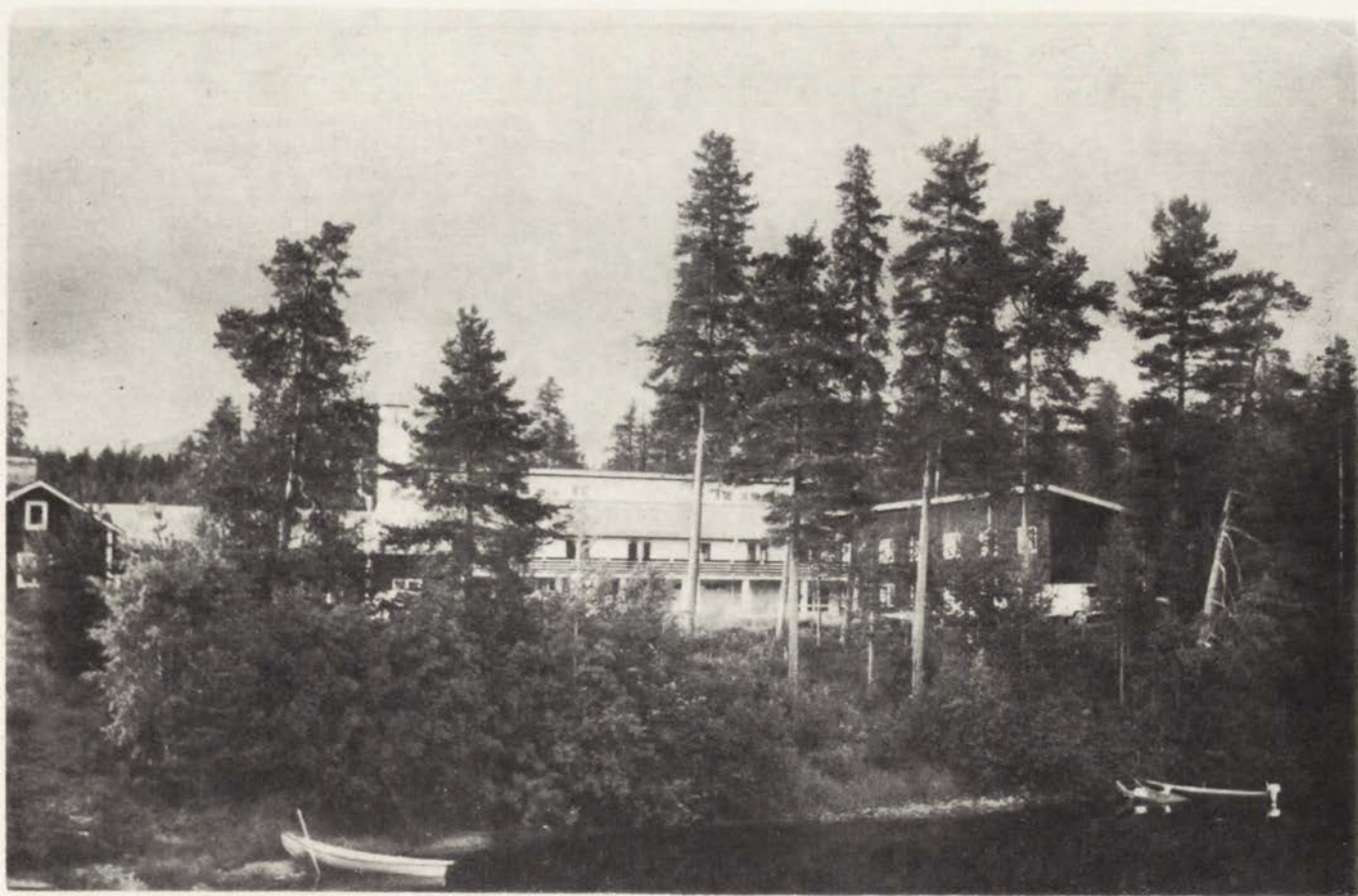
Quaternary deposits of the drainage basin and surroundings (after (E. Hyypä, S. Penttilä 1961)

1 — till; 2 — eskers; 3 — gravel and sand; 4 — peat; 5 — lakes and rivers; 6 — boundary of the drainage area





Fot. 1. Dorzecze Oulanki i okolice. Strzałka wskazuje kierunek ruchu lądolodu  
(publikowane za zezwoleniem Służby Topograficznej Armii Fińskiej)  
Oulankajoki drainage basin and surroundings, arrow show ice movement direction  
(published by approval Finnish Army Map Service)



Fot. 2. Biologiczna Stacja Naukowa Uniwersytetu w Oulu (Kiutaköngäs)  
Biological station in Kiutaköngäs





Fot. 3. Zlepieniec z Taivalköngäs  
(wysokość zapalniczki 6,5 cm)  
Conglomerate from Taivalköngäs  
(lighter is 6,5 cm high)



Fot. 4. Wschodnia część wodospadu Taivalköngäs  
East part of Taivalköngäs waterfall



Fot. 5. Ogólny widok doliny Oulanki (w kierunku SE)

General view of Oulanka river valley (in direction SE)



Fot. 6. Gołoborza na południowo-zachodnim zboczach doliny

Talus cone on SW slope of valley



Fot. 7. Przykład dezintegracji grubokrystalicznego granitu  
Desintegration of granitic rocks

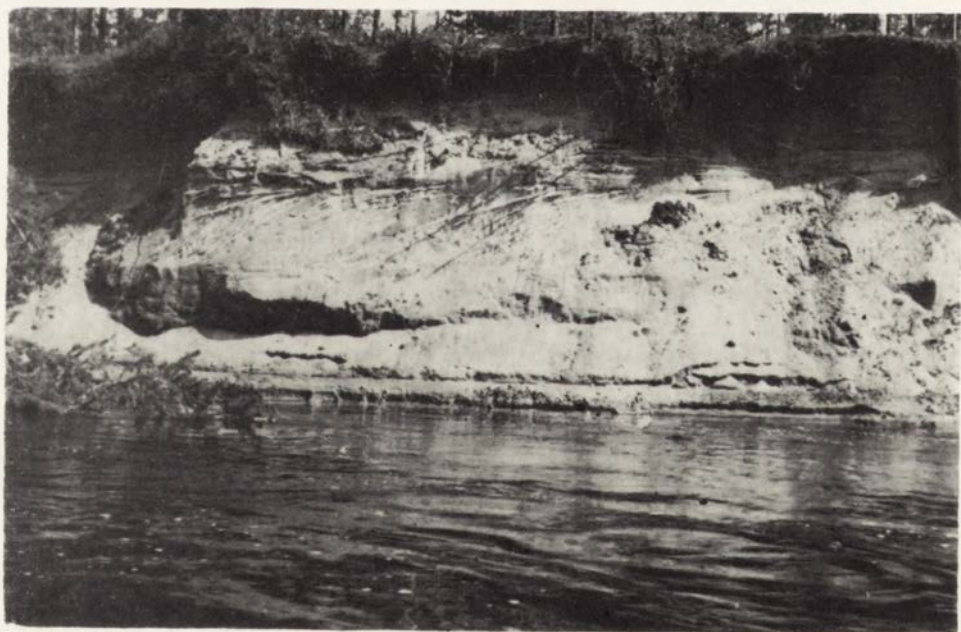


Fot. 8. Kontakt najwyższego poziomu zasypiania z gółoborzami  
Kontakt zone between highest sorted level and talus





Fot. 9. Widok doliny w linii profilu IV (strzałka wskazuje dolinę wód roztopowych)  
A view of valley IV profile line along. Arrow shown melt water channel



Fot. 10. Budowa wewnętrzna terasy nadzalewowej w pobliżu łąchy Jäkälämütka  
Internal structure 4—6 m terrace near Jäkälämütka





Fot. 11. Podcięcie boczne najwyższego poziomu zasypania, widoczne ścieżki zwierzęce oraz osuwające się płyty roślinności  
Erosion scarp of highest sorted level visible "animals paths"



Fot. 12. Fragment wysokiej terasy rzecznej, linią przerywaną zaznaczono przebieg załomów górnej krawędzi  
Part of high river terrace (with interrupted line marked edges)



Fot. 13. Podcinane brzegi terasy nadzalewowej  
Active undercutting in 4—6 m terrace



Fot. 14. Pokrywa lodowa na rzece (zdjęcie wykonane 25 IV 1975)  
Ice cover on Oulanka (photo taken 25 IV 1975)



ładolód z odległości większej niż 10 km. Wykonywane przez autorów na stacji w Kiutaköngäs mikroskopowe badania próbek osadów glacialnych i glaciofluwialnych wskazują we wszystkich przypadkach na prawie kompletny brak ziarn obtoczonych wśród kwarcu oraz minimalne starcie kantów w ziarnach skaleni. Fakt ten wskazuje, że materiał odbył bardzo krótką drogę transportu.

Obserwacje poczynione przez V. Saari (1973) na terenie Parku Narodowego Oulanki, a dotyczące występowania roślin wapniolubnych pozwoliły autorce stwierdzić, że gatunki te występują nie tylko bezpośrednio na glebach o podłożu skał węglanowych, lecz także w bezpośrednim ich sąsiedztwie, w krótkich pasach wyciągniętych zgodnie z kierunkiem ruchu ładolodu. Zgodnie z badaniami wcześniejszymi przyjąć można, że warstwowane piaszczysto-żwirowe osady glaciofluwialne występują jedynie w nielicznych oazach, w zachodniej części dorzecza oraz w postaci wypełnienia doliny Oulanki oraz jej dopływów Kuusinkijoki i Kitkajoki (E. Hyypä, S. Penntilä 1961).

Współczesne osady warstwowane wiążą się głównie z działalnością rzek i powstają na drodze redepozycji osadów glaciofluwialnych, a ich występowanie ograniczone jest do najniższych poziomów den dolinnych.

Znaczna część osadów czwartorzędowych pokryta jest utworami holocenijskimi, z których najpowszechniejszymi są torfy.

Dolina Oulanki na odcinku Hirväsjärvi — granica stanowi linię oddzielającą odmienne typy rzeźby glacialnej. Na południe od doliny występują znaczne ilości drumlinów lub form drumlinopodobnych określanymi terminem „fluting” (K. Hänninen 1915; R. Aario i in. 1974; G. Glücker 1974). W swej pracy R. Aario i współautorzy stwierdzają, że podczas cofania czoła ładolodu jego aktywna strefa marginalna była głównym miejscem powstawania tego typu form. Ich występowanie wiąże się raczej z obszarami o rzeźbie mało urozmaiconej, płaskiej lub lekko falistej. Oprócz pól drumlinowych położonych na południe od doliny Oulanki występują tam także pojedyncze pagóry moreny dennej. Nieliczne ozy oraz twarde ostaniec pasma Rukatunturi-Valtavaara dopełniają zróżnicowania tej nieco monotonnej rzeźby.

Tereny rozciągające się na północ od doliny pod względem morfologii nie są zbyt dokładnie poznane. Zgeneralizowana z konieczności Mapa Czwartorzędu Europy (Arkusz Nordkapp 1971) wskazuje także i tu na występowanie niewielkich pól drumlinowych rozciągających się głównie na zachód od dopływu Oulanki — Savinajoki. Na wschód od tej rzeki przeważa w krajobrazie morena denna pagórkowata spotykana także w zachodnich częściach Laponii Fińskiej (R. Kajansuu 1967).

#### DEGLACJACJA OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA W OBRĘBIE DORZECZA

Poprzez całą Fennoskandię ciągnie się pas moren czołowych świadczący o położeniu krawędzi ładolodu w okresie młodszego dryasu (10 500—

10 200 B.P.). Są to: moreny Salpausselkä w południowej Finlandii, moreny środkowoszwedzkie oraz moreny Ra-Tromsø-Lyngen w południowej i północnej Norwegii. Brak równie wyraźnie zaznaczonych etapów deglacjacji we wschodniej części Finlandii pociąga za sobą w konsekwencji znaczną ilość różniących się między sobą koncepcji dotyczących przebiegu zjawiska (H. Hyvärinen 1966, 1975).

Zgodnie z poglądami przeważającymi w Finlandii do lat czterdziestych wschodnia część kraju uwolniona została od pokrywy lodowej podczas lub nieco przed stadium Salpausselkä. W owym czasie Bałtyk i Morze Białe rozwijały się niezależnie od siebie, oddzielone supraakwaticznym grzbieciem lądowym (M. Sauramo 1940). Tylko okresowo poprzez ten pas łądu odbywały się przelewy wód z Bałtyckiego Jeziora Lodowego na tereny wschodniej Finlandii w rejonie Kuusamo-Salla (E. Hyyppä 1936).

Pogląd o wcześniejszej deglacjacji na wschodzie przetrwał lata czterdzieste. Na podstawie badań prowadzonych na terenie radzieckiej Karelii stwierdzono, że tereny wschodniego obrzeża łądolodu początkowo zalane były wodami Karelskiego Jeziora Lodowego, a później wodami Bałtyckiego Jeziora Lodowego. Karelskie Jezioro Lodowe na północnym-wschodzie łączyło się z Morzem Białym, a na południowym-zachodzie z Morzem Północnym. Fazy Bałtyckiego Jeziora Lodowego zaznaczają się od momentu przebiegu czoła łądolodu mniej więcej wzdłuż obecnej wschodniej granicy Finlandii (E. Hyyppä 1943; K. Virkkala 1948; M. Sauramo 1958). Poglądy te znalazły potwierdzenie w obserwacjach położenia linii brzegowych odpowiadających poszczególnym fazom, a także w badaniach paleobotanicznych i wynikach datowań radiowęglowych (Y. Vasari 1962, 1963; P. Sorsa 1965). Również badania prowadzone na półwyspie Kola zdawały się nie być sprzeczne z rezultatami uzyskanymi w Finlandii (M. A. Ławrowa 1960). Wyniki badań późniejszych przeczą jednak istnieniu późnoglacialnej łączności pomiędzy Bałtykiem i Morzem Białym. Morze Białe uwolnione zostało od lodu i istniało jako zbiornik marginalny, a około 10 000 lat temu uzyskało połączenie z Oceanem Arktycznym (M. G. Grosswald 1972).

W swej ostatniej pracy E. Hyyppä (1966), rozważając fazy rozwojowe Bałtyckiego Jeziora Lodowego, stwierdza, że w dolinie Oulanki (Kiutaköngäs) krawędź łądolodu znajdowała się około 10 800 lat B.P. Uwolnione już od lodu tereny zalane były wodami jezior marginalnych, których linie brzegowe zachowały się obecnie w poziomie 260—280 m n.p.m. Wody tych jezior łączyły się z innymi zbiornikami położonymi od nich na wschód. 650 lat później, zdaniem tego autora, krawędź łądolodu odsunęła się około 100 km na zachód, a izostatyczne dźwiganie doprowadziło do wynurzenia większej części Pogórza Fińskiego w rejonie Kuusamo. Jedynie w dolinach Oulanki i Kuusinkijoki wciskały się fiordowe odnogi zbiornika rozciągającego się na wschód od obecnej granicy. Dalsze dźwiganie łądu w ciągu około 200 lat doprowadziło do osuszenia także i tych części dolin.



Poglądy wyrażone przez E. Hyyppä zaliczyć należy jeszcze do grupy poglądów starszych przyjmujących wcześniejszą deglacjację wschodnich rejonów Finlandii. Liczne, wykonane w ostatnich dziesięciu latach datowania radiowęglowe wskazują, że na wschodzie deglacjacja przebiegała wolniej niż w innych częściach kraju. H. Hyvärinen (1972), na podstawie licznych datowań spagowych warstw torfów z różnych punktów wschodniej Finlandii, stwierdza, że w pobliżu wschodniej granicy kraju czoło lądolodu znajdowało się około 10 000—9500 lat B. P., to jest około 1000 lat później niż przypuszczano dotychczas. Wcześniejsze, „za stare” datowania, wspierające między innymi poglądy E. Hyyppä, obciążone były pewnymi błędami „technologicznymi”. Błędy te spowodowały, iż datowane próbki uważano za starsze niż były w rzeczywistości (J. J. Donner, H. Junger 1974).

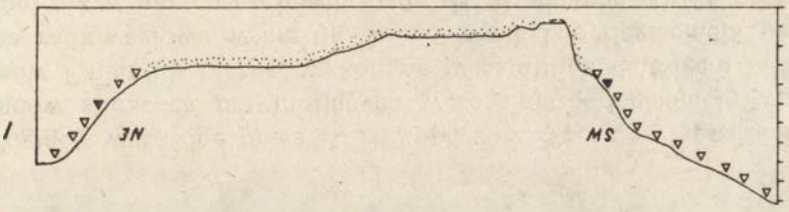
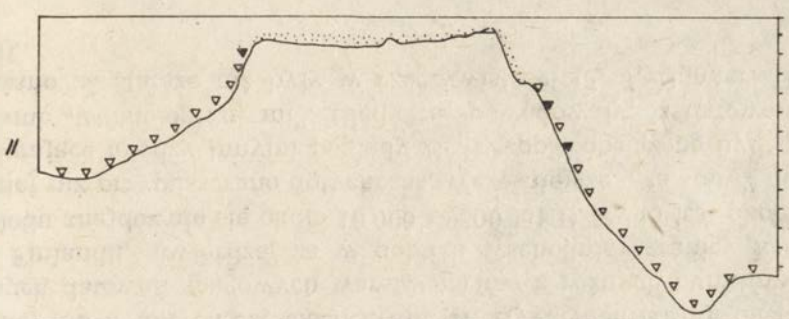
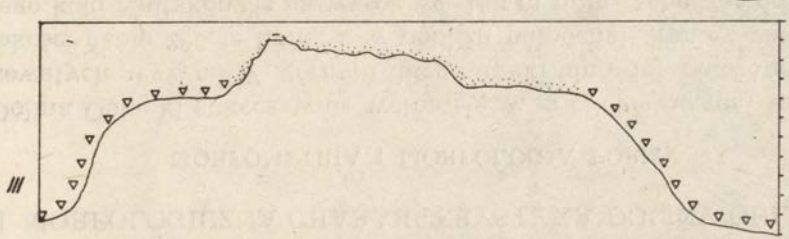
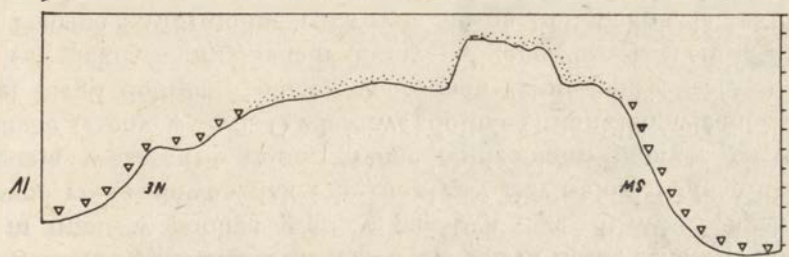
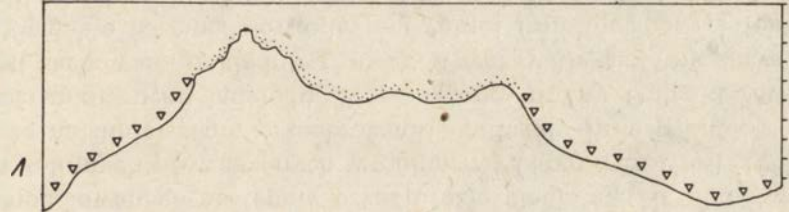
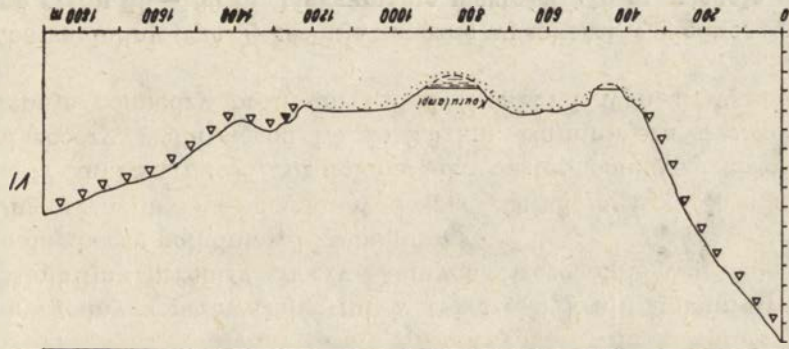
## II. MORFOLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA DOLINY OULANKI

### MORFOMETRIA I MORFOLOGIA FORMY

Dolina Oulanki sukcesywnie wcina się w przyległe do niej tereny pagórkowatych wyżyn. W górnym biegu rzeki dno jej położone jest na wysokości około 200 m npm., a w pobliżu północnej granicy parku narodowego koło Kiutaköngäs na wysokości 160 m npm., schodząc do poziomu 140 m npm. w pobliżu granicy państwa (ryc. 6). W górnych biegach zarówno rzeka główna, jak i jej dopływy Savinajoki i Maaninkajoki nie posiadają w zasadzie dolin, płynąc obniżeniami poprzez pagórkowato-bagniste tereny wyżyn. O właściwej dolinie Oulanki mówić można dopiero w jej biegu dolnym, poniżej wodospadu Kiutaköngäs (fot. 5). Odcinek ten jest pięknym przykładem doliny poligenetycznej. Według J. Talvitie i H. Paarma (1973) dolina rozwinęła się na linii pęknięcia tektonicznego przemodelowanego następnie przez erozję glacialną. Na podstawie badań form dolinnych prowadzonych w północnej Laponii H. Niini (1967) stwierdza, że najsilniejszemu przeobrażaniu podlegały linie pęknięć równoległe do kierunku ruchu lądolodu. W przypadku doliny Oulanki równoległość ta jest zachowana dokładnie (fot. 1). Wyraźny U-kształtny zarys potwierdza glacialne przemodelowania pierwotnej linii nieciągłości tektonicznej. O tektonicznym założeniu formy świadczy zarówno kierunek jej przebiegu, zgodny z przeważającymi w tej części kraju liniami spękań, jak i prostolinijny przebieg zboczy skalnych. Szczególnie wyraźnie zaznacza się to na zboczu południowo-zachodnim.

