

FLUVIAL PROCESSES ON THE WET MISZKOWICE FAN. PART II: SEDIMENT TRANSPORT, WITH SPECIAL REFERENCE TO THE AUGUST 1977 FLOOD

Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic.
Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi
w sierpniu 1977 roku

Andrzej Karol Teisseyre

Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław,
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

CONTENTS

Abstract	1
List of symbols	2
Introduction	3
Source of sediment and its composition	4
Load of the river and mode of its transport	6
Competence of flow and distance of travel during the August 1977 flood	15
Qualitative and quantitative analysis of sediment transport on the Miskowice Fan	17
Sediment discharge at high and low flow	25
Rate of denudation of the Zlotna catchment basin	27
Summary and conclusions	28
References	31
Streszczenie	38

ABSTRACT. The River Zlotna, a mountainous tributary to the upper River Bóbr in the Western Sudetes, SW Poland, may be considered a typical Sudetic gravel-bed river. This is a small stream characterized by the pluvial-snowy regime of runoff (\bar{Q} ca. $0.46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) draining a catchment basin of some 28 km^2 . Environmental studies carried out during a seven-year period (1977–1984) have enabled the author to determine the load of the river as well as conditions and mode of its transport. The investigations were concentrated primarily on the lower stretch of the river including the whole Miskowice Fan.

Being in flood the lower Zlotna carries several kinds of materials transported as the floating, dissolved, suspended, saltation and the bed-load. It has been found that the suspended load comes mostly from the lower part of the catchment basin underlain by relatively weak deposits of Lower Carboniferous age. This part of the basin is for a large part deforested and subjected to intense farming at least throughout the last 700 years.

Field investigations have also demonstrated that the distance of travel of gravel-size solid materials may be large even during a single flood. It is likely that during one catastrophic flood in August 1977, metalimestone cobbles

were transported from the riverhead portion of the catchment basin to the river mouth (ca. 9–10 km). In the process of flood transport, gravel is subjected to hydraulic sorting mostly according to grain shape (sphericity) and size (immersed weight). Flat gravels, carried chiefly in saltation, tend to be concentrated on lateral and/or point bars. This is the result of lateral diffusion of the saltation load of the river. At the same time, highly spherical gravels (relatively heavy) or the largest flat clasts are usually concentrated in the streambed as a natural pavement or channel-lag deposit. It has been found that during flood large spherical gravels may be rolled along the thalweg to a relatively large distance in a sinuous or even meandering channel without being deposited. During the August 1977 flood, the heaviest boulder transported as the bed-load to a distance of at least several hundred metres showed immersed weight of ca. 100 kG, while the heaviest object moved by water amounted to ca. 2 T (immersed weight).

Field measurements and observations have indicated that the formulae for critical velocity and critical bed shear stress published by Neill (1967, 1968a,b) and Krey-Schoklitsch (Schoklitsch 1950) may be applied to rivers floored by coarse gravel provided that constants they contain are carefully

adjusted to local conditions of flow and sediment type. The modified formulae adjusted to the conditions prevailing within the lower River Złotna are given in the text.

Measurements of gravel size performed on the Miskowice Fan after the August 1977 flood have demonstrated that dimensions of gravel diminished downfan. The diminution in gravel size is correlated with the cross-sectional area of flow, the bankfull discharge and/or the total stream power. It may not be correlated, however, with the mean flow velocity, the hydraulic slope, and the bed shear stress. Also, it may be demonstrated that at least in the statistic sense the suspended sediment discharge is a function of the water discharge and/or the total stream power. The 24-hour suspended sediment discharge for the lower River Złotna is given by the equation $G_{ss} = 7535 (Q/Q_b)^{2.632}$.

It seems to be evident from field observations that the fluvial processes in general and the development of a channel of a gravel-bed river in particular may be analysed qualitatively and quantitatively in categories of some threshold discharges or corresponding total stream powers. Among the most important threshold discharges is a discharge corresponding to the initiation of movement of the gravelly streambed. For the lower River Złotna the discharge corresponds roughly to the 3/4 full discharge in the warm half of the year. However, in the cold half of the year, the discharge is evidently lower than in the warm season.

During the water year, the River Złotna not only changes its discharge, but also the character of its load. Each year from 5 to 7 months the river carries mostly the dissolved load. The gravelly streambed of the river is living from 2 to 9 days per year (data from a decade 1971–1980). In an average water year, the River Złotna is for about 6 months a suspended load stream including from 2 to 4 days during which the river load is mixed. In an exceptionally wet water year

1976/1977, the River Złotna was a suspended load stream for 7 months, during 6 days the river load was mixed, and on 3 days it was a bed load stream (i.e., during the August 1977 flood). It is suggested that the River Złotna has been a suspended load stream throughout the historic period including the last 700 years.

During the catastrophic August 1977 flood, the 84-hour runoff from the catchment basin was equal to 26.2 per cent mean annual runoff. The runoff of the suspended load attained a value of ca. 23 000 T (or some 71.3 per cent total sediment load). Mean discharge of the suspended load amounted to $0.03886 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($\bar{Q}/\bar{Q}_{ss} = 323$), while mean discharge of the saltation and the bed load was estimated to be $0.01488 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($Q/Q_{sb} = 845$). The ratio of the saltation load to the bed load ranged from 2.03 to 3.55 (approximate indirect estimation).

A yearly rate of denudation of the River Złotna catchment basin computed for an average water year 1977/1978 was 0.536 mm/yr for the whole basin and 1.786 mm/yr for its arable portion. During the 84-hour period of the August 1977 flood, the denudation rate was 0.58 mm and 1.93 mm for the whole catchment basin and its arable portion, respectively. It has been found that the lower part of the basin underlain by the Lower Carboniferous rocks is subjected to perceptibly stronger denudation than its upper part underlain by metamorphic rocks. It is suggested that such a tendency has been sustained throughout the Cainozoic leading to the exposure of metamorphic mountain ranges from under their sedimentary mantle.

Key words: Gravel-bed rivers, Fluvial geomorphology, Fluvial sedimentology, Floods, River's load, Sediment transport, Alluvial fans, Denudation, Western Sudetes – SW Poland.

LIST OF SYMBOLS – WYKAZ SYMBOLI

A_b	– cross-sectional area of flow at bankfull stage pole przekroju przepływowego przy stanie pełnokorytowym	H	– total head wysokość hydrauliczna
C_{diss}	– dissolved solids concentration koncentracja obciążenia rozpuszczonego	M	– per cent of mud and clay procentowa zawartość mułu i łu
C_{ss}	– suspended sediment concentration koncentracja zawiesiny	M_d	– median grain diameter mediana średnic ziarna
d	– depth of flow głębokość przepływu	n	– Manning roughness coefficient współczynnik oporu Manninga
d_{max}	– maximum depth of flow maksymalna głębokość przepływu	R	– hydraulic radius promień hydrauliczny
D	– grain size średnica ziarna	Re	– Reynolds number = $4VR/\nu$ liczba podobieństwa Reynoldsa
E	– specific energy energia rozporządzalna strumienia	Re^*	– particle Reynolds number = V^*D/ν ziarnowa liczba Reynoldsa
Fr	– Froude number = V/\sqrt{gd} liczba podobieństwa Froude'a	Q	– discharge przepływ
g	– acceleration due to gravity przypieszenie siły ciężkości	Q_b	– bankfull discharge przepływ pełnokorytowy
G_{ss}	– suspended sediment discharge (24-hour) przepływ obciążenia zawiesinowego (dobowy)	Q_{sb}	– bed load discharge przepływ obciążenia dennego
		Q_{ss}	– suspended sediment discharge przepływ obciążenia zawiesinowego

Q_{th}	– threshold discharge (defined in the text) przepływ progowy (zdefiniowany w tekście)	γ	– specific weight of water ciężar właściwy wody
S	– hydraulic slope m/m spadek hydrauliczny	γ_0	– bulk density ciężar objętościowy
V	– mean (cross-sectional) flow velocity średnia (przekrojowa) prędkość przepływu	γ_s	– specific weight of solid material ciężar właściwy osadu
V_{cr}	– critical velocity for initiation of sediment movement krytyczna prędkość przepływu inicjująca ruch osadu	ν	– kinematic viscosity lepkość kinematyczna
V^*	– shear velocity prędkość ścinania	ρ	– water density gęstość wody
w	– channel width szerokość koryta	ρ_s	– density of solid material gęstość osadu
x, y, z	– hydraulic coordinates osie hydraulicznego układu współrzędnych	σ_1	– dispersion coefficient (Folk and Ward 1957) współczynnik dyspersji
x	– in the direction of flow w kierunku przepływu	τ_0	– mean bed shear stress średnie naprężenie ścinające na dnie
y	– perpendicular to x , normal to bed prostopadła do x i do dna	$(\tau_0)_{cr}$	– mean critical bed shear stress for initiation of sediment movement średnie krytyczne naprężenie ścinające na dnie inicjujące ruch osadu
z	– perpendicular to x and y prostopadła do x i y	Ψ	– sphericity sferyczność
α	– velocity (energy) coefficient współczynnik de Saint-Venanta	Ω	– total stream power całkowita moc strumienia

The MKS technic system of units (metre, kilogramme-force, second) is preferred in this text.

INTRODUCTION

The lower River Złotna – a first larger left-bank tributary to the upper River Bóbr – was chosen as a good object in environmental studies for the sake of its natural discharge, clear water, and relatively minor disturbances occasioned by the activity of man. Field investigations carried out by the author in a period of 1977–1984 were concentrated on the lower stretch of the river, particularly on the Miskowice Fan (Teisseyre 1980). The second part of a monograph devoted to the fluvial processes on the Miskowice Fan is dealing with sediment transport. The processes of fluvial sediment transport were investigated in the field, particularly during the August 1977 flood (July 31 till August 2, 1977). This was the highest flood noted in the River Złotna catchment basin since July 1897 (*Die Hochwasserkatastrophe... 1897*; Spoz 1978; Barbacki 1979; Dubicki 1979; Głowicki 1979; Liebersbach 1979; Orłowska 1979; Teisseyre 1979a, 1980). For description of the flood as well as some notes on the location, the geographic and geologic setting the reader is referred to the first part of the

monograph (Teisseyre 1980). Some general informations concerning the character of flow during the August 1977 flood are listed in Table 1 (see also Pl. I, II).

The investigations carried out during particular field programs (1 to 26 days) involved, amongst others, measurements of flow velocity, width, depth, discharge, water temperature, suspended sediment concentration, and observations

Table 1. Hydraulic parameters of the peak discharge on August 1, 1977, Miskowice Fan

Warunki przepływu w czasie szczytu fali powodziowej 1 sierpnia 1977 r., stożek Miskowic

Zone of Strefa	V [m s ⁻¹]	d [m]	Fr
Active channel	0.3–5.2	0.2–2.1	0.21–1.22
Thalweg	2.1–5.2	0.9–2.1	0.71–1.22
Stable channel, sites 1–3	2.5–2.8	1.0–1.45	0.74–0.90
Fan surface (except for natural levees and crevasses)	0.05–1.9	0.05–1.5	0.07–0.50

of the type of turbulence as well as the character and movement of the gravelly streambed. The discharge of the bed load was estimated in the field using natural sediment traps and the results of systematic measurement of the streambed elevation. The geomorphic effects of the flood were investigated in detail between 1977 and 1980. The

elaboration of field data together with some supplementary studies and field observations have been finished in spring 1984. If not indicated in the text, the field measurement and observation techniques applied by the author did not deviate from those commonly adopted in similar field studies.

SOURCE OF SEDIMENT AND ITS COMPOSITION

In the River Złotna catchment basin, floods happen mostly in the warm season, after disappearance of snow cover (Teisseyre 1980). During periods of flood, the lower River Złotna is fed with detrital material owing to a linear stream erosion and an areal slope erosion. The linear

Table 2. Summary on erosion and discharge in the River Złotna catchment basin during the two floods of 1977

Erozja i przepływy w zlewni Złotnej w czasie dwóch powodzi roku 1977

Source of sediment Źródło osadu	May 21, 1977 flood Powódź majowa	August 1-2, 1977 flood Powódź sierpniowa
Linear source: Stream channels, stormwater ditches, ca. 28 km	very strong	strong to cata- strophic
Areal source: Forested slopes, ca. 19.6 km ²	very weak to weak	weak to moderate
Crop fields and pastures, ca. 6.2 km ²	moderate to strong	moderate to strong
Flat valley floors, ca. 2.2 km ²	—	weak, local
Rainfall, discharge Opad, przepływy		
Rainfall [mm]	40-150	125-375*
Duration [days]	1	3
Peak unit runoff [m ³ km ⁻² s ⁻¹]	0.4-0.5	1.25-1.43
Mean flood discharge [m ³ s ⁻¹]	?	12.57
Peak discharge [m ³ s ⁻¹]	12-15	35-40**
Duration of strongly turbid discharge [days]	2	4
Duration of intense gravel transport [days]	1	3.5
Mean suspended load discharge [m ³ s ⁻¹]	?	0.03886
\bar{Q}/\bar{Q}_{ss}	?	323
Mean bed load discharge [m ³ s ⁻¹]	?	0.01488
Q/Q_{sb}	?	845

* Total gain of water including fog deposits (Dubicki 1979; Głowicki 1979; Liebersbach 1979).

** Mean annual discharge \bar{Q} ca. 0.46 m³ s⁻¹.

stream erosion takes place along the channel of the River Złotna and its tributaries including part of cart roads and stormwater ditches. During rainy periods, the linear stream erosion is the main agent feeding the river with coarse detrital material (gravel). This is transported by the Złotna mostly as the saltation load and the bed load. The areal slope erosion is acting chiefly on arable fields and pastures (Table 2; cf. A. Jahn 1963, 1967, 1968; M. Jahn 1972). The process is effective in the warm half of the year including periods of snow melt and late autumn. For the reasons discussed further on, it contributes to the river mostly fine-grained sediments and some organic matter, too. Within the channel, the materials are transported primarily as the suspended load and partly as the floating load (A. Jahn 1963, 1967, 1968; M. Jahn 1972; Fatyga 1979; cf. also Gerlach 1966; Prochal 1972, 1973; Froehlich 1975, 1982; Froehlich and Słupik 1980; Mansikkaniemi 1982). However, it should be added here, that under some conditions, e.g., low flow period or during short-lived winter thaws, the suspended load of the river may come exclusively from the channel itself or even from its actual wetted perimeter (cf. Grimshaw and Lewin 1980). In the River Złotna catchment basin the inclination of slopes is up to 35° and relative heights may be as large as 440 m. According to Kowaliński and Oświęcimski (1977) the River Złotna catchment lies in the zone of strong and very strong soil erosion.

During the two floods of 1977 (in May and August, Table 2), the slopes were eroded under conditions of sheet flow. On many crop fields, however, the erosion was realized in fact along numerous rills oriented perpendicular to contours. Moreover, on some longer slopes it was observed how the typical areal (sheet) erosion had passed imperceptibly in the downslope direction to the linear erosion leading to the forma-

tion of large rills and small gullies. During the August 1977 flood and rain, the intensity of the areal erosion was greater than during the May 1977 flood. After the former flood, a number of within-soil tunnels have been observed on several forested slopes, some of them being still open in summer 1978. The observation clearly indicates that denudation of forested slopes may be a hardly perceptible phenomenon (*cf.* Maruszczak 1984a) occasioned at least in part by the processes similar to piping.

Field observations carried out during the August 1977 flood and rain as well as during heavy rains in September 1981 and July 1982 have indicated that feeding of the river by the areal slope erosion is much more complex in character than that occasioned by the linear channel erosion. Among the products of the areal slope erosion are fine products of weathering (sand, silt, clay) and organic material washed away mostly from the upper portion of the soil profile as well as coarser fractions (gravel-size material) eroded from the lower part of the weathering mantle. In contrast to the linear erosion, not all the materials eroded on slopes are transported continuously to the river channel. In flat floored valleys, the coarser fractions of the weathering products tend to be concentrated on the slope itself (in local depressions, on local flat areas, at natural or artificial scarps and so on). Thus the majority of the coarser fractions do not reach the river channel (the so-called selective soil erosion, A. Jahn 1963, 1967, 1968; M. Jahn 1972; *cf.* also Gil and Słupik 1972; Froehlich and Słupik 1980; Trimble and Lund 1982; Richards 1982; Walling and Webb 1983). It has been found that during the August 1977 flood sheet flows feeding the channels crossing flat floored valleys carried mostly fine-grained materials, transported primarily as the suspended load (Appendix I). However, selective soil erosion does not take place or is ineffective in V-shaped valleys. Here, both the areal slope erosion and mass movements may supply weathering products directly to the stream. During the August 1977 flood, at the toe of slopes inclined at an angle greater than 3° , the concentration of solid materials ranged from 3 to 90 kG m^{-3} , whereas that in mudflows was up to 400 kG m^{-3} . On the other hand, sediment concentration in waters flowing into the channel from flat valley floors was of the order of 0.2 to 2.7 kG m^{-3} . The above conclusions are in accord

with the results of measurements of concentration of solid materials made in a longer period of time (Appendix I).

The petrographic composition of gravels of the lower River Złotna is given in Table 3. It is evident that gravels deposited during the August 1977 flood contain more anthropogenic constituents than those accumulated during the May 1977 flood. Moreover, the August 1977 flood deposited gravels rich in some relatively unstable rocks not normally found in the River Złotna gravels, as metalimestone, pegmatite, limy phyllite, silt shale, friable sandstone and conglomerate. It has been found that the rocks disappear fast from the River Złotna gravels owing to solution (limestone, limy phyllite) or mechanical weathering occasioned mostly by frost (granular disintegration). Thus older gravels do not contain fragments of the above mentioned rocks or they are scarce. Additional analyses of petrographic composition of the gravels have demonstrated that the majority of the unstable rocks (silt shale, friable sandstone, some mica schists and phyllites) disappeared from the periodically emerged surface layer of the August 1977 bars within a period of 2 years, while metalimestones – within a period of 5 years. It has been also observed that frost disintegration of such weak rocks produces fine material which may be preserved in the voids as a secondary filling (matrix).

Sands deposited by the lower River Złotna are mineralogically and texturally immature deposits. These are lithic sands rich in mica, hydro-mica, chlorite, amphibole, and feldspar and poor in quartz. In the zone of the active channel the sands are usually clean and their mud content ranges from $M = 0$ to 4 weight per cent. In large zones of flow separation, occurring mostly at the channel banks as well as in partly cut-off channels, the content of mud increases up to $M = 11$ per cent. The extra-channel sands contain mud in the range of 1 to 50 per cent. In most cases it is a primary or depositional matrix. However, additional analyses have shown that the content of mud increases slowly but constantly with the age of the deposit. The analyses of sands from natural levees made in 1982 and 1983 have indicated the increase in mud content from ca. 1 per cent to 3–5 per cent by weight (the deposits were not inundated between 1977 and 1983). This is interpreted as the result of *in situ* weathering of the sands including soil-forming processes.

Table 3. Petrographic composition of the lower River Złotna gravels (fraction 128–256 mm)

Skład petrograficzny żwirów dolnej Złotnej (frakcja 128–256 mm)

	Distance from source [m] Odległość od źródła [m]	After May 1977 flood Po powodzi majowej		After August 1977 flood Po powodzi sierpniowej	
		Site 5 Punkt 5 %	Site 11 Punkt 11 %	Site 5 Punkt 5 %	Site 11 Punkt 11 %
Mica-schist	6500 to 10000	22	17	11	14
Kowary gneiss		4	2	5	3
Metalimestone		—	—	3	2
Limy phyllite		—	—	1	—
Pegmatite		—	1	2	4
Quartz-graphite schist		—	1	—	—
Amphibolite	3000 to 6500	22	19	22	13
Paczyn gneiss		15	15	15	14
Quartz-schist		9	17	4	6
Greenschist		6	6	8	13
Sericite schist		2	—	2	1
Chlorite schist		—	2	—	1
Cataclasite		2	4	2	—
Keratophyre		1	1	1	3
Jasper		1	—	—	—
Vein quartz		6	9	5	6
Conglomerate	1700 to 3000	1	2	3	2
Breccia		—	—	1	—
Sandstone (subgreywacke)		—	—	4	5
Silt shale		—	—	—	1
Anthropogenic components:	0 to 5200				
Brick		7	4	6	8
Concrete		1	—	4	1
Slag		—	—	—	1
Carbonaceous shale		—	—	1	—
Karkonosze granite		—	—	—	1
Strzegom granite		—	—	—	1
Cretaceous sandstone	1	—	—	—	
Mean roundness		0.42	0.56	0.42	0.38

LOAD OF THE RIVER AND MODE OF ITS TRANSPORT

The transporting work of a river is the combined effect of sediment yield and transporting ability of the stream. The sediment yield is governed by 5 external controls including climate, vegetation, relief, geology and the activity of man (Schumm 1977; Richards 1982). It is generally assumed and accepted that the transporting ability of a stream depends on its actual discharge (*cf.* Leopold and Maddock 1953 and many others). It is a characteristic feature of gravel-bed rivers that they attain their full ability to transport sediment only during high freshets and floods. With discharge less than some threshold one a gravel-bed

stream may not be able to transport the sediment at all. In contrast, such a situation is rather rare or exceptional on sand-bed or silt-bed rivers.

There are 3 essential modes of initiation of transport of a coarse sediment in a river channel: translation, lifting and rotation. Translation is the movement of a bed particle or grain due to the drag force or — under certain conditions — due to hydrodynamic thrust. Lifting results from the lift force occasioned by pressure differences due to the gradient of the velocity (Einstein *et al.* 1949; Vanoni 1966; W. H. Graf 1971). Rotation may be related to both the lift force and the drag

force, however, with the latter being not enough to lift the grains out of the streambed. Translation and rotation are responsible for the two essential modes of the bed load transport: sliding and rolling (Gilbert 1914). Lifting, on the other hand, may result in both the saltation transport or the suspended transport depending on the combined effect of shear velocity and fall velocity (Middleton 1976) or the resultant effect of vertical upward directed lift force and the vertical downward directed force due to gravity (submerged weight). Generally, lift force and drag force combine to initiate movement of heavy bed material particles, which are then transported by rolling or sliding. The general physics of initiation of movement of gravels lying on a gravelly streambed has been discussed comprehensively by Helley (1969), Yalin (1972) and Johansson (1976).

With fluvial transport fully developed, several "layers" may be distinguished within the flow itself. These include: 1) the bed layer (which after Einstein (1950) is assumed to be about 2 grain diameters thick), 2) the saltation layer the upper limit of which may or may not be clearly cut, and 3) the suspension layer. The terms refer to the predominant mode of the sediment transport and have no absolute meaning, at least for two reasons: 1) the "boundaries" between the layers are as a rule more or less transitional, and 2) the suspended sediment is, in fact, present within all the three layers with increasing concentration towards the streambed.

According to Einstein (Einstein *et al.*, 1940; Einstein 1950, 1964, 1968) and other investigators the sediment transport in an open channel may be, generally speaking, of two kinds termed a full-capacity transport and a less-than-capacity transport. Under common circumstances and above some threshold conditions, a river may carry only the bed load as a full-capacity transport, while less-than-capacity transport is a rule (but not the only case) for the suspended load. Thus, the bed load may be also spoken of as the capacity load. This is transported at a rate which depends on local conditions of flow and local sediment characteristics.

Being in flood the River Zlotna carries both sediment and organic material, mostly plant matter. The total flood load of the river may be divided into 5 categories.

1. The floating load — which corresponds to the load supported by the moving fluid being transported at the flow surface due to buoyancy;
2. The dissolved load — which is the load

transported in true solutions and as colloidal solutions;

3. The suspended load — is represented by the load supported by the moving fluid and transported at variable depths due to turbulent diffusion or the process of suspension (Simons and Senturk 1977);

4. The saltation load — which may be thought to be transitional between the suspended load and the bed load. It is transported in saltation jumps near the streambed. Generally, the saltation layer is several decimetres thick (at flood), but locally it may occupy the whole channel depth;

5. The bed load — corresponding to the load supported by the sediment bed and transported rather close to the streambed. The bed load is moved chiefly due to the shear force (or drag force, Simons and Senturk 1977). It is carried by rolling, sliding or in small saltation jumps in what may be called the bed layer or the heavy fluid zone (Einstein *et al.*, 1940; Einstein 1950, 1964, 1968; Shen 1978; Ackers, White 1980; Ackers 1982). According to Einstein the thickness of the bed layer is equal to about 2 grain diameters. The three types of load mentioned under items 3, 4 and 5 constitute the sediment load of the river.

The bed load is sometimes designated as capacity load or contact load to emphasize the important fact that this load is transported in an alluvial river almost always to its capacity and in a contact with the streambed.

The sediment load transported by the lower River Zlotna during periods of flood ranges in size from clay to boulders ca. 0.7 m across. Dimensions of particles constituting the floating load vary considerably from small fragments to the whole trees or beams up to 10–12 m long (Pl. I, 1, IV, VI, 1). It should be mentioned that with discharges lower than ca. $0.65 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ the River Zlotna is usually a dissolved load stream (except thaw periods in March and April and freshets in September and October; *cf.* Mansikkaniemi 1982). Several examples of characteristic grain-size distributions of typical present deposits of the lower River Zlotna are given in Figure 1.

The flood deposits accumulated within the zone of the active channel range in size from boulders to very coarse sand (Pl. V, 2, VI–VIII). Sorting may be poor on some lateral bars or point bars, but within the channel itself it is usually fairly good. Newly deposited gravels are as a rule paved at their surface with somewhat finer sub-pavement gravel. The thickness of chan-

nel gravels deposited in a consequence of a single flood varies from layers one grain diameter thick up to 0.6–0.8 m (Pl. VII). After a flood, the gravel is as a rule openwork or underloose (see below) and the process of filling of voids with fine sediment (fine gravel, sand, mud) lasts at least several months (Pl. VI–VIII). For example, gravels deposited by the May 1977 flood were still apparently openwork during the August 1977 flood, at least in their surface layer. It has been found that particularly effective in the process of void filling are freshets occasioned by snow melt (March and April) and/or by heavy autumn rains (September and October). As it has been mentioned earlier, the process of frost disintegration and weathering of some unstable rock fragments as well as blocks of sod and alluvial loam may be very effective agents producing abundant secondary filling, which may be easily introduced into the voids of gravel.

Floating load. The floating load of the lower River Złotna may comprise fine plant detritus, leaves, branches, cones, bushes, trunks, and the whole trees. Transported as the floating load are also wood fragments, beams, fence posts, and any light refuse. The materials are carried at the surface of the flow, usually in the form of isolated fragments. The discharge of the floating load

attains its maximum during rising stages (Pl. I, 1, IV, VI, 1). The presence in the river of floating load composed of plant matter is characteristic primarily of floods and freshets of the warm half of the year including also later thaw periods. During occasional winter thaw freshets, the floating load is restricted mostly to the river ice and snow (Pl. III; Teisseyre 1979b).

It should be emphasized that partly decomposed trunks washed away from older gravels have as a rule bulk density in excess of unity. Thus, such trunks are transported at or near the streambed and during floods may be rounded. Rounded fragments of wood have been commonly found on and within newly deposited gravels after any observed flood (Pl. VI, 2).

In a cultural (deforested) landscape, the floating load bears little influence upon the fluvial processes, but in a natural, forested environment it may be the main agent controlling coarse sediment availability, sediment transport, distance of travel, channel geometry and even channel pattern (Rachocki 1978; Mosley 1981; Murgatroyd and Ternan 1983; Pearce and Watson 1983).