Długość doliny na odcinku wodospad Kiutaköngäs — granica wynosi około 17 km. Szerokość, rozumiana jako odstęp pomiędzy górnymi założeniami zboczy, waha się od 1,5 do 2,5 km. Najmniejsza szerokość doliny występuje pomiędzy profilami I i II (ryc. 6) i wynosi w przybliżeniu 1 km.

Zbocza doliny (ryc. 7) cechują znaczne wysokości względne. Przeważnie są one rzędu 50—100 m. Maksymalne wartości 220 m osiągają na północ





od Kiutaköngäs, na stoku wzniesienia Kiutavaara. Charakter zboczy jest zróżnicowany. Przeważnie w górnych częściach przykryte są one materiałem pochodzenia glacialnego, osiągając w takich przypadkach nachylenia rzędu  $30^\circ$ . Większe nachylenia do pionowych, a nawet przewieszonych ścian włącznie znajdują się w miejscach wychodni skał podłoża. Skały te, zwłaszcza na stoku południowo-zachodnim, tworzą liczne rozsyiska głazowe typu gołoborzy (fot. 6) świadczące o intensywnym wietrzeniu mrozowym (fot. 7). W przypadkach bezpośredniego kontaktu gołoborzy z powierzchniami teras odpadające bloki tworzą na nich skupiska dużych ostrokrawędzistych głazów (fot. 8). Z okresu schyłku plejstocenu na zboczach doliny zachowane są miejscami szlaki odpływu wód roztopowych w postaci zawieszonych obecnie dolin, niekiedy wtórnie rozciętych w holocenie (fot. 9).

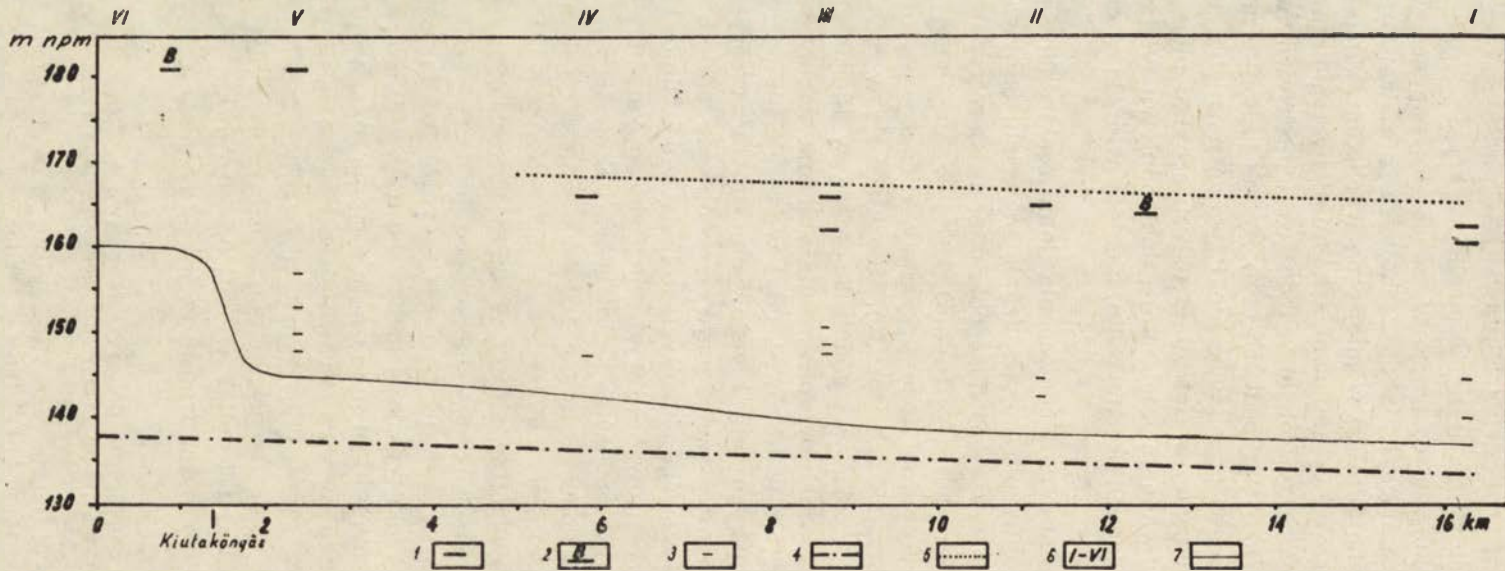
Podczas deglacjacji ostatniego zlodowacenia dolna część doliny uległa zasypaniu osadami glaciofluwialnymi. Osadzanie materiału odbywało się w środowisku wodnym, o czym świadczy charakter osadów typowy dla subakwalnie narastających delt (A. Holmes 1945; V. Axelsson 1967; R. C. Selley 1976). Bezpośrednie tego przykłady widoczne są obecnie w licznych podcięciach brzegowych (fot. 10). Ukazujące się w nich serie warstwowanych piasków i żwirów łagodnie zapadają w kierunku dolnego biegu doliny. Jak głęboki był pierwotnie zbiornik wodny wypełniający dolinę trudno obecnie wnioskować, gdyż w rzeźbie nie pozostawił on śladów w postaci dawnych linii brzegowych. Przypuszczać jedynie można, iż zalanie sięgało nieco ponad najwyższy obecnie poziom zasypania glaciofluwialnego. Przewaga piaszczystego materiału średnio- i drobnoziarnistego o dobrym wysortowaniu i wyraźnie zachowanym charakterze warstwowania zdaje się przemawiać za stałością warunków sedymentacji w okresie, gdy czoło lądolodu odsunięte już było daleko w kierunku górnego biegu rzeki (L. Koutaniemi 1974).

Wysokość zasypania glaciofluwialnego w dolnej części doliny sięga 25 m ponad poziom rzeki (koło Kiutaköngäs ok. 36 m). Bezwzględna wysokość poziomu zasypania w profilu I (ryc. 6, 7) wynosi 164 m npm. Na przestrzeni 8 km w górę rzeki wysokość ta wzrasta o 2—4 m. Najwyższe położenie poziomu zasypania (181 m npm.) notuje się na liniach profili V i VI. W środkowym odcinku (profil IV) również zachowane są niewielkie fragmenty tego poziomu. Porównując wartości bezwzględne zalegania najwyższego poziomu zasypania z gradientem izostatycznego dźwignia terenu (ryc. 8), który wzdłuż osi doliny wynosi 0,2—0,4 m/km (K. Hänninen 1915; E. Hyypä 1966) można wnosić, że już od późnego plejstocenu

Ryc. 7. Niwelacyjne profile poprzeczne doliny Oulanki (wg L. Koutaniemi 1974)  
1 — osady zasypania glaciofluwialnego; 2 — pokrywy gliniaste, zwalowe i ablacyjne; 3 —  
wychodnie skał podłoża

Levelled cross-sections of Oulanka valley (modified L. Koutaniemi 1974)

1 — sorted drift; 2 — till; 3 — bedrock

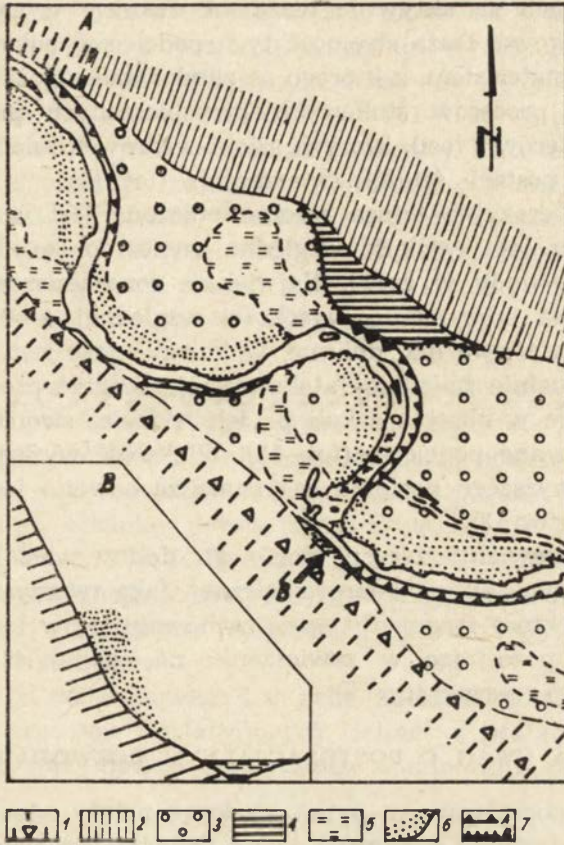


Ryc. 8. Podłużny profil doliny Oulanki na odcinku wodospad Kiutaköngäs — granica państwowa (wg L. Koutaniemi 1974)  
 1 — poziom terasy morskiej (jeziora lodowego); 2 — wysokość tegoż poziomu pomierzona barometrem Thommena; 3 — terasy rzeczne; 4 — gradient dźwignia izostaticznego wzdłuż osi doliny; 5 — hipotetyczny poziom zalania późnoplejstoczeńskiego; 6 — położenie profili poprzecznych (por. ryc. 6, 7); 7 — profil podłużny rzeki

High-distance diagram of Oulanka valley (modified L. Koutaniemi 1974)

1 — levelled ice lake (sea) terrace; 2 — ice lake (sea) terrace mesured with Thommen barometer; 3 — river terrace; 4 — the gradient of the isostatic land uplift in the direction of the valley; 5 — hypothetical level of the stopping phase of ice lake (sea bay in lower part of valley); 6 — cross-profiles (comp. figs. 6, 7); 7 — longitudinal profil or river





Ryc. 9. Szkic morfologiczny zakola Honkamutka

A. 1 — strome miejscami skaliste zbocza doliny; 2 — zbocza łagodne; 3 — terasa nadzalewowa 4–6 m; 4 — najwyższy poziom zasypania glaciofluwialnego; 5 — zabagnione lub zatorfione starorzecza; 6 — łachy zakolowe; 7 — krawędzie teras: A — podcinane, B — martwe. B. Profil zbocza skalnego z zachowanym w postaci terasy obronionej fragmentem najwyższego poziomu zasypania

Morphological sketch Honkamutka point bar and surroundings

A. 1 — steep slopes with rock in the surface; 2 — easy slopes; 3 — 4–6 m terrace; 4 — the highest level of glaciofluvial deposits; 5 — oxbow-lakes; 6 — point bars; 7 — edges of terraces: A — active, B — indolent. B. transverse profile of slope with "defensed" terrace

poziom ten leżał w pobliżu Kiutaköngäs kilka metrów wyżej niż w odcinku dolnym.

Rzeźba powierzchni najwyższego poziomu zasypania jest zmienna. W odcinku zamkniętym pomiędzy profilami I–III zalega on zupełnie płasko, porozcinany jedynie młodymi dolinkami holocenijskimi. Począwszy od tego miejsca (profile IV–VI) powierzchnia jego jest nierówna, z występującymi zagłębieniami i wyraźnymi śladami paleokoryt. Od poziomów niższych, erozyjnych teras rzecznych najwyższy poziom akumulacyjny odcięty jest stromymi krawędziami o nachyleniach 22–36°. Przeważnie krawędzie te leżą poza zasięgiem współczesnej erozji bocznej, w kilku

jednak miejscach są aktywnie niszczone tworząc wysokie 25-metrowe podcięcia brzegowe. Duża stromość tych podcięć w połączeniu z luźnym piaszczystym materiałem, z którego są zbudowane umożliwia zachodzenie intensywne procesów stokowych przyspieszanych przez przemarsze zwierząt (reniferów i łośi), których szlaki wędrowek widoczne są na tych podcięciach w postaci „ścieżek zwierzęcych” (fot. 11).

Najwyższa erozyjna terasa rzeczna położona jest w poziomie 150—152 m n.p.m., a jej wysokość względna wynosi około 14—15 m ponad średni poziom wody w rzece. Największe rozprzestrzenienie wykazuje najniższa terasa erozyjna, o wysokości względnej 4—6 m, stanowiąca jednocześnie właściwe dno dolinne, w które wcięte jest koryto Oulanki. Terasa ta aktualnie najsilniej atakowana jest przez procesy podcinania bocznego, które w obrębie zakoli po ich wklęsłej stronie tworzą wielo-setmetrowe czynne podcięcia (fot. 12). Większość wyższych teras rzecznych jak najwyższego poziomu zasypania zachowana jest obecnie fragmentarycznie (fot. 13).

Kończąc omawianie zarysu morfologii doliny warto wspomnieć, że dzięki specyficznej sytuacji morfologicznej, jaką tworzy zasypana dolina lodowcowa niektóre fragmenty teras zachowały się w klasycznej postaci „obronionej”, pozostając w zawieszeniu na skalistych zboczach poza zasięgiem erozji rzecznej (ryc. 9).

#### KILKA UWAG O POSTGLACJALNYM ROZWOJU DOLINY

Jednym z podstawowych pytań, na które należy odpowiedzieć rekonstruując morfologiczną przeszłość doliny Oulanki jest geneza, a właściwie typ osadów budujących najwyższy poziom zasypania; a więc czy są to osady rzeczne, czy też morskie lub jeziorne powstałe w marginalnych jeziorach lodowych.

S. De Geer (1911) i L. von Post (1948) napotkali podobną trudność w przypadku rzeki Klarälven w południowej Szwecji, wyrażając przy tym opinie diametralnie odmienne. Zdaniem S. De Geera terasy Klarälven powstały w okresie postglacjalnym z osadów rzecznych; opinię tę potwierdziły późniejsze badania A. Sundborga (1956).

W przypadku Oulanki zagadnienie to można próbować rozwiązać na drodze analizy morfologicznej. Dotychczasowe badania świadczą, że materiały wypełniający dolinę akumulowany był w warunkach subakwalnych, jednak korelacji wysokości zalania z fazami rozwojowymi Bałtyku przeczą wyniki ostatnich datowań  $C^{14}$ . Zgodnie z poglądami V. Tannera (1914), najwyższy poziom morza odpowiadający Yoldii I, według klasyfikacji M. Sauramo (1958), w okolicach Vuorijärvi (około 60 km na NE od Kiutaköngäs po stronie radzieckiej) leży na wysokości 180,5 m n.p.m., co mogłoby odpowiadać poziomowi w dolinie Oulanki wynoszącemu około 200 m n.p.m. Oczywiście nie jest to żaden dowód, że w dolinie występowało tak wysokie zalanie.



Przyglądając się rycinom 7 i 8 można natomiast stwierdzić, że tam, gdzie resztki najwyższego poziomu zasypania występują po obu stronach doliny ich wysokość jest równa, podczas gdy w linii profilu podłużnego poziom ten podnosi się skokiem od 161—166 m npm. w dolnym odcinku do 181 m npm. w Kiutaköngäs i powyżej. Fakt ten interpretować można w ten sposób, że najwyższa wysokość poziomu (181 m npm.) utworzona została pierwotnie w zbiorniku wodnym zalewającym dolinę (V. Tanner 1914; C. G. Wenner 1950; H. Mansikkaniemi 1970), po czym w miarę jego wycofywania poziom ten ulegał sukcesywnemu rozcinaniu. Wycofywanie zbiornika okresowo zatrzymane zostało w poziomie 167 m npm. Zachowane na powierzchni tego poziomu grube żwiry i głazy byłyby świadectwem istnienia dawnej linii brzegowej. W tym okresie Oulanka, wcięta w poziom 181 m, płynęła do zbiornika prawdopodobnie jako rzeka roztokowa. W miarę dalszego opadania poziomu wody poziom zasypania ulegał stałemu rozcinaniu (H. Mansikkaniemi 1964). Występowanie w dolnym odcinku doliny nieparzystych, niecyklicznych teras rzecznych (D. Lueder 1959; L. B. Leopold i in. 1964) wskazuje na istnienie szybkiego, stymulowanego izostatycznym dźwiganie, odmładzania rzeźby. Nie bez wpływu zapewne na przebieg zjawisk były także postglacjalne wahania klimatyczne.

Niezależnie od szczegółowego i w pełni udokumentowanego odtworzenia przebiegu procesów kształtujących dolinę w postglacjale uznać ją należy za piękny przykład epigenetycznego odmładzania rzeźby.

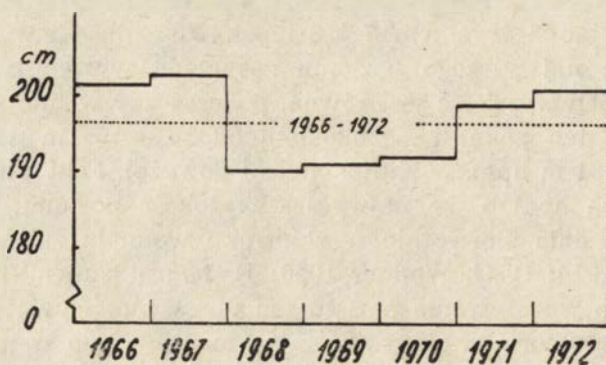
### III. CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH ELEMENTÓW HYDROLOGICZNYCH OULANKI

Rzeka Oulanka początek swój bierze ze źródeł położonych na wysokości około 285 m npm.

Powierzchnię dorzecza cechuje jeziorność rzędu 8<sup>0</sup>/. Predysponowany układem spękań tektonicznych układ sieci rzecznej w części dorzecza tworzy typowy układ równoległy (D. E. Walling, K. J. Gregory 1973). Według klasyfikacji H. Mansikkaniemiego (1970, 1972), w rosnącym uszerogowaniu 41 rzek północnej Finlandii, dla których określił on współczynniki krętości, Oulanka znajduje się na wysokim, 35 miejscu z wartością współczynnika krętości koryta 39<sup>0</sup>/o i krętością doliny 48<sup>0</sup>/. Wysoki współczynnik krętości doliny wynika z jej predysponowanego różnymi kierunkami spękań przebiegu, a współczynnik krętości koryta z silnego meandrowania, zwłaszcza w odcinku dolnym.

Do większych dopływów Oulanki zaliczyć należy rzeki: Savinajoki, Maaninkajoki i uchodzącą do Oulanki w bezpośrednim sąsiedztwie granicy państwowej Kitkajoki, która swój początek bierze w rozległym (295 km<sup>2</sup>) kompleksie jezior Ala i Ylikitka.

Ujście Oulanki znajduje się obecnie po stronie radzieckiej, gdzie



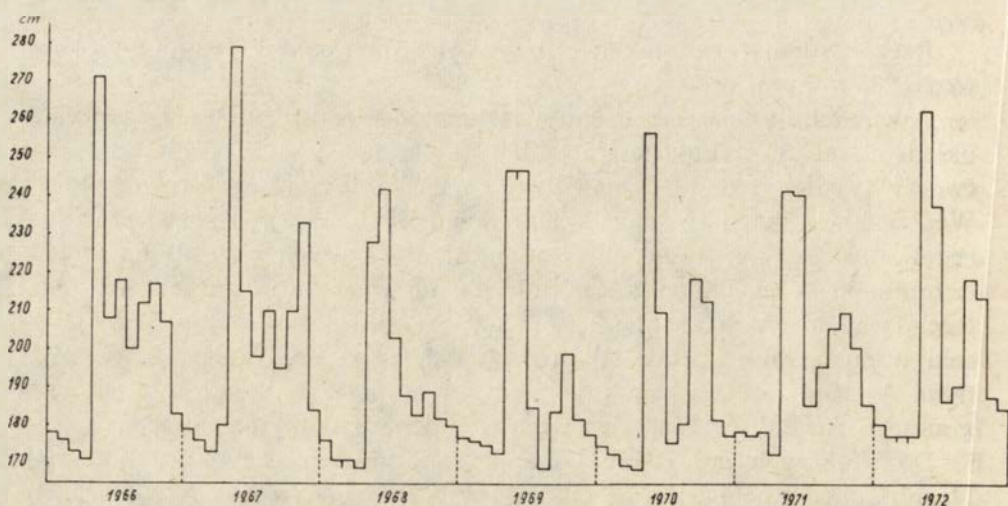
Ryc. 10. Średnie roczne stany wody  
Yearly mean water stages

mniej więcej w odległości 4 km od granicy rzeka wpada do charakterystycznego, wydłużonego jeziora Paana (23,3 km długości, 1,5 km szerokości). Jezioro to na obszarach Karelii należy do najgłębszych (maksymalna głębokość 128 m wg K. Hänninen 1912).

Ustrój hydrologiczny Oulanki określić można jako śnieżny-prosty, z jednym wyraźnym maksimum stanów wody odpowiadającym okresowi roztopów (M. Pardé 1957).