Dissolved load. The dissolved load was not investigated by the author. It may be supposed that during floods the concentration of the dissol-

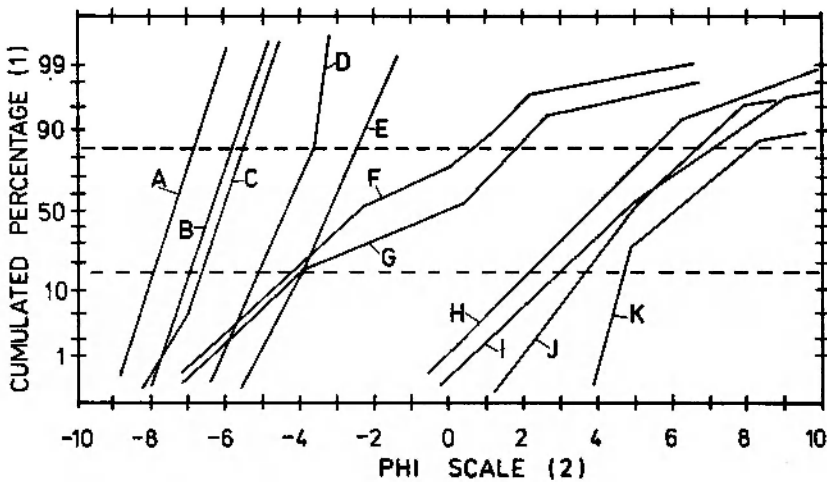


Fig. 1. Size distributions for common Holocene deposits, the lower River Złotna, Miskowice Fan A – channel-lag deposit, site 2; B – channel-lag deposit, site 34; C – point bar (lower portion or bar platform); D–F – point bar (upper portion or supra-platform bar); G – upper part of subfossil overbank deposit (crevasse-splay deposit of the July 1897 flood); H – crevasse-splay deposit of the August 1977 flood; I – overbank deposit accumulated in the period 1902–1976; J – middle part of subfossil overbank deposit (15–16th century); K – lower part of subfossil overbank deposit (? 13th century)

Skład mechaniczny pospolitych osadów holocenijskich dolnej Złotnej, stożek Miskowice. A – bruk korytowy, punkt 2; B – bruk korytowy, punkt 34; C – łacha meandrowa (platforma, czyli dolna część łachy); D–F – łacha meandrowa (górną część łachy, czyli łacha ponadplatformowa); G – górną część subfosylnych osadów pozakorytowych (osad glifów krewasowego powodzi z lipca 1897 r.); H – osad glifów krewasowego powodzi z sierpnia 1977 r.; I – osad pozakorytowy nagromadzony w okresie 1902–1976; J – środkowa część subfosylnych osadów pozakorytowych (XV–XVI wiek); K – dolna część subfosylnych osadów pozakorytowych (? XIII wiek). 1 – procent kumulacyjny; 2 – skala „phi”

ved load attains a minimum and that solutions play rather a subordinate role in the process of load transport (cf. Hem 1970; Froehlich 1972; Kotarba and Starkel 1972; Froehlich 1975, 1982; Łajczak 1980). The assumption seems to be confirmed by Emmett (1975), who pointed out that in the Salmon River drainage basin (Idaho) the concentration of the dissolved load C_{diss} is related to the dimensionless discharge parameter by the formula which reads

$$C_{diss} \propto (Q/Q_b)^{-0.20}.$$

Suspended load. The suspended load is carried by the River Złotna during freshets and floods. The presence within the flow of the suspended sediment becomes perceptible with mean suspended sediment concentration C_{ss} of the or-

der of 0.010 to 0.030 kG m^{-3} . Usually this happens over a range of discharge from 0.5 to 0.8 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ (with the exception of snow melt season). After longer periods of low flow, particularly in the warm half of the year, water becomes turbid at much lower discharges of ca. 0.2 to 0.3 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. This is the result of removal from the channel of mud layers deposited there during periods of low flow. However, with increasing discharge, the concentration of the suspended load may diminish or even the discharge of the suspended sediment may cease. During winter freshets, on the other hand, the incipient transport of the suspended load requires generally much higher discharges, say 1 to 1.1 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ (Fig. 2; cf. Walling 1974; Scott 1982; Maruszczak 1984a,b).

Over a range of discharge from 1 to 3 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$

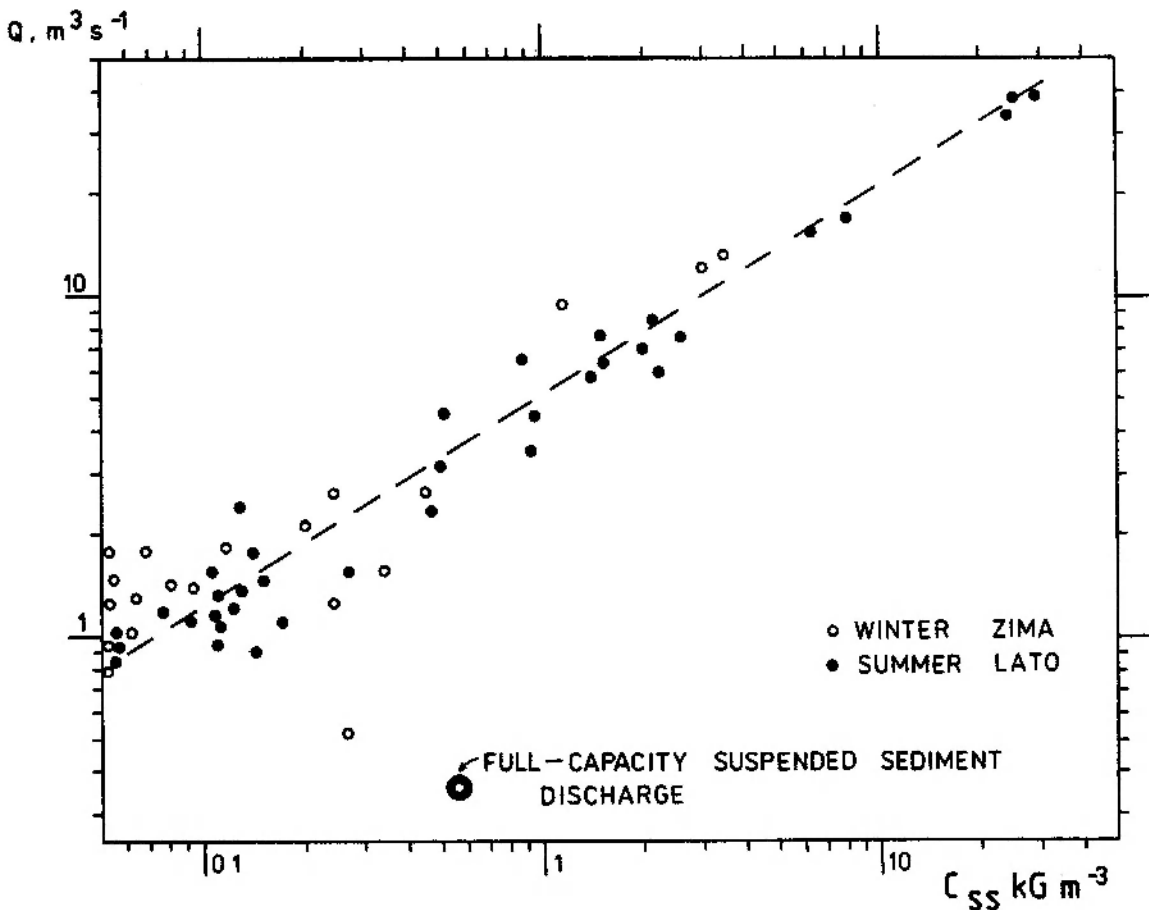


Fig. 2. Suspended sediment concentration versus discharge, the lower River Złotna, Miszkowice Fan. Based on 162 suspended sediment concentration measurements (not all data are indicated). The full-capacity suspended sediment discharge was established under artificial conditions, some 100 m below dredger working in the channel. Fine sediment suspended in the flow was in dynamic equilibrium with the mud-covered streambed ($Q = 0.351 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $C_{ss} = 0.558 \text{ kg m}^{-3}$). Field data were gathered in a period Jan. 1, 1977 till Sept. 15, 1984

Koncentracja zawiesiny w zależności od przepływu, dolna Złotna, stożek Miszkowice. Na podstawie 162 oznaczeń koncentracji zawiesiny (nie wszystkie wyniki zaznaczono na figurze). Duże kółko oznacza przepływ zawiesiny odpowiadający pełnej aktualnej nośności (ang. capacity) rzeki. Pomiar wykonano w warunkach sztucznych, 100 m poniżej pracującej w korycie koparki. Zawiesina była w równowadze dynamicznej z mułem wyścielającym dno koryta ($Q = 0,351 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $C_{ss} = 0,558 \text{ kg m}^{-3}$). Oznaczenia koncentracji zawiesiny wykonano w okresie 1.1.1977–15.9.1984 r.

the gravelly streambed becomes invisible and the suspended sediment concentration increases up to 0.5 kG m^{-3} on the average (Fig. 2). At bankfull discharges mean suspended sediment concentration attains a value of 4 to 6 kG m^{-3} , while the greatest concentration noted was 24.6 kG m^{-3} (peak discharge of the August 1977 flood, Q ca. $35\text{--}40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, Fig. 2).

Few words should be added here as to the technique of collection of samples for determining the suspended load concentration. Field investigations of the lower River Złotna as well as other Sudetic rivers have indicated that the variability in concentration of the suspended load in the mean direction of flow (x) may be greater than in the vertical (with the exception of saltation layer in which sampling or measurement of the suspended load concentration is usually impossible during floods). At flood discharges, the concentration of suspended sediment in pools may be even 20 times or more greater than on riffles (Teisseyre

1984). This is thought to reflect changes in the structure and intensity of turbulence between riffles and pools (Pl. I–IV). The observation agrees also with the well known fact that during some phases of flood at least pools are loci of erosion (e.g., Pl. I, 1, II, IV, 2), whereas riffles are zones of deposition (e.g., Pl. I, 2, IV, 1; cf. Teisseyre 1980, 1984). Consequently, in this study samples for the suspended sediment concentration were collected over a certain length of the channel comprising several successive pairs of riffles and pools.

Generally, the suspended load of the lower River Złotna ranges in size from clay to granules. The majority of samples were dominated by either fine graded suspension ($0.04 < D < 0.10 \text{ mm}$) or coarse graded suspension ($0.10 < D < 0.50 \text{ mm}$, cf. Teisseyre, 1985). However, during the August 1977 flood, much coarser materials were locally set in the suspended load including pebbles and in places also cobbles (Pl. II, XI, 1). This was observed in some pools, near

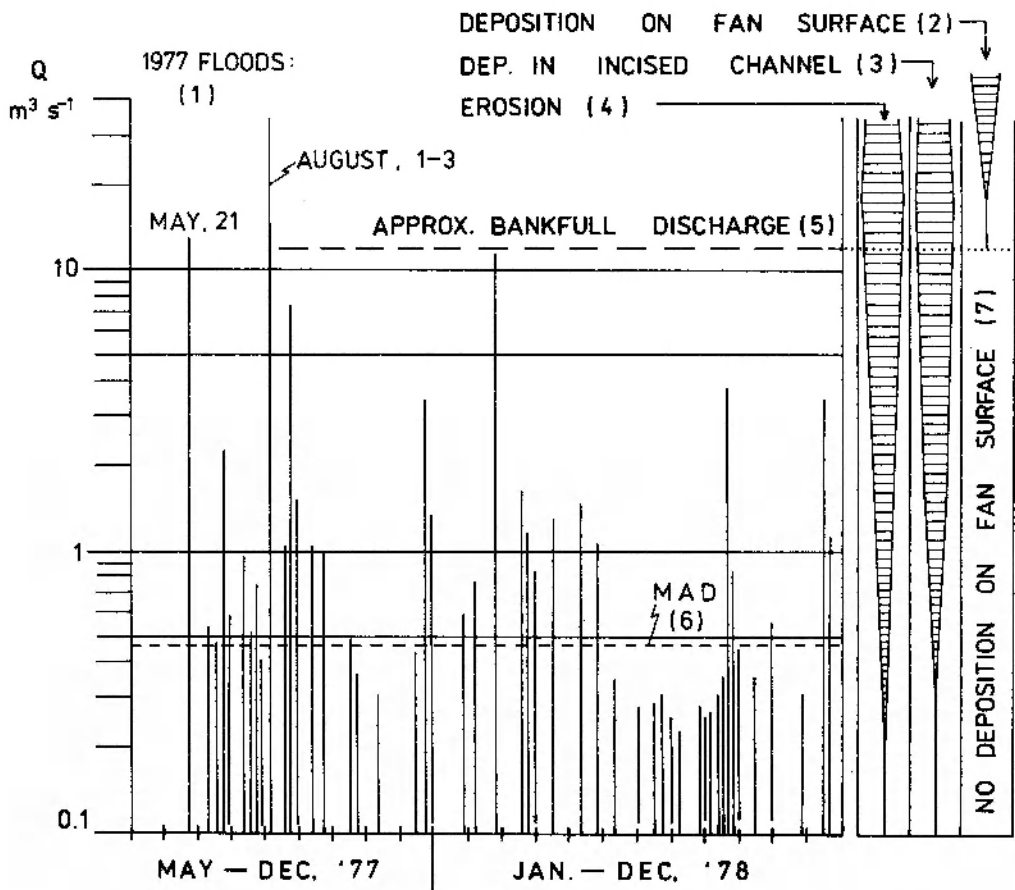


Fig. 3. Dominant processes on the Miskowice Fan as related to discharge (investigation period 1971–1980). MAD = mean annual discharge

Procesy geologiczne na stożku Miskowic w zależności od natężenia przepływu (okres obserwacji 1971–1980 r.). 1 – powódzie w roku 1977; 2 – depozycja na powierzchni stożka; 3 – depozycja we wciętej korycie; 4 – erozja; 5 – przybliżony przepływ pełnokorytowy; 6 – średni roczny przepływ; 7 – brak depozycji na powierzchni stożka

ENVIRONMENT (1) GRAIN SIZE (2)		THE MISZKOWICE FAN — STOŻEK MISZKOWIC								
		THE ZONE OF ACTIVE CHANNEL (3)					THE FAN SURFACE (4)			
		CHANNEL CONTRACTIONS (7)	EXPANSIONS (8)	CHUTE CHANN. (9)	POINT BARS (10)	CREVASSE RAMPS (11)	INNER PART (5) NATURAL LEEVES (12)	OUTER PART (6) CREVASSE SPLAYS (13)	TEMP. CHANN. (14)	FLAT AREAS (15)
		(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)
MUD & CLAY (16)		---								
SAND (17) V.F. F. M. C. V.C.		SUSPENDED LOAD (19)								

GRAVEL (18) GRANULES PEBBLES COBBLES BOULDERS		BED					LOAD (20)			
		NO TRANSPORT (21)								

Fig. 4. Suspended load and bed load in flood periods, the lower River Zlotna, Miszkowice Fan, as related to main mesoenvironments. Based on field observations during floods in 1971, 1974 and 1977

Obciążenie zawieszinowe i denne dolnej Zlotnej w czasie powodzi (stożek Miszkowic) w zależności od głównych mezośrodowisk. Na podstawie obserwacji terenowych w czasie powodzi w latach 1971, 1974 i 1977. 1 – środowisko; 2 – wielkość ziarna; 3 – strefa aktywnego koryta; 4 – powierzchnia stożka (strefa pozakorytowa); 5 – część wewnętrzna (przykorytowa); 6 – część zewnętrzna; 7 – zwężenia; 8 – rozszerzenia; 9 – koryta przelewowe; 10 – łachy meandrowe; 11 – rampy krewas; 12 – naturalne wały brzegowe; 13 – gify krewasowe; 14 – okresowe koryta; 15 – obszary płaskie; 16 – mul i il; 17 – piasek; 18 – żwir; 19 – obciążenie zawieszinowe; 20 – obciążenie denne; 21 – brak transportu osadu

large obstacles, and in some outflow crevasses i.e., the crevasses through which water was escaping from the channel onto the alluvial plain. Thus in the River Zlotna, similarly as in other gravel-bed rivers, the upper limit of size of the suspended load cannot be specified (cf. Scott and Gravlee 1968; Baker 1978). It depends on local conditions of flow or strictly speaking on the local structure and intensity of turbulence (Fig. 3 and 4; Pl. I, II).

The amount of the suspended sediment obtained in course of laboratory investigations of samples was too small for granulometric analyses to be made. However, it is suggested that grain size distributions labelled *F* to *I* in Figure 1 may be good approximations of size distributions typical of "average" suspended loads of the lower River Zlotna.

When discussing the load of a gravel-bed river one must remember that the suspended load in the geomorphic sense is not identical with the wash load of hydraulic engineers. This is the most general conclusion that can be drawn from review of the literature quoted in this article and the author's own field and laboratory experience. The

suspended load of a gravel-bed river may be supplied by the watershed or the zone of the active channel or by both depending on local and instantaneous conditions of river and slope erosion and flow (Pl. II, 2, V, 1, 2, X, 2).

It should be stressed that, under certain conditions, the suspended load may be yielded exclusively by the channel itself (e.g., during winter thaws, Pl. V, 1, or after longer dry periods accompanied by low flow). Except the winter period, the suspended load comes generally from both the two sources: it may be supplied by bank and bed erosion within the zone of the active channel and it may be yielded by soil erosion in the watershed. Even during summer floods, the suspended load is supplied mostly but not exclusively from the watershed (Pl. V, 2, X, 2). Moreover, even during a summer flood, the first peak in the suspended load concentration may be due to the river erosion of fine materials previously accumulated within the channel itself, as it was observed by the author on the lower River Lesk (unpublished report). Consequently, in a gravel-bed river, the suspended load cannot be easily split into the two categories including the wash

load and the suspended bed material load. Both the kinds of load may be identical as to their grain size and petrographic composition, for they are common products of weathering of the same parent rock materials under the same climatic conditions. However, from the geomorphological point of view the situation is not an alarming one since not the origin of the load, but the mode of its transport is the most fundamental criterion.

Another important conclusion is also that, at least under temperate and cold climate, the transport of the suspended load is a season controlled phenomenon; this, under favourable circumstances, may have a character of a full capacity load (transition from streamflow to mudflow and vice versa).

Saltation load. The saltation load of the lower River Złotna is composed chiefly of gravel-size material. The mode of transport of gravels depends primarily on their shape and immersed weight, which is determined by the particle size, sphericity and specific weight of the rock material. At a given discharge, the saltation load comprises mostly flat gravels characterized by low sphericity and low immersed weight – these are relatively light particles. At the same time, and under the same conditions of flow, more spherical rock fragments of the same diameter (or relatively heavy particles) may be stationary or are rolled along the streambed as the bed load.

The rate of transport of the saltation load as well as the size of gravels carried in saltation depend on stage and discharge, and particularly on the character and intensity of turbulence (type and dimension of eddies, Pl. I–IV). Low-to-moderately high freshets carry usually sand and fine gravel (up to 32 mm across) as their saltation load. During large freshets and at bankfull discharges, the saltation load is dominated by pebble fraction, while during floods even cobbles may be locally set in saltation (Pl. I–IV, XI, 1, Fig. 4 and 5).

To summarize, it should be stressed that the saltation load of a gravel-bed river is strongly connected with its bed load. Both the kinds of load are composed primarily of gravel-size grains and with living bed conditions one type of load does pass imperceptibly into the other. It is also important that the initiation of saltation transport of sand and fine gravel may be achieved with stationary gravel-bed conditions. This may be explained by the fact that shear stress necessary to initiate movement of relatively fine particles hidden in voids between larger ones is much

greater (even order of magnitude – author's own measurements on other rivers) than on a bed composed of uniformly sized material. The saltation jump length of this incipient saltation transport is much shorter than 100 particle diameters. However, in gravel-bed rivers, a fully developed saltation transport needs certainly living bed conditions. From the point of view of sediment transport mechanics the distinction between the two types of transport may be not fundamental. On the contrary, from the geomorphological and sedimentological viewpoint the clear-cut distinction between the saltation load and the bed load seems to be very important, for they may (and certainly do) contribute to different (bed)forms and structures.

Another problem open for further study is the concentration of suspended sediment in the saltation layer. Few measurements made by the author in the upper portion of the saltation layer (August 1977 flood) have indicated values of C_{ss} of the order of 70 to 90 kg m^{-3} . It is very likely that the suspended sediment concentration within the saltation layer may exceed 100 kg m^{-3} – a value typical of a dense turbidity current.

Bed load (Pl. VI–VIII, X, 2). Gravels, which at a given stage and discharge cannot be carried as the saltation load may be stationary or transported as the bed load. At mean discharges and during low freshets, the gravelly streambed of the River Złotna is stationary although in fact it is subjected to slow, progressive washing and paving. Under such conditions, the bed load of the river is restricted to small amounts of sand and fine gravel (up to 32 mm in diameter). The material is washed out mostly from riffle sections of the channel and its transport is characteristically discontinuous (i.e., from a riffle to a pool just downstream of it, Teisseyre 1980, 1984).

The initiation of movement of gravelly streambed commences with the half-bankfull discharge or some higher discharge (the problem will be discussed below). It has been also observed that in the cold half of the year the initiation of movement of the gravelly streambed requires discharges perceptibly lower than in the warm half of the year. The phenomenon is well known from rivers of cold climatic zones (Corbel 1959, 1964; Nordin 1963; Colby 1964; Colby and Scott 1965; Klimek 1972; Church and Gilbert 1975). According to Colby and Scott (1965) the decrease in water temperature from 27 to 4°C doubles the discharge of sand in a sand-bed river. Similar effects are known from rivers of the temperate

climatic zone (e.g., disappearance of dunes and replacement of them by flat moving bed in the winter with other parameters except water temperature being equal). For example, in the study reach of the upper River Bóbr the initiation of gravelly streambed occurs in the winter at the half-bankfull discharge, while about 3/4 full discharge is needed to give the same effect in the summer (Teisseyre 1984, in press).

The biggest clasts transported as the bed load in the channel of the lower River Złotna during the August 1977 flood are listed in Table 4 (Pl. XI, XII, 2).

Table 4. Mean sphericity of the lower River Złotna gravels (fraction 64–256 mm), Miskowice Fan

Średnia sferyczność żwirów dolnej Złotnej (frakcja 64–256 mm). Stożek Miskowic

Site Punkt	Channel Koryto	Lateral or point bar Łacha boczna lub meandrowa	Sorting Wysortowanie
2 fan head	$\Psi = 0.58$	$\Psi = 0.53$	Longitudinal s. W. podłużne ↑
10 mid fan	$\Psi = 0.64$	$\Psi = 0.60$	
35 fan tail	$\Psi = 0.69$	$\Psi = 0.62$	

Sorting Wysortowanie →

Lateral sorting Wysortowanie boczne

Hydraulic sorting. The movement of the gravelly streambed, once commenced by a large freshet or flood, leads to a more or less effective hydraulic sorting of gravel according to shape (sphericity) and size (immersed weight). Relatively heavy clasts including coarse clasts of high sphericity and very coarse but flat rock fragments tend to be transported as the bed load owing to rolling, sliding, and short saltation jumps. In general, the movement is directed downchannel and its rate attains a maximum along the thalweg (Pl. XI, 2, XII, 2).

The mechanism of transport of relatively light clasts (small or intermediate fractions, fragments of low sphericity) is much more complex. Such clasts tend to be transported as saltation load. The movement of individual clasts within the saltation layer is highly variable in both velocity and direction. It is governed by local turbulence and depends strongly on its structure or the kind, intensity, and dimension of eddies (Pl. I–IV).

Although the saltation layer moves generally downchannel, lateral components (in $|z|$ direction) of the movement are of particular importance for a geologist. The components lead to the transverse transport of jumping clasts which may be thrown from the thalweg to lateral parts of the channel where coarser saltation fractions tend to be deposited due to decrease in the intensity of turbulence (Pl. VI, 1, X, 2, XI). There are, however, two important exceptions to this general rule, namely: 1) the outer banks of regular bends and meanders, and 2) the banks of expansions in a straight reach where the tendency to aggradation is manifested by the formation of a mid-channel bar. In these places, erosion (particularly lateral) usually exceeds deposition (*cf.* Lewin 1976; Teisseyre 1980).

The lateral movement of the saltation load has been observed by the author many times on the lower River Złotna and on other gravel-bed rivers. Investigations of shape of gravels performed in the channel of the lower River Złotna after the August 1977 flood have demonstrated that gravels of lateral bars and point bars were indeed enriched in flat clasts (mostly the saltation load material), while along the thalweg gravels were more spherical (larger proportion of bed load material, Fig. 5).

The lateral diffusion of the saltation load is particularly effective during periods of flood dis-

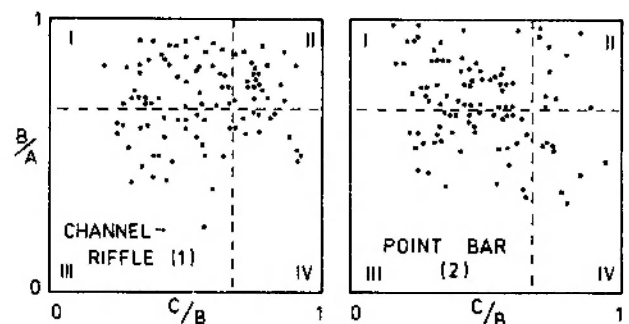


Fig. 5. Zingg diagrams for the lower River Złotna gravels, site 10. 100 points in each diagram. Channel (riffle) gravel: class I (disc-shaped) = 40 per cent, II (equant) = 21 per cent, III (bladed) = 27 per cent, IV (rod-shaped) = 12 per cent. Mean sphericity $\Psi = 0.64$. Point bar (bar-platform gravel): class I = 48 per cent, II = 10 per cent, III = 34 per cent, IV = 8 per cent. Mean sphericity $\Psi = 0.60$

Diagramy Zingg dla żwirów dolnej Złotnej, punkt 10. Po sto pomiarów na każdym diagramie. 1 – żwiry korytowe (bystrzyk): klasa I (żwiry dyskowate) = 40%, klasa II (żwiry kuliste) = 21%, klasa III (żwiry płasko-elipsoidalne) = 27%, klasa IV (żwiry wrzecionowate) = 12%. Średnia sferyczność $\Psi = 0,64$. 2 – żwiry łachy meandrowej (platforma łachy): klasa I = 48%, klasa II = 10%, klasa III = 34%, klasa IV = 8%. Średnia sferyczność $\Psi = 0,60$

charge when well-developed saltation layers move downchannel under conditions of increasing differences in mean flow velocity between the streamtube of maximum velocity and lateral parts of the channel (*cf.* Jackson and Beschta 1982). For example, during periods of mean discharge the ratio of mean flow velocity in the thalweg to the mean flow velocity at banks ranged for the River Złotna generally from 10 to 18, whereas during flood discharges it varied in the range of 19 to 48. It is clear, therefore, that during flood discharges gravels and coarse sands scoured by the flow from the central part of the channel tend to be deposited at the depositional banks of the river if they are only transported across the channel due to accidental fluctuations in flow velocity and direction occasioned by large eddies acting in the axial part of the channel. However, as a general exception to this rule one may quote the outer erosional banks of rivers bends (if they are not accompanied by large external zones of flow separation).

In general, the mechanism of transport and hydraulic sorting of gravel according to its shape and submerged weight leads to the concentration within the channel of relatively heavy clasts (Pl.

VI–VIII). On the streambed, these clasts are tightly packed and as a rule strongly imbricated forming a typical channel pavement (*cf.* Bray and Church 1980; Gomez 1983, 1984; Pl. VI–VIII, X, 2). Once formed, the pavement is rather stable and gravels it contains are not easily moved by subsequent flows (Yalin 1972). The thickness of the pavement layer ranges from one to several grain diameters (Pl. VII). Incorporated in the layer are mostly large flat clasts as well as large and intermediate gravels of high sphericity (Pl. VI, XI, 2, XII, 2, 3, Table 4). Observations completed on the lower River Złotna during several floods seem to indicate that the pavement layer starts to form with falling stage of a flood, but as a rule is continued during post-flood discharges, under conditions of stationary gravel streambed (post-flood pavement-forming processes). The development of pavements, so characteristic of present channels of the Sudetic rivers, may be in part the result of an apparent tendency to degradation sustained in the region at least throughout the last two centuries (Teisseyre 1984). On the other hand, a very effective paving of poorly sorted gravelly deposits may be also accomplished very quickly, in several hours during a falling

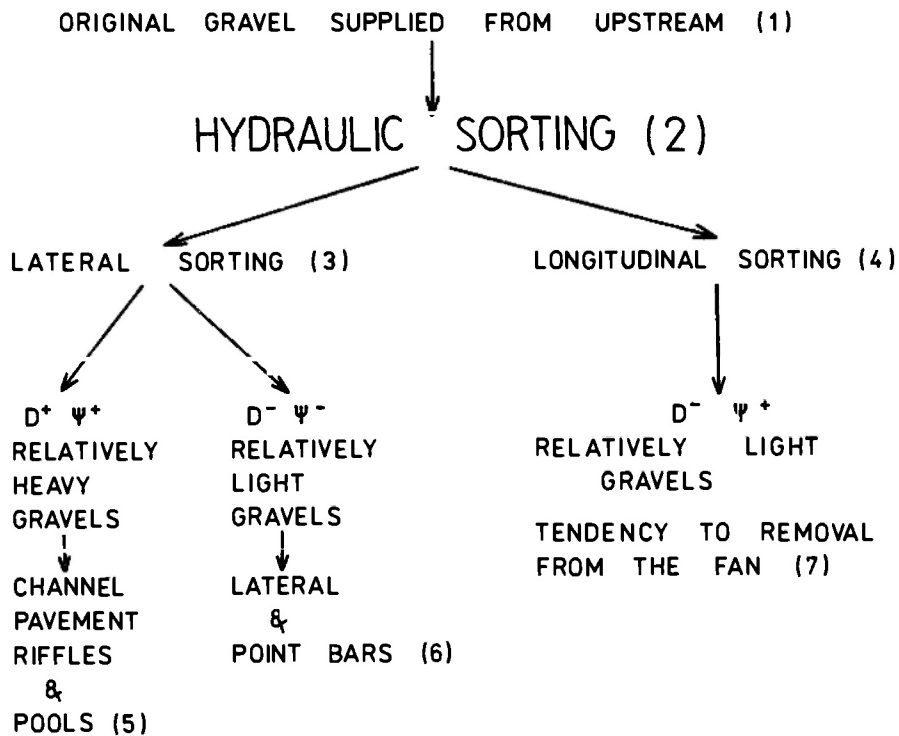


Fig. 6. Hydraulic sorting on the Miszkowice Fan and its sedimentological effect. D – grain size; Ψ – sphericity

Sortowanie hydrauliczne na stożku Miszkowice i jego efekt sedimentologiczny. D – średnica ziarna; Ψ – sferyczność. 1 – żwir dostarczany z góry; 2 – sortowanie hydrauliczne; 3 – sortowanie boczne; 4 – sortowanie podłużne; 5 – względnie ciężkie żwiry, bruk korytowy, bystrzyki i przegłębienia; 6 – względnie lekkie żwiry, łachy boczne i meandrowe; 7 – względnie lekkie żwiry, tendencja do usuwania ze stożka

stage. This is particularly true of gravelly sheets, crevasse splay deposits, and chute bars deposited in the zone of natural levees and on higher levels of point bars. The deposits are not subjected to low flow pavement-forming processes; subsequent floods rather tend to bury them with finer grained deposits.

Another effect of hydraulic sorting is the tendency to removal from the thalweg of highly spherical clasts and small flat clasts. The effect was observed during a field experiment with painted pebbles carried out in 1978. A thaw freshet on February 24–28, 1978 occasioned removal from the streambed of highly spherical pebbles and some small flat clasts, while other flat clasts were not moved or transported only a short distance downchannel. According to Lane and Carlson (1954) spherical gravels are about 2.5 times more susceptible to entrainment and transportation than flat pebbles of similar submerged weight. Thus hydraulic sorting is the chief agent responsible for the diminution in gravel size in the downfan and/or downvalley direction. It must also contribute to the increase in the same direction of values of such parameters as

roundness and sphericity (Sneed and Folk 1958; Scott and Gravlee 1968; Meland and Norrman 1969; Bradley *et al.*, 1972; Church 1972; Church and Gilbert 1975; Bluck 1982).

A similar though not so obvious effect of hydraulic sorting is expected in the direction perpendicular to the channel axis. This lateral hydraulic sorting results in the bankward diminution both in size and sphericity of clasts (Pl. X, 2). This dual aspect of hydraulic sorting may be termed of as longitudinal and lateral hydraulic sorting (Fig. 6).

The effectiveness of hydraulic sorting depends also on the rate of the bed load transport. At high transport rates and under conditions of fully developed bed layer, shear stress is penetrative diminishing the importance of size and shape as variables affecting sediment transport and hydraulic sorting (*Sedimentary Petrology Seminar* 1965).

Finally, hydraulic sorting must also depend to some degree on pebble fabric and packing (Johansson 1963, 1965, 1976; Church 1972, 1978; Church and Gilbert 1975).

COMPETENCE OF FLOW AND DISTANCE OF TRAVEL DURING THE AUGUST 1977 FLOOD

The ability of flow to transport the load may be considered in terms of competence and capacity. Competence (or competency) of flow refers to the maximum grain size of definite specific gravity, which a stream is able to transport at a given velocity. Capacity is simply sediment discharge or the amount of sediment that a stream can carry through a given cross-section in a unit of the time. In gravel-bed rivers, both competence and capacity may be either potential or real depending on sediment availability and sediment supply. During periods of low or mean flow, competence and capacity of a gravel-bed river is largely potential, for availability of sediment is insufficient or none (this is the case of a dissolved load gravel-bed stream flowing on coarse paved streambed). If limited sediment is available for transport, a gravel-bed river may possess great competence, but its actual capacity is generally low. During flood discharges, on the other hand, both competence and capacity of a gravel-bed stream are real and may be large.

A good example of great competence combined with rather a small capacity is incipient

transport of large light grains, for instance blocks of sod (Pl. IX, X, 1). An alternative example of great competence combined with great capacity is mass transport of coarse gravels during a flood discharge (for the geomorphic effects of the process see Pl. VI–VIII, X, 2, XI, XII, 2, 3). The largest boulder transported by the August 1977 flood attains a diameter of 0.7 m and immersed weight of ca. 100 kG (Pl. XII, 2, Table 5). The distance of travel of this amphibolite boulder is uncertain but amounted to at least several hundred metres.

Locally, the peak discharge of the flood was able to transport much heavier objects, however. Immediately below the midfan point, a group of willows was uprooted from the right bank of a bend (site 16, Pl. VI, 1). The trees, together with soil still preserved between their roots, were transported by the flow to a distance of some 14 metres and then deposited at site 17. The immersed weight of the object was estimated to be ca. 2 T (Table 5). The total stream power of the bankfull discharge attained in this reach is given in Table 6.

Table 5. The heaviest clasts transported as bed load during the August 1977 flood along the River Złotna channel, Miskowice Fan

Najcięższe klasty transportowane jako obciążenie denne w czasie powodzi sierpniowej w korycie Złotnej, stożek Miskowic

Site Punkt	Volume Objętość [m ³]	Lithology Litologia	Weight [kG] Ciężar [kG]		Distance of travel [m] Droga transportu
			In air W powietrzu	Immersed W zanurzeniu	
1	0.0083	Granite	22	13.6	350
2a	0.0285	..	76	47.5	400
3	0.0058	..	15.5	9.6	600
3	0.0175	..	46.7	29.1	600
5	0.0073	..	19.5	12.1	650
5	0.0096	Sandstone	25.0	15.3	650
8	0.0079	Granite	21.1	13.1	780
25	0.0091	..	24.3	15.2	1450
2	0.0445	Amphibolite	145	100.3	Unknown: Outcrop 4400 m upchannel
17	1.800	Loam, gravel	3900	2000	14; Soil transported in roots of <i>Salix</i> bush, eroded in site 16

Table 6. Maximum grain size of gravels deposited in the lower River Złotna during the August 1977 flood as related to hydraulic characteristics of flow

Maksymalne średnice żwirów osadzonych w korycie dolnej Złotnej w czasie powodzi sierpniowej w zależności od hydraulicznych warunków przepływu

Site Punkt	Distance from fan head [m] Odległość od szczytu stożka	Grain size [m] Średnice żwirów		Slope [m/m] Spadek	A_b [m ²]	Q_b [m ³ s ⁻¹]	H [m]	Stream power, Ω [kG m s ⁻¹] Moc strumienia	Notes** Uwagi
		Maximum	MGS*						
1	0	0.57	0.43	0.0088	13	35	1.844	67 767	RG
5	340	0.55	0.40	0.011	8	22	—	—	LB
8	390	0.52	0.35	0.015	8	22	1.585	36 614	LB
10	480	0.46	0.30	0.0122	8	22	—	—	CPD
13	560	0.40	0.24	0.0327	7.5	26.3	1.824	50 370	LB
17	650	0.37	0.26	0.026	8	25	—	—	CPD
20	740	0.36	0.27	0.015	—	—	—	—	MCB
21	770	0.33	0.25	0.017	6.5	16.3	1.419	24 286	LB
25	840	0.35	0.26	0.015	—	—	—	—	PB
29	980	0.34	0.25	0.018	—	—	—	—	RG
30	1010	0.33	0.23	0.015	4.5	10.8	1.294	14 674	RG
34	1130	0.28	0.21	0.014	4.4	10.5	1.032	11 378	LB

* MGS = maximum grain size = mean value of 10 largest clasts. Maksymalna średnica żwirów = średnia z 10 największych klastów.

** RG - riffle gravel, LB - lateral bar, CPD - channel-plug deposit, MCB - mid-channel bar, PB - point bar.

RG - żwirby bystrzyków, LB - żwirby łach bocznych, CPD - osady korka żwirowego, MCB - żwirby łach środkorytowych, PB - żwirby łach meandrowych.

The petrographic investigations of gravels of the lower River Złotna have indicated that their composition changed substantially as a result of the August 1977 flood (Table 3). Perhaps the most striking feature of the flood gravels was a relatively large content of unstable rock fragments including metalimestone, limy phyllite, and pegmatite. The rocks crop out in the riverhead

portion of the Złotna catchment basin. The supply of these lithologies from older gravels is rather unlikely, for such gravels are practically free from these rocks. This is particularly true of metalimestone fragments, which disappear from channel gravels after several years due to solution. In contrast, it seems to be very likely that the limestone fragments were brought on the Miskowice

kowice Fan directly from their source area. If it was really the case the distance of flood transport of the limestone and pegmatite fragments realized during one flood (or at most during the two floods of 1977) was ca. 9–10 kilometres. Also, it should be added that the metalimestone cobbles had usually dimensions greater than median – a condition favourable for a greater distance of transport (Klingeman and Emmett 1982).

Field investigations carried out after the August 1977 flood have enabled the author to establish the distance of transport of the bed load and the saltation load in a more precise manner, however. A good opportunity to do this was offered by partial destruction by the flood of the weir located on the River Zlotna in Miskowice, several hundred metres above the fan head (Pl. XI, 1). The weir was constructed of regular cut stones of the Strzegom granite. After the August 1977 flood the stones were found within the River Zlotna channel in the head and mid-fan portions of the Miskowice Fan (Pl. XI, 2, XII, 3). It is also evident that during the flood the stones were transported as the bed load and travelled by rolling along the channel thalweg. It is obvious, therefore, that large spherical fragments involved in the bed load may travel during a single flood on unexpectedly large distances (Table 5) passing through tens of bends or riffle and pool sequences without being deposited.

The facts discussed above seem to indicate that the commonly accepted assumption as to the local transport of gravel during floods and the short distance of its travel cannot be regarded to be universally true. Another examples of the fairly large distance of travel of the gravelly bed load occasioned by high floods are known to the author from other Sudetic rivers, e.g., the River Bóbr (Teisseyre 1984). Perhaps the most important factor responsible for the discontinuous gravel transport (in the engineering time-scale) is deposition on lateral bars and point bars accompanied by channel migration. This is particularly characteristic of flat fragments of mean and less-than-mean size (Pl. X, 2).

Very little is known about velocity of movement of the bed load. This is indeed an import-

ant parameter for it may allow us to compute the distance of travel of the bed load type of material carried by rivers during floods (distance = time of living bed conditions times mean velocity of bed load movement). Although such computations should be restricted to transporting and erosive segments of alluvial channels, they may be interesting from both the geomorphologic and engineering point of view. During the August 1977 flood, the mean velocity of the coarse (cobble) bed load is estimated to be of the order of 0.052 to 0.057 m s⁻¹. This estimation is based on the assumption that the limestone cobbles were transported in two days to a distance of 9–10 kilometres.

On the other hand, a large distance of transport of the suspended load is usually accepted as an unquestionable rule. However, some preliminary investigations by the present author seem to indicate that the problem is much more complex and that the distance of travel of the suspended load may be limited not only in the extra-channel environment (e.g., the alluvial plain), but also within the active channel itself. When the river is in flood, there is constant exchange of momentum and sediment between the zone of the active channel and the extra-channel zone (Teisseyre, in press). The sediment-laden water escaping the channel drops much of its suspended sediment on the alluvial plain. At the same time, waters rejoining its channel from the alluvial plain (a commonly underestimated phenomenon) are poor in the suspended sediment. Therefore, if the suspended sediment concentration is roughly constant over a certain length of the channel, it means that part of the river's suspended load deposited on the alluvial plain is compensated by supply from the river banks or tributaries (*cf.* Grimshaw and Lewin 1980; Bray 1983). In each case, the distance of travel of the suspended load may be relatively low. The phenomenon is manifested, among others, by textural changes of the over-bank alluvia in the downvalley direction – the problem, which certainly will need more attention in our future research.

QUALITATIVE AND QUANTITATIVE HYDRAULIC ANALYSIS OF SEDIMENT TRANSPORT ON THE MISZKOWICE FAN

The concentration of the suspended sediment was measured directly in the field at the whole range of discharges including the August 1977 flood (Fig. 2, Appendix I). During floods, direct

measurements of the bed load transport could not have been performed. However, the runoff of the bed load was estimated indirectly using natural gravel traps. The sediment pool of the Bu-

kówka Dam situated immediately below the fan was a good gravel trap of high efficiency for all the observed floods. Thus, the bed load runoff and mean value of the bed load discharge during the August 1977 flood were computed indirectly, on the basis of estimated volume of the bed load material deposited within the channel and on the fan (Teisseyre 1980). The results of both direct and indirect estimations serve as a basis for further elaboration.

The initiation of movement of the sediment load in a river may be analysed in terms of velocity or bed shear stress (Gilbert 1914; Hjulström 1935; Shields 1936; Rubey 1938; Nevin 1946; Kalinske 1947; Mavis and Laushey 1949; Sundborg 1956; Jarocki 1957; Fahnestock 1963; Johansson 1963, 1965; Shepard 1963; Leopold *et al.*, 1964; Pardé 1964; Henderson 1966; Leliavsky 1966; Vanoni 1966; Engelund and Hansen 1967; Neill 1967, 1968a, b; Raudkivi 1967;

Helley 1969; W. H. Graf 1971; Yalin 1972; Bogárdi 1974; Scheidegger 1974; Vanoni 1975; Bagnold 1977; Miller *et al.*, 1977; Simons and Senturk 1977; Jackson 1978; Leeder 1979; Ackers and White 1980; Ackers 1982; Richards 1982; Hey *et al.*, 1982; Klingeman and Emmett 1982; White and Day 1982; Carling 1983; Reid and Frostick 1984; Reid *et al.*, 1985).

The analysis of sediment transport in categories of velocity is important particularly for the determination of stream's competence. This is proportional to the six power (on the average) of the flow velocity (Shen 1978). The transporting work of the river may be considered in terms of mean bed shear stress, too. This approach holds an important key to the explanation of bed scour and deposition of sediment. Some critical values of the flow velocity and bed shear stress established according to a number of well-known methods for two sections of the lower Złotna are

Table 7. Critical conditions for initiation of bed-material movement, the River Złotna, Miskowice Fan. Average specific weight of gravel $\gamma_s = 2950 \text{ kG m}^{-3}$

Warunki krytyczne inicjacji ruchu materiału dennego w korycie Złotnej, stożek Miskowic. Średni ciężar właściwy żwiru $\gamma_s = 2950 \text{ kG m}^{-3}$

	Fan head, site 2 Punkt 2	Fan tail, site 36 Punkt 36
M_d , mm	171	84
w/d_{\max}	5.67	4.88
Critical mean or bed velocity, V_{cr} , V_b [m s^{-1}]:		
Critical erosional velocity (Hjulstrom 1935)	3.85	3.0
Critical depositional velocity (Hjulström 1935)	2.40	2.1
Critical bed velocity (Rubey 1938)	1.89	1.2
Critical bed velocity (Mavis and Laushey 1949)	—	1.39
Critical mean velocity (Neill 1967)	3.31	2.27
Critical mean velocity (Neill 1968)	2.96	2.03
Critical mean velocity as measured in the field by the author	2.78	1.91
Critical bed shear stress $(\tau_0)_{cr}$ [kG m^{-2}]:		
Krey-Schoklitsch's (1950) formula	23.393	11.491
Lane's diagram (1953)	17.1	8.4
Shields' criteria (1936)		
Absolute stability limit	9.241	4.539
Shields criterion	18.482	9.079
4 × Shields criterion	73.928	36.316
Results of field measurements by the author:		
Mean bed shear stress computed from field data	9.923	4.875
Maximum calculated bed shear stress (overbank flow)	31.444	15.373
$2.5 \times (\tau_0)_{\max}$ — suggested maximum instantaneous bed shear stress	78.610	38.433
Shields' entrainment function	0.030	0.030
Particle Reynolds number Re^*	3.7×10^4	2.3×10^4
Shields' entrainment function for the largest block ($D = 0.7 \text{ m}$)	0.025	—
Particle Reynolds number Re^*	1.8×10^5	—
Flow intensity ("transport stage") at bankfull discharge, $V^*/(V^*)_{cr}$	1.17	1.61

listed in Table 7. Included in this table are also the results of the author's own computations based on direct field measurements performed at actual and personally controlled critical conditions (velocity measurements were made when first cobbles started to move on the rising stage of the August 1977 flood).

The values of mean critical bed shear stress calculated by the author are close to the so-called 0.5 Shields criterion or the absolute stability limit (*cf.* Church and Gilbert 1975, fig. 17B, p. 38). This is in a good accord with the results obtained by Gessler (1965), "who computed that the probability of a grain to be eroded, if the critical shear is taken from Shields diagram, is 0.5" (W. H. Graf 1971, p. 99). In 1970 Grass found that incipient motion is possible even under mean bed shear stress as little as 0.4 the mean critical bed shear stress.

The value of the Shields' entrainment function $(\tau_o)_{cr}:(\gamma_s - \gamma)D$ (Shields 1936) computed for the two investigated hydrologic sections of the lower River Zlotna is 0.03 (Table 7). This is the value now commonly accepted for incipient movement of individual grains (Kalinske 1947; Neill 1968b; Vanoni 1975). For both the sections, the value of maximum dimensionless shear stress at the peak flow was 0.095. Under such conditions, the gravels of the lower Zlotna could have been moved as the saltation load (*cf.* Shields' diagram with subsequent improvements). The value of the Shields' entrainment function for the biggest boulder ($D = 0.7$ m) transported at the bankfull discharge along the straight artificial channel (Pl. XII, 1) was 0.025 (Table 7). This is in general agreement with field data published by Fahnestock (1963) and Carling (1983, *cf.* particularly Carl Beck data).

In discussing the values of the Shields' entrainment function obtained in this study (0.03, Table 7) there is doubt, however, if the application of the B-axis (intermediate axis) median for particle diameter is correct (this procedure is commonly applied in similar field studies). Mean sphericity of the lower River Zlotna gravels is 0.62. In any case if the B-axis median is replaced by an appropriate fall diameter the Shields' entrainment function rises to 0.049 or even to 0.057. These values are close to the theoretical Shields' value of 0.056.

Using the author's own field data, it may be demonstrated that the formulae published by Neill (1967, 1968a,b) and Krey-Schoklitsch (1950) give results consistent with the field measure-

ments provided that they are modified to the form:

$$V_{cr} = \sqrt{1.77(D/\bar{d})^{-0.20}(\rho_s/\rho - 1)/(gD)}, \quad [\text{m s}^{-1}]$$

$$\text{and } (\tau_o)_{cr} = 0.0301(\gamma_s - \gamma)D. \quad [\text{kG m}^{-2}]$$

The modified coefficient suggested here for the Neill's formula (1.77 instead of 2.5) is close to the value proposed by Neill in 1968 (1968b), i.e., 2.0. The modified coefficient suggested here for the Krey-Schoklitsch's formula (0.0301 instead of 0.076) is identical with the real computed value of the Shields' criterion established by the author for the lower River Zlotna. There is no good reason to believe that this is a surprising fact. When discussing the similarity of the Schoklitsch's (1950) diagram $((\tau_o):D(\gamma_s - \gamma)$ versus D) with the Shields' diagram (1936) W. H. Graf (1971, p. 93) states that: "One wonders whether the research started by Shields (1936) was intentionally or unintentionally ignored".

The modified formulae were tested in the field for the range of slope ($0.125 < S < 0.007$) and median grain diameter of the bed material ($0.3 < D < 0.06$ m) in several hydrologic sections of the River Zlotna including the artificial channel made in 1979 (Appendix II).

Entrainment of a sediment grain depends, as is known for a long time, not only upon the balance of forces acting on it, but also on fabric of the enclosing sediment (Church's "entire geometrical environment of a particle", 1978, p. 759). As concerns the last factor three states of granular beds have been distinguished (*cf.* Helley 1969; Yalin 1972; Church 1972, 1978; Church and Gilbert 1975; Baker and Ritter 1975; Bagnold 1977; Rákóczi 1975, 1981; Carling 1983): 1) normally loose boundary, which is characterized by a random but non-dilated arrangement of grains. These are not imbricated and about 50 per cent grains constituting the surface layer of a bed are readily entrained by the flow; 2) overloose boundary, in which grains are loosely packed and are in a dilated state ("quick sediments"); and 3) underloose boundary, which is characterized by close packing and grain imbrication.

This concept, although important for studies of sediment entrainment and transportation in river channels, certainly needs completion. In the lower River Zlotna, which may be thought a typical cobbly river, overloose boundary has been never observed within the channel-phase gravels (the overloose deposits occur sporadically in fine gravels and sands of supra-platform bar deposits

or extra-channel deposits including subfossil sediments of modern alluvial plains). Normally loose boundary conditions have been found exclusively on lateral and/or point bars the surface of which was periodically emerged and subjected to the action of river ice or disturbed by animals or man. The normally loose boundaries are thus secondary rather than primary and it is river ice which is a particularly effective agent generating them (ice floes are up to 0.4 to 0.6 m thick and destroy the original gravel fabric in two ways: by their static pressure and due to shear released by displacements in the period of ice run, Teisseyre, in press).

On the other hand, underloose boundary, which is the rule within the submerged part of the river channel, comprises in fact several different states of the gravelly streambed. The author suggests that within this group at least three subdivisions should be distinguished: (3a) Unfilled underloose boundary, in which gravels are closely packed and imbricated but intergranular voids are free from any matter except fluid (Pl. VII, VIII). The voids constitute a highly permeable medium and in the streambed are in fact filled with flowing water. It may be also added that under such conditions shear stress is penetrative. After a flood such deposits may be 2 to 4 grain diameters thick: in the lower River Złotna layers of unfilled underloose gravels deposited by the May 1977 flood were up to 0.3 to 0.5 m thick (Pl. VII, VIII). The investigations concerning sediment entrainment carried out by the author on the lower River Złotna refer to such a type of underloose boundary.

The variety (3b) of underloose boundary corresponds to a filled underloose boundary. In this case, the voids of a gravelly deposit are filled with finer non-cohesive or weakly cohesive sediment (fine gravel, sand). Such a deposit is still permeable, however, shear stress is no longer penetrative, unless the filling is removed from the voids. The latter process is indeed the case in course of gradual erosion and entrainment of such gravelly streambeds. The predominance of filled underloose gravels is a common situation, particularly after high floods carrying large amounts of sediment load (e.g., the August 1977 flood, Pl. VI, 2). After flashy floods, on the other hand, the completion of filling of a newly deposited gravel may require some time (at least several months on the lower River Złotna).

The variety (3c) is termed here consolidated underloose boundary. This is characterized by

voids filled with cohesive filling (loamy or muddy sand or gravel) and the whole deposit is in an advanced state of consolidation. This is particularly typical of older (Holocene) alluvia. These deposits are neither permeable nor shear-penetrative and their resistance to scour and entrainment is relatively large and may be compared with that for a friable conglomerate or compact till. Consolidated underloose gravels are easily scoured only in the case of thermoerosion (i.e., in the zone lying above a mean ground-water table; Teisseyre, in press). And, when situated in the streambed, they form relatively persistent elevations scoured only during high floods.

In addition to the three types of underloose boundary discussed above it should be mentioned that at least two first types (i.e., unfilled and filled underloose boundary) may reveal several types of surface texture. These are as follows:

Type I — plane or concave-up featureless surface lined with imbricated pebbles and cobbles of similar size. Pebble clusters rare;

Type II — surface as above but uneven: some gravels are grouped into clusters protruding above the mean bed (Teisseyre 1977, Pl. I, II);

Type III — surface even or uneven with scattered large exposed grains just lying on the streambed. Being neither sheltered nor supported by other grains protruding from the bed, these large particles are as a whole exposed to the flow.

With increasing density of packing and consolidation of filling the critical shear stress for initiation of movement rises substantially according to the following scheme: large solitary grains (full protrusion, no support) → grains deposited as a normally loose boundary → unfilled underloose boundary → filled underloose boundary → compact underloose boundary.

The results concerning \bar{V}_{cr} and $(\tau_0)_{cr}$ obtained in this study refer to the conditions of partly filled underloose and unfilled underloose boundary (Pl. VII, VIII). This may be easily explained by the fact that the August 1977 flood happened 6 weeks after the May 1977 flood, which occasioned movement of the gravelly streambed, too (Teisseyre 1980). At the end of July 1977, the channel pavement did not attain its full stability. Even within the channel the voids were still open or only in part filled with coarse sand and fine gravel. No appreciable deposition of mud occurred in the voids.