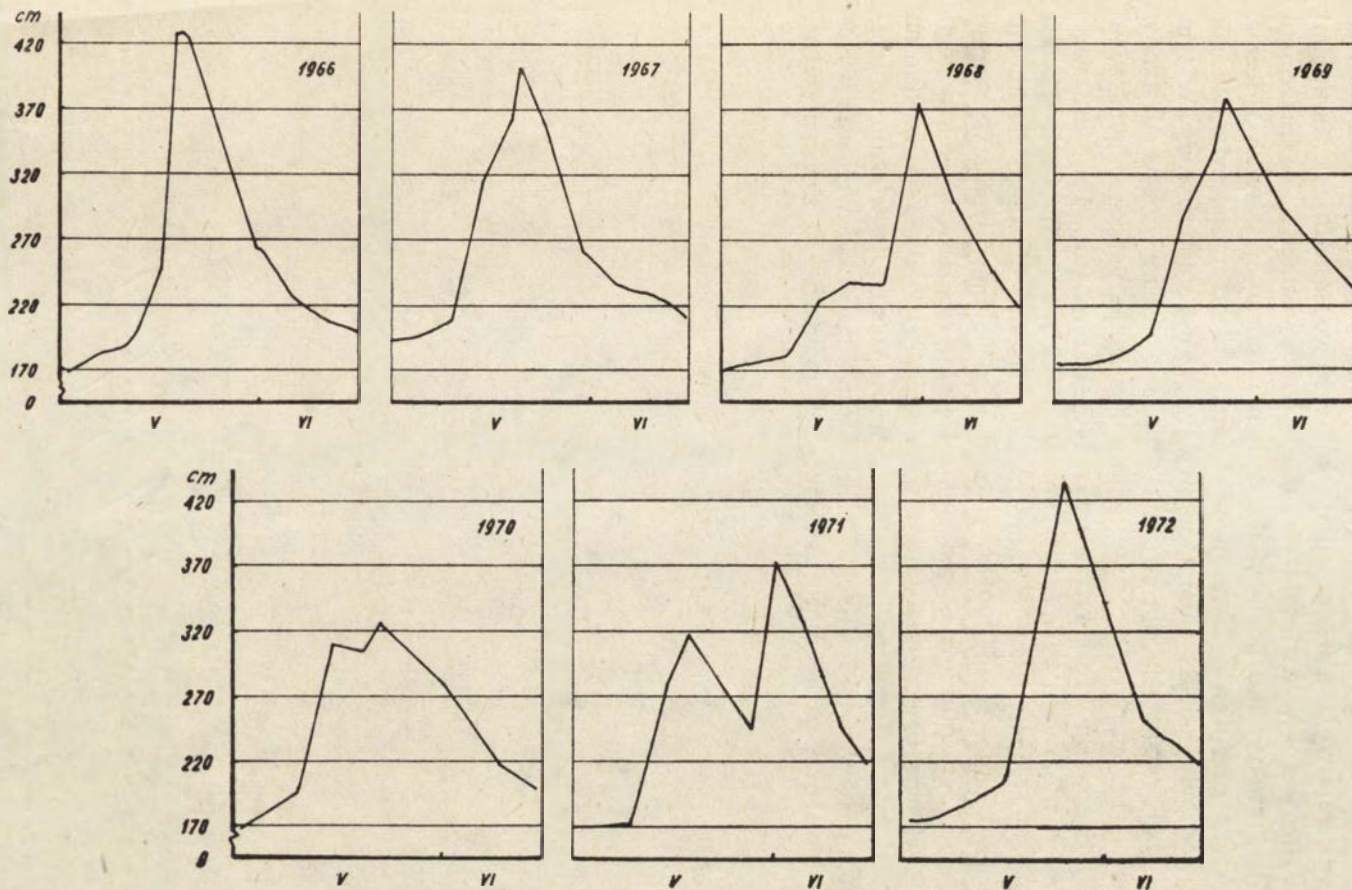
Średni roczny stan wody wg danych obserwacyjnych stacji w Kiutaköngäs wynosił w latach 1966—1972 197 cm (Materiały Fińskiego Biura Hydrologicznego, wykazy stanów dziennych za lata 1966—1972). Amplituda wahań średnich stanów rocznych w wymienionych latach była stosunkowo niska (ryc. 10).

Wahania średnich stanów miesięcznych (ryc. 11) są natomiast bardzo



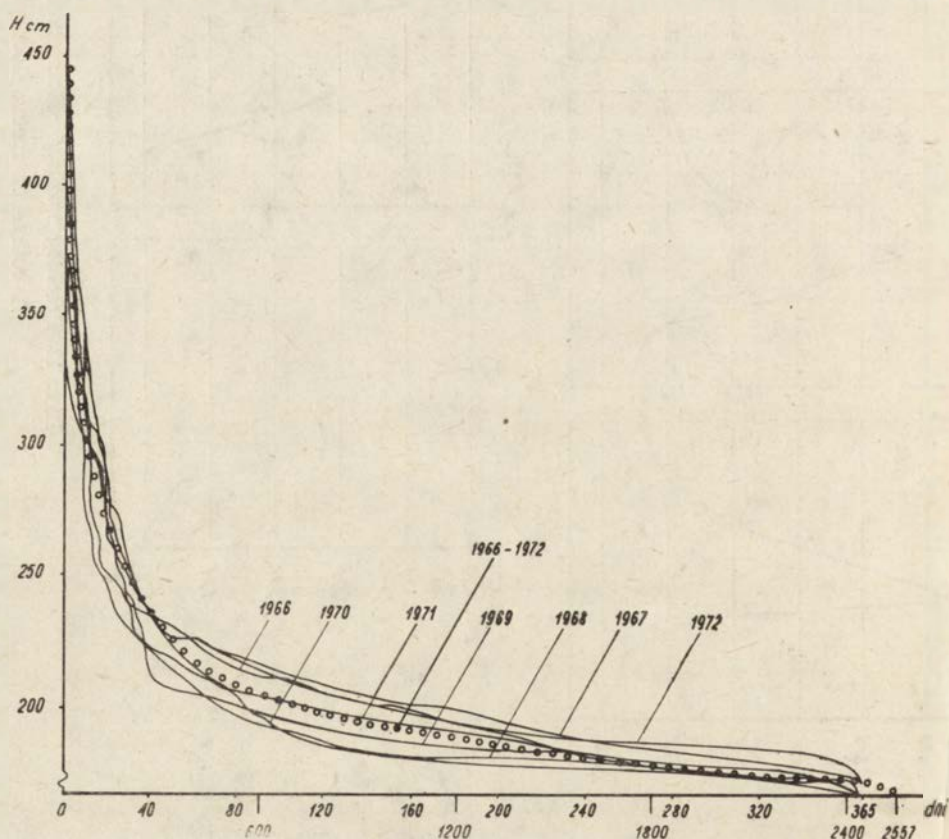
Ryc. 11. Średnie miesięczne stany wody w latach 1966—1972  
Monthly mean water stages (1966—1972)





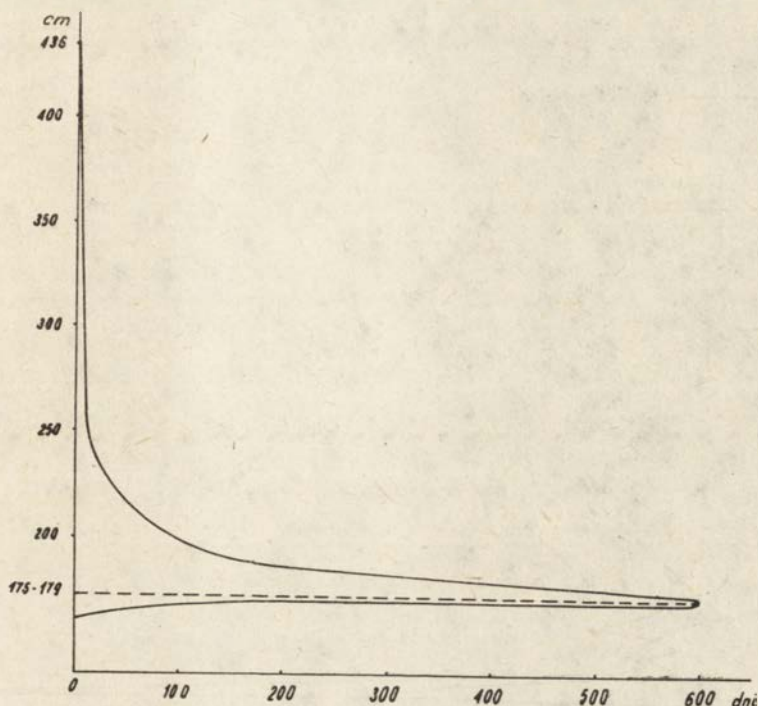
Ryc. 12. Przebieg wezbrań wiosennych w latach 1966—1972  
 A course of spring floods (1966—1972)

wysokie. Zjawisko to najjaskrawiej obserwowane jest w okresie wiosennym, gdzie najwyższe średnie mają kontrastowo sąsiadują z minimami okresu zimowego. W kwietniu rzeka jest jeszcze całkowicie zamrożona (fot. 14) i praktycznie pozbawiona zasilania innego, jak tylko z jezior, przez które przepływa. Gwałtowne tajanie śniegu rozpoczynające się w maju powoduje nagły choć krótkotrwały wzrost stanów wody. W tym okresie stany wody osiągają swe maksima o 2—2,5 m wyższe od stanów średnich rocznych (ryc. 12). W dolinie następuje wówczas gwałtowna powódź. Szerokość rzeki wzrasta do 100—120 m (fot. 15), jest więc 2—3 razy większa niż podczas stanów niskich i średnich. Do końca czerwca stany wody zwykle obniżają się do stanu bliskiego średniemu rocznemu. Drugie, mniej wyraźne podniesienie stanów wody występuje zwykle we wrześniu lub październiku i jest następstwem opóźnionego wysoką retencją bagien maksimum opadowego przypadającego zwykle na lipiec i sierpień. Najniższe letnie stany wody występują właśnie w miesiącach o najwyższych opadach. Dzięki dużej lesistości zlewni oraz wysokiemu odsetkowi powierzchni zabagnionych opady te są zatrzymywane,



Ryc. 13. Krzywe sumy czasów trwania stanów wody za lata 1966—1972  
Kumulative curves of water stages (1966—1972)

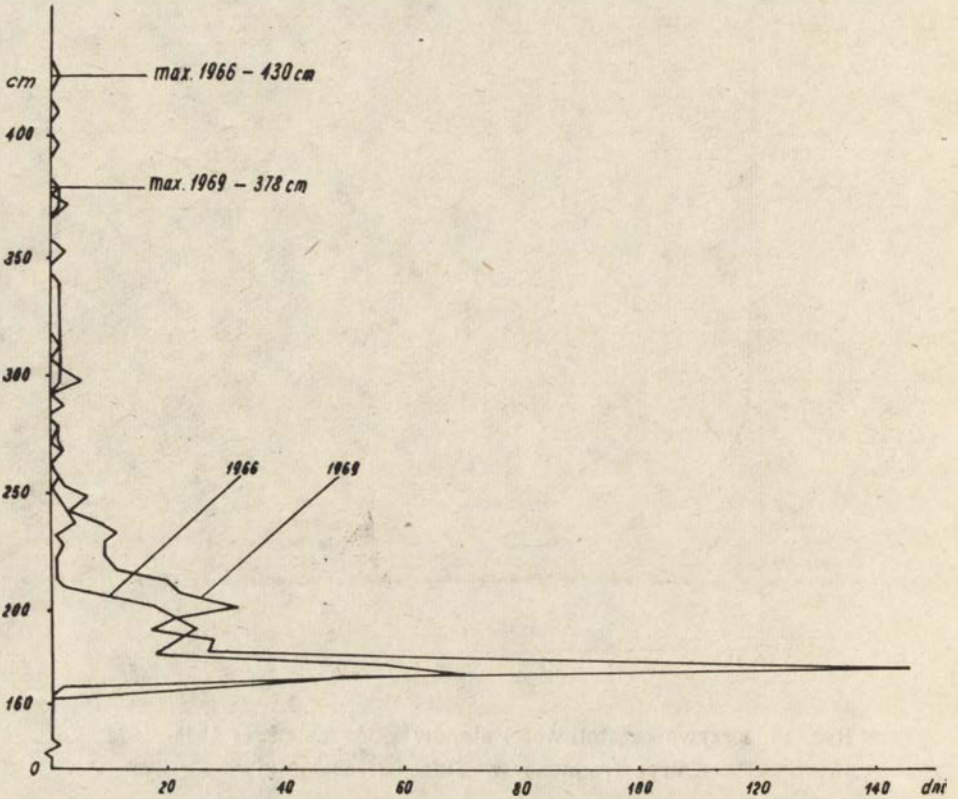




Ryc. 14. Krzywa częstotliwości stanów wody za okres 1966—1972  
Curve frequency of stages (1966—1972)

nie powodując bezpośredniego wzrostu stanów wody (K. Dębski 1968; J. Lambor 1971). Przedstawione krzywe sum czasów trwania stanów wody (ryc. 13) obrazują krótkotrwałość stanów wysokich, a sporządzona dla siedmiolecia 1966—1972 krzywa częstotliwości stanów (ryc. 14) wskazuje, że najdłużej trwającymi są stany w przedziale 175—179 cm, a więc bardzo niskie. Z porównania krzywych częstotliwości w roku „suchym” 1966 i „mokrym” 1969 (ryc. 15) wynika, że częstotliwość stanów niskich może wahać się w znacznych granicach od 70 do 140 dni w roku.

Z powodu braku systematycznych danych pomiarowych nie można, niestety, dokładniej omówić tak istotnego dla charakterystyki hydrologicznej elementu, jakim jest odpływ. W trakcie badań terenowych wykonano sondaże profili poprzecznych koryta przy różnych stanach jego napełnienia. Pozwoliło to na szacunkowe określenie przepływu, stosując powszechnie znany wzór Manninga na prędkość średnią. Otrzymane na tej drodze wartości przepływów przy różnych stanach wody zestawiono w tabeli 1 oraz wykreślono w oparciu o nie przybliżoną krzywą konsumpcyjną (ryc. 16). Z tak obliczonych danych wynika, że przepływ w czasie trwania stanów niskich (lipiec) wynosi około 28,6 m<sup>3</sup>/sek i jest prawie 20 razy mniejszy niż w okresie wezbrań, kiedy jego wielkość może przekraczać 500 m<sup>3</sup>/sek.



Ryc. 15. Porównanie krzywych czasów trwania stanów wody w roku suchym (1966) i wilgotnym (1969)

Comparison two frequency curves (dry — 1966 and humid 1969 year)

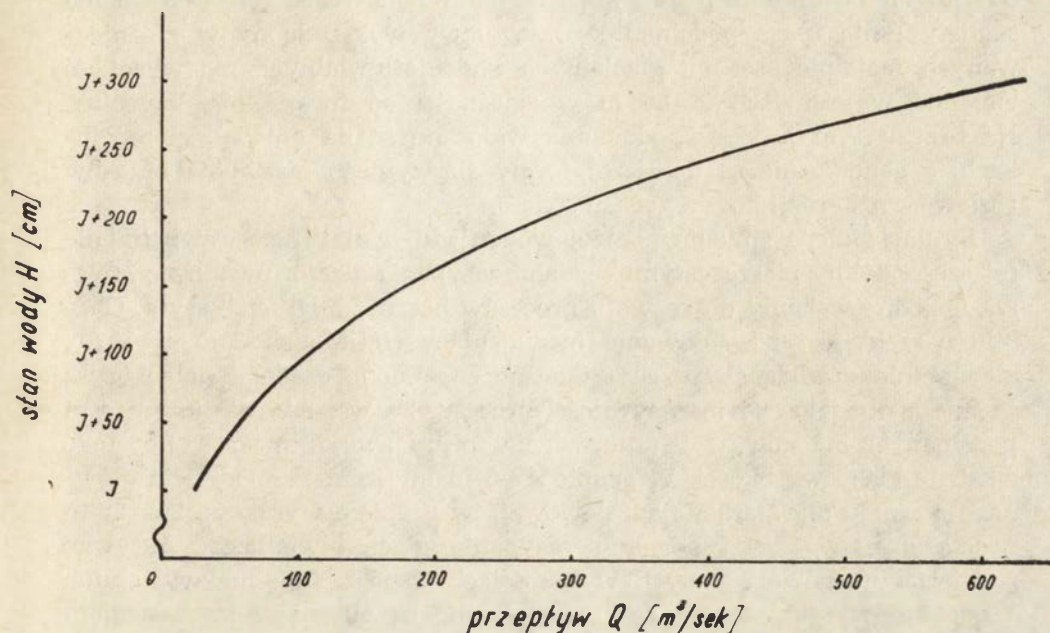
#### IV. WSPÓLCZESNE PRZEJAWY RZEźBOTWÓRCZEJ DZIAŁALNOŚCI PROCESÓW RZECZNYCH

Na tle zarysowanej w poprzednich rozdziałach zmienności warunków środowiska naturalnego dorzecza oraz doliny Oulanki, w szczególności na tle etapów rozwoju morfologicznego terenu oraz warunków hydrologicznych rzeki, prześledzić można zjawiska towarzyszące jej aktualnej działalności morfogenetycznej. Działalność ta koncentruje się głównie w najniższym poziomie morfologicznym, jakim w dolinie jest łożysko rzeki. Ze względu na dużą krętość koryta w dolnym odcinku rzeki dostępne dla obserwacji były przede wszystkim dwa najintensywniejsze współcześnie procesy: boczne podcinanie brzegów oraz rozwój łańcuchów zakolowych.

##### BOCZNE PODCINANIE BRZEGÓW

Objęty szczegółowymi badaniami odcinek Oulanki zamykający się wodospadem Taivalköngäs w górnym biegu oraz ujściem dopływu Kit-





Ryc. 16. Krzywa konsumpcyjna Oulanki dla profilu Honkamutka (J — stan wody w lipcu 1975 r.)

Estimated discharge curve (J — water stage in July 1975)

kajoki w biegu dolnym pod względem charakteru koryta jest niejednorodny. Wyróżnić na nim można dwie zdecydowanie odmienne części. Pierwsza, od wodospadu Taivalköngäs do wodospadu Kiutaköngäs (ryc. 6), cechuje się prostoliniowym przebiegiem koryta. Rzeka przepływa tu przez szereg wypełnionych wodą rozszerzeń doliny o charakterze podłużnych jezior lub rozlewisk. Prędkość płynięcia jest ogólnie niewielka, wzrastająca jedynie w przewężeniach międzyjeziornych, gdzie z reguły występują bystrza o rwącym strumieniu wody. Prawy brzeg rzeki biegnący

Tabela 1

Prędkości średnie i przepływ w profilu Honkamutka

Stan wody	Promień hydrauliczny	Prędkość średnia	Przepływ
J*	0,4553	1,08	28,6
J+50	0,6193	1,32	59,9
J+100	0,7800	1,54	108,7
J+150	0,9147	1,76	181,7
J+200	1,0901	1,95	279,0
J+250	1,2918	2,04	393,3
J+300	1,4193	2,30	573,8

\* J — stan wody w lipcu 1975 r.

na długim odcinku u podnóży wzniesienia Kiutavaara jest przeważnie skalisty i nie ulega podcinaniu. Brzeg lewy wykształcony w zróżnicowanych facyjnie osadach glacialnych i glaciofluwialnych ma wysokość zmienną w granicach 2—20 m w zależności od form, które przecina. Na brzegu tym procesy podcinania widoczne są na niewielkich odcinkach, a genetycznie są to raczej formy abrazyjnego niszczenia brzegów rozlewisk niż erozji bocznej sensu stricto.

Sytuacja ulega zmianie poniżej wodospadu Kiutaköngäs. Wypełnienie tej części doliny piaszczystymi osadami zasypania glaciofluwialnego stwarza dogodne warunki do rozwoju procesów bocznej migracji koryta. Charakter rzeki jest zdecydowanie meandrujący (H. Mansikkaniemi 1970), a wypełnione wodą starorzecza i liczne zapełnione osadami paleokoryta świadczą o ciągłości i intensywności procesu. Ze względu na liczbę form podcinanych brzegów, w celu ułatwienia opisu zjawiska można je podzielić na dwie klasy wysokości. W grupie 4—6 m mieszczą się podcięcia głównego poziomu dna (terasy nadzalewowej), w grupie o wysokości 20—25 m podcięcia najwyższego poziomu zasypania glaciofluwialnego. Aktywne podcięcia brzegowe o innych wysokościach współcześnie nie występują. Wszystkie wysokie terasy rzeczne położone są obecnie poza zasięgiem działalności rzeki. Przykład kontaktu dwu wymienionych podcięć o różnych wysokościach przedstawia fotografia 16.

Proces podcinania brzegów terasy nadzalewowej jest niezwykle intensywny, co bezpośrednio wiąże się z dużą amplitudą stanów wody w przebiegu rocznym. W okresie wiosennym, kiedy to wzrósł stan wody o 2—2,5 m towarzyszy splywanie kry lodowej, brzegi niszczone są mechanicznie przez uderzające lub trące o nie tafle lodowe. Na powierzchniach kier częstokroć obserwowano wałki lub kopczyki materiału (o wysokościach do 20 cm) wygarniętego krawędzią lodu z brzegów zakoli. Opisany proces mechanicznego niszczenia hamowany jest częściowo przez zwalone do rzeki pnie drzew porastających erodowane brzegi (fot. 17). Liczba tych pni bywa przeważnie duża. W obrębie zakola Honkamutka na 300-metrowym łuku podcięcia naliczono 136 drzew przewróconych do rzeki lub pochylnych w stronę wody w sposób wskazujący na całkowite ich przewrócenie w niedługim czasie. Oprócz zwalonych drzew świadectwem intensywności procesu są liczne zwisające z górnej krawędzi podcięć płyty darni (fot. 18) o długościach wynoszących od 0,5 do 3,5 m.

Opadnięcie poziomu wody po wezbraniu, zaznaczające się na podcięciach okresowym występowaniem mikroteras (water level marks — H. E. Reineck i I. B. Singh 1973) oraz przesuszenie materiału budującego brzegi, nie oznacza bynajmniej zakończenia procesu rozwojowego. Wystromione przez powodziowe wyprzątnięcie osypisk podcięcia w miarę wysychania tracą stromość na skutek odnowienia osypywania. Istnieniu tego zjawiska sprzyja frakcja piasków budujących podcięcia oraz występujące przeławicenia drobnych żwirów. Większą stromość przez czas dłuższy





Fot. 15. Ten sam, co na fotografii 14 odcinek doliny podczas wezbrania wiosennego  
(zdjęcie wykonane 15 V 1975)

The same as on photography 14 part of valley during spring flood (photo taken  
15 V 1975)



Fot. 16. Kontakt wysokich (HT) i niskich (LT) podcięć w zakolu Honkamutka  
(PB — powierzchnia łachy zakolowej)

High (HT) and lower (LT) erosion scarps (PB—Honkamutka point bar)



Fot. 17. Zwalone na skutek podcinania brzegów terasy nadzalewowej drzewa  
(Honkamutka 15 V 1975)

Felled trees on erosionscarp



Fot. 18. Zwisy darniowe i mikroterasy na podcięciu terasy nadzalewowej  
Turf mantle and water level marks





Fot. 19. Linia źródeł u podnóża podcięcia terasy nadzalewowej

Sources line under erosion scarp of 4—6 m terrace



Fot. 20. Wylot dolinki suffozyjnej

The mouth of suffosion valley to Oulanka



Fot. 21. Nisza początkowa dolinki suffozyjnej  
Beginning of suffosion valley

Fot. 22. Mała delta utworzona u wylotu dolinki suffozyjnej  
(1 — starszy poziom delty,  
2 — młodszy poziom delty)  
Small delta by mouth of suffosion valley (1 — older level,  
2 — younger level)





Fot. 23. Zagłębienia w południowej części łachy Honkamutka

Kettles in southern part of Honkamutka point bar



Fot. 24. Fragment powierzchni rozmycia na łasze Honkamutka  
Outwashed surface covered gravel (Honkamutka point bar)





Fot. 25. Smugi piaszczysto-kamieniste  
Sand-gravel streaks



Fot. 26. Inny przykład smug piaszczysto-kamienistych  
Other example of sand-gravel streaks





Fot. 27. Popowodziowa powierzchnia łacy Honkamutka  
The surface of Honkamutka point bar after spring flood

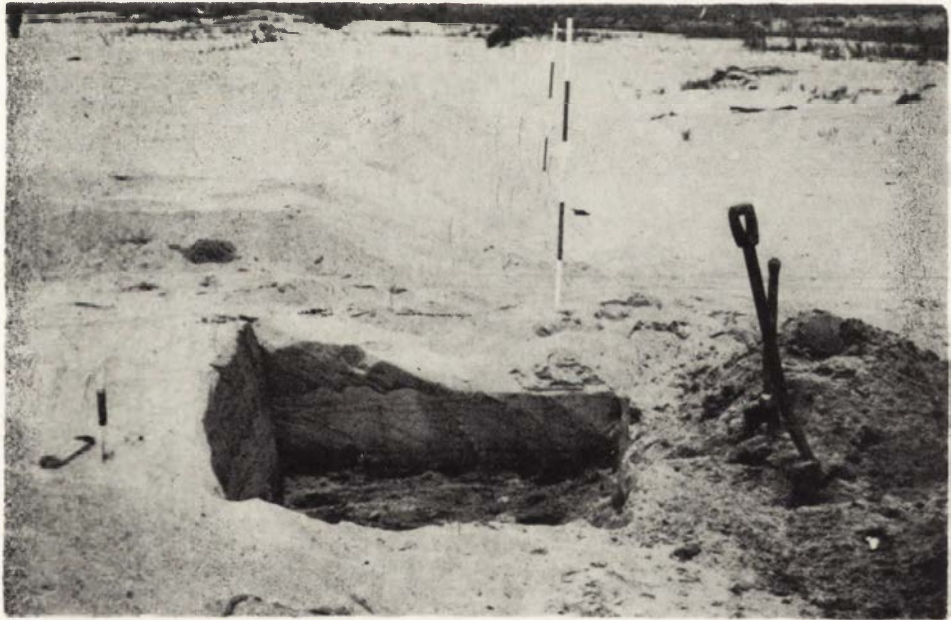


Fot. 28. Przykład falowego ścięcia ripplemarków niskich  
Ripples partly destroyed by waves

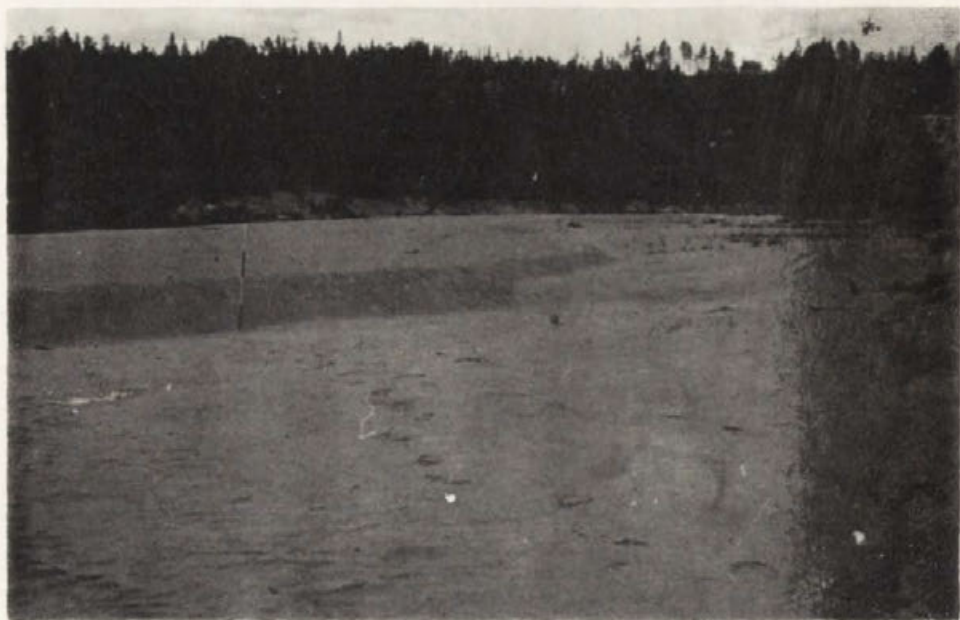




Fot. 29. Krawędzie na powierzchni łacy Honkamutka  
Sharp edges (steeps) on Honkamutka point bar



Fot. 30. Wkop u czoła krawędzi, widoczna wyraźna dwudzielność utworów  
Structure of deposits in foreset of egde



Fot. 31. Niska krawędź na łasze Jäkälämutka (por. ryc. 23)  
Low edge on Jäkälämutka point bar (compare fig. 23)



Fot. 32. Wysoka krawędź łachy Jäkälämutka (por. ryc. 23)  
High edge on Jäkälämutka (compare fig. 23)

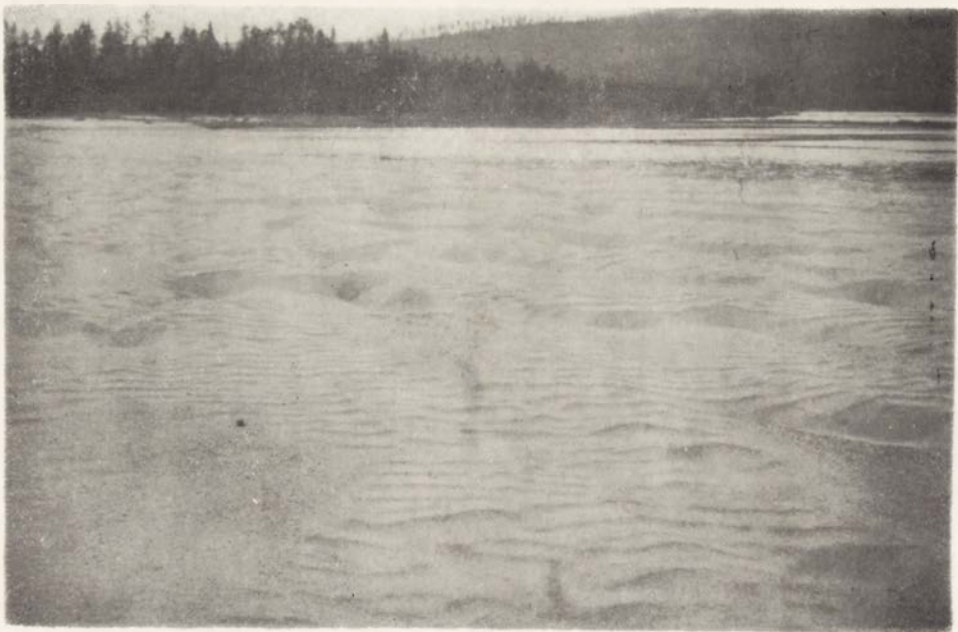




Fot. 33. Niszczenie wysokich kra-  
wędzi łąchy Jäkälämutka  
High edge of point bar destroyed  
by river



Fot. 34. Osiadanie niskiej kra-  
wędzi łąchy Jäkälämutka  
Low edge destroyed mainly by  
infiltration and subsidence



Fot. 35. Wysokie ripplemarki na powierzchni łacy Jäkälämütka  
Megaripples on surface Jäkälämütka point bar



Fot. 36. Ta sama, co na fotografii 35 powierzchnia wyrównana przez rozwiewanie  
The same surface blown out by wind





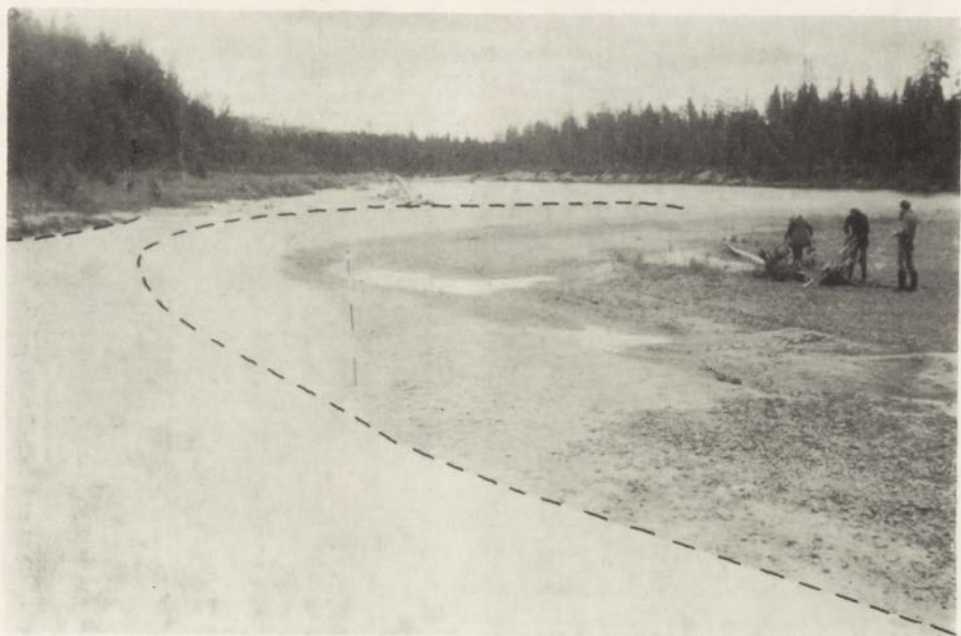
Fot. 37. Widok Długiej Łachy podczas wezbrania (15 V 1975)  
Long Bar during flood (photo taken 15 V 1975)



Fot. 38. Ten sam, co na fotografii 37 fragment Długiej Łachy w lipcu 1975 r.  
Liczbami oznaczono repery. Reper nr 6 został wyrwany przez spływającą krę  
Identically part of Long Bar in July 1975

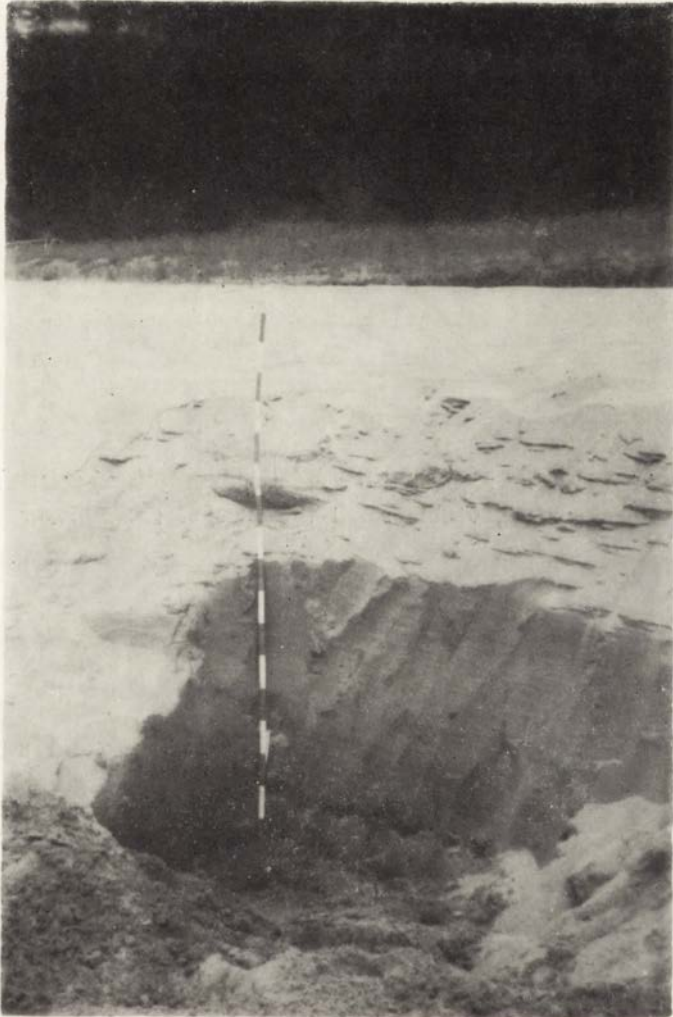


Fot. 39. Formy powierzchni Długiej Łachy (linia przerywana oznacza przebieg ostrej krawędzi) widok w górę rzeki  
Interesting forms in morphology of Long Bar (view up stream)



Fot. 40. Powierzchnia Długiej Łachy, widok w dół rzeki  
Long Bar view down stream





Fot. 41. Wkop w krawędzi piaszczystej u podstawy widoczny cienki poziom gładzikowy  
Internal structure of material in base visible gravel layer



Fot. 42. Wkop w powierzchni rozmycia. Widoczna mała miąższość warstwy residuum  
Residua surface, visible small thickness of gravel layer



Fot. 43. Cień piaszczysty  
Sand shadow





Fot. 44. Równoległe grzbiety na powierzchni Długiej Łachy  
Parallel ridges in distal part of Long Bar



Fot. 45. Obniżenie w powierzchni Długiej Łachy  
A longitudinal depression between sand and terrace edges



Fot. 46. Ripplemarki prądowe w dnie obniżenia  
Small current ripples in bottom of depression



Fot. 47. Ripplemarki ścięte przez falowanie  
Ripples partly destroyed by vaves in open surface of bar





Fot. 48. Brzeg Długiej Łachy, widoczne przykłady ścinania  
ripplemarków w części przywodnej  
Strand line of Long Bar



Fot. 49. Wodospad Kiutaköngäs, kocioł eworsyjny (marmit)  
Kiutaköngäs waterfall (evorsion kettle)

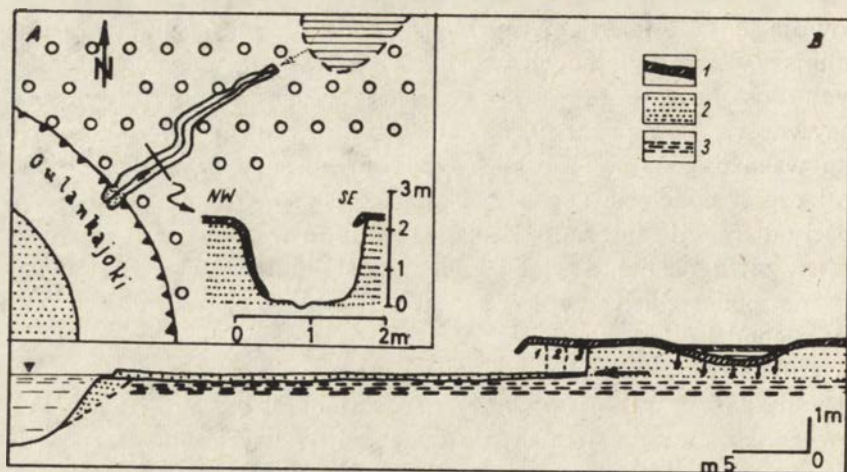
zachowują jedynie te fragmenty podcięć, gdzie lokalnie przeważa materiał drobniejszy. W sprzyjających warunkach, a więc na podcięciach eksponowanych dosłonecznie osypywanie jest procesem samorzutnym o dużej intensywności. Pomiar osypywania przeprowadzone w zakolu Honkamutka wskazują, że cofanie się osypywanych ścianek w górnej, poddarniowej części podcięcia zachodzi z prędkością 3—5 cm na tydzień w zależności od frakcji materiału. Zróznicowanie to w połączeniu ze zmiennym stopniem zawilgocenia, a więc i kohezji materiału powoduje powstawanie na podcięciach wypukłych grzęd lub żeber w miejscach, gdzie proces zachodzi nieco wolniej.

W efekcie postępującego od góry osypywania profile podcięć ulegają łagodzeniu, zasypywane u podnóży narastającymi hałdami materiału osypiskowego. Przeważnie jednak nie dochodzi do uzyskania przez podcięcia profilu o nachyleniu odpowiadającym kątowi naturalnego spoczynku materiału, gdyż następne wezbranie ponownie osypiska wyprąta. W okresie międzywezbraniowym wyrównywaniu profili podcięć przeciwdziała w niektórych miejscach suffozja, wystramiająca dolne nadwodne części osypisk. Zjawisko to występuje na podcięciach, w których budująca je warstwa piaszczysto-żwirowa podścielona jest osadami ilasto-mułkowymi. Osady te budując warstwę nieprzepuszczalną stwarzają płytkim wodom gruntowym możliwość wypływu na powierzchnię w miejscach przecięcia przez koryto rzeczne. W rezultacie wypływająca u podnóży podcięć woda tworzy często linie małych źródełek (fot. 19), w obrębie których zachodzi intensywna suffozja. W wyniku wymywania, którym objęte są piaski budujące osypiska tworzą się u podstawy podcięć „tunele suffozyjne” o długościach 0,2—0,8 m i średnicach od kilku do kilkudziesięciu cm. W dalszym rozwoju ulegają one zawaleniu, a podstawa hałdy osypiskowej ulega wystromieniu i cofnięciu stymulując tym samym dalsze osypywanie, które przeciwdziała wytworzeniu na całej wysokości podcięcia stoku osypiskowego.

Opisany proces suffozji na podcięciach czasowo ogranicza się do około 30—40 dni od momentu opadnięcia wezbrania i zahamowany zostaje przeważnie w początkach lipca. Związane to jest z opadnięciem poziomu wód gruntowych, które alimentowane są głównie w maju wodami tającej pokrywy śnieżnej.

Omawiając suffozję nieco uwagi należy poświęcić dolince rozcinającej krawędź terasy nadzalewowej w obrębie zakola Honkamutka. Dolinka ta o długości 65 m powstała na skutek przesiąkania wody z okresowo wypełnianego zagłębienia położonego na terasie oraz podziemnego spływu tejże wody po nieprzepuszczalnej powierzchni mułków w kierunku rzeki (fot. 20). W wyniku wymywania materiału i odprowadzania go do Oulanki, który to proces zachodził pierwotnie pod pokrywą darni, wytworzył się na brzegu tunel pokryty od góry darnią. W miarę cofania się jego tylnej ściany pokrywa ta obrywała się pod własnym ciężarem pokrywając zwi-





Ryc. 17. Szkic morfologiczny (A) i profil podłużny (B) dolinki suffozyjnej  
 1 — pokrywa darniowa; 2 — warstwowane piaski terasy nadzalewowej; 3 — mulki  
 Morphological scetch (A) and cross-section (B) of small suffosion valley  
 1 — turf cover; 2 — sorted sands; 3 — mud

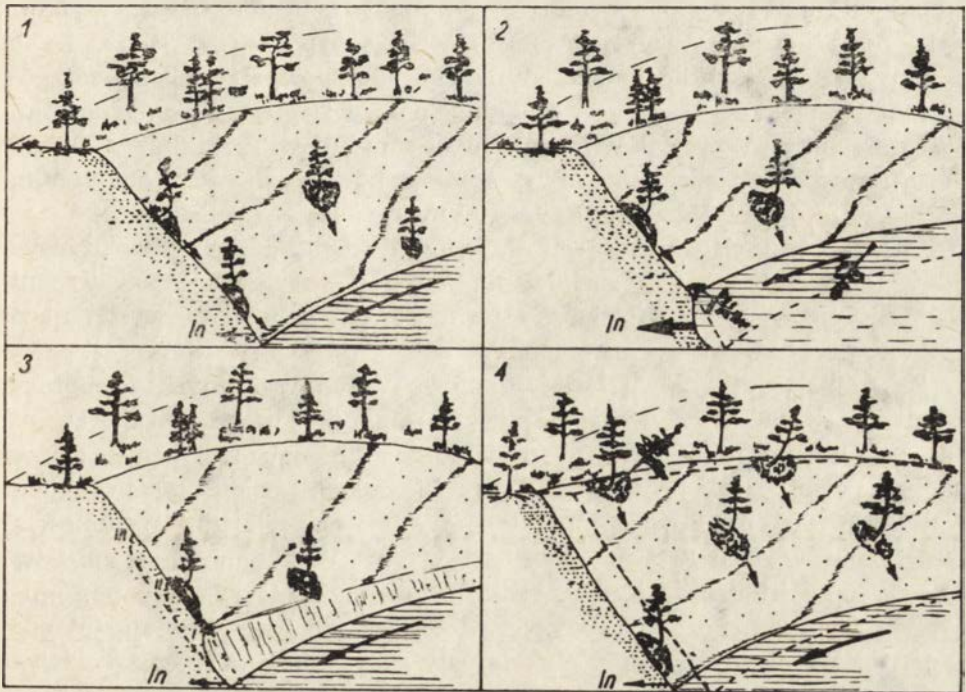
sem darniowym prawie zbocze formy, podczas gdy w lewym widoczne są warstwowane piaski budujące terasę (ryc. 17). Obecnie początek dolinki położony jest około 6 m od wspomnianego zagłębienia bezodpływowego i przedstawia się tak, jak to widać na fotografii 21. Pokrywający wyrwę płat darni (na prawo od widocznej na zdjęciu siekiery) jest zawieszony ponad nią i utrzymuje się jedynie dzięki systemowi korzeni świerków rosnących w bezpośrednim pobliżu. Dolinką w okresie roztopowym odprowadzana jest duża ilość materiału deponowanego u ujścia do Oulanki w formie małej przybrzeżnej delty. Opadaniu poziomą wody w rzece towarzyszy sukcesywne jej rozcinanie (fot. 22).

Omówione dotychczas procesy związane z bocznym podcinaniem brzegów terasy nadzalewowej dostarczają w efekcie gros materiału do koryta rzecznego. Z powodu braku systematycznych pomiarów tempa cofania podcięć nie można wyliczenia przeprowadzić ściśle. Jeśli jednak przyjąć, na podstawie wcześniejszych obserwacji poczynionych przez Koutaniemi, że rocznie podcinane brzegi terasy nadzalewowej cofają się średnio tylko o 0,4 m, a długość tych podcięć na odcinku wodospad Kiutaköngäs — ujście Kitkajoki wynosi około 8000 m, to szacunkowo z podcinanych brzegów do koryta wprowadzane jest rocznie około 12—15 tys. m<sup>3</sup> materiału.