Although the available data from the River Złotna are limited (Table 7), they suggest that the threshold conditions for initiation of movement

of unfilled underloose boundary may not differ substantially from those established elsewhere for normally loose boundaries (*cf.* Carling 1983; Reid and Frostick 1984; Reid *et al.*, 1985). It may be added here that measurements made by the author in other study reaches of the upper River Bóbr and its tributaries since March 1984 have confirmed the conclusion.

Another problem to be shortly discussed is incipient motion of large grains lying on the streambed and characterized by large exposition to the flow. The propelling force exerted on such grains by the flow results mostly from pressure differences between the frontal and the lee sides of the grain (Pl. IX, X, 1). The high dynamic pressure existing at the front of such grains results from hydrodynamic thrust and, in so being, is proportional to V^2 . Thus, the greater the velocity the larger the transporting ability of the flow. It has been found in the field that transitional flows ($0.6 < Fr < 1.0$) and/or supercritical flows are able to transport large blocks of relatively light material (e.g., blocks of sod, $\gamma_o = 1700\text{--}1860 \text{ kG m}^{-3}$ /under conditions of flow depths $0.5 D < d < 1.0 D$ (Pl. IX). Blocks of solid rocks may require greater depths (e.g., $0.75 D < d < 1.5 D$; Pl. X, 1), which suggests that the lift force may be also an important factor (Miller *et al.*, 1977).

In a laboratory experiment, Fahnestock and Haushild (1962) have found that on sandy bed pebbles and cobbles may be transported by shallow supercritical flows ($d \approx D$) moving at a mean velocity equal roughly to a half the mean flow velocity. In the channel of the lower River Zlotna, blocks of sod and crystalline rocks may be transported by comparable shallow flows at velocities ranging from 0.2 to 0.4 the mean flow velocity. Both the lower block velocities and the smaller Froude numbers may be simply accounted for by much greater roughness of the cobbly streambed. Under conditions of shallow depths and low values of y/D , skin resistance must increase substantially affecting — via mean flow velocity — the Froude number, which may fall below unity (on otherwise steep slope).

Another problem of great importance is the value of shear stress or dimensionless Shields' entrainment parameter for cessation of movement of the bed load material (*cf.* Reid and Frostick 1984; Reid *et al.*, 1985). As concerns this question, no direct field data are available for the lower River Zlotna. However, there is some indirect evidence coming from investigations of channel plug deposits (site 10). The investiga-

tions suggest that relatively coarse gravels ($M_d = 142 \text{ mm}$) stopped at an unexpectedly low depth of ca. 0.35 m. The mean local slope of the depositional surface was $S = 0.006884$ suggesting mean bed shear stress τ_o ca. 2.42 kG m^{-2} . If the indirect evidence is real one may assume that cessation of movement of the gravels occurred here under conditions of Shields' entrainment parameter of ca. 0.0095, which is about 1/3 the critical value for entrainment of the gravel. The indirect results seem to be in accord with the results obtained by the authors cited above.

In agreement with the classical concepts of hydraulic geometry, the qualitative and quantitative characteristics of river's capacity may be expressed by empiric functional relationships between the water and the sediment discharge (at least on at-a-section level, *cf.* Leopold and Maddock 1953; Wolman 1955; Nixon 1959; Wilcock 1971; Hey 1982; Jackson and Beschta 1982; Gomez 1983). If the water discharge is the principal factor controlling the sediment discharge, it is evident that the latter must also be correlated with the total stream power, which reads

$$\Omega = \gamma QE, \quad [\text{kg m s}^{-1}]$$

$$\text{where } E = H = d + \alpha V^2/2g. \quad [\text{m}]$$

In this work, the sediment discharge, Q_s , is analysed in terms of the water discharge, \bar{Q} , or the total stream power, Ω , rather than in terms of the unit discharge, q , or the unit stream power, ω . This is justified by the fact that in a small, relatively narrow channel the flow is practically always three-dimensional, with the consequence that unit values of both discharge and stream power do vary from place to place in each cross-section as well as between adjacent cross-sections. Thus, unit values do not describe the character of the flow as a whole (Pl. I–IV).

From the geomorphological point of view, fluvial processes in a gravel-bed stream may be also characterized in terms of some threshold discharges (*cf.* W. L. Graf 1983, although his equations are not satisfied using field data gathered by the author). A discharge is here considered threshold if it is associated with the initiation of movement of a given kind of river's load. The concept is illustrated in Figure 7 and Table 8, with the stable reach of the lower Zlotna as an example (Pl. XII, 1). These threshold discharges are important parameters controlling the behaviour of river channels (for this problem see Schumm 1973, 1977, 1979).

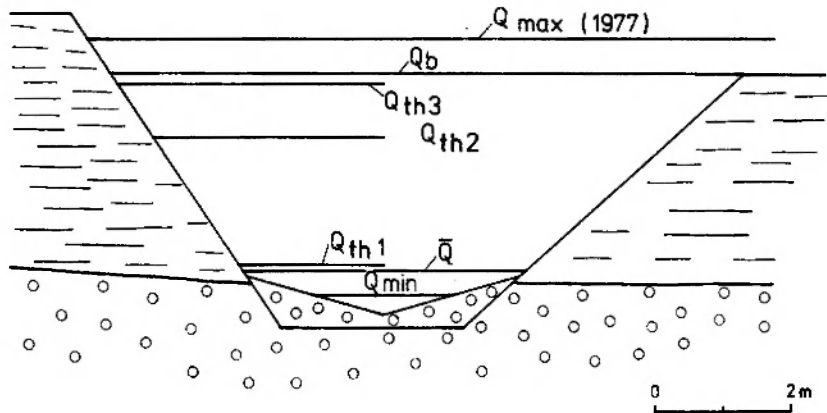


Fig. 7. Characteristic and threshold stages and discharges, the lower River Złotna, Miskowice Fan, site 2. View is upchannel. Vertical scale 2.5 times the horizontal scale. $Q_{\min} = 0.04 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $\bar{Q} = 0.46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; Q_b ca. $29.7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $Q_{\max} = 40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. $Q_{th1} = 0.65 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ – initiation of suspended load transport; $Q_{th2} = 15.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ – initiation of motion of bed load, $Q_{th3} = 26.9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ – initiation of uninterrupted suspended transport of gravel $D = 0.008 \text{ m}$ (mean diameter of natural-levee gravels)

Charakterystyczne i progowe stany oraz przepływy, dolna Złotna, stożek Miskowic, punkt 2. Widok w górę koryta. Skala pionowa przewyższona 2,5-krotnie. $Q_{\min} = 0,04 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $Q = 0,46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; Q_b ok. $29,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $Q_{\max} = 40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. $Q_{th1} = 0,65 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ – inicjacja transportu obciążenia zawieszinowego; $Q_{th2} = 15,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ – inicjacja ruchu obciążenia dennego, $Q_{th3} = 26,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ – inicjacja trwałego transportu zawieszinowego żwiru $D = 0,008 \text{ m}$ (mediana średnic żwiru deponowanego na naturalnych wałach brzegowych)

The threshold discharge labelled Q_{th1} corresponds to the discharge resulting in initiation of the perceptible suspended sediment transport (C_{ss} ca. 10 G m^{-3} on the average). The threshold discharge designated Q_{th2} is the discharge responsible for

initiation of movement of the bed material (here $M_d = 171 \text{ mm}$). It corresponds well with the mean flow velocity computed from the modified Neill's formula. The threshold discharge labelled Q_{th3} corresponds to the discharge leading to persistent suspended transport (within the limits of the fan) of gravels found in crevasse-splay deposits (here $M_d = 8 \text{ mm}$). The value of mean velocity corresponding to this discharge was measured in the field and verified using methods published by Lane and Kalinske (1939) and other authors. The maximum dimensionless shear stress computed for the gravels ($M_d = 8 \text{ mm}$) for the peak flow conditions was 2.037 – a value falling well within the field of the suspended sediment transport on the improved Shields' diagram. The suspended transport of the gravels mentioned was observed in the field during the August 1977 flood.

Table 8. Characteristic and threshold discharges and corresponding total stream power for the River Złotna channel, Miskowice Fan, site 2

Przepływy charakterystyczne i progowe oraz odpowiadające im całkowite moce strumienia dla koryta Złotnej na stożku Miskowic, punkt 2

	Q [$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]	Ω [kg m s^{-1}]
Characteristic discharges (1971-1980)		
Przepływy charakterystyczne		
Minimum recorded discharge	0.04	4.87
Mean annual discharge	0.46	148.93
Bankfull discharge	29.7	66408.1
Maximum recorded discharge	40	97829.7
Threshold discharges Przepływy progowe		
Q_{th1} – for initiation of suspended sediment transport	0.65	238.2
Q_{th2} – for initiation of bed material movement	15.2	23630.6
Q_{th3} – for initiation of free suspension of gravel ($M_d = 8 \text{ mm}$)*	26.9	56154.4

* Refers to gravel deposited from suspension on natural levees. Odnosi się do żwiru deponowanego z zawiesziny na wałach brzegowych.

An important conclusion from the above considerations is that all the three threshold discharges are lower than bankfull discharge (Fig. 7). It means that at the bankfull discharge all the mechanisms of sediment transport may be fully developed depending on the supply of detrital material and local conditions of flow. It is also evident that at least for the Sudetic rivers, the range of discharges particularly important for explanation of the river's work and fluvial morphology varies from ca. 3/4 full to that attained during high floods. Therefore, it is rather doubtful whether the main morphological effects of the

river work may be attributable to the most frequent events of moderate magnitude (cf. Baker and Penteado-Orellana 1977; Baker 1977, 1978; Teisseyre 1980, 1984). To summarize, it may be pointed up that the bankfull discharge and the Q_{th2} discharge are amongst the most important characteristic discharges, at least from the geomorphic and sedimentologic point of view (cf. Webb and Walling 1982).

The data given in Figure 7 and Table 8 have no universal meaning – they may be applied only to the artificial channel of the lower Zlotna between sites 1 and 3 and essentially only for conditions similar to those prevailing during the August 1977 flood. Although a similar analysis may be done for any section of any channel, it seems to be important to stress that a single Q_{th2} threshold discharge has no absolute value even for one and the same reach of the river. This is the case, because even under conditions of constant D_{50} the Q_{th2} may and does vary as a result of one or several of the following factors: 1) Type of fabric actually prevailing on the streambed; 2) Degree of completion of filling and its compactness which in turn depends on numerous circumstances such as geology of the catchment basin, river's load, length of time since the last flood etc.; 3) The amount of sediment available actually for transportation; 4) Presence or absence on the bed of transitory depositional bedforms including bars or large obstacles disturbing the flow (e.g., large blocks of sod, earth falls); 5) The season of the year. It is apparent that in winter the Q_{th2} values are generally lower than in summer (Teisseyre 1984, in press).

However, the above restrictions do not invalidate the idea of threshold discharges, since for each reach of the river a range of discharges may be found which will result in initiation of bed material transport under a range of conditions appropriate for a given reach. Thus the phenomenon of sediment entrainment should rather be characterized by two values of Q_{th2} reflecting the effects of natural (or artificial) factors influencing it. For example, for the lower River Zlotna (site 35, $M_d = 82$ mm) the following values of Q_{th2} have been obtained: $Q_{th2\ min}$ during a winter freshet (Feb. 24–28, 1978) was $Q = 1.193\ m^3\ s^{-1}$ and $Q_{th2\ max}$ during first freshet after a long period of low flow (Dec. 20–30, 1978) was $Q = 2.245\ m^3\ s^{-1}$. The difference in stage between the two events was only 0.09 m.

The relation between the sediment discharge and the water discharge (or the total stream

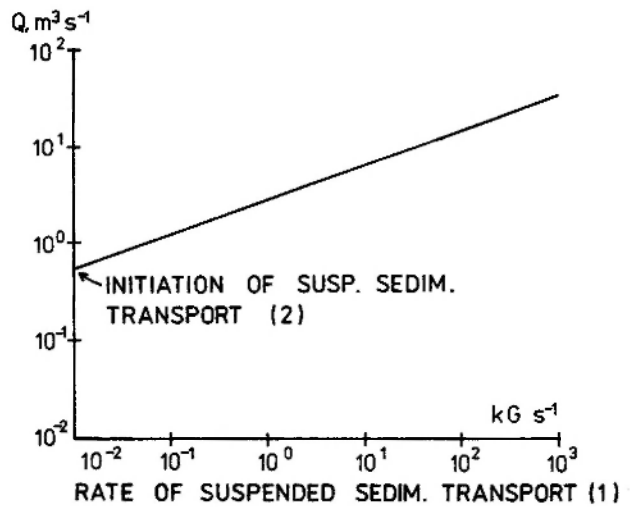


Fig. 8. Rate of suspended sediment transport, Q_{ss} , versus discharge. The lower River Zlotna, artificial channel, site 2 (see also Fig. 7)

Natężenie przepływu obciążenia zawiesinowego, Q_{ss} , w zależności od objętościowego natężenia przepływu. Dolna Złotna, koryto regulacyjne, punkt 2 (por. też fig. 7). 1 – natężenie przepływu obciążenia zawiesinowego; 2 – inicjacja transportu zawiesiny

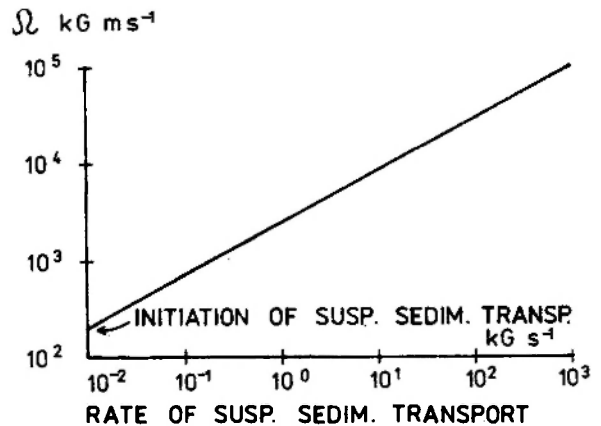


Fig. 9. Rate of suspended sediment transport, Q_{ss} , versus total stream power, Ω . The lower River Zlotna, artificial channel, site 2

Natężenie przepływu obciążenia zawiesinowego, Q_{ss} , w zależności od całkowitej mocy strumienia, Ω . Dolna Złotna, koryto regulacyjne, punkt 2. Objasnienia napisow jak na figurze 8

power) for the lower River Zlotna can be determined directly only for the suspended load (Fig. 8 and 9). A hypothetical corresponding relationship for the bed load is based on the following facts: 1) The value of Q_{th2} established in the field; 2) The computed mean discharge of the bed load, \bar{Q}_{sb} , (the volume of the bed load deposited on the fan divided by the known time of the effective bed load transport and deposition), and on the assumption that 3) $\bar{Q}_{sb}/Q_{sb\ max} \approx \bar{Q}_{ss}/Q_{ss\ max}$. Thus,

the value of $Q_{sb \max}$ was computed from the known values of Q_{sb} , Q_{ss} , and $Q_{ss \max}$. The result, which is thought to be only a rough approximation of real processes, is shown in Figures 10 and 11. The relationships suggested by the figures refer to the period of flood when the Złotna was

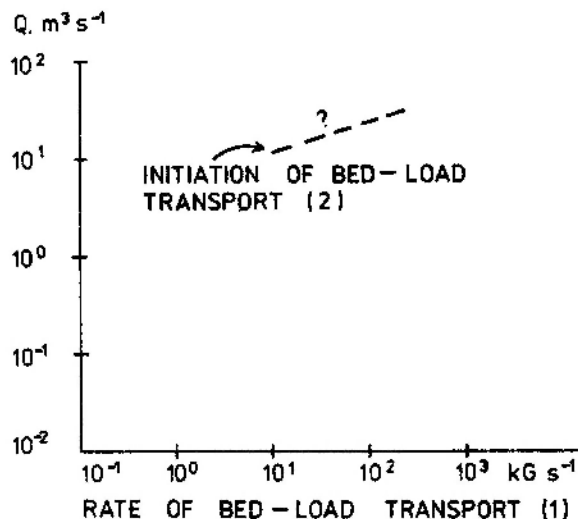


Fig. 10. Rate of bed load transport, Q_{sb} , versus discharge. The lower River Złotna, artificial channel, site 2 (see also Fig. 7). Regression line drawn on the basis of indirect field data and some deductive considerations

Natężenie przepływu obciążenia dennego, Q_{sb} , w zależności od przepływu. Dolna Złotna, koryto regulacyjne, punkt 2 (por. też fig. 7). Linia regresji wykreślona na podstawie pośrednich danych terenowych i pewnych rozważań dedukcyjnych. 1 – natężenie przepływu obciążenia dennego; 2 – inicjacja ruchu obciążenia dennego

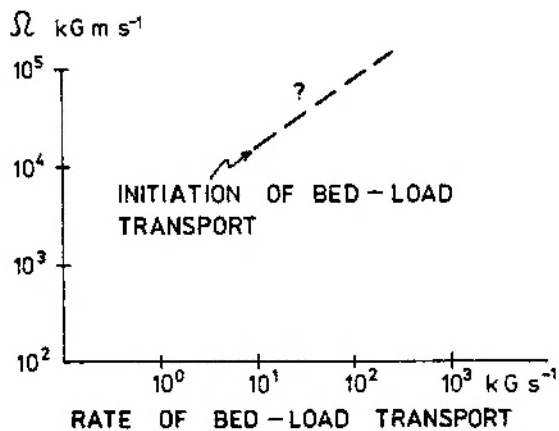


Fig. 11. Rate of bed-load transport, Q_{sb} , versus total stream power, Ω . The lower River Złotna, artificial channel, site 2. Regression line drawn on the basis of indirect field data and some deductive considerations

Natężenie przepływu obciążenia dennego, Q_{sb} , w zależności od całkowitej mocy strumienia, Ω . Dolna Złotna, koryto regulacyjne, punkt 2. Linia regresji wykreślona na podstawie pośrednich danych terenowych i pewnych rozważań dedukcyjnych. Objaśnienia napisów jak na figurze 10

competent to transport the entire range of its bed material.

The data, combined with discharge-frequency curves, may enable us to determine the sediment runoff in a water year or any shorter period, e.g., a flood. Also, the runoff of the suspended load may be computed using a formula modified from Emmett (1975) to the form (on the basis of data shown in Figure 2):

$$G_{ss} = 7537(Q/Q_b)^{2.632} \quad [\text{T per 24-hour}]$$

The formula is regarded here as a first approximation and certainly will need verification on the basis of a more comprehensive set of data. Yet it

Table 9. Summary on conditions of flow, streambed sediment, and channel form at bankfull stage for three segments of the Miskowice Fan

Warunki przepływu, charakterystyka osadu dna koryta i form korytowych przy stanie pełnokorytowym dla trzech części stożka Miskowice

	Fan head, site 1 Punkt 1	Mid-fan, site 13 Punkt 13	Fan tail, site 35 Punkt 35
Slope	0.0088	0.033	0.013
Mean velocity [m s ⁻¹]	3.35	4.10	3.68
Mean bed shear stress [kg m ⁻²]	12.94	39.85	18.38
Fr	0.90	1.22	1.05
Re × 10 ⁷	1.4	1.4	1.3
Re* × 10 ⁴	4.4	8.3	2.4
Grain size range [m]	clay – 0.7	clay – 0.4	clay – 0.3
Medium grain size [m]	0.175	0.188	0.083
Per cent sediment coarser than 0.256 m	14.5	10.5	0.2
Sorting, σ_1	1.36	1.28	0.57
Channel width [m]	9.5	11.6	6.1
Channel depth [m]	1.4	1.15	1.25
w/d _{max}	6.79	10.08	4.88
Channel planform	straight, artificial flat bed, uniform depth	meandering to braided*	meandering
Bedform		pool-and- riffle pattern flat bed	pool-and- riffle pattern, flat bed
Flood plain width [m]	70	700	1300

* Occasional meander degeneration due to chute cut-off at flood discharges. Epizodyczna degeneracja meandrów przez częściowe odcinanie łach meandrowych w czasie powodzi.

may be used as a first method to evaluate a real yearly rate of denudation of the River Złotna catchment basin. The problem will be treated further on.

In general, the hydraulic conditions of flood flows influence both the channel parameters and the textural properties of channel sediments (Table 9). The problem will be discussed below. What should be briefly summarized here is the problem of diminution of grain size in the downfan direction.

The phenomenon was studied particularly after the August 1977 flood, which caused movement of gravel along the whole channel. Field measurements have indicated that both maxi-

mum grain size (*MGS*) and median dimension of gravel diminish more or less regularly downfan. The results seem to indicate that the diminution in grain size is correlated with the cross-sectional area of flow, the bankfull discharge and the total stream power rather than with the mean flow velocity or the hydraulic slope (Tables 6 and 9). The result is certainly an expected one, because there is no definite relationship between slope and sediment size (Bhowmik *et al.*, 1980). The geologically important conclusion is that, under conditions of unsteady flow and backwater-draw-down effects, great care should be exercised in using gravel size as an indicator of both the paleoflow velocity and the paleoslope.

SEDIMENT DISCHARGE AT HIGH AND LOW FLOW

Field measurements and observations carried out during and after the August 1977 flood have enabled the author to calculate the sediment discharge occasioned by the flood (July 31, 1200 till August 3, 2400). The total runoff from the Złotna catchment basin amounted to ca. 3 800 000 m³ or about 26.2 per cent mean annual runoff. If at the same time the mean annual discharge had taken place the runoff realized would have been 139 194 m³. Therefore, the flood runoff exceeded 27.32 times the normal runoff. Mean discharge for the flood period was estimated to be ca. 12.57 m³ s⁻¹, a value roughly equal to the bankfull discharge (Teisseyre 1980). In fact, the flood discharge (i.e., the discharge higher-than-bankfull) lasted no more than 2.5 days.

The concentration of the suspended sediment was analysed in 10 samples collected at 6–12 hour intervals of the time. It increased from ca. 0.01 kG m⁻³ on July 30 to ca. 25 kG m⁻³ in the morning on August 1, 1977, and then diminished with at least one secondary peak to 0.7 kG m⁻³ in the evening on August 3. The total runoff of the suspended sediment was estimated to be 22 323 T in the whole 84-hour period of the flood. Mean concentration of the suspended load was of the order of 5.84 kG m⁻³. It may be also demonstrated that mean discharge of the suspended load totalled ca. 0.03886 m³ s⁻¹ or ca. 0.07382 T s⁻¹. Maximum discharge of the suspended sediment load was of the order of 0.1858 m³ s⁻¹ or ca. 0.353 T s⁻¹. The ratio of \bar{Q}/\bar{Q}_{ss} was 323 on the average (Table 2) and, at the peak flow, a maximum quantity of 215 was reached.

The runoff of the bed load and saltation load in the lower Złotna (site 4) has been computed indirectly on the basis of estimated volume of sediments deposited on the Miskowice Fan. The estimation has been put on an objective basis of 72 levelled cross-sections through the zone of the active channel and 13 sections across the fan. Some of these sections have been already published (Teisseyre 1980).

The volume of gravels corresponding to the bed load and the saltation load deposited during the August 1977 flood amounted to 4500 m³. The quantity is thought to represent the total supply of gravel from the watershed, because the lower part of the fan was inundated during the flood lying within the backwater limit of the Bukówka Dam (Teisseyre 1980, Pl. I, 4). Thus, mean discharge of the bed load and saltation load for the August 1977 flood may be estimated to be of the order of 0.01488 m³ s⁻¹ or ca. 0.02976 T s⁻¹. The ratio of \bar{Q}/\bar{Q}_{sb} was 845 (Table 2). It may be also shown that an average rate of linear erosion occasioned by this flood totalled as much as 45.9 m³ gravel per 1 kilometre of eroded channel in a 24-hour period. This estimation is based on the known length of erosive reaches of the river and its tributaries and an empirically established fact that gravel was supplied to the channel mostly from its banks (with the exception of V-shaped valleys; Pl. X, 2, Teisseyre 1980).

The total sediment runoff realized during the flood amounted to ca. 31 323 T. The runoff of the suspended load contributed to 22 323 T or ca. 71.3 per cent the total runoff. Therefore, during the August 1977 flood, the lower River Złotna

was a bed load stream (*cf.* Schumm 1968a,b; Johnson and Smith 1977). Observations of another floods which occurred in a decade 1971–1980 have indicated that low floods and large freshets were characterized by much lower rates of the bed load discharge. During these floods, the upper limit of the bed load typical of a mixed load stream (11 per cent) was never reached. On the other hand, at low and intermediate freshets, the lower Złotna was a suspended load stream. A similar characteristics has been recently obtained for the upper River Bóbr (Teisseyre 1984).

In the exceptionally wet water year 1976/1977, the character of load of the lower River Złotna showed unusual variation. In this year, the gravelly streambed was living for 9 days (2.47 per cent of the time). During 3 days (0.08 per cent of the time) the River Złotna was a bed load stream, and on 6 days it was a mixed load stream (1.64 per cent of the time). Generally, during 6 months the river was a suspended load stream and within the last 6 months it was a dissolved load stream. In a relatively dry water year 1974/1975, on the other hand, the Złotna was a mixed load stream on 3 days. In a period of some 5 months it was a suspended load stream, while dissolved load was dominant within 7 months.

In a decade 1971–1980 (with the exception of wet years 1971 and 1977), a mean annual runoff of the saltation load and bed load was less than 100 T/yr, which is less than 1 per cent mean annual sediment runoff. In a mean water year the River Złotna is, therefore, a suspended load stream. This is a very characteristic feature of many Sudetic gravel-bed rivers (Teisseyre 1984). It is suggested also that a similar hydrological characteristics has been sustained here for a rather long period of time (at least throughout the historic period or the last 700 years). The dominance of the suspended load in the Sudetic rivers is perhaps the best explanation of their meandering pattern and the development within deforested valleys of thick overbank deposits (Teisseyre 1984, 1985).

In the context of river's load it seems to be suitable to discuss here the subsurface structure of the Holocene deposits of the Miszkowice Fan. The top surface of gravels underlying the cohesive overbank alluvia is characteristically convex-up. The topography is actually buried under a cover of the overbank deposits the thickness of which increases rapidly towards the valley margins (Teisseyre 1980, Fig. 3). According to

Schumm (1968a,b, 1977) such a type of valley fill deposits is characteristic of mixed load streams. The top layer of the buried Holocene gravels contain no artifacts or other man-made objects present within the cohesive overbank deposits and in modern gravels. It is very likely, therefore, that the gravels were deposited prior to settlement of the area in question or before the mid 13-th century. Consequently, one may hypothetically assume that under conditions of a natural forested landscape the Sudetic rivers were rather mixed load streams.

Another problem of great importance to fluvial geomorphology is the ratio of the saltation load to the bed load. An approximate solution to the problem was obtained in the course of field investigations carried out during and after the August 1977 flood. The size of the bed load material was established by direct observations of the channel streambed along the thalweg. The results of the field investigations appear to suggest that the saltation load corresponds to gravels less than 12 cm or 8 cm in diameter for the upper and the lower portion of the fan, respectively. There is also some limited field evidence supporting the conclusion, because on several submerged point bars pebbles were observed moving mostly in saltation in a range of stages from a nearly bankfull to the highest noted stage. On the basis of the above assumptions, the ratio of the saltation load to the bed load was established in the course of investigations of depositional effects of the flood. For the whole fan it ranges from 67:33 to 78:22 or from 2.03 to 3.55 (this is the volume per cent ratio of gravels finer than indicated above to coarser gravels). The ratio may be thought to be some measure of "bar-forming potential" of the river, for the saltation load is concentrated mostly on lateral and/or point bars (Pl. X, 2, XI, 2).