Obok scharakteryzowanych podcięć terasy nadzalewowej, poniżej wodospadu Kiutaköngäs znajduje się także kilka podcięć wysokich utworzonych w obrębie najwyższego poziomu zasypania. Wysokość ich wynosi z reguły 20—25 m. Pod względem tempa zachodzenia zjawisk erozji bocznej są one o wiele mniej aktywne od podcięć niskich, inny jest także nieco mechanizm ich rozwoju. Zbudowane w przeważającej mierze z pia-

szczytych osadów glacyofluwialnych, również podczas wezbrań podlegają naruszeniu równowagi zboczy, czego efekty w formie reaktywacji osuwania materiału przenoszą się stopniowo w kierunku górnej krawędzi. Osuwaniem objęty jest nie tylko materiał luźny, lecz także całe płyty darni z wrosniętymi w nie drzewami. W momencie osiągnięcia poziomu bliskiego średniej wysokości wezbrań są one zabierane przez wodę tak, że w strefie wyznaczonej od góry stanami maksymalnymi, a od dołu stanami niskimi, podcięcia te pozbawione są przeważnie roślinności. Ponieważ przenoszenie efektu zachwiania równowagi zbocza skierowane jest ku górze, można podcięcia owe zaklasyfikować jako „wstępujące” (A. Rachocki 1974). W momencie cofnięcia zbocza aż po jego górny załom (ryc. 18), po zboczu zaczynają zsuwać się następne płyty roślinności i drzewa. Proces osuwania częściowo przyspieszany jest przez przechodzące podcięciami renifery i losie, stąd widoczne na rycinie szlaki ich przemarszy. Przedstawiony schematycznym rysunkiem proces rozwoju podcięć wysokich odpowiada rzeczywistemu przebiegowi zjawiska, jednak na cofnięcie zbocza poza jego krawędź górną potrzebny jest okres kilkuletni. Przeobrażenia są więc obserwowalne w dłuższych interwałach czasowych, niż ma to miejsce w przypadku podcięć niskich.

W niektórych miejscach brzegi koryta Oulanki stanowią lite skały



Ryc. 18. Przebieg rozwoju podcięć wysokich (In — infiltracja)

An example of development of high erosion scarp



będące ramami dla wypełnienia glacjofluwialnego. Proces erozji bocznej osiągnął w nich na razie swoją granicę, a jego wznowienie nastąpić może po dalszym odsunięciu i wcięciu koryta. Związany z poziomą migracją koryta proces podcinania brzegów pozostawił liczne ślady w morfologii doliny w postaci martwych obecnie, lecz stromych ( $35\text{--}43^\circ$ ) zboczy wyższych teras rzecznych, u podnóża których zachowały się czytelne w morfologii terenu paleokoryta o różnym stopniu wypełnienia osadami.

#### MORFOLOGIA POWIERZCHNI ORAZ STRUKTURA WEWNĘTRZNA ŁACH ZAKOLOWYCH

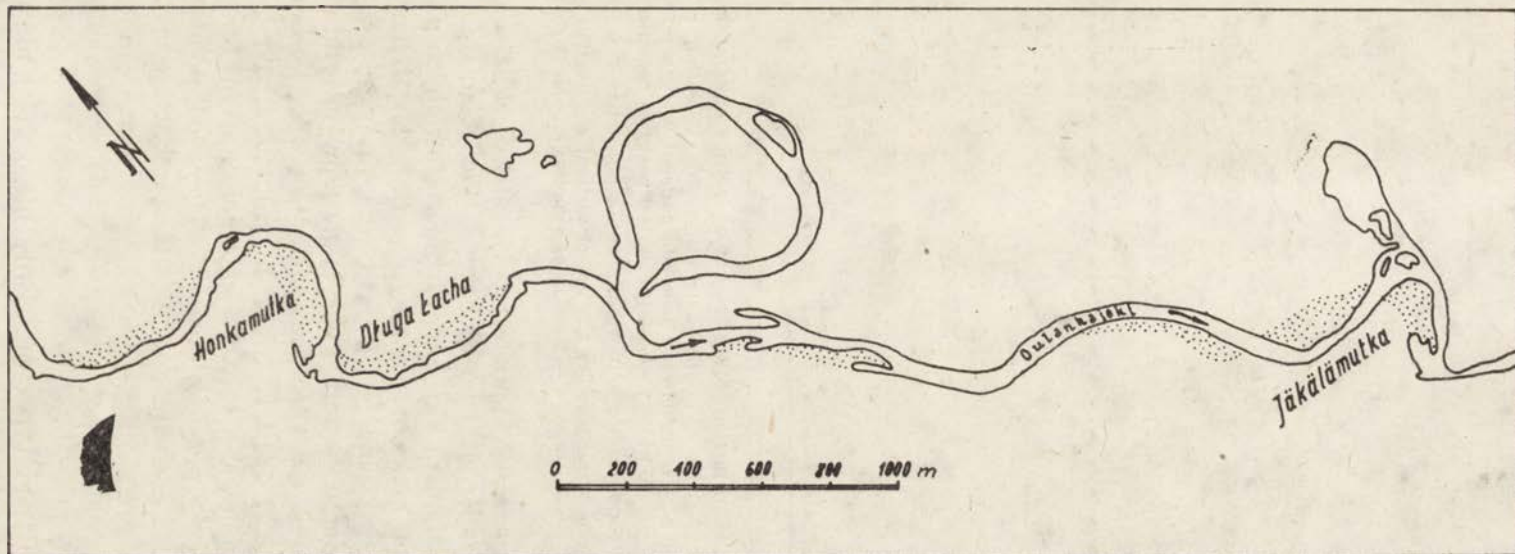
Towarzyszące podcinanym brzegom rzeki łachy zakolowe są w dolinie Oulanki doskonale wykształconymi formami. Ich rozmiary, a także ciągle powtarzające się podczas powodzi nadbudowywanie i przemodelowywanie ich powierzchni, a co za tym idzie doskonała czytelność form i struktur tworzą idealne wprost warunki prowadzenia badań.

Ogółem na odcinku pomiędzy wodospadem Kiutaköngäs i granicą państwową występują 22 przybrzeżne łachy piaszczyste. Nie wszystkie z nich zaklasyfikować można jako łachy zakolowe, gdyż niektóre usytuowane w stosunkowo prostych odcinkach koryta reprezentują typ zbliżony raczej do tak zwanych „łach naprzemianległych” (alternating bars — Kennedy i in. 1966). Do badań, z powodu ograniczonego czasu, jakim dysponowali autorzy, wytypowane zostały jedynie trzy łachy. Dwie z nich — Honkamutka i Jäkälämutka — są typowymi łachami zakolowymi, trzecia nie posiadająca oficjalnej nazwy i roboczo określana jako Długa Łacha towarzyszyła wielkopromiennemu łukowi rzeki ( $R = 1700$  m), dla porównania promień łuku środka koryta łachy Honkamutka  $R = 200$  m, łachy Jäkälämutka —  $100$  m (ryc. 19).

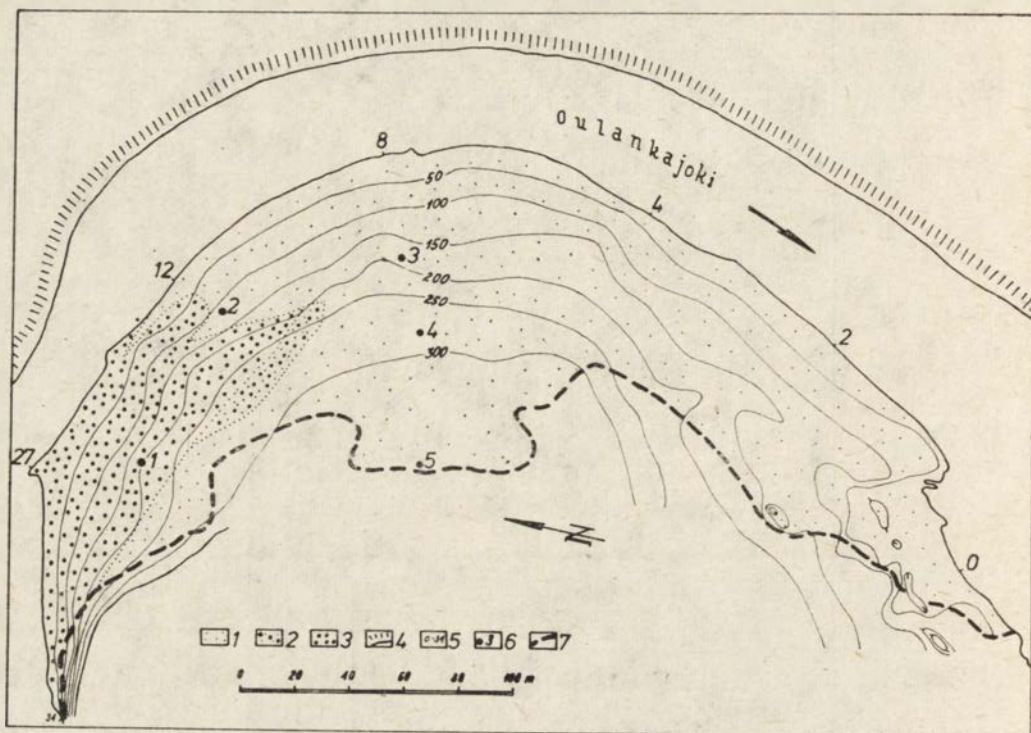
O wyborze tych właśnie łach dla celów dokładniejszych badań zdecydował doskonały stopień zachowania ich popowodziowych powierzchni oraz zróżnicowanie morfologiczne form powierzchniowych występujące pomiędzy wszystkimi trzema łachami.

Za najbardziej typową łachę zakolową wśród wybranych form niewątpliwie uznać należy Honkamutkę. Forma ta powstała na prawym brzegu Oulanki, dobudowana do wypukłego brzegu fragmentu terasy nadzalewowej. Lewy brzeg rzeki w obrębie zakola podcina terasę łukiem o długości  $400$  m. Powierzchnia piaszczystej, nie pokrytej roślinnością części łachy w lipcu 1975 r. wynosiła  $23\,500$  m<sup>2</sup>. Wykonane przez autorów zdjęcie topograficzne łachy pozwoliło na sporządzenie rysunku poziomicowego (ryc. 20). Poziomice wykreślone na planie przedstawiają jej powierzchnię w lipcu, a więc w okresie, gdy stany wody w rzece są zazwyczaj bardzo niskie. Na ogół przebieg poziomic zbliżony jest do obrazu, jakiego można się spodziewać po tego typu formie. Odchylenia od schematu przebiegu poziomic występują jedynie w jej części południowej,





Ryc. 19. Wzajemne położenie badanych łach zakolowych  
 Situation investigated point bars



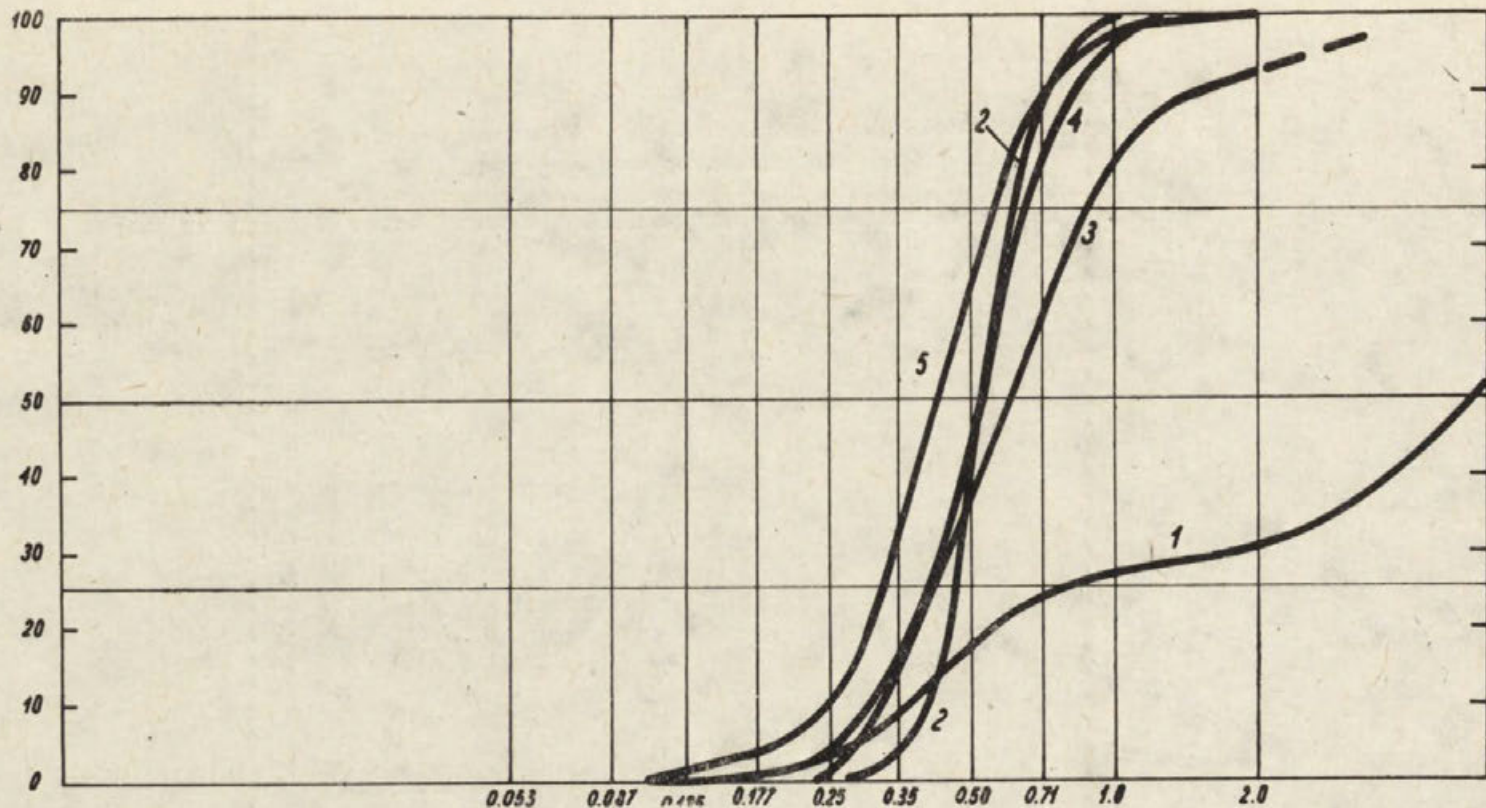
Ryc. 20. Plan poziomowy zakolowej łachy Honkamutka

1 — powierzchnia piaszczysta; 2 — powierzchnia piaszczysto-kamienista; 3 — powierzchnia rozmycia; 4 — podcięcie; 5 — zaniwelowane położenie poziomu wody u brzegów łachy; 6 — miejsca poboru prób; 7 — granica zwartej pokrywy roślinnej

Topographic map Honkamutka point bar

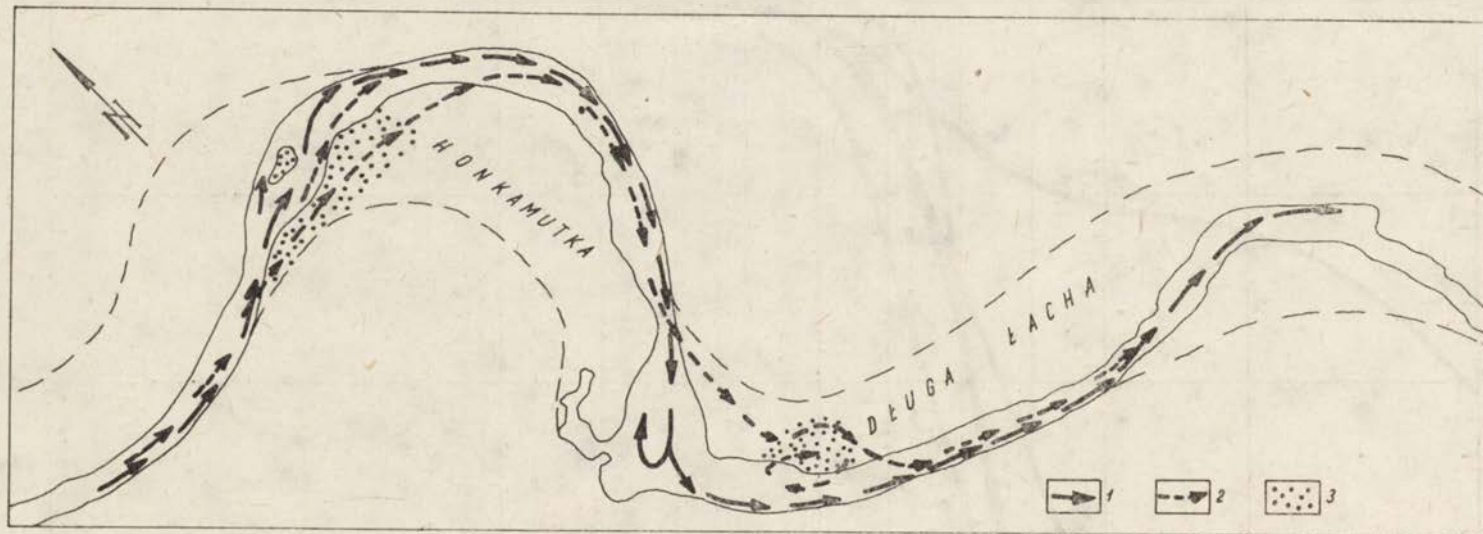
1 — sand surface; 2 — gravel-sand surface; 3 — gravel surface; 4 — erosion scarp; 5 — highs in cm above point (strand line); 6 — location of samples; 7 — plant cover frontier

gdzie warstwy tworzą wyciągnięte języki, a także wskazują na istnienie zagłębień przekraczających 1 m głębokości. Zagłębienia te, genetycznie związane są z wytapianiem kier lodowych pozostawionych na powierzchni łachy, częściowo są efektem rozwiewania (fot. 23). Generalnie rzeźba powierzchni łachy związana jest z przebiegiem procesów występujących w jej obrębie podczas wezbrania. Pokryta gładzikowym residuum północna, doprądowa część łachy (fot. 24) wskazuje, że podczas wezbrania przeważało tu rozmywanie. Dowodem, iż grubszy materiał nie jest w doprądowej części zakumulowany jest występowanie na tym samym poziomie u podstawy podcięcia przylegającego do łachy od północy horyzontu gładzików, a także u podstawy podcięcia na przeciwnym brzegu rzeki. Pozbawienie żwirowo-gładzikowej części łachy materiału drobniejszych frakcji (ryc. 21, krzywa 1) potwierdza istnienie wymywania związanego ze zmianą układu strug wodnych, które w szerokim korycie powodziowym ulegały skierowaniu pod brzeg przeciwny nieco dalej niż przy stanach niskich (ryc. 22). Istnienie w korycie rzeczonym wielu odcinków dna



Ryc. 21. Krzywe uziarnienia prób z ławy Honkamutka (oznaczenia liczbowe krzywych jak na ryc. 20)  
 Size frequency curves for samples taken on Honkamutka point bar



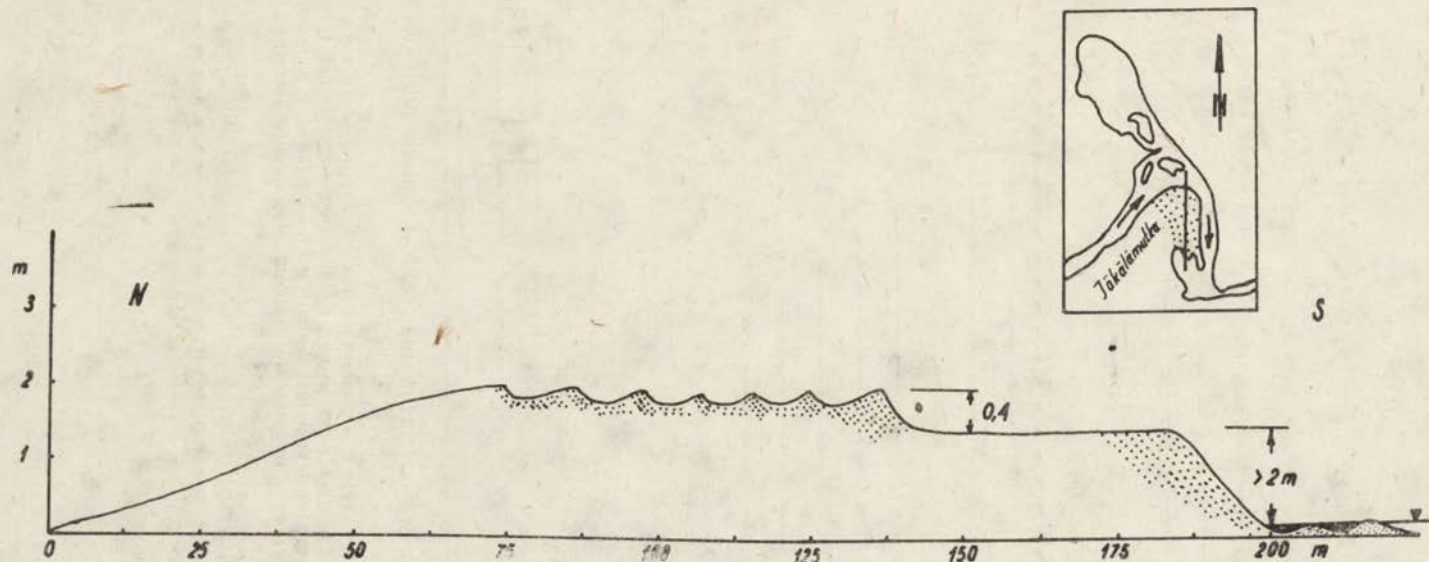


Ryc. 22. Układ głównych linii prądu podczas i po wezbraniu w obrębie łachy Honkamutka i Długiej Łachy

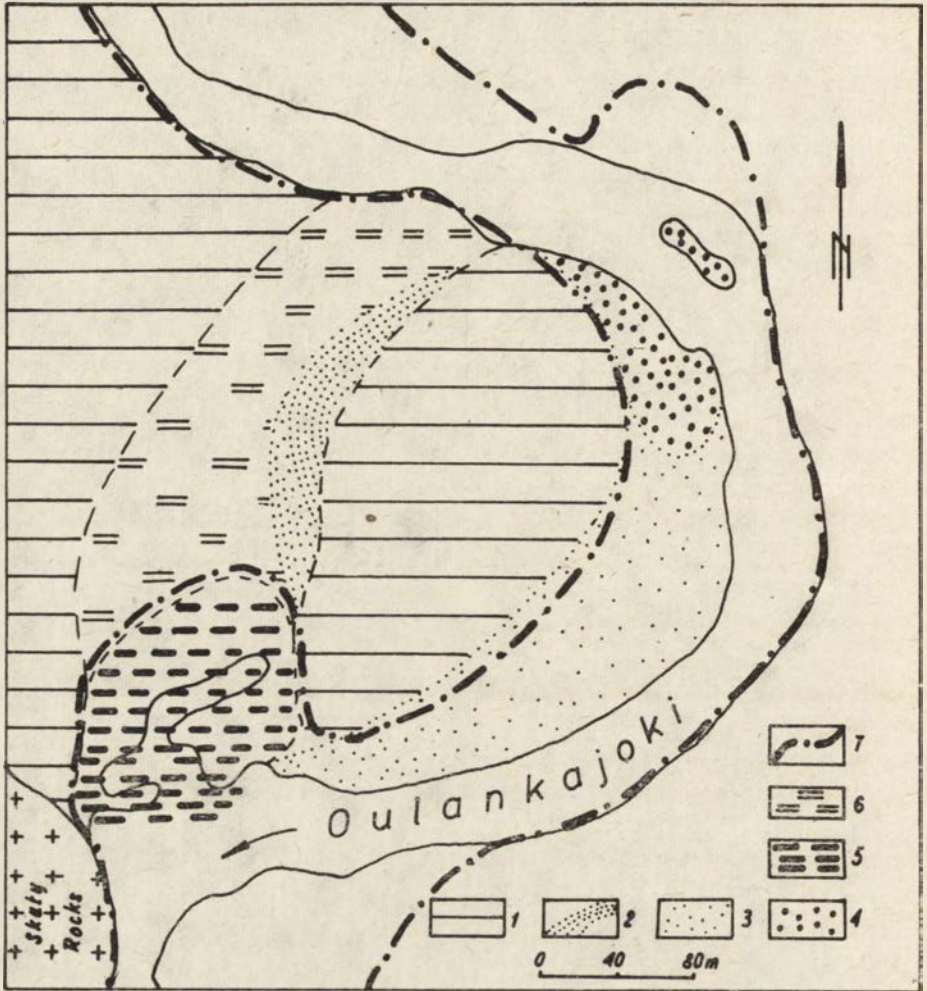
1 — stan niski; 2 — stan wysoki; 3 — ślady rozmywania na powierzchni łach

Main flow lines during and after flood in spring

1 — low waterlevel; 2 — high waterlevel; 3 — washout traces on point bars



Ryc. 23. Podłużny profil łachy Jäkälämütka  
 Longitudinal profile of Jäkälämütka point bar



Ryc. 24. Powierzchniowe zróżnicowanie osadów holocenijskich w obrębie łachy Honkamutka

1 — osady terasy nadzalewowej; 2 — piaszczyste utwory martwej łachy zakolowej; 3 — piaski współczesnej łachy zakolowej; 4 — gładzikowe reszdu łach współczesnej i łach środkokorytowej; 5 — najdrobniejsze piaski i mułki akumulacji powodziowej i popowodziowej deponowane w „cieniu” łachy; 6 — mineralno-organiczne wypełnienie starorzecza; 7 — granica koryta powodziowego

Surficial differentiation of sediment on Honkamutka point bar

1 — glaciofluvial sands; 2 — sorted sands of older point bar; 3 — sands covering present-day point bar; 4 — residual gravels; 5 — finest sands and mud deposited in “shade” of bar; 6 — minorganic filling of paleochannels; 7 — boundary of flood channel

płaskiego pokrytego obecnie cienką warstwą gładzików, a także występowanie tegoż horyzontu u podstawy wielu podcięć brzegowych (por. fot. 18) zdaje się świadczyć, że rzeka aktualnie rozcina warstwę grubszego materiału wypełnienia glaciofluwialnego.

Kompetencja transportowa rzeki, która poniżej wodospadu Kiutakön-



gås ma stosunkowo niewielkie spadki (średnio 0,64‰) jest niedostateczna do poruszania głazików, nawet w okresie wezbrań. Materiał grubszych frakcji żwirowych i głaziki przerzucane są podczas powodzi jedynie lokalnie w obrębie istniejących bystrzy. Na powierzchni residualnej części łąchy Honkamutka zaobserwowano występowanie poza czynnym przekrojem koryta smug piaszczysto-kamienistych (fot. 25). Formy te zaobserwowane u początku łąchy tak, jak to stwierdzono również na Raduni wykazywały układ łuków równoległych do krzywizny koryta rzecznego (A. Rachocki 1974). Pomierzona długość smug wynosiła 8—11 m przy równej, mniej więcej, szerokości części piaszczystych i kamienistych wynoszącej około 20 cm. Powtórnie formy takie zaobserwowano na żwirowej powierzchni łąchy przybrzeżnej położonej pomiędzy Długą Łachą a Jäkälämutkan (fot. 26). Poza omówionym fragmentem powierzchni rozmycia Honkamutka, tak jak większość łąch zakolowych, posiada powierzchnię akumulacyjną zbudowaną z materiału piaszczystego. Przestrzennie materiał ten jest słabo zróżnicowany pod względem składu mechanicznego (ryc. 21, krzywe 2, 3, 4, 5) zarówno w przekroju poprzecznym, jak i podłużnym łąchy. W porównaniu z osadami glaciefluwialnymi terasy nadzalewowej cechuje go zubożenie we frakcje drobniejsze odprowadzane w czasie wezbrań jako unosiny lub zawiesina, jest więc pod tym względem materiałem typowym dla tego typu form (J. R. Allen 1965; H. E. Reineck i I. B. Singh 1973). Pod względem struktury wewnętrznej materiał cechuje się drobnoskalowym warstwowaniem skośnym odpowiadającym transportowi materiału w formie drobnych ripplemarków (J. R. Allen 1965; J. D. Collinson 1970; R. C. Selley 1976).

Potwierdzenie istnienia tego typu transportu uzyskali autorzy podczas penetracji powierzchni łąch w końcu maja 1975 r., bezpośrednio po opadnięciu wezbrania. Wykonane wówczas zdjęcia (fot. 27) ukazują powierzchnię łąchy pokrytą małymi ripplemarkami typu falisto-grzbietowego (H. E. Reineck i I. B. Singh 1973). Wysokość ripplemarków wynosiła od 3 do 5 cm. Miejscami, zwłaszcza w najwyższej części odsłoniętej po wezbraniu powierzchni, grzbiety ripplemarków były zaokrąglone lub spłaszczone i nosiły ślady ścinania przez lekkie falowanie w odsuniętej daleko od nurtu części koryta powodziowego (fot. 28). Miejscami ripplemarki te w układzie grzbietów nosiły cechy form interferencyjnych związanych genetycznie ze strefą braku przepływu ciągłego (R. Aario 1972), bądź, jak to określają H. E. Reineck i J. B. Singh, przedstawiały one typ ripplemarków falowo-prądowych.

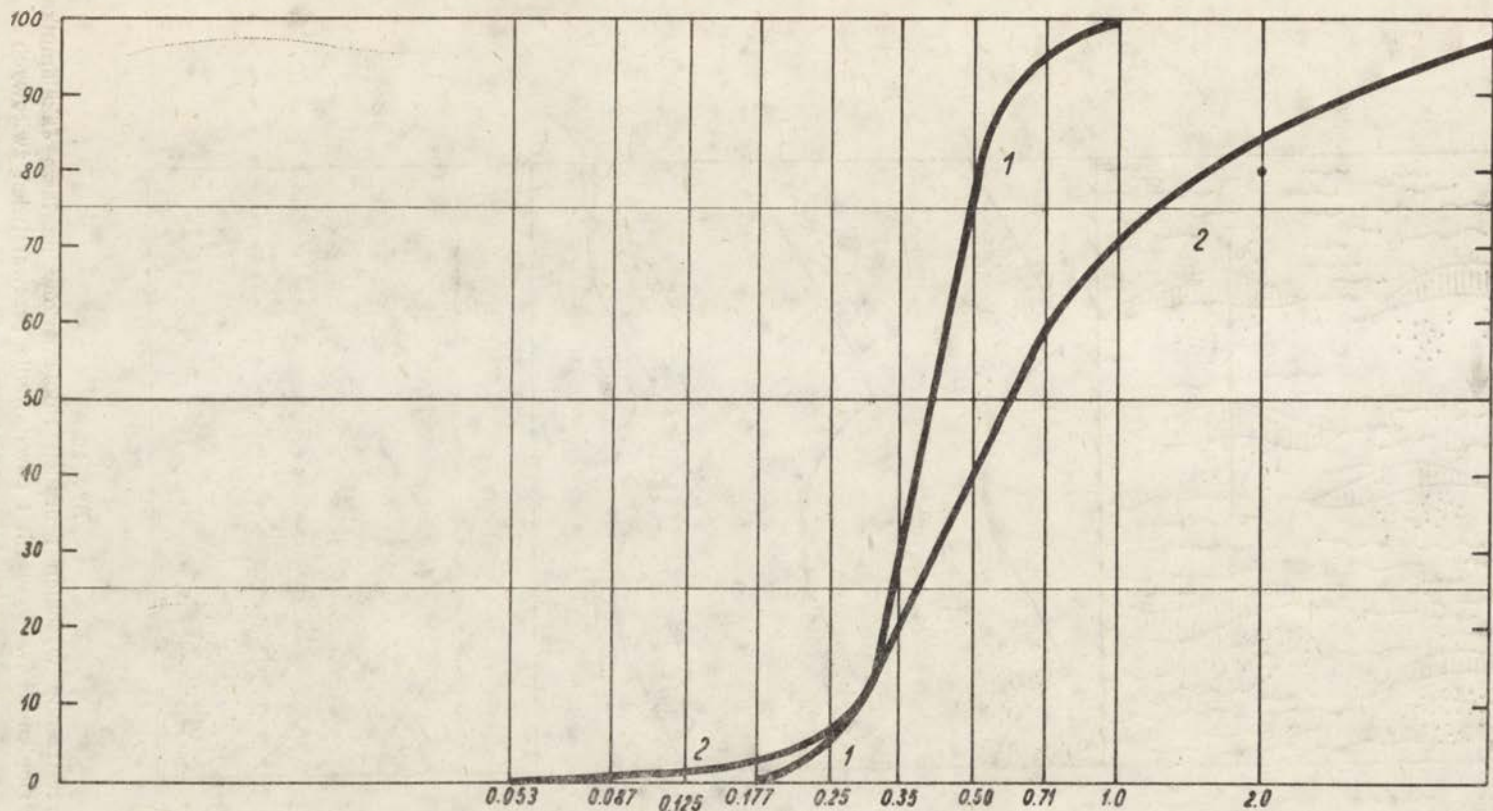
Pewne cechy morfologii łąchy Honkamutka, Jäkälämutkan i innych podobnych form pozwalają określić jeden ze sposobów transportu materiału, a także jego depozycji na ich powierzchniach. W południowej części łąchy Honkamutka stwierdzono występowanie wyraźnie, ostro zarysowanych progów o wysokościach 0,3 i 0,8 m. Progi zlokalizowane w dystalnej części łąchy wskazują, że materiał przemieszczany po jej powierzchni

w postaci drobnych ripplemarków w pewnym momencie tworzył formę podobną do czoła delty (fot. 29). Ripplemarki na tej krawędzi urywały się, a materiał ulegał zsypywaniu po jej pochylej płaszczyźnie. Ponieważ formy te w trakcie rekonesansu majowego nie były jeszcze wynurzone na powierzchnię, po raz pierwszy zetknięto się z nimi w początkach lipca, kiedy to warstwa powierzchniowa o grubości około 0,5 m była już całkowicie przesuszona. Fakt ten uniemożliwił odsłonięcie górnej części czoła krawędzi. Wkop wykonany u czoła krawędzi pozwolił jednak na wyraźne zaobserwowanie dwu serii piaszczystych w tej części łachy (fot. 30), różniących się wyraźnie typem sedymentacji osadu. Seria dolna z zachowanymi w powierzchni stropowej ripplemarkami reprezentowała warstwowanie skośne drobnoskalowe. Seria górna o nieciągłej i nieregularnej laminacji powstała prawdopodobnie w warunkach występowania prądów powrotnych (backflow) tworzących się u podstawy stopnia. Tego typu warstwowanie opisywane jest między innymi przez J. D. Collinsona (1970), z osadów śródkorytowych łach rzeki Tany, a także przez J. R. Borsmę i współautorów (1968).

Zarówno obecność wyraźnych krawędzi, jak i charakterystycznych towarzyszących im struktur sedymentacyjnych zdają się wskazywać, że na powierzchniach łach zakolowych niekiedy — przynajmniej w okresie wezbrań — transport materiału odbywa się po powierzchni łachy, kończąc się w jej obrębie progiem analogicznym do czoła subakwalnej delty. Czoło to przesuwane zgodnie z kierunkiem płynięcia wody. Niekiedy krótki okres wezbrania nie doprowadza do całkowitego przesunięcia go poza granice łachy, stąd po opadnięciu poziomu wody krawędzie te (tak jak w opisanym przypadku) wyraźnie zaznaczają się w morfologii powierzchni łachy. W obrębie łachy Jäkälämütka występowały np. dwie takie krawędzie (ryc. 23). Pierwsza z nich położona na powierzchni formy miała wysokość 0,4 m (fot. 31), druga, będąca zarazem południową krawędzią formy, posiadała wysokość 2,3 m (fot. 32). Pod wysoką krawędzią noszącą wyraźne ślady opadania poziomu wody w postaci mikroteras rozciągają się płytkie partie koryta pozostające w cieniu łachy, gdzie przy niskich stanach wody na zasadzie dekantacji (K. Klimek 1972) osadza się materiał najdrobniejszych frakcji piasków i mułków. W obrębie łożyska objętego łachami tworzącymi dla przepływającej korytem wody „cień hydrauliczny” zaznacza się wyraźne powierzchniowe zróżnicowanie osadzanego materiału (ryc. 24).

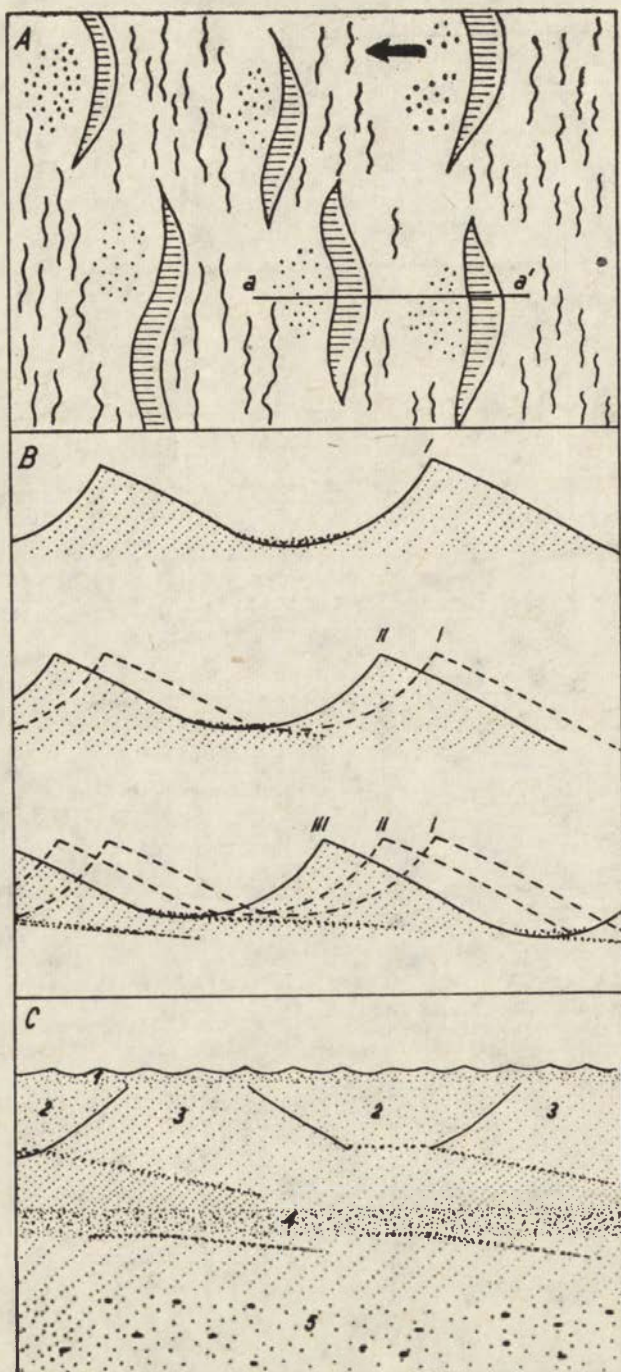
Nie we wszystkich przypadkach, tak jak to omówiono dotychczas, transport materiału kończy się na powierzchni łachy. Obserwowano bowiem także powierzchnie łach nie wykazujące istnienia żadnych progów i załamań w profilu zgodnym z kierunkiem przepływu wód powodziowych. Należy sądzić, że w takich przypadkach materiał przemieszczany był przez całą ich długość, a po stronie zaprawdowej zsypywał się z krawędzi, która po opadnięciu poziomu wody pokrywała się z końcem formy.





Ryc. 25. Średnie krzywe uziarnienia doprądowej strony ripplemarków wysokich (1) oraz zagłębień (2) na terenie łachy Jäkälämukka  
 Size frequency curves for samples taken on lee side (1) and stoss side (2) megaripples covered Jäkälämukka point bar





Ryc. 26

- A. Układ przestrzenny wysokich i niskich ripplemarków na łasce Jäkälämutka  
 B. Ruch ripplemarków wysokich i powstawanie przewarstwień zwirowych  
 C. Struktura wewnętrzna łachy

Istotnie, krawędzie takie występowały, a ich wysokości wahały się od 0,4 do 2 m. Po opadnięciu poziomu wody krawędzie takie niszczone są bądź przez podcinanie połączone z osuwaniem całych pakietów materiału z zachowaniem jego wewnętrznej struktury (fot. 33), bądź też przez infiltrowanie wody rzecznej w ich podstawy, co powoduje osiadanie połączone z występowaniem charakterystycznych szczelin równoległych do brzegu koryta (fot. 34).

Dodatkowego potwierdzenia przypuszczeń co do charakteru transportu i możliwego sposobu narastania łach zakolowych dostarcza wymieniana już fotografia 33. Widoczna na niej zaprawowa krawędź łachy na całej swej wysokości cechuje się jednokierunkowym, skośnym ułożeniem materiału, co uwidaczniają dobrze w tym wypadku widoczne laminy. Zarówno długość ich, jak i brak zaburzeń na całej wysokości krawędzi świadczy, że wytworzyć się mogły jedynie przez lawinowe osypywanie materiału po istniejącym stoku, stok ten nie był zaś niczym innym, jak tylko krawędzią czoła delty identyczną z formami widocznymi na powierzchniach innych łach. Odrzucenie przedstawionego przypuszczenia nastęrcza duże trudności z wyjaśnieniem powstania laminacji osadów o takim typie, jak widoczny na zdjęciu.

Inne interesujące przykłady struktury wewnętrznej materiału budującego łachy obserwowali autorzy na łasze Jäkälämütka. Podczas bytności na niej w ostatnich dniach maja 1975 r. zauważono, że cała jej wynurzona powierzchnia pokryta jest ripplemarkami wysokimi (dunes — D. B. Simons, E. V. Richardson 1966; large scale ripples — J. R. Allen 1965; megaripples — H. E. Reineck, I. B. Singh 1973) o wysokości 30—40 cm (fot. 35) i długości 2—4 m. Płaskie proksymalne stoki ripplemarków pokrywały częściowo ripplemarki małe o wysokości 3—5 cm i lekko falistych liniach grzbietowych. W pełnym ujęciu były to więc, zgodnie z terminologią D. B. Simonsa i E. V. Richardsons (1960, 1966), wydmy z nałożonymi ripplemarkami (dunes with ripples superposed). Badania struktury powierzchniowych warstw łachy pokrytej tymi formami, oprócz powszechnie znanych typów towarzyszącego im warstwowania materiału, pozwoliły na określenie sposobu tworzenia się cienkich przeławiczeń drobnych żwirów spotykanych często w osadach łach. Każdej bowiem formie ripplemarka wysokiego towarzyszyło po stronie zaprawowej zagłębienie, w którym występowało skupisko materiału grubszego o frakcji powyżej 3 mm.