In order to compare the morphogenetic effectiveness of extreme discharges field investigations were performed during an exceptionally long low flow period in November 1978. In a period of 3 weeks of unusually warm weather without rainfall, the discharge diminished from 0.571 to 0.11 m³ s⁻¹. In spite of a very low concentration of the suspended load throughout the period, at the end of November 1978 the channel streambed was covered with a layer of brown muddy silt up to several millimetres thick (with the exception of riffle descents). Within the limits of the Miszkowice Fan, the volume of the deposits was established to be 30–40 m³. The deposit was supplied

exclusively from an actual wetted perimeter of river channels owing to the low flow linear erosion of the gravel-dominated streambed. Thus, it may be demonstrated that a mean daily rate of linear erosion occasioned by the low flow was of the order of 0.0535 to 0.0715 m³ per 1 kilometre of channel. The rate of linear erosion for the August 1977 flood was therefore from 642 to 858 times greater than that for the period of low flow. The results of the two extreme events were diffe-

rent not only from hydrologic (rate, intensity) but also from geomorphological point of view. The low flow linear erosion supplied fine material, which may be only in part preserved in voids of gravel. In fact, the layer of silt was destroyed during the first freshet at the end of November 1978, and the fine material was denuded. On the other hand, the coarse gravel brought over the fan during the flood was deposited there as a whole contributing noticeably to its growth.

RATE OF DENUDATION OF THE ZŁOTNA CATCHMENT BASIN

Taking into account the estimated sediment runoff from the River Zlotna catchment basin occasioned by an 84-hour period of the August 1977 rainfall and flood, it may be demonstrated that the denudation rate was 0.58 mm per the 84-hour period or 0.1657 mm per day. This is the mean value of denudation for the whole basin occasioned by one catastrophic rainfall/flood event, the recurrence interval of which is ca. 75 years. However, if only the arable land is taken into consideration (ca. 8.4 km²), the denudation rate will be much greater i.e., 1.93 mm per the 84-hour period or 0.5514 mm per day. The denudation rates do not exceed the range of soil losses occasioned in the Sudetes by heavy rainfalls. According to Fatyga (1979), for the upper River Bóbr catchment basin these range from 0.1 to 2 mm. Chemical denudation is not included in the above denudation rates.

In order to compare the instantaneous denudation rate with that for a mean water year measurements of water discharge and the suspended sediment concentration were carried out in an average water year 1977/1978. A yearly period of observation is obviously too short to give a representative value of the denudation rate, yet in the absence of official hydrological data it may throw some light on the problem.

In the water year 1977/1978, the suspended load was transported during ca. 6 months. The suspended sediment runoff totalled ca. 28 000 T or ca. 15 000 m³ of soil ($\gamma_s = 1.86 \text{ T m}^{-3}$, Appendix III). Consequently, taking into account the whole catchment basin, the resultant denudation rate was 0.536 mm/yr. A similar rate of denudation may be deduced from a previous work by Bieroński and Tomaszewski (1979) for the forested slopes of the Biały Stumień Creek (a tributary to the River Zlotna). Mean yearly rate of slope retreat ranges according to the authors from 0.2

to 0.4 mm/yr. However, taking into account only the arable portion of the catchment basin the denudation rate in 1977/1978 was 1.786 mm/yr. The rates do not include chemical denudation, which even in a basin underlain by crystalline rocks may be significant (*cf.* Krzemień 1982; Saunders and Young 1983).

Mean supply of the suspended load in the water year 1977/1978 was estimated to be ca. 1 000 T km⁻² yr⁻¹ or ca. 3 300 T km⁻² yr⁻¹ for the whole basin and its arable portion, respectively. The bed load runoff contributed to 0.42 per cent the total runoff. The results seem to indicate that the instantaneous denudation occasioned by an exceptionally heavy rainfall may be greater than a yearly denudation in an average water year. The above results are only preliminary and the problem is still open for further research.

Unfortunately, little evidence exists as to whether or not the above mentioned rates of denudation are indicative of accelerated degradation of soils within the Zlotna catchment. A satisfactory solution to the problem requires knowledge of the rate of soil formation. If the mean rate of soil formation established for the USA (i.e., 0.25 mm yr⁻¹ under normal agricultural practice, *cf.* Schumm and Harvey 1982) may be also applied to the Sudetes, the soil losses within the Zlotna catchment will be serious leading to the irreversible soil degradation, particularly on the arable part of the catchment. That this is indeed the case is manifested by the complete removal of soil from many crest elevations situated within plough-land where bare bedrock is being exposed. At the same time, flat valley floors are being covered with soil-derived, fine-grained overbank alluvia at a mean rate of 1.7 mm yr⁻¹ (Teisseyre, unpublished report). Construction of the Bukówka Dam in 1907 (dry reservoir located just below the junction of the

River Złotna and the River Bóbr) has increased this rate to 2.9 mm yr^{-1} (within the limits of the reservoir pool, Teisseyre, unpublished report).

The rates of denudation obtained in this preliminary study may appear to be large even if they are in accord with the results of the previous works made in the Sudetes (Fatyga 1979; Bieroński and Tomaszewski 1979) and do not exceed denudation rates reported from other mountainous regions (Hewitt 1972). However, mean annual denudation rate of the order of $1000 \text{ T km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ may be explained by the small area of the catchment basin, in which the sediment delivery ratio is rather high (*cf.* Collins 1981; Walling and Webb 1983). Moreover, it should be stressed that denudation may be thought to be an areal process only in a statistic sense and in longer periods of the time. Even in the category of graded or modern time scale (Schumm and Lichty 1965) denudation is realized mostly by linear erosion including rill, gully, cart road and stream erosion (*cf.* Froehlich 1975, 1982; Froehlich and Słupik 1980). The runoff of the suspended sediment from a catchment basin is therefore primarily the result of dissection of a landscape rather than regular layer by layer reduction of the land level (Schumm 1977).

Another problem worth discussion is distance of transport of the suspended load (*cf.* Maruszczak 1984b). The distance is certainly much shorter than it is usually assumed. The investigations of silting of the Pilchowice Dam (the River Bóbr below Jelenia Góra) clearly indicates that rather a small portion of the suspended load supplied to the River Bóbr by its tributaries may really reach the dam (Orth 1934; Chomiak *et al.*, 1969; Teisseyre 1984). This is in accord with the general concept of the sediment delivery ratio, which decreases rapidly as the basin area increases. In large Polish catchment basins up to 75 per

cent the suspended load may be deposited within the basins (Maruszczak 1984b). In the upper River Bóbr drainage basin, the suspended load is deposited not only on alluvial plains, but also within the zone of active channel including lateral bars, point bars, and voids of channel lag gravels (Teisseyre 1984).

Furthermore, preliminary field investigations of the suspended sediment concentration in samples collected in short intervals of the time in the Złotna catchment basin clearly indicate that in each case the concentration increases downvalley, sometimes many times (Appendix II). This suggests that the rate of denudation for the lower part of the basin underlain by relatively weak Lower Carboniferous rocks is greater than that for the upper part underlain by crystalline rocks. If so, one may conclude that the metamorphic ranges bordering the basin from the west have been exposed progressively from under their sedimentary mantle. Consequently, relative heights within the basin should increase over time. It may be suggested that such a tendency has been sustained throughout the Cainozoic. If this hypothesis is true one may reasonable suppose that local stream slopes as well as grain size of their deposits should increase with passage of time, at least in the zone of gentle relief bordering the metamorphic ranges. The idea is worth further exploration.

Both the processes — the progressive, selective denudation and the dissection of the landscape may be thought to be responsible for the evolution of the Sudetic relief, at least in the Cainozoic. The relief, characterized by the presence of isolated mountain chains separated by intramontane basins and broad flat-floored valleys, has been evolving at least since the beginning of Paleogene (Jahn 1956, 1960, 1980; Jahn and Szczepankiewicz 1967; Klimaszewski 1980).

SUMMARY AND CONCLUSIONS

1. During periods of intense rainfall or thaw, the River Złotna is fed with detrital material from valley slopes (areal and linear erosion), as well as from stream channels and cart roads (linear erosion). The erosion of slopes yields materials of variable size, but in flat-floored valleys only fine-grained products of erosion are usually supplied to the stream contributing to its suspended load. In V-shaped valleys each kind of ero-

sion and/or mass movements may supply all detrital materials directly to the stream. Linear erosion, taking place along streams' channels and cart roads, is the main source of coarse detrital material (2–1024 mm) contributing to the bed load of the river. In winter, during short thaws, and in rainless seasons, the suspended load is supplied to the river from the actual wetted perimeter (banks composed of fine-grained over-

bank alluvia, fine-grained deposits accumulated previously within the channel, washing of the gravelly streambed).

2. Within-soil tunnels have been found on steep forested slopes after the heavy rainfall on July 31 till August 2, 1977. This seems to indicate that under conditions of extreme rainfall denudation of forested slopes may be accomplished primarily by processes similar to piping.

3. Gravels deposited during the catastrophic August 1977 flood were rich in anthropogenic constituents and unstable rock fragments including friable sandstone, shale, phyllite, some mica-schists, pegmatite and metalimestone. The rocks disappeared from the emerged bar surfaces within a period of 2 to 5 years due to frost disintegration and solution.

4. Sands deposited by the lower River Zlotna are immature lithic arenites poor in quartz. In the mesoenvironments of natural levees and alluvial plain the content of mud increased within a period of 5 years (1977–1982) from ca. 1 per cent by weight to 4.5 per cent on the average. The deposits were not inundated since 1977 and the increase in mud content is most likely the result of chemical in place weathering of the immature sand.

5. During floods and large freshets, the lower Zlotna is carrying 5 kinds of load including the floating, dissolved, suspended, saltation and the bed load. The bed load is moving in a close contact with the streambed, in a layer the thickness of which is assumed to be of the order of 2 grain diameters (the Einstein's heavy-fluid zone). The saltation load is transported in a near-bed saltation layer. It is up to several decimetres thick, but locally may occupy the entire channel depth. The detrital material carried during floods range in size from clay to boulders ca. 0.7 m across. With discharges lower than $0.65 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, practically only dissolved load is carried by the lower Zlotna.

6. Floating load (mostly plant matter) is carried in greater amounts only in the warm half of the year and on rising stages of floods. In the cold half of the year, the floating load is restricted mostly to river ice and snow. Frazil may locally be accumulated to form ice jams resulting in local winter floods.

7. Initiation of transport of the suspended load depends on the season of the year and the flow conditions. In the warm half of the year, after longer periods of low flow, the suspended load begins to move with discharge Q ca. 0.15 to

$0.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. After longer periods of mean flow, the threshold value of discharge responsible for initiation of the suspended load transport increases to Q ca. $0.6\text{--}0.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. An analogical quantity of discharge for the cold half of the year may be as large as 1 to $1.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Maximum concentration of the suspended sediment noted during the August 1977 flood was $C_{ss} = 24.6 \text{ kG m}^{-3}$. The upper limit of size of the suspended material cannot be determined; it depends on local structure and intensity of turbulence. During the August 1977 flood, the suspended load comprised locally flat cobbles (64–256 mm).

8. The lower Zlotna is carrying gravel mostly as its bed load and saltation load. There is mutual transition between the two kinds of load. The mode of transport of gravel depends on grain size (sphericity) and immersed weight (determined by specific weight, dimension and sphericity). The upper limit of gravels transported during the August 1977 flood in the form of the permanent saltation load is 3–4 kG (immersed weight). The process of saltation of gravels may be initiated under conditions of essentially stable gravelly streambed. However, a full development of the saltation layer needs living bed conditions.

9. It has been observed that in the cold half of the year the initiation of movement of the bed load takes place under conditions of perceptibly lower stage than in the warm half of the year.

10. Any discharge equal to or greater than that causing the initiation of movement of the gravelly streambed may result in hydraulic sorting of gravel. The biggest and heaviest clasts (large flat fragments, medium or large spherical clasts) are transported along the thalweg as the bed load and the saltation load. The fragments tend to be concentrated in channel pavement. At the same time, relatively light gravels (particularly small and medium flat clasts), carried mostly in saltation, tend to be concentrated in lateral parts of the channel due to lateral diffusion of the load occasioned by turbulence. The fragments are deposited on lateral bars and/or point bars. Small and medium-sized gravels of large sphericity are easily transported downchannel. This leads to the diminution in grain size in the downvalley direction and may cause certain increase in sphericity in the same direction. Hydraulic sorting occasioned by flood flows may also result in lateral diminution in both size and sphericity of gravels (between the thalweg and the lateral bars). One may speak, therefore, of lateral hydraulic sorting and longitudinal hydraulic sorting, and the two

processes may lead to somewhat different results.

11. The August 1977 flood was competent to transport boulders up to 0.7 m across (immersed weight ca. 100 kG). The distance of transport of gravel-sized material was rather large and it is likely that at least some lithologies come directly from their source areas lying in the headwater portion of the catchment basin (distance of travel 9 to 10 km). Regular (cubic) granitic cut stones eroded from the destroyed weir in Miszkowice were carried during the flood to a distance of some 1.5 km. They were transported as the bed load and travelled along the thalweg passing through many bends without being deposited.

12. It has been found that the Neill's formula (1967, 1968a,b) for critical velocity can be applied for the cobbly bed of the River Złotna provided that the constant it contains is 1.77. Similarly, critical bed shear stress may be computed from Krey-Schoklitsch's formula (Schoklitsch 1950) provided that the constant it contains is changed to 0.03. The modified formulae presented in this study describe critical conditions for an "immature" channel pavement with numerous clasts protruding above the mean streambed (unfilled or partly filled underloose boundary – definition in the text).

13. Overloose boundary conditions have never been found in the River Złotna streambed gravels. Normally loose boundaries are characteristic of lateral and/or point bars where they are usually of secondary origin being produced due to deformation by river ice (static pressure, shear due to displacements during ice run) or by animals and man. It is suggested that underloose boundaries corresponding to closely packed and imbricated gravels should be subdivided into 3 categories: subtype a – unfilled underloose boundary, which is highly permeable and shear penetrative, subtype b – filled underloose boundary, which is permeable but no longer shear-penetrative, and subtype c – consolidated underloose boundary, which is characterized by the presence of compact, cohesive filling (loamy or muddy sand or gravel). Shear stress necessary to initiate scour and entrainment of such deposits (mostly older alluvial sediments) are comparable to that required for a compact clay or loam.

14. Sediment transport in a gravel-bed stream may be analysed in terms of some threshold discharges and/or corresponding threshold stages. In this study 3 threshold discharges have been distinguished: Q_{th1} – the discharge initiating perceptible suspended sediment transport, Q_{th2} –

the discharge responsible for initiation of movement of the gravelly streambed, and Q_{th3} – the discharge necessary to keep fine gravel in suspension: the gravel may be (and commonly is) deposited in the extra-channel sub-environment including natural levees or flood plains. In the channel of the lower River Złotna, all the discharges correspond to stages lower than bankfull. However, the Q_{th3} is always close to the bankfull discharge. The bankfull discharge is thus one of the most important characteristic discharges, for it renders all the mechanisms of sediment transport possible and is necessary for their full development.

15. The discharge of the suspended sediment, Q_{ss} , shows good correlation with both the water discharge, Q , and the total stream power, Ω , at least on at-a-section level. The regression line obtained for the lower River Złotna may enable one to compute an annual runoff of the suspended sediment. Also, the 24-hour suspended sediment discharge is related to dimensionless discharge parameter by the formula which reads: $G_{ss} = 7535 (Q/Q_b)^{2.632}$ [T/day].

16. Dimensions of gravels deposited on the Miszkowice Fan by the catastrophic August 1977 flood diminish characteristically downfan. The diminution in grain size may be correlated with the cross-sectional area of flow, the local bankfull discharge and the total stream power. On the other hand, the variability in grain size may be not correlated with the mean flow velocity, the hydraulic slope and the mean shear stress.

17. During the August 1977 flood, the runoff from the River Złotna catchment amounted to 26.2 per cent mean annual runoff. Over a 60-hour period, the discharge was higher than bankfull. Within a period of 84-hour, during the flood, the suspended sediment runoff totalled up to 22 323 T. Mean discharge of the suspended sediment was of the order of $Q_{ss} = 0.03886 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Mean concentration of the suspended sediment attained a value of $\bar{C}_{ss} = 5.84 \text{ kG m}^{-3}$ and the ratio of \bar{Q}/\bar{Q}_{ss} was 323. At the same time, the bed load runoff contributed to 4500 m^3 of gravel deposited on the Miszkowice Fan including the zone of the active channel and the extra-channel zone. Mean discharge of the bed load and saltation load was estimated to be $0.01488 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and the ratio of \bar{Q}/\bar{Q}_{sb} was 845. Mean rate of the linear river erosion that took place in the eroded reaches of the River Złotna and its tributaries, yielded ca. 46 m^3 of gravel per 1 kilometre of channel per 24-hour. During the August 1977

flood, the lower Zlotna was a bed load stream and, as much as 71.3 per cent its sediment load was transported in the form of the suspended load.

18. Similarly as another Sudetic gravel-bed rivers, the River Zlotna modifies its load throughout the water year and from one water year to another. In the wet water year 1976/1977, the River Zlotna was a bed load stream on 3 days and a mixed-load stream on 6 days. The gravelly streambed was living on 9 days. During ca. 50 per cent of the time, the river was a suspended load stream, while in the remaining 50 per cent of the time it carried practically only the dissolved load. In the dry water year 1974/1975, the gravelly streambed was living on 3 days (mixed load stream). The runoff of the suspended sediment lasted no more than 5 months and during 7 months the dissolved load was predominant. Generally, in the decade 1971–1980, the River Zlotna was a suspended load stream. With the exception of two wet water years (1971, 1977), the runoff of the bed load and saltation load contributed to less than 1 per cent the total annual sediment runoff. Field evidence gathered during and after the August 1977 flood seem to indicate that the ratio of the saltation load to bed load ranged from 2.03 to 3.55 (the ratio refers to the 84-hour period of the flood).

19. During the 84-hour period of the August

1977 flood, the rate of denudation of the River Zlotna catchment was 0.1657 mm per 24-hour and 0.5514 mm per 24-hour for the whole basin and its arable portion, respectively. In an average water year 1977/1978, the rate of denudation was 0.536 mm per year and 1.786 mm per year for the whole basin and its arable part, respectively. Mean annual yield of the suspended load was estimated to be ca. $1000 \text{ T km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ and $3300 \text{ T km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ for the whole basin and its arable part, respectively. It is suggested that the sediment delivery ratio for this small catchment is rather high.

20. It has been found that the lower part of the River Zlotna catchment underlain by relatively weak Lower Carboniferous rocks is subjected to a more intense denudation than its upper part underlain by metamorphic rocks. The denudation is to a large extent the result of linear erosion, which leads to a progressive dissection of the landscape and an exposure of the metamorphic ranges from under their sedimentary mantle. It is suggested that such a tendency has been sustained throughout the Cainozoic giving rise to the formation of the Sudetic landscape characterized by isolated mountain ranges separated by broad flat-floored valleys and intramontane basins.

Wroclaw, March 1985

Translated by A.K. Teisseyre

REFERENCES

- ACKERS P., 1982: Sediment transport problems in irrigation systems design, [in:] *Developments in Hydraulic Engineering* – 1, P. Novak, ed., p. 151–195. Applied Sci. Publ., Ripple Road, Barking, Essex.
- ACKERS P., WHITE W. R., 1980: *Bed-material transport: A theory for total load and its verification*. Intern. Symp. River Sed., Beijing, China, 24–29, p. 249–271.
- BAKER V. R., 1977: Stream-channel response to floods, with examples from central Texas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 88, p. 1057–1071.
- 1978: Paleohydraulics and hydrodynamics of Scabland floods, [in:] *The Channeled Scabland*, V. R. Baker and D. Nummedal (ed.), p. 59–79. NASA, Washington, D. C.
- BAKER V. R., RITTER D. F., 1975: Competence of rivers to transport coarse bedload material. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 86, p. 975–978.
- BAKER V. R., PENTEADO-ORELLANA M. M., 1977: Adjustment to Quaternary climatic change by the Colorado River in central Texas. *J. Geol.*, Vol. 85, p. 395–422.
- BAGNOLD R. A., 1977: Bed load transport by natural rivers. *Water Resour. Res.*, Vol. 13, p. 303–312.
- BARBACKI T., 1979: *Analiza przejścia sierpniowej fali powodziowej w 1977 roku przez zbiornik retencyjny w Pilchowicach*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. p. 93–98. Wrocław.
- BHOWMIK N. G., BONINI A. P., BOGNER W. C., BYRE R. P., 1980: *Hydraulics of Flow and Sediment Transport in the Kankakee River in Illinois*. Illinois State Water Surv., Rept. of Investigation 98, p. 1–170. Champaign.
- BIEROŃSKI J., TOMASZEWSKI J., 1979: Procesy korytowe w dolinie Białego Strumienia (Grzbiet Lasocki – Sudety Zachodnie). Stream bed processes in the valley of Biały Strumień (Lasocki Ridge, Western Sudetes). PAN, Kom. Zagosp. Ziem Górskich, *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*. z. 20, p. 163–184.
- BLUCK B. J., 1982: Texture of gravel bars in braided streams, [in:] *Gravel-bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne, (ed.), p. 339–355. John Wiley and Sons, Chichester.
- BOGÁRDI J., 1974: *Sediment Transport in Alluvial Streams*. Akademiai Kiadó. Budapest.
- BRADLEY W. C., FAHNESTOCK R. K., TOWENKAMP E. T., 1972: Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 83, p. 1261–1284.
- BRAY D. I., 1983: *Study of channel changes in a reach of the North Nashwaaksis Stream*. N. B. Can. Soc. Civil Engrs.,

- 6-th Can. Hydr. Conf., June 2-3, 1983, p. 107-127. Ottawa, Ontario.
- BRAY D. I., CHURCH M., 1980: Armored versus paved gravel beds. *J. Hydr. Div., Tech. Notes Proc. Pap.* 15791, HY 11, p. 1937-1940.
- CARLING P. A., 1983: Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 8, p. 1-18.
- CHOMIAK T., CYBERSKI J., MIKULSKI Z., 1969: Akumulacja rumowiska w zbiornikach retencyjnych. Accumulation of bed load in storage reservoirs. *Pr. PIHM*, z. 96, p. 3-20.
- CHURCH M., 1972: Baffin Island sandurs: A study of Arctic fluvial processes. *Geol. Surv. of Canada, Bull.* 216, p. 1-208.
- 1978: Palaeohydrological reconstructions from a Holocene valley fill, [in:] *Fluvial Sedimentology*, A. D. Miall (ed.), p. 743-772. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5. Calgary.
- CHURCH M., GILBERT R., 1975: Proglacial fluvial and lacustrine environments, [in:] *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. SEPM, Spec. Publ.* No. 23, p. 22-100.
- COLBY B. R., 1964. Discharge of sand and mean velocity relationships in sand-bed streams. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 462-A, p. 1-64.
- COLBY B. R., SCOTT C. H., 1965: Effects of water temperature on the discharge of bed material. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 462-G, p. 1-25.
- COLLINS M. B., 1981: Sediment yield studies of headwater catchments in Sussex, S.E. England. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 6, p. 517-539.
- CORBEL J., 1959: Vitesse de l'érosion. *Z. Geomorph.*, Vol. 3, p. 1-28.
- 1964: L'érosion terrestre, étude quantitative (Methodes-Techniques-Resultats). *Ann. Géogr.*, Vol. 398 (73), p. 386-413.
- Die Hochwasserkatastrophe im Riesengebirge am 29/30 Juli 1897.* 4. Auflag. p. 1-51. Jelenia Góra, 1897.
- DUBICKI A., 1979: Charakterystyka przyczyn, przebiegu i wielkości powodzi w 1977 roku na obszarze górnego i środkowego dorzecza Odry. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Kom. Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”, p. 27-40. Wrocław.
- EINSTEIN H. A., 1950: The bed-load function for sediment transportation in open-channel flows. *U.S. Dept. Agr., Soil Conserv. Tech. Bull.* No. 1026, p. 1-71.
- 1964: Sedimentation, part II. River sedimentation, [in:] *Handbook of Applied Hydrology*, V. T. Chow (ed.), p. 17-35-17-67. McGraw-Hill, New York.
- 1968: Deposition of suspended particles in a gravel bed. *J. Hydr. Div., Am. Soc. Civil Engrs.*, Vol. 94, p. 1197-1205.
- EINSTEIN H. A., ANDERSON A., JOHNSON J. W., 1940: A distinction between bed load and suspended load in natural streams. *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 21, p. 628-633.
- EINSTEIN H. A., EL SAMNI, EL SAYED A., 1949: Hydrodynamic forces on a rough wall: Review of modern physics. Lancaster, Pa., *Am. Inst. of Physics*, Vol. 21, p. 520-524.
- EMMETT W. W., 1975: The channels and waters of the upper Salmon River Area, Idaho. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 870-A, p. 1-116.
- ENGELUND F., HANSEN E., 1967: *A Monograph of Sediment Transport in Alluvial Streams*. Teknisk Forlag, Copenhagen.
- FAHNESTOCK R. K., 1963: Morphology and hydrology of a glacial stream - White River, Mount Rainier, Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 422-A, p. 1-70.
- FAHNESTOCK R. K., HAUSHILD W. L., 1962: Flume studies of the transport of pebbles and cobbles on a sand bed. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 73, p. 1431-1436.
- FATYGA J., 1979: *Szkody erozyjne na gruntach ornych powodzi w 1977 r. na obszarze górnej części zlewni Bobru*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Kom. Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”, p. 147-152. Wrocław.
- FENTON J. D., ABBOT J. E., 1977: Initial movement of grains on a stream bed: Effect of relative protrusion. *Proc. Royal Soc., Ser. A*, Vol. 352, p. 523-537.
- FOLK R. L., WARD W. C., 1957: Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sedim. Petrol.*, Vol. 27, p. 3-27.
- FROEHLICH W., 1972: The carrying out of suspended and dissolved load in the Kamienica Nawojowska and Łubianka catchment basins during the flood in 1970. Wynoszenie materiału zawieszonowego i rozpuszczonego ze zlewni Kamienicy Nawojowskiej i Łubianki w czasie wezbrania 1970 roku. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, Vol. 6, p. 105-119.
- 1975: Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej. The dynamics of fluvial transport in the Kamienica Nawojowska. *Inst. Geogr. i Przestrzen. Zagosp. PAN, Pr. Geogr.* nr 114, p. 1-122.
- 1982: Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. The mechanism of fluvial transport and waste supply into a stream channel in a mountainous flysch catchment. *Inst. Geogr. i Przestrzen. Zagosp. PAN, Pr. Geogr.* nr 143, p. 1-144.
- FROEHLICH W., SŁUPIK J., 1980: Importance of splash in erosion process within a small flysch catchment basin. Znaczenie rozbryzgu gleby w procesie erozji w małych zlewniach fliszowych. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, Vol. 14, p. 77-112.
- GERLACH T., 1966: Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarca (Beskid Wysoki - Karpaty Zachodnie). Développement actuel des versants dans le bassin du haut Grajcarek (Les Hautes Beskides - Les Carpates Occidentales). *Inst. Geogr. PAN, Pr. Geogr.*, nr 52, p. 1-111.
- GIL E., SŁUPIK J., 1972: The influence of the plant cover and land use on the surface run-off and wash down during heavy rain. Wpływ szaty roślinnej i użytkowania ziemi na przebieg spływu powierzchniowego i splukiwania w czasie ulewnego deszczu. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, Vol. 6, p. 181-190.
- GILBERT G. K., 1914: The transportation of debris by running water. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 86, p. 1-263.
- GŁOWICKI B., 1979: Intensywność opadów w Sudetach w okresie powodzi w sierpniu 1977 roku. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Kom. Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. p. 41-47. Wrocław.
- GOMEZ B., 1983: Temporal variations in bedload transport rates: The effect of progressive bed armouring. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 8, p. 41-54.
- 1984: Typology of segregated (armoured/paved) surfaces: Some comments. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 9, p. 19-24.