1 — powierzchnia przewiana z ripplemarkami wiatrowymi; 2 — bezstrukturalny materiał eolicznego wypełnienia zagłębień; 3 — ścięte eolicznie ripplemarki wysokie z zachowaną laminacją; 4 — powierzchnia rozmycia; 5 — niższe, nie objęte badaniami osady

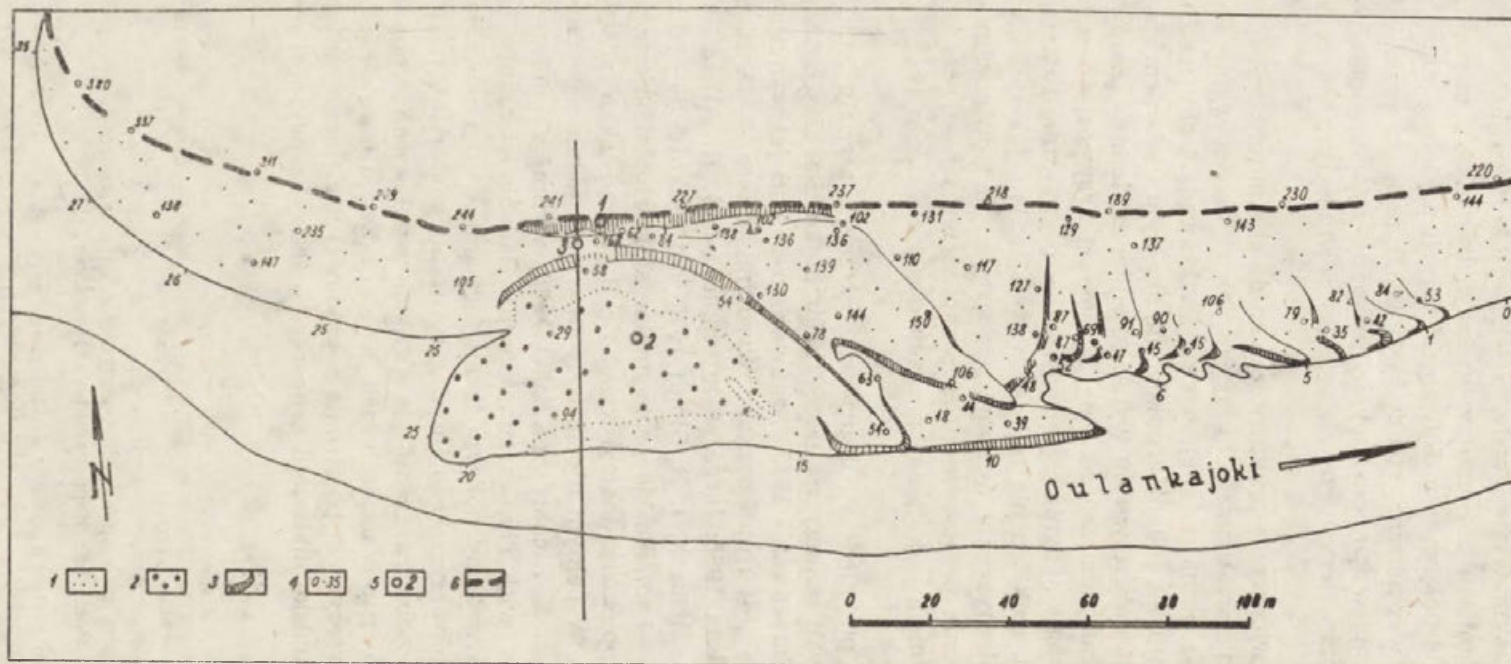
A. Example of small and megaripples on Jäkälämütka

B. Megaripples movement and construction of grit layers

C. Point bar deposits-internal structure

1 — wind erosion face with aeolian ripples; 2 — structurless material; 3 — the remains of megaripples with visible lamination; 4 — outwashed surface; 5 — uninvestigated deposits





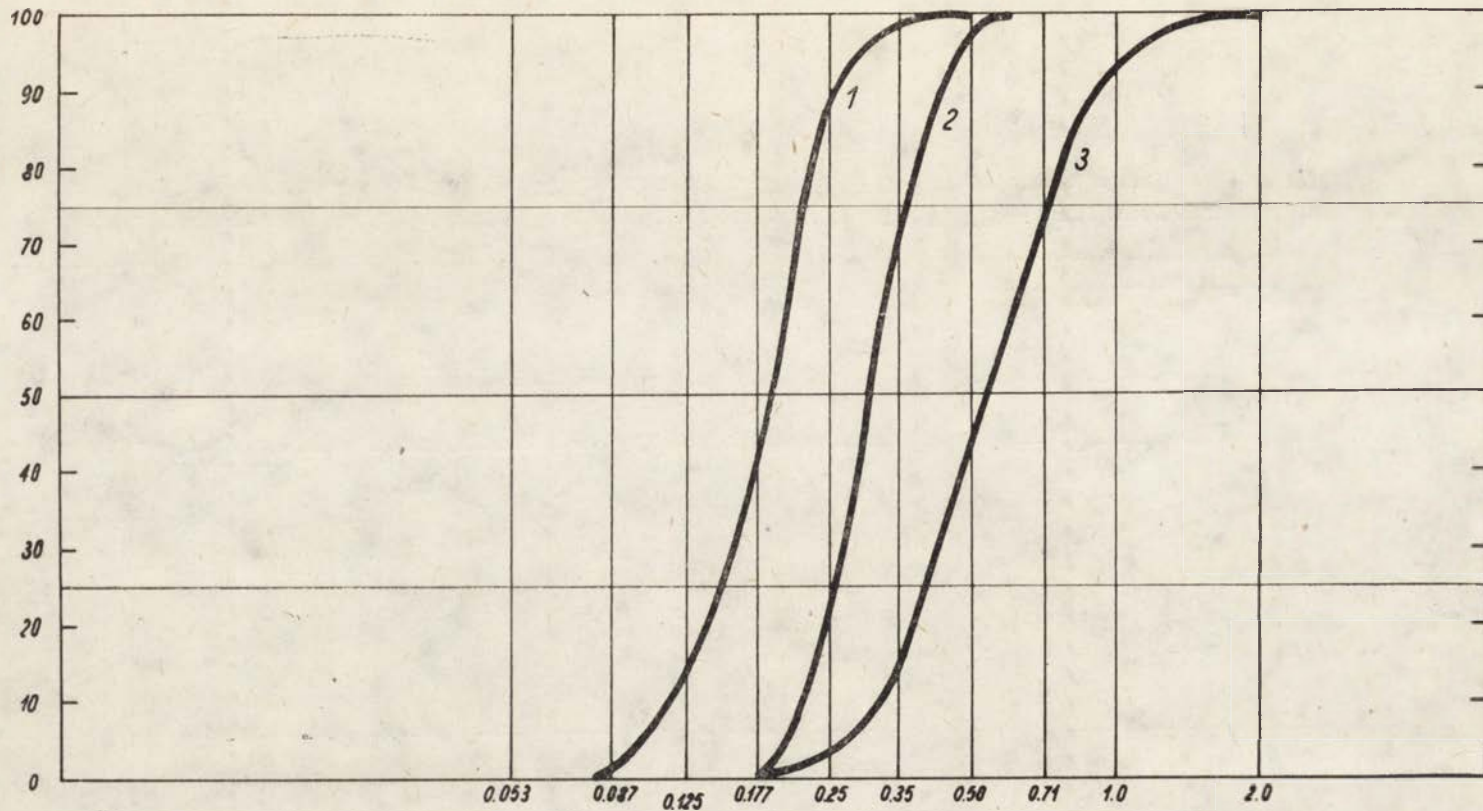
Ryc. 27. Morfologia powierzchni Długiej Łachy

1 — powierzchnie piaszczyste; 2 — powierzchnie pokryte residuum; 3 — ostre krawędzie; 4 — zaniwelowane wysokości poziomu wody przy brzegu łachy; 5 — miejsca pobrania prób (por. ryc. 28); 6 — granica terasy nadzalewowej będąca zarazem granicą występowania zwartej pokrywy roślinnej

Morphology of Long Bar (point bar)

1 — sand surface; 2 — outwashed surface covered by gravels; 3 — sharp edges in sandy deposits; 4 — highs in cm above point; 5 — location of samples; 6 — plants cover boundary



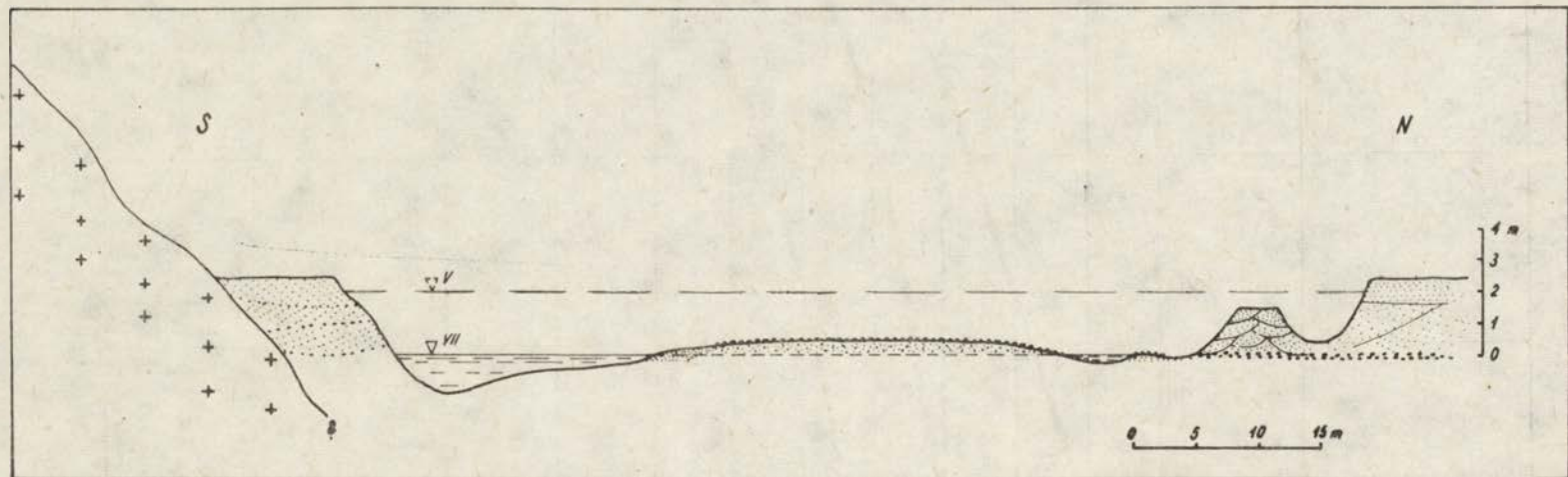


Ryc. 28. Krzywe uziarnienia prób z Długiej Łąchy

1 — terasa nadzalewowa; 2 — materiał podresidualny; 3 — powierzchnia piaszczysta

Size frequency curves for Long Bar

1 — terrace sand; 2 — underresidual sand; 3 — youngest surficial sand



Ryc. 29. Poprzeczny profil Długiej Łachy (linia profilu widoczna na ryc. 27); V, VII — stany wody w maju i lipcu 1975 r.  
 Cross-section of Long Bar (profil line shown fig. 27); V, VII — water stages in may and july 1975

Próbki pobierane ze stoku doprądowego oraz zagłębień wykazały istnienie dużego zróżnicowania składu mechanicznego materiału. Przedstawione na rycinie 25 krzywe wykreślono na podstawie średnich wartości z 10 prób pobranych z takiej samej liczby położonych w różnych punktach łachy form ripplemarków wysokich. Z przebiegu krzywych widać, że strona doprądowa ripplemarków pozbawiona jest zarówno materiału bardzo drobnego, jak i najgrubszego. Materiał grubszy staczany jest do zagłębień u podstawy, materiał drobniejszy porywany jest przez strugi wody z krawędzi grzbietów i przenoszony przez saltację bądź unoszenie. Jedynie w znikomym procencie dostaje się do zagłębień, kierowany tam przez występujące u czoła form zawirowania lub prądy wsteczne. Wkop przeprowadzony na linii a—a' (ryc. 26A) pozwolił stwierdzić, że opisane skupiska materiału grubszego występującego w zagłębieniach dają początek cienkim warstewkom żwirków włożonym pomiędzy osady piaszczyste (ryc. 26B). Warstewki te, o maksymalnych pomierzonych długościach 1,30—1,67 m, w przeciwieństwie do zgodnej z czołem ripplemarków laminacji piasków, zapadają łagodnie pod kątem 4—6° w kierunku przeciwnym do ogólnego kierunku płynięcia wody.

Stan powierzchni łach przedstawiony zarówno na fotografii 27, jak i 35 nie jest stanem trwałym. Formy ripplemarków utrzymują się tak długo, dopóki materiał nie ulegnie przesuszeniu. Od tego momentu powierzchnie łach zaczynają ulegać modelowaniu eolicznemu. W miesiącach letnich (czerwiec, lipiec) przesuszenie to sięga do głębokości 0,5—0,6 m od powierzchni łachy. Na powierzchniach łach formowane są ripplemarki wiatrowe. W przypadku łach pokrytych ripplemarkami wysokimi, tak jak na łasze Jäkälämütka, ich powierzchnie ulegają planacji eolicznej. Nie-warstwowany materiał niesiony przez wiatr zapełnia częściowo obniżenia pomiędzy ripplemarkami (fot. 36). W strukturze wewnętrznej osadów powierzchniowych proces ten utrwała się w postaci ściętych eolicznie grzbietów ripplemarków zachowujących swą laminację (ryc. 26C) oraz zapełnionych nawianym materiałem zagłębień, w których warstwowanie jest niezauważalne. W podłożu materiału nawianego do zagłębień widoczne są warstewki materiału grubszego pierwotnie zalegającego w dnach obniżen. Wobec braku utrwalenia powierzchni łach pokrywają roślinną rolą wiatrów w modelowaniu ich powierzchni jest duża. Don Gill (1972) na podstawie badań łach znajdujących się w delcie rzeki Mackenzie stwierdził np., że grubość warstwy przewianej na wybranych stanowiskach wynosiła 5—12 mm w okresie ośmiu tygodni. Również J. D. Collinson (1970) obserwował na powierzchniach łach śródkorytowych efekty działania wiatru doprowadzającego do wytworzenia na powierzchniach ripplemarków eolicznych strukturalnie niezgodnych z podścielającymi je osadami fluwialnymi. Oczywiście działalność wiatru w warunkach wąskiej, głębokiej doliny rzecznej, jaką posiada Oulanka ma w dużej mierze cechy lokalne. Wyjątkowo silne rozwiewanie łachy Jäkälämütka związane jest z usytu-



waniem jej w wylesionym obecnie rozszerzeniu doliny otwartym na wiatry z sektora północnego, które w tej części Finlandii stanowią łącznie 20% wiatrów (*Atlas of Finland* 1960).

Innym obiektem badań nad formami powodziowego kształtowania powierzchni łąch była Długa Łacha położona w bezpośrednim sąsiedztwie łąchy Honkamutka (ryc. 27). Podczas wezbrania majowego powierzchnia jej całkowicie znajdowała się pod wodą (fot. 37). W lipcu, kiedy poziom wody bliski był stanom najniższym (fot. 38) powierzchnia ta przedstawiała bardzo ciekawy i zróżnicowany obraz rzeźby. Podobnie, jak na łąsze Honkamutka zaznaczała się na niej powierzchnia rozmycia pokryta residualnym brukiem gładzikowym, a także ostre krawędzie form akumulacyjnych o wysokościach maksymalnych 1,1 m (fot. 39, 40). Dla łąchy tej z powodu braku czasu nie wykonano planu poziomicowego. Wobec znacznej ilości krawędzi o niewielkich wysokościach względnych wymagałoby to zarówno bardzo dużego zagęszczenia punktów wysokościowych, jak i interpolacji warstw w cięciu 0,1 m. Dla orientacji o rzędzie i rozmieszczeniu istniejących deniwelacji na rycinie 27 zamieszczone zostały punkty wysokościowe odniesione do stanu wody w rzece w dniu wykonywania pomiarów.

Residualne pochodzenie gładzików pokrywających część powierzchni łąchy znalazło potwierdzenie w dwu wkopach. Jeden z nich zlokalizowany na krawędzi serii piaszczystej (fot. 41), drugi w obrębie terasy nadzalewowej wykazały istnienie tego samego horyzontu na poziomie dokładnie odpowiadającym powierzchni rozmycia. Grubość warstwy residualnej jest niewielka (fot. 42), równa w przybliżeniu średniej średnicy gładzików, mimo to jest wystarczająca, by chronić przed rozmywaniem znajdujący się pod nią materiał piaszczysty. Porównanie krzywych uziarnienia materiału pobranego spod powierzchni residuum, powierzchni piaszczystych łąchy oraz terasy nadzalewowej (ryc. 28) wskazuje, że w każdym z tych przypadków mamy do czynienia z materiałem o innym składzie mechanicznym. Osady najmłodszej powierzchni powodziowej, w porównaniu z dwoma pozostałymi próbami, cechuje wyraźne pogrubienie frakcji ziarna.

Obecność najwyższej krawędzi osadów piaszczystych w sąsiedztwie powierzchni rozmycia pozwala przypuszczać, iż ukształtowały ją prądy wody przeważające w niszczonej powierzchni łąchy, ma więc ona prawdopodobnie charakter podwodnej krawędzi erozyjnej. Równoległy z jej przebiegiem układ tych prądów potwierdza duży, łukowato wygięty cien piaszczysty z zachowaną kępą turzyc (fot. 43). Widoczny w prawej części ryciny 27 układ jedenastu, mniej więcej równoległych, niewysokich krawędzi można tłumaczyć istnieniem transportu typem zbliżonego do dużych ripplemarków (fot. 44). Innym, wartym podkreślenia rysem rzeźby powierzchni Długiej Łachy było występowanie zagłębień, jakie utworzyły się pomiędzy niezalewaną terasą a wewnętrzną krawędzią powierzchni

piaszczystej (ryc. 29). Obecność tych niezakumulowanych zagłębień być może związana była ze zwiększoną turbulencją wody hamowanej w przepływie przez tarcie o utrwalony roślinnością brzeg terasy. Czy jednak wytłumaczenie to jest prawdziwe? Fotografie 45 i 46 ukazujące zachowane w dnach owych zagłębień doskonale czytelne formy ripplemarków niskich wskazują raczej, że nawet podczas wezbrania przepływ odbywał się tu na normalnej drodze z prędkościami nie większymi niż 0,5 m/sek (D. B. Simons, E. V. Richardson 1960, 1966), bez widocznych śladów większego wirowego rozmywania dna zagłębień. Opadający po wezbraniu poziom wody, odbywający się równolegle z opadaniem poziomu Oulanki, konserwował w tych obniżeniach ripplemarki tak, że w porównaniu z formami występującymi na otwartych powierzchniach łąchy (fot. 47) nie ulegały one ścinaniu. Proces ścinania ripplemarków w strefie bezpośredniego kontaktu łąchy z rzeką ilustruje fotografia 48.

Trudnością autorów i, jak się zdaje, także i innych badaczy form współczesnej morfologii koryt i łożysk rzecznych jest to, że najczęściej zmuszeni są do podejmowania prób odtworzenia zdarzeń jedynie na podstawie zastanego w terenie zapisu w postaci gotowych form. Rekonstrukcja taka nie zawsze jest w pełni możliwa, zawsze jest bardzo trudna i obciążona subiektywizmem, w dużej mierze uzależnionym od wiedzy i wyobraźni piszących.

Na podstawie przedstawionego materiału dotyczącego genezy powierzchni łąch zakolowych nieodparcie narzuca się jeden wniosek. Nawet na krótkim stosunkowo odcinku rzeki ten sam czynnik modelujący (wezbranie) doprowadza do powstania odmiennych zespołów form powierzchni łąch (małe lub duże ripplemarki, krawędzie deltowe, krawędzie erozyjne). Każdy z tych przypadków charakteryzował się odmiennym typem transportu materiału.

Nie wszystkie zaobserwowane fakty dają się jasno i jednoznacznie wytłumaczyć przy obecnym stanie poznania zależności rządzących powstawaniem form rzeźby fluwialnej, czy też form transportu materiału korytowego. Spostrzeżenia takie dla autorów stały się poważnym ostrzeżeniem przed zbyt daleko idącym wysnuwaniem wniosków paleomorfologicznych czy paleogeograficznych na temat genezy form w obrębie większej jednostki morfologicznej, jaką w tym przypadku stanowiła dolina Oulanki.

#### PODSTAWOWE FORMY DNA KORYTA RZECZNEGO

Dla uzupełnienia obrazu procesów obserwowanych w dolinie warto wspomnieć o występujących formach dna koryta. W okresie niskich stanów wody w lipcu 1975 r. poczyniono szereg spostrzeżeń, głównie na odcinku rzeki poniżej wodospadu Kiutaköngäs.

Szerokość koryta w tym okresie wahała się od 30—60 m. Dzięki dużej



czystości i niewielkiej głębokości wody (0,2—1,5 m) udało się zarejestrować następujące podstawowe formy dna rzeki:

1. Dno całkowicie płaskie, na całej szerokości pokryte gładziami, nie-erodowane.

2. Dno piaszczyste lub częściowo pokryte gładziami z występującymi w zakolach przegłębieniami towarzyszącymi podcinanym brzegom.

3. Dno piaszczyste objęte transportem materiału wleczonego w postaci ripplemarków.

4. Dno wysłane gładziami objęte transportem materiału w postaci smug piaszczysto-kamienistych.

5. Dno rozmywane za przeszkodami (pnie drzew, głazy) z przegłębieniami rozmieszczonymi nieregularnie, w zależności od występowania przeszkód.

6. Dno kamieniste lub pokryte gładziami w miejscach lokalnych załamania spadków i towarzyszących im bystrzy z przepływem podkrytycznym przy niskich stanach wody.

7. Dno i koryto skaliste w obrębie wodospadów z formami silnego, ewersyjnego niszczenia (fot. 49).

8. Dno i koryto roztokowe o przewadze akumulacji grubszego materiału wleczonego.

Wymienione typy dna koryta nie wyczerpują wszystkich możliwości, orientują jednak ogólnie w charakterze dna rzeki, a tym samym w możliwościach zachodzenia procesów migracji i pogłębiania, które to procesy, w związku z niezakończonym dotychczas dźwiganie izostatycznym, ciągle jeszcze mają duży wpływ na kształtowanie rzeźby doliny.