- GRAF W. H., 1971: *Hydraulics of Sediment Transport*. McGraw-Hill, New York.
- GRAF W. L., 1983: Flood-related channel change in an arid-region river. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 8. p. 125–139.
- GRASS A. J., 1970: Initial instability of fine sand bed. *ASCE, J. Hydr. Div.*, Vol. 96. p. 619–632.
- GRIMSHAW D. L., LEWIN J., 1980: Source identification for suspended sediments. *J. Hydrol.*, Vol. 47. p. 151–162.
- HELLEY E. J., 1969: Field measurement of the initiation of large bed particle motion in Blue Creek near Klamath, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 562-G. p. 1–19.
- HEM J. D., 1970: Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. *Water Supply Paper, U.S. Geol. Surv.* 1473. p. 1–21.
- HENDERSON F. M., 1966: *Open Channel Flow*. MacMillan, Collier MacMillan, New York, London.
- HEWITT K., 1972: The mountain environment and geomorphic processes, [in:] *Mountain Geomorphology*, O. Slaymaker, H. J. McPherson, eds., B. C. Geographical Series No. 14, p. 17–34.
- HEY R. D., 1982: Gravel-bed rivers: Form and processes, [in:] *Gravel-bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (ed.), p. 5–13. John Wiley and Sons, Chichester.
- HEY R. D., BATHURST J. C., THORNE C. R. (ed.), 1982: *Gravel-bed Rivers. Fluvial Processes, Engineering and Management*. John Wiley and Sons, Chichester.
- HJULSTRÖM F., 1935: The morphological activity of rivers, as illustrated by the River Fyris. *Bull. Geol. Inst. of Uppsala*, Vol. 25. p. 221–527.
- JACKSON R. G., II, 1978: Mechanisms and hydrodynamic factors of sediment transport in alluvial streams, [in:] *Research in Fluvial Geomorphology*, Proc. 5-th Guelph Symp. on Geomorphology, 1977, R. Davidson-Arnott, W. Nickling, eds., p. 9–44. Geo Abstracts, Univ. of East Anglia.
- JACKSON W. L., BESCHTA R. L., 1982: A model of two-phase bedload transport in an Oregon Coast Range stream. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 7. p. 517–527.
- JAHN A., 1956: Mapa pokryw i jej znaczenie geomorfologiczne. *Czas. Geogr.*, vol. 27, p. 255–267.
- 1960: Czwartorzęd Sudetów, [in:] *Regionalna geologia Polski*. t. 3, z. 2, H. Teisseyre (ed.), Pol. Tow. Geol., Kraków, 358–418.
- 1963: Importance of soil erosion for the evolution of slopes in Poland. *Nachr. d. Wissenschaften Wath.-Phys.*, K I., No. 15. p. 229–237. Göttingen.
- 1967: *Movement of Soil Mass on Slopes in Cultivated Areas*. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège. p. 157–165. Liège.
- 1968: Selektowna erozja gleb i jej znaczenie w badaniach geomorfologicznych. Selective soil erosion and its significance in geomorphological research. *Prz. Geogr.*, T. 40, p. 419–424.
- 1980: Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. Main features and age of the Sudetes Mountains relief. *Czas. Geogr.*, vol. 51, s. 129–154.
- JAHN A., SZCZEPANKIEWICZ S., 1967: Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola, [in:] *Czwartorzęd Polski*. R. Galon, J. Dylak (ed.), PWN, Warszawa, s. 397–430.
- JAHN M., 1972: Wstępne obserwacje nad selektywną erozją gleb w Sudetach. Introductory observation on selective erosion in the Sudety Mts. Komitet Zagosp. Ziem Górskich PAN, *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, z. 10, p. 195–234.
- JAROCKI W., 1957: *Ruch rumowiska w ciekach. Badanie oraz obliczanie ilości materiału wleczonego i unoszonego*. Wyd. Morskie, Gdynia.
- JOHANSSON C. E., 1963: Orientation of pebbles in running water. *Lund Stud. in Geogr., Ser. A, Phys. Geogr.*, No. 24. p. 85–112.
- 1965: Structural studies of sedimentary deposits. *Lund Stud. in Geogr., Ser. A, Phys. Geogr.*, No. 32. p. 3–61.
- 1976: Structural studies of frictional sediments. *Geogr. Ann.*, Vol. 58 A. p. 201–301.
- JOHNSON C. W., SMITH J. P., 1977: Sediment characteristics and transport from Northwest Rangeland Watershed. *Am. Soc. Agric. Eng. Res. Pap.*, No. 77–2509. p. 1–27. Chicago.
- KALINSKE A. A., 1947: Movement of sediment as bedload in rivers. *Trans. Am. Geoph. Union*, Vol. 28, p. 615–620.
- KLIMASZEWSKI M., 1980: Bezwzględny wiek rzeźby terytorium Polski. The absolute age of the relief of the territory of Poland. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, Vol. 14. p. 3–16.
- KLIMEK K., 1972: Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia). Present-day fluvial processes and relief of the Skeidararsandur Plain (Iceland). *Inst. Geogr. PAN, Pr. Geogr.*, nr 94, p. 1–139.
- KLINGEMAN P. C., EMMETT W. W., 1982: Gravel bedload transport processes, [in:] *Gravel-bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (ed.), p. 141–179. John Wiley and Sons, Chichester.
- KOTARBA A., STARKEL L., 1972: Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians. Holocenijskie piętra morfogenetyczne w Karpatach. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, Vol. 6. p. 21–35.
- KOWALINSKI S., OŚWIĘCIMSKI A., 1977: *Stopnie zagrożenia terenów Dolnego Śląska przez powierzchniową erozję wodną*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisje Nauk o Ziemi i Nauk Rolniczych, Sesja Naukowa: „Perspektywy gospodarki wodnej w rolnictwie na Dolnym Śląsku”. p. 163–203. Wrocław.
- KRZEMIEN K., 1982: Removal of dissolved material from the Starorobociański stream crystalline catchment basin (The Western Tatra Mts.). Odprowadzanie materiału rozpuszczonego z krystalicznej zlewni Potoku Starorobociańskiego (Tatry Zachodnie). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, Vol. 15. p. 71–80.
- LANE E. W., 1953: Design of stable channels. *Am. Soc. Civil Engrs. Trans.*, Vol. 120. p. 1234–1260.
- LANE E. W., KALINSKE A. A., 1939: The relation of suspended to bed material in rivers. *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 20. p. 637–641.
- LANE E. W., CARLSON E. J., 1954: Some observations on the effect of particle shape and movement of coarse sediments. *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 35. p. 453–462.
- LEEDER M. R., 1979: “Bedload” dynamics: Grain-grain interactions in water flows. *Earth Surf. Proc.*, Vol. 4. p. 229–240.
- LELIAVSKY S., 1966: *An Introduction to Fluvial Hydraulics*. Dover Publ., New York.
- LEWIN J., 1976: Initiation of bed forms and meanders in coarse-grained sediment. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 87. p. 281–285.
- LEOPOLD L. B., MADDOCK T., 1953: The hydraulic

- geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 252. p. 1–57.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P., 1964: *Fluvial Processes in Geomorphology*. W. H. Freeman, San Francisco, London.
- LIEBERSBACH J., 1979: *Wstępna charakterystyka warunków meteorologicznych w szczytowej partii Karkonoszy Zachodnich (na przykładzie Szrenicy) w dniach powodzi na Dolnym Śląsku w 1977 roku*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. p. 75–78. Wrocław.
- ŁAJCZAK A., 1980: Denudacja chemiczna północnego skłonu Babiej Góry. Chemical denudation rates on the northern slope of the Babia Góra. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, Vol. 14. p. 195–210.
- MANSIKKANIEMI H., 1982: Soil erosion in areas of intensive cultivation in southwestern Finland. *Fennia*, Vol. 160/2. p. 225–276.
- MARUSZCZAK H., 1984a: Zmienność natężenia denudacji mechanicznej dorzecza górnego Dunajca w świetle pomiarów hydrologicznych w dwudziestolecie 1952–1971. Variations of suspended sediment transport from the upper Dunajec drainage basin in the light of hydrologic measurements, 1952–1971. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, Vol. 17. p. 53–68.
- 1984b: Spatial and temporal differentiation of fluvial sediment yield in the Vistula River basin. *Geogr. Polon.*, Vol. 50. p. 253–269.
- MAVIS E. T., LAUSHEY L. M., 1949: Formula for velocity of beginning of bedload movement is reappraised. *Civ. Eng.*, Vol. 19. p. 38–39.
- MELAND N., NORRMAN J. O., 1969: Transport velocities of individual size fractions in heterogeneous bed load. *Geogr. Ann.*, Vol. 51–A, p. 127–144.
- MIDDLETON G. V., 1976: Hydraulic interpretation of sand size distributions. *J. Geol.*, Vol. 84, p. 405–426.
- MILLER M. C., McCAVE I. N., KOMAR P. D., 1977: Threshold of sediment motion under unidirection currents. *Sedimentology*, Vol. 24, p. 507–527.
- MOSLEY M. P., 1981: The influence of organic debris on channel morphology and bedload transport in a New Zealand forest stream. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 6. p. 571–579.
- MURGATROYD A. L., TERNAN J. L., 1983: The impact of afforestation on stream bank erosion and channel form. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 8. p. 357–369.
- NEILL C. R., 1967: Mean-velocity criterion for scour of coarse uniform bed-material. *Proc. 12th Congr. IAHR*, Vol. III, p. 46–54. Fort Collins, Colorado, Sept. 1967.
- 1968a: *Theoretical Discussion of Sediment Transport*. Alberta Research Council File Rept., Edmonton. p. 1–29.
- 1968b: Note on initial movement of coarse uniform bed-material. *J. Hydrol. Res.*, IAHR, p. 173–176. March 1968.
- NEVIN C., 1946: Competency of moving water to transport debris. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 57. p. 651–674.
- NIXON M., 1959: A study of bankfull discharges of the rivers of England and Wales. *Proc. Inst. Civ. Engrs.*, Vol. 12. p. 157–174.
- NORDIN C. F., 1963: A preliminary study of sediment transport parameters, Rio Puerco Bernardo, New Mexico. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 462-C, p. 1–21.
- ORŁOWSKA E., 1979: *Porównanie przebiegu i skutków gwałtownego wezbrania wód w Karkonoszach latem 1897 i 1977 roku*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. p. 79–83. Wrocław.
- ORTH F., 1934: Die Verladung von Staubecken. *Die Bautechnik*. Vol. 12, No. 26. Berlin.
- PARDE M., 1964: *Fleuves et rivieres*. Libraire Armand Colin, Paris.
- PEARCE A. J., WATSON A., 1983: Medium-term effects of two land-sliding episodes on channel storage of sediment. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 8. p. 29–39.
- PROCHAL P., 1972: Erozja gleb w terenach podgórskich i górskich w Polsce. Bodenerosion in den Vorgebirgs- und Gebirgsgebieten in Polen. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, Z. 138. p. 73–84. Warszawa.
- 1973: Czynniki wpływające na natężenie zmywów i ruchu rumowiska w zlewni potoku Wierchomla Wielka. Factors influencing the intensity of washout and the movement of rubble in the watershed of the stream Wierchomla Wielka. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, Z. 151. p. 31–48.
- RACHOCKI A., 1978: Wpływ roślinności na kształtowanie koryt i brzegów rzek. The impact of plants on the formation of river banks and channels. *Prz. Geogr.*, Vol. 50. p. 469–481.
- RÁKÓCZI L., 1975: Influence of grain-size composition on the incipient motion and self-pavement of bed materials, [in:] *Proc. of the 16th Congr. IAHR*, p. 151–157.
- 1981: Morphological effects of armouring in gravel-bed rivers, [in:] *Advances in Sediment Transport*, T. Manthey (ed.), p. 173–184. Ossolineum, Wrocław.
- RAUDKIVI A. J., 1967: *Loose Boundary Hydraulics*. Pergamon Press, New York.
- REID I., FROSTICK L. E., 1984: Particle interaction and its effect on the thresholds of initial and final bedload motion in coarse alluvial channels, [in:] Koster E. H., Steel R. J. (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 10. p. 61–68.
- REID I., FROSTICK L. E., LAYMAN J. T., 1985: The incidence and nature of bedload transport during flood flows in coarse-grained alluvial channels. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 10. p. 33–44.
- RICHARDS K., 1982: *Rivers. Form and Process in Alluvial Channels*. Methuen, London, New York.
- RUBEY W. W., 1938: The force required to move particles on a stream bed. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 189-E. p. 121–140.
- SAUNDERS I., YOUNG A., 1983: Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, Vol. 8. p. 473–501.
- SCHEIDEGGER A. E., 1974: *Geomorfologia teoretyczna*. PWN, Warszawa.
- SCHOKLITSCH A., 1950: *Handbuch des Wasserbaus*. Springer, Vienna.
- SCHUMM S. A., 1968a: Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 79, s. 1573–1588.
- 1968b: River adjustment to altered hydrologic regime – Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 598, a. 1–62.
- 1973: Geomorphic thresholds and the complex response of drainage systems, [in:] *Fluvial Geomorphology*, M. Morisawa (ed.), Publ. in Geomorphology, State Univ. of New York. Binghamton. p. 299–310.
- 1977: *The Fluvial System*. John Wiley and Sons, New York.

- 1979: Geomorphic thresholds: The concept and its applications. *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, New Series, Vol. 4, No. 4, p. 485–515.
- SCHUMM S. A., LICHTY R. W., 1965: Time, space and causality in geomorphology. *Am. J. Sci.*, Vol. 263. p. 110–119.
- SCUMM S. A., HARVEY M. D., 1982: Natural erosion in the USA, [in:] *ASA SSSA, Determinations of Soil Loss Tolerance*. p. 15–22.
- SCOTT K. M., 1982: Erosion and sedimentation in the Kenai River, Alaska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1235. p. 1–35.
- SCOTT K. M., GRAVLEE G. C., Jr., 1968: Flood surge on the Rubicon River, California – Hydrology, hydraulics and boulder transport. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 422-M. p. 1–38.
- SEDIMENTARY PETROLOGY SEMINAR 1965: Gravel fabric in Wolf Run. *Sedimentology*, Vol. 4. p. 273–283.
- SHEN H. W., 1978: Sediment transport models, [in:] *Fluvial Sedimentology*, A. D. Miall (ed.), Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5. p. 49–60.
- SHEPARD F. P., 1963: *Submarine Geology*. Harper and Row, New York.
- SHIELDS A., 1936: Anwendung der Äklichkeitmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebewegung. *Mitt. Preuss. Vers. Wasserb.* Bd. 26. p. 98–109.
- SIMONS D. B., SENTÜRK F., 1977: *Sediment Transport Technology*. Water Resources Publ., Fort Collins, Colorado.
- SNEED E. D., FOLK R. L., 1958: Pebbles in the Lower Colorado River, Texas: A study in particle morphogenesis. *J. Geol.*, Vol. 66. p. 114–150.
- SPOZ J., 1978: Przebieg wezbrania w sierpniu 1977 roku w profilu zbiornika w Pilchowicach na tle innych dużych wezbrań w dorzeczu górnego Bobru. Flood process (August 1977) in cross-section of Pilchowice water reservoir on background of other floods in Bober River basin. *Gosp. Wod.*, 1978, No. 1, p. 3–9.
- SUNDBORG A., 1956: The River Kläralven: A study of fluvial processes. *Geogr. Ann.*, Vol. 38. p. 125–316.
- TEISSEYRE A. K., 1977: Pebble clusters as a directional structure in fluvial gravels: Modern and ancient examples. Skupienia otoczków jako struktura kierunkowa we współczesnych i kopalnych żwirach rzecznych. *Geol. Sudetica*, Vol. 12, nr 2. p. 79–90.
- 1979a: Przebieg zjawisk erozji i sedymentacji w środowisku małych rzek górskich. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. p. 59–67. Wrocław.
- 1979b: Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich. Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers. *Geol. Sudetica*, Vol. 14, nr 1, p. 126–157.
- 1980: Fluvial processes on the wet Miskowice Fan: Part I: Erosion and erosional landforms. Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I. Erozja i formy erozyjne. *Geol. Sudetica*, Vol. 15, nr 1. p. 67–121.
- 1984: Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982). The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology. *Geol. Sudetica*, Vol. 19, nr 1. p. 7–71.
- 1985: Mady dolin sudeckich. Część I: Ogólna charakterystyka środowiskowa (na przykładzie zlewni górnego Bobru). Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part I: General environmental characteristics (with examples from the upper River Bóbr drainage basin). *Geol. Sudetica*, Vol. 20, nr 1. p. 113–170.
- in press: Dynamika sudeckich rzek żwirowatych w zimnej połowie roku. Dynamics of the Sudetic gravel-bed rivers in the cold half of the year. *Czas. Geogr.*
- TRIMBLE S. W., LUND S. W., 1982: Soil conservation and the reduction of erosion and sedimentation in the Coon Creek Basin, Wisconsin. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1234. p. 1–35.
- VANONI V. A., 1966: Sediment transportation mechanisms: Initiation of motion. *Am. Soc. Civil Engrs., J. Hydrol. Div.*, Vol. 92, No. HY 2. p. 291–313.
- 1975: Sedimentation engineering. *Am. Soc. Civ. Engrs. Manual* No. 54. p. 1–745.
- WALLING D. E., 1974: Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization, [in:] *Fluvial Processes in Instrumented Watersheds*, K. J. Gregory and D. E. Walling (eds.), Inst. of British Geographers, Spec. Publ., 6. p. 169–192.
- WALLING D. E., WEBB B. W., 1983: Patterns of sediment yield, [in:] *Background to Palaeohydrology – a Perspective*. K. J. Gregory (ed.), p. 69–100. John Wiley and Sons, Chichester.
- WEBB B. W., WALLING D. E., 1982: The magnitude and frequency characteristics of fluvial transport in a Devon drainage basin and some geomorphological implications. *Catena*, Vol. 9, No. 1/2. p. 9–23.
- WHITE W. R., DAY T. J., 1982: Transport of graded gravel bed material, [in:] *Gravel-bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (ed.), p. 181–223. John Wiley and Sons, Chichester.
- WILCOCK D. N., 1971: Investigation into the relations between bedload transport and channel shape. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 82. p. 2159–2176.
- WOLMAN M. G., 1955: The natural channel of Brandywine Creek, Pennsylvania. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 271. p. 1–56.
- YALIN M. S., 1972: *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press, Oxford.

Appendix I

Suspended sediment concentration in the Złotna catchment basin (selected data from a period 1977–1984). Suspended sediment concentrations are given as kG m^{-3} , with dry weights being used in all calculations

Koncentracja obciążenia zawiesinowego w zlewni Złotnej (wybrane dane z lat 1977–1984)

	Date Data	Discharge at river mouth [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] Przepływ u ujścia rzeki	Location Lokalizacja	\bar{C}_{ss} [kG m^{-3}]
1	1977.08.01	ca. 40	Złotna, Miszkowice Fan	24.591
2	"	—	Upper Złotna, above Klatka	11.820
3	"	—	Cart road	39.856
4	"	—	Cart road	86.520
5	"	—	Sheetflow on meadow	0.961
6	"	—	Mudflow	395.1
7	1978.12.14	3.394	Złotna, Miszkowice Fan	0.921
8	"	—	Upper Złotna, above Klatka	0.243
9	1979.01.29	0.495	Złotna, Miszkowice Fan	0.257
10	"	—	Złotna, above Klatka	0.009
11	1979.11.08	1.584	Złotna, Miszkowice Fan	0.317
12	"	—	Złotna, above Klatka	0.026
13	1979.12.11	1.220	Złotna, Miszkowice Fan	0.248
14	"	—	Złotna, above Klatka	0.089
15	1980.10.19	1.173	Złotna, Miszkowice Fan	0.112
16	"	—	Złotna, above forest limit	0.006
17	1981.09.13	6.090	Złotna, Miszkowice Fan	1.403
18	"	—	Upper Złotna, above forest limit	0.316
19	"	—	Cart road	17.414
20	"	—	Cart road	23.765
21	"	—	Meadow	0.327
22	1982.07.21	4.375	Złotna, Miszkowice Fan	0.946
23	"	11.5	Złotna, Miszkowice Fan	3.486
24	"	—	Złotna, above Klatka	0.816
25	"	—	Cart road	37.826
26	"	—	Cart road	112.6
27	1983.05.02	15.5	Złotna, Miszkowice Fan	6.280
28	"	—	Złotna, above Klatka	1.341
29	1984.03.27	ca. 2.6	Złotna, Miszkowice Fan	0.426
30	"	—	Złotna, above Klatka	0.195
31	"	—	Cart road	7.595

Appendix II

Predicted and measured values of \bar{V}_{cr} and $(\tau_0)_{cr}$ for the River Zlotna channel (1977-1984)

Prognozowane i zmierzone wartości \bar{V}_{cr} i $(\tau_0)_{cr}$ dla koryta Złotnej (1977-1984)

	Grain size, D [m] Średnica ziarn	\bar{V}_{cr} [m s ⁻¹]		$(\tau_0)_{cr}$ [kG m ⁻²]	
		According to modified Neills' formula Według zmodyfikowanej formuły Neilla	Measured in the field Zamierzone w terenie	According to modified Krey-Schoklitsch formula Według zmodyfikowanej formuły Krey-Schoklitscha	Computed from field data Obliczone na podstawie pomiarów terenowych
1	0.083	2.07	2.15	4.822	4.909
2	0.127	3.12	3.29	7.378	7.419
3	0.106	2.38	2.47	6.190	6.238
4	0.268	3.45	3.30	15.448	15.404
5	0.071	1.94	2.05	4.148	4.296
6	0.183	2.94	2.79	10.587	10.593
7	0.138	2.60	2.54	7.963	8.015
8	0.063	1.76	1.85	3.635	3.688
9	0.302	3.61	3.50	17.420	17.589
10	0.211	3.14	3.25	12.131	12.145
11	0.091	2.12	2.04	5.275	5.203

Note: 1, 2 - Feb. 24-28, 1978, $Q = 6-11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; 3 - Dec. 14, 1978, $Q = 9.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; 4, 5 - Aug. 3, 1981, $Q = 16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; 6 - July 21, 1982, $Q = 12 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; 7, 8 - May 3, 1983, $Q = 14-15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; 9-11 - Sept. 12, 1984, $Q = 15-16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

Appendix III

Total sediment runoff from the Zlotna catchment in the water year 1977/1978 as measured by the author (Miszkwice Fan)

Całkowity roczny odpływ osadu ze zlewni Złotnej w roku hydrologicznym 1977/1978 według pomiarów autora (stożek Miszkowic)

Range of discharge [m ³ s ⁻¹] Zakres przepływów	\bar{C}_{ss} [T m ⁻³]	Duration, days Czas trwania, doby	Suspended sediment runoff [T] Odpływ zawiesiny
0.6-0.8	0.00005	20.29	61.4
0.8-1.0	0.00006	40.59	189.4
1.0-2.0	0.000155	60.96	1224.6
2.0-4.0	0.00043	40.59	4524.0
4.0-9.0	0.00135	15.15	11486.1
9.0-10.0	0.00263	4.83	10426.5

Total suspended sediment runoff 27912.0 T/yr
Total bed-load runoff* 118.0 T/yr

Total yearly sediment runoff 28030.0 T/yr

* Volume of gravel deposited within the lower River Zlotna channel in the water year 1977/1978 amounted to ca. 40.0 m³ or ca. 118 T (0.42 per cent total yearly sediment runoff).

Objętość żwirów zdeponowanych w korycie dolnej Złotnej w roku hydrologicznym 1977/1978 wynosiła ok. 40,0 m³, czyli ok. 118 T (0,42% całkowitego rocznego odpływu osadu).

PROCESY FLUWIALNE NA „MOKRYM” STOŻKU MISZKOWIC. CZĘŚĆ II. TRANSPORT OSADU ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM POWODZI W SIERPNIU 1977 ROKU

Andrzej Karol Teisseyre

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Streszczenie

Rzeka Złotna, górski dopływ górnego Bobru w Sudetach Zachodnich, może być uważana za typową małą zwirowodną rzekę Sudetów. Jest to rzeka o deszczowo-snieżnym ustroju zasilania (Q ok. $0,46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), odwadniająca zlewnię o powierzchni ok. 28 km^2 . Badania geologiczno-środowiskowe prowadzone przez autora w ciągu 7 lat (1977–1984) umożliwiły określenie obciążenia Złotnej oraz warunków jego transportu w ujściowym odcinku rzeki, na stożku Miszkowic.

Dolna Złotna transportuje w czasie powodzi obciążenie flotacyjne, rozpuszczone, zawieszinowe, saltacyjne i dennie. Stwierdzono, że obciążenie zawieszinowe rzeki pochodzi głównie z dolnej części dorzecza podścielonej przez średnio odporne skały dolnego karbonu. Ta część dorzecza jest w większości wylesiona i użytkowana rolniczo od ok. 700 lat.

Wykazano, że zasięg powodziowego transportu żwiru może być bardzo duży. Jest bardzo prawdopodobne, że w czasie jednej katastrofalnej powodzi gruby żwir może być przetransportowany z obszaru źródłowego Złotnej na jej stożek napływowy przy ujściu rzeki do Bobru (ok. 9–10 km). W czasie transportu powodziowego żwiry ulegają sortowaniu hydraulicznemu, głównie według kształtu (sferyczność) i wielkości (ciężar w zanurzeniu). Żwiry płaskie, transportowane głównie przez saltację, mają tendencję do koncentrowania się na lachach bocznych i meandrowych. Jest to wynik bocznej dyfuzji obciążenia saltacyjnego rzeki. Żwiry o dużej sferyczności (ciężkie) lub żwiry płaskie o dużej średnicy koncentrują się na dnie koryta tworząc bruk korytowy. Stwierdzono, że duże żwiry o dużej sferyczności są w czasie powodzi toczone wzdłuż talwegu na długich odcinkach koryta krętego, a nawet meandrującego, nie ulegając po drodze depozycji. W czasie powodzi sierpniowej 1977 r. najcięższy blok skalny toczony po dnie ważył pod wodą ok. 100 kG, a największy obiekt poruszony przez wodę ważył w zanurzeniu ok. 2 T.

Stwierdzono, że formuły Neilla (1967, 1968a, b) oraz Krey-Schoklitscha (Schoklitsch 1950) dają prawdziwe wartości prędkości krytycznej i krytycznego naprężenia ścinającego inicjującego ruch żwiru pod warunkiem, że występujące w nich stałe zostaną w sposób ostrożny dostosowane do lokalnych warunków przepływu. W pracy zaproponowano zmodyfikowane formuły, sprawdzone w terenie w korycie dolnej Złotnej.

Pomiary wielkości żwirów wykonane na stożku Miszkowic po powodzi w sierpniu 1977 r. wykazały, że wielkość żwirów maleje w kierunku w dół stożka. Spadek wielkości żwirów wykazuje dobrą korelację z polem przekroju przepływowego koryta, przepływem pełnokorytowym lub z całkowitą mocą strumienia. Zmniejszanie się średnic żwiru może natomiast nie wykazywać korelacji ze średnią prędkością przepływu, spadkiem hydraulicznym i naprężeniem ścinającym na dnie. Pomiary koncentracji zawiesziny wykazały, że przepływ obciążenia zawieszinowego może być rozpatrywany jako funkcja przepływu wody lub całkowitej mocy strumienia. Dotychczasowe obserwacje wskazują, że dobowy przepływ zawiesziny w

dolnej Złotnej może być przybliżony równaniem empirycznym $G_w = 7535(Q/Q_0)^{2,632}$. Wykazano, że przebieg procesów korytowych i rozwój koryta rzeki zwirowodnej można analizować jakościowo i ilościowo w kategoriach przepływów progowych i odpowiadających im całkowitych mocy strumienia. Spośród najważniejszych przepływów progowych należy wymienić przepływ inicjujący ruch zwirowego dna rzeki. Stwierdzono, że w ciepłej połowie roku hydrologicznego przepływ ten odpowiada w dolnej Złotnej stanowi 3/4 pełnokorytowego lub zbliżonemu, a w zimnej połowie roku analogiczny przepływ jest wyraźnie mniejszy.

W ciągu roku hydrologicznego Złotna nie tylko zmienia przepływ, ale także charakter obciążenia. Obserwacje prowadzone w latach 1971–1980 wykazały, że w ciągu 5–7 miesięcy w roku Złotna niesie prawie wyłącznie obciążenie rozpuszczone. Ruch zwirowego dna rzeki odbywa się w ciągu roku w okresie 2–9 dni. W przeciętnym roku hydrologicznym Złotna jest przez 6 miesięcy rzeką o obciążeniu zawieszinowym, w tym w ciągu 2–4 dni obciążenie rzeki ma charakter mieszany. W wyjątkowo mokrym roku hydrologicznym 1976/1977 Złotna była przez 7 miesięcy rzeką o obciążeniu zawieszinowym, a przez 6 dni miała obciążenie mieszane (obciążenie dennie stanowiło wtedy 3–11% obciążenia całkowitego), a przez 3 dni była rzeką o obciążeniu dennym (powódź w sierpniu 1977 roku). Sugeruje się, że zawieszinowy charakter obciążenia Złotnej utrzymywał się prawdopodobnie w ciągu całego okresu historycznego (ostatnie 700 lat).

W czasie katastrofalnej powodzi w sierpniu 1977 roku w ciągu 3,5 doby odpływ ze zlewni Złotnej wynosił 26,2% średniego rocznego odpływu, zaś odpływ zawiesziny osiągnął wartość ok. 23 tys. T (czyli ok. 71,3% całkowitego obciążenia osadem). Średnie natężenie przepływu zawiesziny wynosiło $0,03886 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ przy $Q/Q_0 = 323$, natomiast średnie natężenie przepływu obciążenia dennego i saltacyjnego osiągnęło wartość $0,01488 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ przy $Q/Q_0 = 845$. Stosunek obciążenia saltacyjnego do dennego wynosił 2,03–3,55 (przybliżone dane pośrednie).

Roczne tempo denudacji zlewni Złotnej, wyliczone dla przeciętnego roku hydrologicznego 1977/1978, wynosiło ok. 0,536 mm/rok dla całego dorzecza i 1,786 mm/rok przy uwzględnieniu tylko części dorzecza użytkowanej rolniczo. W czasie 3,5 doby powodzi sierpniowej denudacja osiągnęła wartość 0,58 mm dla całego dorzecza i 1,93 mm dla części dorzecza użytkowanej rolniczo. Stwierdzono, że dolna część dorzecza, podścielona przez utwory dolnego karbonu, ulega denudacji szybciej niż część górna podścielona przez skały metamorficzne. Przypuszczalnie tendencja taka utrzymywała się w ciągu całego kenozoiku powodując wypreparowanie grzbietów górskich zbudowanych ze skał metamorficznych spod ich osadowej pokrywy.

Słowa kluczowe: Rzeki zwirowodne, geomorfologia fluwialna, sedimentologia fluwialna, powódzie, obciążenie rzek, transport osadu, stożki napływowe, denudacja, Sudety Zachodnie

WSTĘP

W okresie badań dolna Złotna (górski dopływ górnego Bobru) stanowiła dogodny obiekt badań geologiczno-środowiskowych ze względu na naturalny przepływ i względnie małe zakłócenia środowiska wywołane gospodarczą działalnością człowieka (Teisseyre 1980). Druga część cytowanej monografii poświęcona jest transportowi osadu w korycie dolnej Złotnej, badanego głównie na stożku Miszkowic. Zjawiska transportu rzeczno-geologicznego można było poznać stosunkowo najdokładniej w czasie powodzi w sierpniu 1977 r. Była to największa powódź

od czasu katastrofalnej powodzi w lipcu 1897 r. (*Die Hochwasser Katastrophe...* 1897; Orłowska 1979; Teisseyre 1979a, 1980). Podstawowe parametry hydrauliczne przepływu powodziowego, charakterystyczne dla powodzi sierpniowej, zestawiono w tabeli 1.

W czasie badań terenowych prowadzono, między innymi, pomiary głębokości, prędkości i natężenia przepływu, mierzono temperaturę powietrza i wody, pobierano próby wody i lodu w celu ustalenia koncentracji zawiesziny oraz obserwowa-

no zjawiska transportu fluwialnego w korycie rzeki, a w czasie powodzi także na zalanych obszarach pozakorytowych. Badania terenowe form i osadów pozostałych po powodzi

sierpniowej prowadzono w latach 1977–1980, natomiast opracowanie kameralne zebranych danych i badania dodatkowe trwały aż do wiosny 1984 r.

ŹRÓDŁO OSADU I JEGO SKŁAD PETROGRAFICZNY

W czasie powodzi Złotna jest zasilana materiałem detrytycznym dostarczonym do koryta w wyniku erozji liniowej (koryta rzek, drogi gruntowe, rowy odwadniające) oraz erozji powierzchniowej (stoki, głównie uprawne; tab. 2). Na niektórych stokach zajętych przez las stwierdzono po powodzi sierpniowej występowanie zapadających się tuneli. Obserwacje te wskazują, że denudacja stoków leśnych może odbywać się w sposób mało widoczny, w wyniku procesów zbliżonych do pajpingu (ang. piping).

W czasie powodzi i silnych opadów w sierpniu 1977 r. erozja powierzchniowa dostarczała materiału bardzo zróżnicowanego pod względem uziarnienia. Na obszarze występowania wciósów cały materiał dostarczany przez erozję wodną i ruchy masowe może dostawać się wprost do koryta rzek. W obrębie dolin płaskodennych większość grubego materiału zwierzelinowego jest natomiast gubiona po drodze, a do koryta rzeki dostaje się głównie materiał drobny (mul, il, piasek) transportowany w zawieszynie. Jest to wynik tzw. selektywnej erozji gleby (por. A. Jahn 1963, 1967, 1968; M. Jahn 1972; Fatyga 1979).

W czasie powodzi sierpniowej koncentracja zawiesziny w spływach stokowych schodzących z pól uprawnych drogami gruntowymi dochodziła do 90 kg m^{-3} , a koncentracja osadu w potokach błotnych do 400 kg m^{-3} . Natomiast w wodach pochodzących ze stoków, ale wlewających się do koryt rzek z płaskich den dolin koncentracja zawiesziny wahała się w granicach $0,20\text{--}2,7 \text{ kg m}^{-3}$. Wyniki pomiarów koncentracji zawiesziny zestawiono w dodatku I.

Skład petrograficzny żwirów dolnej Złotnej zdeponowa-

nych na stożku Miszkowic przez dwie powodzie roku 1977 zestawiono w tabeli 3. Kontrolne badania składu petrograficznego żwirów powodziowych wykonane 2 i 5 lat po powodzi wykazały zmiany wynikające głównie z wietrzenia fizycznego takich nieodpornych skał, jak łupki i piaskowce dolnego karbonu oraz fylity i łupki łuszczkowe. Skały te ulegają łatwo dezintegracji, głównie pod wpływem wietrzenia mrozowego (geliwacji), rozpadając się na drobny gruz i pył stanowiący wtórne wypełnienie żwirów deponowanych przez Złotną. Otoczek marmurów i fylitów wapiennych znikają natomiast ze żwirów w wyniku rozpuszczania, gdyż wody Złotnej zachowują się agresywnie względem węgla wapnia. Rozpuszczanie fragmentów wymienionych skał może zachodzić także pod powierzchnią łąk, w całej masie świeżo złożonego żwiru, który jest bardzo przepuszczalny i ustawicznie penetrowany przez przepływ podziemny.

Piaski osadzone przez Złotną należą do piasków litycznych bogatych w miki, hydromiki, chloryty, amfibole, skałenie i inne składniki niestabilne, a względnie ubogich w kwarc. Zawartość wypełnienia (matrix) w piaskach korytowych nie przekracza zwykle 4% wagowych, choć w osadach zdeponowanych w strefach separacji prądu i w częściowo odciętych korytach zawartość mułu może dochodzić do 11% wagowych. Piaski strefy pozakorytovej zawierają $1\text{--}50\%$ wagowych mułu. W wyniku procesów glebowych i wietrzenia chemicznego zawartość mułu w niektórych piaskach zdeponowanych na stożku Miszkowic w sierpniu 1977 roku wzrosła w ciągu 5 lat od ok. 1% do $3\text{--}5\%$ wagowych. Od sierpnia 1977 roku piaski te nie były zalewane przez wody powodziowe.

OBCIĄŻENIE RZEKI I CHARAKTER JEGO TRANSPORTU

Praca transportowa rzeki jest wypadkowym efektem jej zasilania osadem oraz jej zdolności transportowej. Każda substancja niesiona przez rzekę stanowi jej obciążenie (z wyjątkiem wody). Zasilanie rzeki osadem jest uzależnione od 5 czynników zewnętrznych kontrolujących proces fluwialny, wśród których Richards (1982) wymienia: klimat, szatę roślinną, rzeźbę terenu, budowę geologiczną zlewni oraz działalność człowieka. Zdolność transportowa rzeki zależy od jej aktualnego przepływu (Leopold i Maddock 1953 i wielu innych). Charakterystyczną cechą rzek żwirowodnych jest to, że osiąga ją one pełną zdolność transportową tylko w czasie dużych wezbrań i powodzi.

Jak wiadomo, istnieją trzy podstawowe rodzaje inicjacji ruchu ziarn: translacja, unoszenie i rotacja. Są one wynikiem sił hydrodynamicznych zjawiających się w przepływającej wodzie, a w szczególności sił unoszenia i wleczenia. Poprzez translację, unoszenie i rotację siły te powodują ruch osadu w formie wleczenia, toczenia i saltacji. Relacje między siłami działającymi w przepływie, sposobami uruchamiania ziarn i rodzajami transportu mogą być złożone.

W warunkach w pełni rozwiniętego transportu fluwialnego w korycie rzeki można wyróżnić 3 „warstwy”: 1) warstwę denną, 2) warstwę saltacyjną i 3) warstwę zawieszinową. Granice między tymi warstwami są przejściowe, ponadto zawieszina jest obecna we wszystkich wymienionych warstwach. Za Ein-

steinem (1950) przyjmuje się, że grubość warstwy dennej wynosi ok. 2 średnic ziarna osadu budującego dno. Transport osadu może odbywać się w rzece żwirowodnej z natężeniem równym pojemności rzeki (ang. full capacity transport) lub z mniejszym natężeniem (ang. less-than-capacity transport). Pierwszy sposób dotyczy głównie obciążenia dennego, drugi – zasadniczo obciążenia zawieszinowego.

W czasie powodzi Złotna niesie obciążenie pochodzenia roślinnego i mineralnego. Obciążenie to można podzielić na 5 kategorii: 1) obciążenie flotacyjne (głównie materiał roślinny), 2) obciążenie rozpuszczone (roztwory), 3) obciążenie zawieszinowe, 4) obciążenie saltacyjne oraz 5) obciążenie denne. Odmiany obciążenia rzeki wymienione w punktach 3–5 stanowią jej obciążenie mineralne, czyli obciążenie osadem. Obciążenie flotacyjne jest niesione na powierzchni wody, obciążenie rozpuszczone i pewne frakcje obciążenia zawieszinowego oraz lokalnie także saltacyjnego płyną całym przekrojem przepływowym koryta. Obciążenie denne jest transportowane po dnie i w bezpośrednim sąsiedztwie, w warstwie dennej (ang. bed layer, heavy-fluid zone). Grubość tej warstwy wynosi ok. 2 średnic ziarna materiału budującego dno rzeki (Einstein *et al.*, 1940; Einstein 1950, 1964, 1968; Shen 1978). Wielkość ziarna obciążenia mineralnego Złotnej, niesionego w czasie powodzi, waha się od drobin koloidalnych do bloków skalnych o średnicy do 0,7 m. Przykłady składu granulometry-

cznego typowych osadów dolnego biegu Złotnej przedstawiono na figurze 1.

Obciążenie flotacyjne Złotnej stanowi głównie materiał roślinny i różne lekkie przedmioty niesione na powierzchni wody (pl. I-IV, VI, I). Transport obciążenia flotacyjnego jest szczególnie intensywny przy rosnących stanach wezbrań i powodzi ciepłej połowy roku, włącznie z wezbrzeniami roztopowymi. W czasie wezbrań odwilżowych zimnej połowy roku jako obciążenie flotacyjne transportowany jest głównie lód rzeczny (pl. III, Teisseyre 1979). Częściowo zbutwiałe i zmineralizowane pnie drzew wymywane ze starszych żwirów w podcięciach brzegów rzeki mogą mieć ciężar objętościowy większy niż woda. Pnie takie są transportowane przy dnie lub po dnie i w czasie tego transportu ulegają charakterystycznemu uszkodzeniu.

Obciążenie rozpuszczone Złotnej nie było przez autora badane. Obciążenie zawieszonowe Złotnej jest transportowane w wyczuwalnych ilościach tylko w czasie wezbrań i powodzi. W ciepłej połowie roku rzeka osiąga próg zmaczenia w zakresie przepływów $Q = 0,5-0,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ i przy koncentracji zawiesiny ok. $0,01 \text{ kG m}^{-3}$. Po dłuższych okresach niżówek zmaczenie może wystąpić już w zakresie przepływów $Q = 0,2-0,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, a w zimnej połowie roku zwykle dopiero przy przepływach $1-1,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (por. Walling 1974). Zależność koncentracji zawiesiny w powierzchniowej warstwie wody od natężenia przepływu ukazuje figura 2.

Wielkość ziarna materiału transportowanego w suspensji waha się od ilu aż po żwiry frakcji 4-64 mm, a lokalnie nawet 64-256 mm (fig. 3 i 4). W czasie powodzi żwiry są unoszone w suspensji przede wszystkim w niektórych przegłębieniach korytowych, w miejscach silnych zakłóceń przepływu wokół przeszkód i w niektórych krewasach wylotowych (pl. I, II, III, 2, IV). Podczas powodzi sierpniowej w krewasach wylotowych usytuowanych w punktach 4 i 5 w zawieszynie unoszone były żwiry frakcji 64-128 mm, a nawet w frakcji 128-256 mm. Średni ciężar w zanurzeniu tych ostatnich żwirów wynosił 3-4 kG. W Złotnej, podobnie jak w innych żwirodennych rzekach sudeckich, górna granica frakcji zawieszonowej nie może być jednoznacznie określona. Zależy ona od lokalnych warunków przepływu, a w szczególności od lokalnej intensywności turbulencji (fig. 3 i 4).

Sposób transportu żwirów zależy w dużym stopniu od ich kształtu, a zwłaszcza od sferyczności. Przy danych przepływach wody transportowane w salacji są głównie klasty płaskie o małej sferyczności, a więc składniki względnie lekkie w porównaniu z kulistymi żwirami o tej samej średnicy (osi B). Fragmenty o tej samej średnicy, ale o dużej sferyczności (ciężkie), są w tych samych warunkach przepływu toczone po dnie jako obciążenie denne.

Natężenie transportu saltacyjnego oraz wielkość ziarna obciążenia saltacyjnego zależą od natężenia przepływu i stanu wody, a ściślej od intensywności turbulencji, jej struktury i średnicy wirów. W czasie powodzi sierpniowej w transporcie saltacyjnym niesione były także żwiry klasy 128-256 mm średnicy.

Obciążenie saltacyjne rzeki żwirodennej jest silnie związane z jej obciążeniem dennym. Oba wymienione rodzaje obciążenia stanowią głównie żwiry, między obciążeniem saltacyjnym a dennym rzeki żwirodennej istnieją też ciągle przejścia przejawiające się wymianą osadu między warstwami saltacyjną i denną. Inicjacja ruchu obciążenia saltacyjnego może nastąpić przy zasadniczo nieruchomym żwirowym dnie rzeki, lecz pełny rozwój przepływu tego obciążenia zachodzi dopiero przy ruchomym dnie rzeki. Z punktu widzenia mechaniki

transportu osadu oba wymienione rodzaje obciążenia można traktować łącznie, co w praktyce ma z reguły miejsce. Jednakże z punktu widzenia sedymentologii i geomorfologii fluwalnej nie byłoby to uzasadnione. Z tymi dwoma rodzajami obciążenia mogą być bowiem związane (i faktycznie są) różne genetycznie formy i osady.

Obciążenie denne Złotnej stanowią te składniki, które przy aktualnym przepływie wypadają z zawiesiny i nie mogą być transportowane w trwałej saltacji. Inicjacja ruchu żwirowego dna rzeki zachodzi przy przepływach półpełnokorytowych lub wyższych. Obserwowano, że w zimnej połowie roku inicjacja ruchu żwirowego dna rzeki ma miejsce przy przepływach wyraźnie niższych niż w ciepłej połowie roku (Teisseyre 1984).

Obciążenie denne Złotnej (żwiry duże lub o dużej sferyczności, a więc ciężkie) jest transportowane w trakcji dennej przez toczenie, wleczenie i krótkie przeskoki saltacyjne przy samym dnie. Ogólnie biorąc ruch ten odbywa się w dół koryta rzeki. Inaczej zachowują się jednak żwiry małe lub o małej sferyczności (a więc względnie lekkie). Żwiry te mają tendencję do przechodzenia do transportu w saltacji i mogą być przenoszone przez zawirowania w boczne części koryta, gdzie naprężenia ścinające mogą okazać się zbyt małe, aby zapewnić ich dalszy transport. Badania kształtu żwirów wykonane po powodzi w sierpniu 1977 r. wykazały istotnie, że żwiry łach bocznych i meandrowych dolnej Złotnej były wyraźnie wzbogacone w klasty płaskie, natomiast w korycie rzeki było więcej żwirów o dużej sferyczności (fig. 5, tab. 4). Boczna dyfuzja obciążenia saltacyjnego jest szczególnie efektywna w czasie przepływów powodziowych, gdy dobrze rozwinięte warstwy saltacyjne przemieszczają się w dół koryta w warunkach wzrastających różnic prędkości między strugą największej prędkości a bocznymi częściami koryta (por. Jackson i Beschta 1982).

Mechanizm powodziowego transportu i sortowania hydraulicznego żwirów według ciężaru i kształtu prowadzi do koncentracji w dnie koryta rzeki górskiej żwirów względnie ciężkich tworzących bruki korytowe (ang. channel pavement, channel-lag deposit). Są to przede wszystkim duże żwiry płaskie oraz duże i średnie żwiry o dużej sferyczności (tabela 4). Równocześnie odprowadzane w dół koryta są żwiry względnie lekkie (małe żwiry o dużej sferyczności oraz część średnich i małych żwirów płaskich). Znaczna część średnich i małych żwirów płaskich zostaje zdeponowana po drodze na łachach bocznych i meandrowych.

Sortowanie hydrauliczne jest więc głównym czynnikiem powodującym zmniejszanie się średnic żwirów w dół stożka napływowego lub doliny rzecznej i wzrost w tym samym kierunku ich obtoczenia i sferyczności (Lane i Carlson 1954; Sneed i Folk 1958; Scott i Gravlee 1968; Meland i Norrman 1969; Bradley *et al.*, 1972; Church 1972; Church i Gilbert 1975; Bluck 1982).

Podobny może być efekt sortowania hydraulicznego żwiru w kierunku w poprzek koryta. Sortowanie boczne powoduje spadek średnic żwirów oraz ich sferyczności w kierunku od dna koryta ku szczytom łach bocznych i meandrowych. W rzekach żwirodennych można więc mówić o podłużnym i bocznym sortowaniu hydraulicznym żwiru (fig. 6). Sortowanie hydrauliczne powoduje też zróżnicowanie zasięgu transportu powodziowego żwiru w zależności od kształtu (głównie sferyczności), natężenia transportu osadu (*Sedimentary Petrology Seminar* 1965) oraz upakowania i ułożenia żwirów (Johansson 1963, 1965, 1976; Church 1972, 1978; Church i Gilbert 1975).

WYDOLNOŚĆ PRZEPLYWU I ZASIĘG TRANSPORTU OSADU W CZASIE POWODZI SIERPNIOWEJ

Zdolność transportowa przepływu powodziowego może być rozpatrywana w kategoriach wydolności (ang. competence) i pojemności (ang. capacity). Wydolność rzeki określa maksymalna średnica ziarna o określonym ciężarze właściwym, które rzeka może transportować przy danej prędkości przepływu. Pojemność rzeki odnosi się w zasadzie do przepływu osadu, a więc jego objętości, którą rzeka może przetransportować przez dany przekrój przepływowy w jednostce czasu. W rzekach żwirowych zarówno wydolność, jak i pojemność mogą być potencjalne lub faktyczne, w zależności od obfitości osadu w korycie rzeki i jego dostawy do koryta. W czasie niszówek wydolność i pojemność jest przede wszystkim potencjalna, ponieważ w korycie rzeki górskiej zazwyczaj brak osadu, który mógłby być aktualnie transportowany, bądź też jego ilość jest zbyt mała, aby zapewnić ciągły transport. Jest to dobrze znany przykład rzeki żwirowej o obciążeniu rozpuszczonym. Jeżeli ilość osadu, który może być transportowany, jest w korycie rzeki niewielka, rzeka może mieć dużą wydolność, lecz jej pojemność będzie mała. Jedynie w czasie powodzi i dużych wezbrań zarówno wydolność, jak i pojemność rzeki żwirowej jest rzeczywista i może być bardzo duża. Dobrym przykładem dużej wydolności połączonej z małą raczej pojemnością jest inicjalny transport dużych lekkich klastów (pl. IX). Przykładem dużej wydolności połączonej z dużą pojemnością może być masowy transport żwirów w czasie powodzi (skutki geomorfologiczne takiego wydarzenia ukazują plansze VI–VIII, X, 2, XI, XII, 2, 3).

Największy klast niesiony w korycie dolnej Złotnej przez powódź sierpniową miał 0,7 m średnicy (tabela 5) i ważył pod wodą ok. 100 kG. Najcięższym przedmiotem poruszonym przez wody powodziowe była kępa wierzb wyrwanych wraz z korzeniami z prawego brzegu jednego z zakrętów (punkt 16). Między korzeniami wierzb zachowała się bryła gliny aluwialnej podścielona przez żwiry. Bryła ta, ważąca pod wodą ok. 2 T, została przewleczona przez prąd na odcinku ok. 14 m i porzucona w korycie rzeki w punkcie 17 (tabela 5). W świetle dużej mocy przepływu powodziowego (tabela 6) transport przez Złotną tak ciężkich obiektów nie jest niczym nadzwyczajnym.

Pojemność dolnej Złotnej w czasie powodzi sierpniowej udało się określić tylko w przybliżeniu. Zagadnienie to będzie poruszone niżej.

Badania terenowe przeprowadzone po powodzi sierpniowej umożliwiły określenie odległości, na jaką transportowany był materiał obciążenia dennego i saltacyjnego. Badania składu petrograficznego żwirów dolnej Złotnej wykazały, że po powodzi sierpniowej w żwirach stożka napływowego pojawiły

się liczne skały mało odporne, a zwłaszcza otoczaki wapieni krystalicznych (tabela 3). Jest bardzo mało prawdopodobne, aby otoczaki tych skał mogły pochodzić z rozmywania starszych żwirów Złotnej, które nie zawierają tych skał, a zwłaszcza otoczków wapieni krystalicznych (wody Złotnej są agresywne i otoczaki wapieni ulegają w żwirach szybkiemu rozpuszczeniu). Wydaje się natomiast prawdopodobne, że w r. 1977 otoczaki takich skał, jak wapienie krystaliczne, pegmatyty i niektóre fyllity, zostały przyniesione na stożek Miskowic wprost z obszaru ich występowania w źródłowej części zlewni. Jeśli tak było istotnie, wówczas żwiry te przebyły w jednym, a co najwyżej w dwóch epizodach transportu (powódzie w maju i w sierpniu 1977 r.), odcinek ok. 9–10 km.

Duży zasięg transportu ciężkich składników obciążenia dennego w czasie powodzi sierpniowej udało się w pełni udokumentować dzięki częściowemu zniszczeniu przez tę powódź jazu piętrzącego w Miskowicach (pl. XI, 1). Jaz ten był wykonany z regularnych ciosów z granitu strzegomskiego. Po powodzi pojedyncze ciosy pochodzące niewątpliwie z tego jazu znaleziono w korycie Złotnej w wielu miejscach górnej i środkowej części stożka Miskowic (tabela 5, pl. XI, 2, XII, 3). Nie ulega też najmniejszej wątpliwości, że w czasie powodzi ciosy te były transportowane w formie obciążenia dennego i że przemieszczały się wzdłuż talwegu koryta. Wynika stąd ważny wniosek, a mianowicie, że duże, ciężkie składniki obciążenia dennego mogą wędrować w czasie powodzi na dość długich odcinkach koryta krętego przechodząc po drodze przez dziesiątki bystrzyków i przegłębień korytowych i przez wiele zakrętów. W świetle wyników tych i innych badań terenowych autora (Teisseyre 1984) należy uznać za niesłuszny pogląd dość powszechnie wyrażany w literaturze przedmiotu o lokalnym tylko transporcie żwiru w czasie powodzi i o krótkim zasięgu tego transportu.

Z kolei transport powodziowy zawiesiny może być znacznie krótszy niż się to na pierwszy rzut oka wydaje. W czasie powodzi w sierpniu 1977 r., a także w czasie innych powodzi, autorowi udało się stwierdzić, że między wodami płynącymi dnem doliny a wodami strefy aktywnego koryta zachodzi stała wymiana wód, zawiesiny i momentu (Teisseyre, w druku). Ogólnie biorąc, strefy pozakorytowe rzek są w czasie powodzi obszarami depozycji zawiesiny, a ubytek tym spowodowany jest uzupełniany przez erozję brzegów w strefie aktywnego koryta, dostawę ze stoków i z dopływów. Wskazuje to, że ładunek zawiesziny rzeki ulega w czasie powodzi ustawicznemu odnawianiu, a zasięg transportu poszczególnych frakcji obciążenia zawieszinowego, zależący od wielkości ziarna i warunków przepływu, może być bardzo ograniczony.