## ZAKOŃCZENIE

W zakończeniu niniejszego studium, będącego efektem zintegrowanego wysiłku obu autorów chcieliby oni dać wyraz wspólnemu przekonaniu, że w ich mniemaniu podstawowe źródła trudności, jakie napotykają obecnie próby syntez dotyczących zwłaszcza współczesnej morfogenetycznej działalności rzek, w dużej mierze wynikają z badań nad obiektami niewspółmiernymi. Niewspółmierność ta dotyczy zarówno geometrii rzek i ich zlewni, jak i stopnia złożoności ustrojów hydrologicznych. W rezultacie powoduje to z reguły nieporównywalność otrzymanych wyników i przyczynia się do ugruntowania wrażenia, że każda rzeka stanowi swego rodzaju niepowtarzalne indywiduum dynamiczne. Dla osiągnięcia rezultatów porównywalnych celowym byłoby przeprowadzenie badań na zlewniach testowych o zbliżonych rozmiarach geometrycznych, różniących się jednak warunkami geologicznymi, klimatycznymi, hipsometrycznymi itp. Najlepszym rozwiązaniem byłyby badania prowadzone na zlewniach o po-



dobnej budowie geologicznej, lecz różnych warunkach klimatycznych oraz na zlewniach różniących się budową geologiczną, a położonych w podobnych warunkach klimatycznych. Dopiero w miarę pełne poznanie całokształtu zjawisk morfogenetycznych zlewni testowych powinno stanowić wstęp do badań rzek o dużych i zróżnicowanych zlewniach i złożonym ustroju hydrologicznym. Na tej drodze możliwym wydaje się zarówno wypracowanie precyzyjnych metod, jak i dojście do empirycznego ustalenia pewnych prawidłowości ilościowych rządzących skomplikowanym mechanizmem procesów fluwialnych. Kontynuacja badań w formie obecnej nie jest w stanie posunąć naprzód podstaw teoretycznych zagadnienia skazując zajmujących się nią na kazuistykę i dochodzenie do formuł, których zastosowanie do innych obiektów obarczone będzie ryzykiem popełnienia błędów.

Doceniając rolę badań modelowych, jako pomocy przy rozwiązywaniu pewnych zagadnień z zakresu hydromechaniki rzek, mając przed oczami badany wspólnie przykład rzeki „żywej”, autorzy skłonni są do pewnego sceptycyzmu dotyczącego możliwości transponowania rezultatów laboratoryjnych na warunki środowiska naturalnego, w którym wody płynące są tylko jednym z elementów układu, powiązanego stałymi i nierozzerwalnymi interakcjami z elementami pozostałymi tworzącymi wspólną całość.

## LITERATURA

- Aario R., 1972, *Associations of bed forms and paleocurrents in an esker delta, Haapajärvi, Finland*, Suomal. Tiedeakat. Toim. Ser., III.
- Aario R., Forsström L., Lahermo P., 1974, *Glacial landforms with special reference to drumlins and fluting in Koillismaa, Finland*, Geol. Survey Finl. Bull. 273.
- Ahti T., Hämet-Ahti L., Jalas J., 1968, *Vegetation zones and their sections in northwestern Europe*, Ann. Bot. Fenn.
- Ahti T., Hämet-Ahti L., 1971, *Hemerophilous flora of the Kuusamo district, northeast Finland, and the adjacent part of Karelia, and its origin*, Ann. Bot. Fenn. 8.
- Atlas of Finland 1960*, The Geographical Society of Finland, Helsinki.
- Allen J. R. L., 1965, *A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments*. Sedimentology 5.
- Auer V., 1952, *Peat Lands, Fennia* 72.
- Axelsson V., 1967, *The Laitaure Delta*, Geogr. Ann. 49 A.
- Boersma J. R., Meene E. A., Tjalsma R. C., 1968, *Intricated cross-stratification due to interaction of a megaripple with its lee-side system of backflow ripple*, Sedimentology 11.
- Collinson J. D., 1970, *Bedforms of the Tana River, Norway*, Geogr. Ann. 52 A. No. 1.
- De Geer S., 1911, *Klarälfvens serpentinlopp och flodplan*, Sveriges, Geol. Unders., Ser. C., No 236.
- Dębski K., 1968, *Hydrologia*, Warszawa.
- Don Gill, 1972, *The point bar environment in the Mackenzie River Delta*, Can. Journ. of Earth Sci. 9.
- Donner J. J., Junger H., 1974, *Errors in the radiocarbon dating of deposits in Finland from the time of deglaciation*, Bull. Geol. Soc. Finl. 46.
- Glückert G., 1974, *The Kuusamo drumlin field, northern Finland*, Bull. Geol. Soc. Finl. 46.
- Granö J. G., 1952, *Geographic regions, Fennia* 72.
- Grosswald M. G., 1972, *Glacier variations and crustal movements in northern European Russia on late Pleistocene and Holocene times [w:] Climatic changes in arctic areaa during the last ten-thousand years*, Pub. Inst. Geogr. Univ. Ouluensis 41.
- Hackman V., 1910, *Map of Pre-Quaternary rocks, Lehti-sheet C 6, Rovaniemi*, General geological map of Finland, 1 : 400 000.
- Hackman V., Wilkman W. W., 1925, *Map of Pre-Quaternary rocks, Lehti-sheet D 6, Kuolajärvi*, General geological map of Finland, 1 : 400 000.
- 1929, *Kivilajikarten selitys D 6, Kuolajärvi*, Helsinki.
- Havas P., 1961, *Vegetation und Ökologie der ostfinnischen Hangmoore*, Ann. Bot. Soc., „Vanamo” 31 : 2.
- Hänninen K., 1912, *Havaintoja Paanajärvestä. Referat: Beobachtungen betreffs des Paanajärvi-Sees*, Medd. av Geogr. För i Finland IX.

- 1915, *Drumlinmaisemien järvistä ja reiteistä Oulankajoen alueella Kuusamossa. Referat: Über die Seen und Seenketten der Drumlinlandschaften im Gebiet des Flusses Oulankajoki, Kirchspiel Kuusamo, Finland, Medd. av Geogr. För. i Finland XI.*
- Härme M., 1961, *On the fault lines in Finland*, Bull. Comm. Geol. Finl. 196.
- Holmes A., 1945, *Principles of physical geology.*
- Hyvärinen H., 1966, *Studies on the late-Quaternary history of Pielis-Karelia, eastern Finland*, Soc. Scient. Fenn., Comm. Biol. 29 (4).
- 1972, *Flandrian regional pollen assemblage in eastern Finland*, Soc. Scient. Fenn., Comm. Biol. 59.
- 1975, *Myöhäisjääkauden Fennoskandia — käsityksiä ennen ja nyt. Summary: Lateglacial peleoecography of Fennoscandia*, Terra 87: 3.
- Hyypä E., 1936, *Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinlands, mit Ergänzungen zur Kenntniss des spätglazialen Klimas*, Compte Rend. Soc. Geol. Finl. 9.
- 1943, *Itämeren historia uusimpien Itä-Karjalassa suoritettujen tutkimusten valossa. (Östersjöns historia i ljuset av de nyaste forskningarna i Öst-Karelien)*, Terra 55: 3—4.
- 1966, *The Late-Quaternary land uplift in the Baltic Sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels*, Ann. Acad. Sci. Fenn. A 3: 90.
- Hyypä E., Penttilä S., 1961, *Superficial deposits of North Finland*, Geol. Surv. of Finland.
- International Quaternary Map of Europe (1971). Blatt 3, Nordkapp.*
- Kajansuu R., 1967, *On the deglaciation of western Finnish Lapland*, Bull. Comm. Geol. Finl. 232.
- Klimek K., 1972, *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia)*, Pr. Geogr. IG PAN nr 94.
- Kolkki O., 1965, *Tables and maps of temperature in Finland during 1931—1960, Supplement to the meteorological yearbook of Finland. 65: 1a.*
- Koutaniemi L., 1974, *Oulankajokilaakson geomorfologisesta kehityksestä (niepublikowane).*
- Kouvo O., 1958, *Radioactive age of some finnish pre-Cambrian minerals*, Bull. Comm. Geol. Finl. 182.
- Köppen, Clarence, Long, 1958, *Weather and climate.*
- Lambor J., 1971, *Hydrologia inżynierska*, Warszawa.
- Landberg H. E., Lippman H., Paffen K. H., Troll C., 1965, *World maps of climatology.*
- Lavila T. O., 1972, *Die Schneedeckenzeit im Nördlichen Kallottengebiet in der Normalperiode 1931—1960*, Nordia 40.
- Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964, *Fluvial processes in geomorphology.*
- Lueder D., 1959, *Aerial photographic interpretation.*
- Lawrowa M. A., 1960, *Quaternary geology of the Kola Peninsula*, Acad. Sci. USSR. Moscow.
- Mansikkaniemi H., 1964, *Main features of the glacial and postglacial development of Pulmanki valley in northernmost Finland*, Ann. Univ. Turku. A II: 32.
- 1970, *Deposits of sorted material in the Inarijoki-Tana river valley in Lapland*, Ann. Univ. Turku A II: 43.
- 1970, *Sinuosity of rivers in Northern Finland*, Ann. Univ. Turku A II: 46.
- 1972, *Regional differences in the sinuosity of rivers in Finland*, Fennia 118.
- Niini H., 1967, *The dependence of the relief on structure and composition of the bedrock in western Lapland*, Fennia 97: 2.
- Pardé M., 1957, *Rzeki*. Warszawa.



- Post L. von., 1948, *Övre Klarälvdalens fornfjord*, Geol. Fören. i Stockholm förhand, vol. 70.
- Rachocki A., 1974, *Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni*, Dok. Geogr., z. 4.
- Reineck H. E., Singh I. B., 1973, *Depositional sedimentary environments*, Berlin—Heidelberg—N.York.
- Saari V., 1973, *Runsaravinteista kasvualustaa vaativan lajiston esiintymisestä Oulangan kansallispuistossa* (niepublikowane).
- Sauramo M., 1940, *Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan*, Porvoo—Helsinki.
- 1958, *Die Geschichte der Ostsee*, Ann. Acad. Sci. Fenn. A III:51.
- Selley R. C., 1976, *An introduction to sedimentology*, London—N.York—San Francisco.
- Silvennoinen A., 1972, *On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northeastern Finland*, Geol. Surv. Finl. Bull. 257.
- Simonen A., 1960, *Pre-Quaternary rocks in Finland*, Bull. Comm. Geol. Finland 191.
- Simons D. B., Richardson E. V., 1960, *Resistance to flow in alluvial channels*. Journ. Hydr. Div. Vol. 86, No HY 5.
- 1966, *Resistance to flow in alluvial channels*, USGS Prof. Paper 422-J.
- Sorsa P., 1965, *Pollenanalytische Untersuchungen zur Spätquartären Vegetations- und Klimaentwicklung im östlichen Nordfinland*, Ann. Bot. Fenn. 2.
- Sundborg A., 1956, *The river Klarälven. A study of fluvial processes*, Geogr. Ann. 38.
- Talvitie J., Luoma-aho S., 1972, *Morphologic-geologic units in black and white and infrared colour mosaics in Koillis-Pohjanmaa, NE — Finland*, Photograph. J. Finland 6 (1).
- Talvitie J., Paarma H., 1973, *Reconnaissance prospecting by photogeology in northern Finland*. Extract from: *Prospecting in areas of glacial terrain*.
- Tanner V., 1914, *Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar III*, Helsinki.
- Vasari Y., 1962, *A study of the vegetational history of the Kuusamo district during the Late-Quaternary Period*. Radiocarbon datings. Preliminary report, Arch. Soc., „Vanamo” 18 (2).
- 1963, *Studies of the vegetational history of the Kuusamo district during the Late-Quaternary period*, Ann. Bot. Soc., „Vanamo” 33:1.
- Väyrynen H., 1933, *Über die Stratygraphie der karelischen Formationen*, Bull. Comm. Geol. Finl. 101.
- Virkkala K., 1948, *Late-glacial development of shore-lines in southern Kainuu and northern Karelia*, Compt. Rend. Soc. Geol. Finl. 21.
- Virkkala K., 1956, *Maaperäkartan selitys, 4421, Hyrynsalmi*, Geol. Surv. Finland.
- Walling D. E., Gregory K. J., 1973, *Drainage basin form and processes*.
- Wenner C. G., 1950, *The deltas and terraces of the river Viskan between Berghem and Horred*, Geogr. Ann. 32.
- oraz materiały Fińskiego Biura Hydrologicznego (Kuukausikatasaus Suomen ilmastoon, vuosiyhdistelmä, 1970).

## THE OULANKA VALLEY (NORTH-EAST FINLAND) MORPHOLOGICAL-MORPHODYNAMICALLY STUDY

### Summary

The catchment basin of Oulanka river in NE Finland lies near the Soviet frontier line. Geographically its situation is marked by the 29°E meridian and the northern Arctic Circle which intersect each other in the middle of this catchment basin (fig. 1).

As to altitude, the basin extends over an area from 200 to 400 m a.s.l.; somewhat higher are only some solitary mounds bearing the character of hardrock inselbergs.

The climate of the basin may be allotted, after Köppens classification, to the group of frigid nival forest climates. The mean air temperature is here 0°C, mean precipitation is 520 mm, 45% of which is snowfall (fig. 3).

95% of the catchment basin are covered natural plant communities, and among them 50% are peat bogs.

In its geological structure the area of the catchment basin has been assigned to the schist zone of the Karelides extending over the eastern and north-eastern part of Finland. The age of the rock formations in the substratum is estimated to be some 2.6 to 2.8 billion years — hence they are among the oldest rock formations known on the Globe. Typical rocks of this area are granites, metabasites, mica schists, granodiorites, etc.

The last glaciation left behind in northern Finland non-continuous and fairly thin covers of glacial deposits. Predominant are sandy and clayey covers, frequently showing the features of ablation moraines.

The Oulanka valley is a landform of polygenetic origin. It originated along the line of a tectonic splitting apart running from NW to SE, the direction commonly observed in these parts of the country. During the Pleistocene, glacial sculpturing led to the formation of an U-shaped valley which, during the final stage of the Glacial, had its lower section filled-in with glacifluvial deposits. A powerful postglacial erosive river incision, stimulated by the isostatic Fennoscandian emergence, led to the removal of part of these glacifluvial deposits. Hence, the Oulanka valley is the typical example of an epigenesis of the land relief.

The modern development of fluvial relief forms is by no means less interesting than the past morphological history of this valley.

Sandbanks and shoals in their classical shapes, bank undercuttings and other landforms, are here an attractive object for investigation. By undercutting are at present mainly affected the edges of a 4 to 6 m terrace which are retreating at the considerable rate of some 0.4 m per year. These processes of bank undercutting occur with particular intensity in the spring (in May), when thawing of the snow cover causes the water to rise 2 to 2.5 m above mean annual levels. However, besides material removal by floodwater, a considerable part in final shaping of the valley slope is played by downslope tumbling of dry sand and gravel of which the bank slopes are mostly built, as well by suffosion, a washing-out by underground waters.

The backwater sandbanks and shoals developing with and due to bank undercutting were a further object of interesting studies. The occurrence of sandy steps (photos 29, 31, 32; fig. 23) on the Honkanutka and Jäkälämutka sandbanks and the study of their inner structure brought to light, that during floods the material it is moved over the surfaces of some sandbanks in a manner corresponding to an advancing front part of an underwater delta. The steps seen in our photos are fronts of such deltas, and the structure of the material they contain indicates that its accumulation is due to undertow currents.

The diversity of flood-caused landforms observed on surfaces of shoals and sandbanks, even after a single flood, made the authors insist upon the necessity of considerable caution in palaeomorphological conclusions based on single facts observed in nature.

*Translated by Karol Jurasz*



## ДОЛИНА РЕКИ ОУЛЯНКИ (СЕВЕРОВОСТОЧНАЯ ФИНЛЯНДИЯ) МОРФОЛОГИЧЕСКО-МОРФОДИНАМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

### Резюме

Бассейн реки Оулянки расположен в северо-восточной части Финляндии, непосредственно у границы с Советским Союзом. Географически его положение определено 29° меридианом восточной долготы и северным полярным кругом, пересекающимися в центре территории бассейна (рис. 1).

В гипсометрическом отношении бассейн расположен на территории с абсолютными высотами в 200—440 м н.у.м. Несколько больших высот достигают только изолированные горы, имеющие характер останцев-твердецов.

Климат бассейна причислен, по классификации Кёппена, к морозным, снежным, лесным климатам. Средняя годовая температура равняется тут 0°С, годовая сумма атмосферных осадков составляет 520 мм, причем 45% осадков это снег (рис. 3).

95% площади бассейна покрывают естественные растительные сообщества, из них 45% составляют торфяники.

В отношении геологического строения, площадь бассейна причислена к сланцевой зоне Карелидов, проходящей через восточную и северо-восточную Финляндию. Возраст подстилающих пород оценивается на 2,6—2,8 миллиарда лет — они являются поэтому одной из наиболее древних геологических формаций на земном шаре. Типичные для этой территории породы — это граниты, матабазиты, слюдяные сланцы, гранодиориты и т. д.

Последнее оледенение оставило на территории северной Финляндии прерывистый и малой мощности покров ледниковых отложений. Среди них преобладают песчаные и суглинистые покровы, очень часто имеющие характер обляционных морен.

Долина Оулянки является формой полигенетического происхождения. Первоначально это была линия тектонической трещины северозападно-юго-восточного направления, повсеместно наблюдающимся в этой части страны. В плейстоценовый период ледниковая эжарация привела к образованию на ней U-образной долины в конце последнего оледенения, засыпанной на ее нижнем участке флювиогляциальными отложениями. Интенсивное послеледниковое врезывание реки, стимулированное изостатическим подниманием Фенноскандии, привело к удалению части флювиогляциальных отложений. Таким образом долина реки Оулянки является типичным примером эпигенеза рельефа.

Современное развитие форм флювиального рельефа не менее интересующее чем морфологическое прошлое долины. Сформированные в классической форме меандровые песчаные отмели, береговые обрывистые склоны, а также другие формы являются интересным объектом исследований. В настоящее время подмываются главным образом террасированные берега 4—6 м, которые интенсивно отступают со скоростью около 0,4 м/год. Особенно интенсивный процесс подмыва наблюдается весной (май), когда таяние снежного покрова приводит к поднятию уровня воды на 2—2,5 м по отношению к среднегодовым уровням. Кроме удаления материала полыми водами, в формировании обрывистых склонов большую роль играет осыпание сухого песка и гравия, которыми они преимущественно сложены, а также местами суффозия.

Сопровождающие подмываемые берега меандровые песчаные отмели являлись другим интересным местом исследований. Наличие на песчаных отмелях Хонкамутка и Иякяля-

мутка песчаных ступеней (фот. 29, 31, 32; рис. 23), а также исследования внутренних структур материала привели к заключению, что во время паводков материал транспортируется по поверхности некоторых отмели соответственно передвижению передней части подводной дельты. Видимые на снимках пороги являются передними частями таких дельт, а структура материала которая в них наблюдается, показывает, что его аккумуляция происходила в условиях существования возвратных течений.

Разнообразие послепаводковых форм, установленное на поверхностях отмели после одного только паводка, склонило авторов к выражению мнения о необходимости сохранения значительной умеренности в палеоморфологических выводах только на основании известных единичных фактов.

*Перевел Богдан Миховски*







WYDAWNICTWA IG I PZPAN  
VARIA

B. OLSZEWICZ — **Dorobek polskiej historii geografii i kartografii w latach 1954—1969**, 1973, s. 172, zł 48,—

J. MISZAŁSKI — **Współczesne problemy eoliczne na Pobrzeżu Słowińskim. Studium fotointerpretacyjne**, 1973, s. 150, zł 30,—

Z. CIĘTAK, S. PIETKIEWICZ — **Słownik geograficzny angielsko-polski**, 1974, s. 422, zł 120,—

CENTRALNY KATALOG ZBIORÓW KARTOGRAFICZNYCH W POLSCE.

Zeszyt 1. **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800**, 1961, s. 247, zł 72,—  
Zeszyt 2 (uzupełniający). **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800**, 1963, s. 112, zł 28,—

Zeszyt 3. **Katalog atlasów 1801—1919**, 1965, s. 342, zł 76,—

Zeszyt 4. **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1528—1945**, 1968, s. 160, zł 48,—

Zeszyt 5. **Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576—1870** (w przygotowaniu)

**Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach.** Oprac. W. Kret (w druku)

**WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ**  
za ostatnie lata

1973

- 1 PRACA ZBIOROWA — Gleby i zbiorowiska leśne okolic Szymbarku, s. 97 + ryc., tabl., nlb., zł 24,—
- 2 J. SŁUPIK — Zróżnicowanie splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich, s. 118 + ryc., nlb., zł 24,—
- 3 W. STOLA — Rolnictwo departamentu Vancluse (Francja). Próba typologii, s. 86 + nlb., zł 21,—
- 4 J. GROCHOLSKA — Bilans użytkowania ziemi. Cz. II
- 5 B. OBREŃSKA-STARKŁOWA — Mezo- i mikroklimat gromady Szymbark, s. 123 + nlb., zł 27,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1972, s. 132, zł 27,—

1974

- 1 I. BURLIKOWSKA — Zaopatrzenie w wodę wsi województwa lubelskiego, s. 99, zł 24,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — Studia nad strukturą lokalnej sieci osadniczej wybranych obszarów w Polsce, s. 188, zł 24,—
- 3 M. GRZEŚ — Badania nad termiką i zlodzeniem jeziora Gopło, s. 56 + nlb., zł 21,—
- 4 A. RACHOCKI — Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni, s. 121 + nlb., zł 27,—
- 5 K. WIT-JÓŹWIAK — Hydrografia Tatr Wysokich. Objąsnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Wysokie” 1 : 50 000, s. 118 + nlb., zł 30,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1973, s. 179, zł 24,—

1975

- 1-2 M. DRZAŁ — Parki w Polsce, s. 306 + nlb., zł 48,—
- 3-4 PRACA ZBIOROWA — Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej, s. 113 + nlb., zł 48,—
- 5-6 PRACA ZBIOROWA — Wpływ działalności gospodarczej na stosunki wodne Kotliny Sandomierskiej, s. 61, zł 24,—

1976

- 1 PRACA ZBIOROWA — Streszczenie prac habilitacyjnych i doktorskich — 1974, s. 126, zł 24,—
- 2 E. GIL — Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku, s. 65, zł 24,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Charakterystyka użytkowania ziemi w Polsce w 1970 roku, s. 107, zł 24,—
- 4-5 J. SZYRMER — Przemiany w strukturze przestrzennej produktywności i specjalizacji w rolnictwie indywidualnym w Polsce w latach 1960—1970, s. 74, zł 24,—
- 6 L. KOUTANIEMI, A. RACHOCKI — Dolina rzeki Oulanki (północno-wschodnia Finlandia). Studium morfologiczno-morfodynamiczne, s. 62 + nlb., zł 24,—