JAKOŚCIOWA I ILOŚCIOWA ANALIZA HYDRAULICZNA TRANSPORTU OSADU NA STOŻKU MISZKOWIC

Inicjacja transportu obciążenia mineralnego w rzece może być analizowana w kategoriach prędkości przepływu lub naprężeń ścinających (Gilbert 1914; Hjulström 1935; Shields 1936; Kalinske 1947; Sundborg 1956; Jarocki 1957; Leopold *et al.*, 1964; Henderson 1966; Leliavsky 1966; Neill 1967, 1968a,b; Raudkivi 1967; W. H. Graf 1971; Yalin 1972; Bogárdi 1974; Vanoni 1975; Bagnold 1977; Simons i Sentürk 1977; Leeder 1979; Ackers i White 1980; Ackers 1982; Richards 1982; Hey *et al.*, 1982; Klingeman i Eppmett 1982; White i Day 1982; Carling 1983). Analiza inicjacji transportu

osadu w kategoriach prędkości przepływu jest ważna zwłaszcza dla określenia kompetencji rzeki, która jest proporcjonalna (średnio) do szóstej potęgi prędkości przepływu (Shen 1978). Rozpatrywanie transportu i sedymentacji osadu w kategoriach naprężeń ścinających jest istotne zwłaszcza przy badaniu lokalnych zjawisk erozji i depozycji w korycie rzeki. Krytyczne wartości prędkości przepływu, naprężeń ścinających obliczonych różnymi metodami oraz pewne inne parametry istotne dla analizy warunków transportu osadu dla dwóch przekrojów koryta Złotnej podano w tabeli 7. Należy

tu wyjaśnić, że niskie wartości bezwymiarowego parametru naprężenia ścinającego (Shields' entrainment parameter) mogą być mylące. Mogą one wynikać z przyjęcia mediany osi B otoczek za średnią średnicę ziarna. Zastąpienie mediany średnicą nominalną powoduje wzrost bezwymiarowego parametru naprężenia ścinającego do wartości 0,049–0,057, a więc bliższej teoretycznej wartości podanej przez Shieldsa (0,056).

Nie wdając się w dalszą dyskusję tego zagadnienia, które w obecnym stanie wiedzy nie da się chyba definitywnie rozstrzygnąć, można wykazać na podstawie pomiarów terenowych autora, że formuły empiryczne Neilla (1967, 1968a, b) oraz Krey-Schoklitscha (Schoklitsch 1950) dają wyniki zgodne z obserwacjami w korycie Złotnej, jeżeli zostaną zmodyfikowane do postaci:

$$V_{cr} = \sqrt{1,77(D/d)^{-0,20}(\rho_s/\rho - 1)/(gD)} \quad [\text{m s}^{-1}]$$

$$\text{oraz } (\tau_0)_{cr} = 0,0301(\gamma_s - \gamma)D. \quad [\text{kG m}^{-2}]$$

Wartość liczbowa zmodyfikowanego przez autora współczynnika proporcjonalności w równaniu Neilla (1,77 zamiast 2,50; Neill 1967) jest bliska wartości podanej przez tego badacza w r. 1968 (2,0; Neill 1968b). Co się tyczy wartości liczbowej zmodyfikowanego przez autora współczynnika proporcjonalności w formule Krey-Schoklitscha (0,0301 zamiast 0,067) należy stwierdzić, że jest to wartość identyczna z wielkością parametru Shieldsa dla początkowych warunków ruchu żwiru (tab. 7). Jest to oczywiste, ponieważ formuła Krey-Schoklitscha przedstawia zjawisko inicjacji ruchu ziarn w warunkach turbulentnej warstwy przyściennej. W takich warunkach wartość parametru Shieldsa jest stała i, jak się obecnie najczęściej przyjmuje, wynosi ok. 0,03 (Kalinske 1947; Neill 1968a, b; Vanoni 1975; Carling 1983). Istnieje więc pełna zgodność między faktami stwierdzonymi przez autora na podstawie obserwacji i bezpośrednich pomiarów terenowych a współczesnymi poglądami na inicjację ruchu żwirowego dna (por. Carling 1983). Wyniki terenowej weryfikacji zmodyfikowanych formuł Neilla oraz Krey-Schoklitscha podano w dodatku II.

Stosunkowo niskie wartości parametru Shieldsa, używane przez autora dla warunków początkowego ruchu żwirowego dna dolnej Złotnej w czasie powodzi sierpniowej, mogą częściowo wynikać z faktu, że bruki korytowe utworzone przez powódź w maju 1977 r. nie były jeszcze dojrzałe (brak wypełnienia, duża liczba klastów sterczących ponad dno i eksponowanych na działanie prądu). W takich warunkach należy spodziewać się niższych wartości V_{cr} i $(\tau_0)_{cr}$ niż w przypadku ustabilizowanych dojrzałych bruków (por. Church 1972; Baker i Ritter 1975; Rakóczy 1975, 1981; Bagnold 1977; Fenton i Abbot 1977; Simons i Sentürk 1977; Carling 1983).

Nawiązując do stanu dna koryta Złotnej w czasie powodzi sierpniowej w sposób bardziej ścisły wypada zwrócić uwagę na fakt znany od dawna, a mianowicie, że inicjacja ruchu ziarn zależy nie tylko od równowagi sił działających na ziarno, lecz także od tekstury osadu w szerszym tego słowa znaczeniu. Biorąc pod uwagę ułożenie i upakowanie ziarn wyróżniono 3 typy teksturalne ziarnistych, niekohezyjnych osadów budujących dno rzeki (por. Helley 1969; Yalin 1972; Church 1972, 1978; Church i Gilbert 1975): 1) osady normalnie upakowane (ang. normally loose boundary), w których ziarna ułożone są przypadkowo, lecz nie tworzą tekstury o własnościach dylatacyjnych. Uważa się, że około 50% ziarn powierzchniowej warstwy takiego osadu wykazuje dużą podatność na zainicjowanie ruchu przez odpowiednio szybki przepływ: 2) osady o luźnym upakowaniu (ang. overloose

boundary), w których ziarna tworzą teksturę dylatacyjną (osady „kurzawkowe”); oraz 3) osady o ciasnym upakowaniu (ang. underloose boundary) odznaczające się ciasnym upakowaniem zimbrykowanych ziarn.

Zdaniem autora podział powyższy jest niepełny i wymaga uzupełnienia. W Złotnej, która jest typową rzeką żwirową o grubym żwirowym dnie (klasa żwiru 64–256 mm) żwiru typu 1 i 2 nie występują w stale zanurzonej części koryta rzeki. Żwiru typu 1 pojawiają się natomiast na łachach bocznych i meandrowych, na których tworzą się wtórnie w wyniku zaburzenia pierwotnej tekstury przez zwierzęta, ludzi, a zwłaszcza przez lód rzeczny.

W typie 3 osadów o ciasnym upakowaniu autor proponuje wyróżnienie 3 podtypów. Podtyp 3a – niewypełnione osady ciasno upakowane (ang. unfilled underloose boundary) – odznacza się tym, że przestrzenie por są wolne od osadu i zawierają tylko płyny. Naprężenie ścinające jest w takim przypadku przenikające. Na dnie rzeki pory takiego osadu są wypełnione płynącą wodą. Po powodzi w maju 1977 r. grubość osadów tego typu w korycie dolnej Złotnej dochodziła do 0,3–0,5 m (pl. VII, VIII). Badania warunków uruchamiania żwiru przedstawione w tej pracy dotyczą takich właśnie osadów. Wykonane pomiary sugerują, że warunki inicjacji ruchu żwiru należącego do podtypu 3a mogą nie odbiegać od warunków inicjacji ruchu osadów o normalnym upakowaniu (por. Carling 1983; Reid i Frostick 1984; Reid *et al.*, 1985).

Podtyp 3b to wypełnione osady ciasno upakowane (ang. filled underloose boundary). Pory w żwirach wypełnia w tym przypadku niekohezyjny lub słabokohezyjny żwirek i piasek. Osady te są przepuszczalne, ale naprężenie ścinające nie jest przenikające. Żwiru tego typu mogą powstać w jednym epizodzie depozycyjnym, zwłaszcza w czasie dużych powodzi niosących znaczny ładunek osadu (np. w czasie powodzi sierpniowej, pl. VI, 2). Po powodziach odznaczających się stromą falą powodziową tworzenie się wypełnienia może trwać przez pewien czas (np. po powodzi majowej, pl. VII i VIII).

Podtyp 3c odpowiada zwartym wypełnionym osadom ciasno upakowanym (ang. consolidated underloose boundary). Wypełnienie tworzą tu kohezyjne mieszaniny iltu, mułu, piasku i żwirku, nierzadko o charakterze gliny. Nie wdając się w genezę omawianych osadów należy zaznaczyć, że są one nieprzepuszczalne, a naprężenie ścinające nie jest przenikające. Erozja takich utworów może wymagać dużych naprężeń ścinających, porównywalnych z naprężeniami właściwymi dla kruchych zlepieńców. W korytach rzek sudeckich utwory takie tworzą progi o dość dużej trwałości. Opisane osady ulegają łatwo erozji tylko w strefie działania termoerozji, a więc w strefie erozji bocznej działającej w zasadzie powyżej średniego zwierciadła wód gruntowych (Teisseyre, w druku).

W czasie badań terenowych obserwowano także zjawisko inicjalnego ruchu dużych bloków leżących na dnie i nie zagrzebanych w osadzie. Ogólnie wiadomo, że inicjacja ruchu takich bloków przebiega w warunkach dużo mniejszych naprężeń ścinających niż te, które są niezbędne do uruchomienia żwirowego dna rzeki. Stwierdzono, że bloki skał lekkich (np. gliny aluwialnej) są łatwo transportowane przez przepływy przejściowe ($0,6 < Fr < 1,0$) lub rwące w warunkach głębokości $0,5D < d < 1,0D$ (pl. IX). Bloki skał krystalicznych mogą wymagać większych głębokości przepływu, powiedzmy $0,75D < d < 1,5D$ (pl. X, 1). W tym ostatnim przypadku ważną rolę mogą odgrywać siły unoszenia (ang. lift force, por. Fahnestock i Haushild 1962; Miller *et al.*, 1977).

Bardzo ważnym zagadnieniem jest ustalenie wartości krytycznych naprężeń ścinających właściwych dla zamierania ru-

chu osadu. Powszechnie wiadomo, że wartości te są dużo niższe niż odpowiednie wartości inicjujące ruch osadu (por. Reid i Frostick 1984; Reid *et al.*, 1985). Dla dolnej Złotnej autor nie dysponuje ani jednym odpowiednim pomiarem terenowym, choć istnieją pewne dowody pośrednie (żwiru czopa korytowego badane we wkopie w punkcie 10), że stosunkowo grube żwiry ($M_d = 142$ mm) były tam jeszcze deponowane przy głębokości $d = \text{ok. } 0,35$ m i spadku niwelacyjnym $S = 0,006884$. Sugeruje to średnie naprężenie ścinające na dnie τ_0 ok. $2,42 \text{ kG m}^{-2}$. Jeżeli tak było istotnie, a w podane wyżej liczby nie ma powodu wątpić, można z pewnym uzasadnieniem przypuszczać, że żwiry te wypadały z trójki w warunkach bezwymiarowego parametru naprężenia ścinającego ok. $0,0095$, co stanowi ok. $1/3$ krytycznego naprężenia ścinającego inicjującego ruch tego osadu. Wyniki te mieszczą się w przedziale odpowiednich wartości uzyskanych przez wyżej cytowanych autorów.

Jakościowe i ilościowe określenie pojemności rzeki, czyli w zasadzie przepływu osadu, wymaga, zgodnie z koncepcjami geometrii hydraulicznej, powiązania przepływu osadu z przepływem wody, a tym samym z całkowitą mocą strumienia wyrażoną równaniem:

$$\Omega = \gamma QE, \quad [\text{kG m s}^{-1}]$$

gdzie: $E = H = d + \alpha v^2/2g$. [m]
Zależności, o których mowa, dają się zwykle wyraźnie uchwycić dla konkretnych przekrojów hydrometrycznych, mogą być natomiast trudne do sprecyzowania dla dłuższych odcinków rzek.

Podstawą ilościowego opisu przepływu osadu jest ustalenie progowych parametrów przepływu inicjujących transport poszczególnych rodzajów obciążenia rzeki (por. Schumm 1973, 1977, 1979; W. L. Graf 1983). Progowe parametry przepływu dla odcinka koryta Złotnej położonego w górnej części stożka Miszkowic ukazano na figurze 7 i w tabeli 8. Dane liczbowe podane w tabeli 8 nie mają oczywiście znaczenia uniwersalnego i, zgodnie z tym co powiedziano wyżej, dotyczą one jedynie sztucznego, prostego odcinka Złotnej w górnej części stożka Miszkowic, między punktami 1 i 3 (pl. XII, 1). Podobną analizę można jednak przeprowadzić dla dowolnego przekroju przepływowego koryta. Mimo tego, pojedyncze wartości Q_{ih2} rzadko kiedy będą uniwersalne nawet dla jednego i tego samego odcinka koryta. Powodem stwierdzanych rozbieżności i różnic będą zmienne warunki przepływu (zmiany ułożenia żwirów, stopnia ich wypełnienia, obfitości osadu dostępnego dla erozji i transportu, obecność lub brak pojedynczych form dennyh lub dużych przeszkód, a w końcu także pory roku). Autor stwierdził, że w lecie wartość Q_{ih2} może być nawet dwukrotnie większa w porównaniu z warunkami zimowymi. Stąd inicjacja ruchu żwirowego dna powinna być raczej charakteryzowana dwoma skrajnymi wartościami Q_{ih2} odzwierciedlającymi możliwie pełną zmienność warunków przepływu w rozpatrywanym odcinku rzeki.

Związek natężenia przepływu osadu z przepływem wody i z całkowitą mocą strumienia udało się określić jedynie dla

obciążenia zawieszinowego (fig. 8 i 9). Znając czas trwania przepływów w średnim roku hydrologicznym lub w dowolnym czasie, powiedzmy powodzi, można obliczyć całkowity przepływ zawiesziny, a także ocenić tempo denudacji zlewni.

Obliczenie rocznego przepływu zawiesziny w zlewni Złotnej może ułatwić równanie wyprowadzone przez autora metodą zastosowaną przez Emmetta (1975) dla górnej części zlewni Salmon River (Idaho). Według cytowanego autora dobowy przepływ obciążenia zawieszinowego G_{ss} jest proporcjonalny do bezwymiarowego parametru przepływu:

$$G_{ss} \propto (Q/Q_b)^{2,5}. \quad [\text{T doba}^{-1}]$$

Na podstawie danych zebranych przez autora tej pracy (fig. 2) można wykazać, że w zlewni Złotnej

$$G_{ss} = 7535(Q/Q_b)^{2,632}. \quad [\text{T doba}^{-1}]$$

Brak bezpośrednich pomiarów przepływu obciążenia dennego w czasie powodzi uniemożliwił określenie związku między przepływem tego obciążenia a przepływem wody i mocą strumienia. Hipotetyczną zależność tego rodzaju uzyskano dla obciążenia dennego przy następujących założeniach: 1) stwierdzonym przepływie progowym inicjującym ruch żwirowego dna rzeki oraz 2) wyliczonym maksymalnym przepływie obciążenia dennego w czasie szczytu fali powodziowej w sierpniu 1977 r. Obliczenie maksymalnego przepływu obciążenia dennego opiera się na założeniu, że iloraz $Q_{sb}/Q_{sb \max}$ jest w przybliżeniu równy ilorazowi $Q_{ss}/Q_{ss \max}$. Ponieważ wartości Q_{sb} , Q_{ss} oraz $Q_{ss \max}$ są znane, można było obliczyć hipotetyczną wartość $Q_{sb \max}$. Przybliżony i hipotetyczny wynik uzyskany tą metodą ukazują figury 10 i 11.

Z powyższego wynika, że pełny rozwój wszystkich form transportu rzecznoego zaczyna się w korycie Złotnej przy przepływie bliskim pełnokorytowemu. Przepływ pełnokorytowy jest więc – obok przepływu progowego inicjującego ruch żwirowego dna rzeki Q_{ih2} – jednym z najważniejszych przepływów charakterystycznych.

Ogólnie biorąc, warunki hydrauliczne przepływów powodziowych określają cechy teksturalne osadów korytowych oraz parametry geometryczne i hydrauliczne koryta rzeki (tabela 9). Zagadnienie to będzie jeszcze poruszone niżej. Tutaj należy wspomnieć jednak o zmniejszaniu się średnic żwirów w kierunku w dół stożka Miszkowic. Okazuje się, że zmniejszanie się w tym kierunku średnic żwirów daje się skorelować nie tyle ze średnią prędkością przepływu lub ze spadkiem hydraulicznym, ile z powierzchnią przekroju przepływowego, lokalnym przepływem pełnokorytowym lub z całkowitą mocą strumienia (tabela 6 i 7). Z punktu widzenia mechaniki transportu osadu nie wymaga to komentarzy. Dla praktyki geologicznej ważne jest jednak wykazanie, że chociaż w jakimś odcinku rzeki o względnie małym spadku zostanie zdeponowany gruby materiał denny, to w niżej położonym odcinku koryta o większym spadku wielkość ziarna osadu dennego wcale nie musi wzrosnąć proporcjonalnie do spadku lub naprężeń ścinających, chyba że gruboziarnisty materiał może być erodowany w ścianach koryta (tabela 9, punkty 1 i 13).

PRZEPIYW OSADU W CZASIE WYSOKIEJ I NISKIEJ WODY

Obserwacje i pomiary terenowe prowadzone w czasie i po powodzi w sierpniu 1977 r. na stożku Miszkowic umożliwiły ustalenie przepływu osadu w czasie 3,5 doby trwania powodzi (od południa 31 lipca do północy 3 sierpnia). W czasie wspomnianej powodzi odpływ z dorzecza Złotnej wy-

nosił 3800000 m^3 , co stanowi ok. 26% średniego rocznego odpływu. Odpływ powodziowy był więc 27,32 razy większy od odpływu przeciętnego. Średni przepływ w czasie całej powodzi wynosił ok. $12,57 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, co odpowiada w przybliżeniu przepływowi pełnokorytowemu (Teisseyre 1980).

Koncentracja zawiesiny w wodach Złotnej wzrastała od ok. 0,01 kg m⁻³ rano 31 lipca do ok. 25 kg m⁻³ wczesnym rankiem 1 sierpnia, po czym opadła do ok. 0,7 kg m⁻³ w nocy z dnia 3 na 4 sierpnia 1977 r. Łączny odpływ zawiesiny z dorzecza Złotnej wyniósł w czasie powodzi sierpniowej ok. 22 323 T. Średnia koncentracja zawiesiny w czasie całej powodzi wynosiła 5,84 kg m⁻³. Średnie natężenie przepływu zawiesiny osiągnęło w czasie powodzi wartość ok. 0,03 886 m³ s⁻¹ lub ok. 0,07 382 T s⁻¹. Maksymalny przepływ zawiesiny wyniósł ok. 0,1858 m³ s⁻¹ lub ok. 0,353 T s⁻¹. Stosunek Q/Q_{ss} wyniósł przeciętnie 323 (tabela 2), a w czasie szczytu fali powodziowej $Q_{max}/Q_{ss,max}$ osiągał wartość 215.

Przepływ w korycie rzeki obciążenia dennego i saltacyjnego dla górnej części koryta Złotnej w obrębie stożka Miskowic (powyżej punktu 4) obliczono pośrednio, na podstawie pomiaru po powodzi objętości żwirów zdeponowanych w korycie rzeki i złożonych na powierzchni stożka. W tym celu w okresie od sierpnia 1977 do lipca 1979 r. wykonano 72 niwelacyjne przekroje poprzeczne przez strefę aktywnego koryta i 13 przekrojów przez stożek napływowy. Przekroje niwelowano względem reperów założonych jeszcze przed powodzią.

W ten sposób ustalono, że objętość żwiru zdeponowanego na stożku Miskowic i w korycie Złotnej w czasie powodzi sierpniowej wynosiła ok. 4500 m³ (Teisseyre 1980). Średnie natężenie przepływu obciążenia dennego wynosiło zatem ok. 0,01 488 m³ s⁻¹ lub ok. 0,02 976 T s⁻¹. Stosunek Q/Q_{ob} wyniósł 845 (tabela 2). Ponieważ powodziowe obciążenie saltacyjne i denne Złotnej pochodziło głównie z erozji liniowej w korycie rzeki i jej dopływów, można było obliczyć, że wydatek erozji liniowej wyniósł ok. 45,9 m³ żwiru na 1 km koryta w ciągu doby.

Całkowity przepływ osadu w czasie powodzi sierpniowej osiągnął wartość ok. 31 323 T. W tym na obciążenie zawieszono przypadało ok. 22 323 T, czyli ok. 71,3% całkowitego obciążenia osadem. A zatem w czasie katastrofalnej powodzi sierpniowej (największej od lipca 1897 r.) Złotna była rzeką o obciążeniu dennym według klasyfikacji Schumma (1968a, b). Obserwacje i pomiary przeprowadzone w dziesięcioleciu 1971–1980 r. wskazują natomiast na mieszany charakter obciążenia rzeki w czasie średnich i małych powodzi. Obciążenie denne rzeki stanowi wówczas 3–11% jej całkowitego obciążenia osadem. Natomiast w czasie wezbrań Złotna jest rzeką o obciążeniu zawieszonym, o czym będzie jeszcze mowa niżej.

Interesująco przedstawia się zestawienie obciążenia Złotnej w mokrym roku hydrologicznym 1976/1977. W roku tym żwirowe dno rzeki było w ruchu przez 9 dni (2,47% roku). Przez 3 dni (0,82% czasu) Złotna była rzeką o obciążeniu dennym, a przez 6 dni – rzeką o obciążeniu mieszanym (1,64% roku). Przepływ zawiesiny odbywał się tylko przez pół roku, zaś przez pozostałe pół roku Złotna była praktycznie rzeką o obciążeniu rozpuszczonym. Dla porównania można podać, że w suchym roku hydrologicznym 1974/1975 transport żwiru odbywał się tylko przez 3 dni (rzeka o obciążeniu mieszanym), przez 5 miesięcy rzeka miała obciążenie

nie zawieszono, a w ciągu 7 miesięcy niosła głównie obciążenie rozpuszczone.

W latach 1971–1980 (z wyjątkiem mokrych lat 1971 i 1977) średni roczny przepływ obciążenia saltacyjnego i dennego w korycie dolnej Złotnej nie przekraczał kilkudziesięciu m³ na rok (< 100 T rok⁻¹). Jest to mniej niż 1% całkowitego obciążenia osadem w przeciętnym roku hydrologicznym (problem poruszony także niżej). A zatem, w przeciętnym roku hydrologicznym jest dolna Złotna rzeką o obciążeniu zawieszonym, co jest bardzo charakterystyczne dla sudeckich rzek żwirowych (Teisseyre 1984). Na podstawie badań osadów czwartorzędowych stożka Miskowic można przypuszczać, że żwiry z pniami drzew podścielające pokrywę mad są osadem rzeki o obciążeniu mieszanym lub dennym. Ponieważ zmiana charakteru sedymentacji w interesującym nas obszarze z facji żwirowej na madową dokonała się najprawdopodobniej po zasiedleniu tych terenów i zainicjowaniu na większą skalę uprawy stoków (nie przed drugą połową XIII w.) można przypuszczać, że zmiana obciążenia Złotnej z mieszane go na zawieszono dokonała się w tym właśnie okresie.

Dla sedymentologa i geomorfologa fluwialnego bardzo istotne jest ustalenie proporcji obciążenia saltacyjnego do obciążenia dennego, ponieważ znajomość tej proporcji może rzucić zupełnie nowe światło na genezę form i osadów rzek żwirowych. Na podstawie obserwacji terenowych zebranych w czasie powodzi i podczas profilowania stożka Miskowic po powodzi (profile niwelacyjne z wkopami) można w przybliżeniu ocenić stosunek obciążenia saltacyjnego do dennego jak 2,03–3,55. Obliczenie to, jakkolwiek przybliżone, nie jest zaskakujące i znajduje uzasadnienie w mechanice transportu osadu. Nawet bowiem w czasie katastrofalnej powodzi w sierpniu 1977 r. Złotna prowadziła znacznie więcej zawiesiny niż żwiru (podobnie jak inne obserwowane przez autora rzeki sudeckie). Można więc z uzasadnieniem przypuszczać, że obciążenie saltacyjne, stanowiące w pewnym sensie formę przejściową między obciążeniem dennym a zawieszonym, powinno być większe niż obciążenie denne rzeki.

W celu porównania skuteczności morfogenetycznej przepływów o skrajnym natężeniu (przepływy ekstremalne) wykonano badania przepływu osadu w czasie wyjątkowo długotrwałej niżówki jesiennej w ciepłym i pogodnym listopadzie 1978 r. W okresie od 1 do 20 listopada suma opadów wynosiła parę mm. Pod koniec tego okresu stwierdzono występowanie w korycie rzeki brunatnego mułu niżówkowego, którego objętość wynosiła na stożku Miskowic ok. 30–40 m³. Ponieważ przy przepływie niżówkowym i braku opadów osad ten pochodził wyłącznie z obwodu zwilżonego koryta rzeki, przeto średnie natężenie niżówkowej erozji liniowej wynosiło 0,0535–0,0715 m³ mułu na 1 km koryta w ciągu doby. Natężenie erozji liniowej w korycie rzeki było w czasie powodzi sierpniowej 642–858 razy większe niż w czasie niżówki. Ponadto erozja powodziowa dostarczała głównie żwiru, który praktycznie w całości został zdeponowany na stożku Miskowic, podczas gdy muł został zerodowany już podczas pierwszego wezbrania pod koniec III dekady listopada i usunięty ze zlewni.

NATĘŻENIE DENUDACJI ZLEWNI ZŁOTNEJ

Ustalenie objętości osadu, który odpłynął z dorzecza Złotnej w czasie powodzi sierpniowej umożliwia obliczenie wskaźnika denudacji w czasie jednego epizodu powodziowego (okres powtarzalności ok. 75 lat). Jeżeli uwzględnimy całą powierzchnię dorzecza, to denudacja wynosiła

0,58 mm/3,5 doby. Gdy natomiast uwzględnimy w obliczeniach jedynie 8,4 km² użytków rolnych, to denudacja wyniesie 1,93 mm/3,5 doby.

W celu porównania wyliczonych wskaźników denudacji z denudacją w przeciętnym roku hydrologicznym dokonano

pomiarów przepływu osadu w przeciętnym roku hydrologicznym 1977/1978. Ponieważ przepływ żwiru był w tym roku pomijalnie mały, obliczenia ograniczono do transportu zawiesiny. W omawianym roku przepływ zawiesiny odbywał się przez 6 miesięcy, zaś całkowity odpływ zawiesiny ze zlewni wyniósł ok. 28 000 T, czyli ok. 15 000 m³ gleby o ciężarze objętościowym γ_0 ok. 1,86 T m⁻³ (dodatek III). Jeżeli wielkość tę odniesiemy do powierzchni całej zlewni, okaże się, że wskaźnik denudacji w roku hydrologicznym 1977/1978 wynosił 0,536 mm rok⁻¹. Jeżeli weźmiemy pod uwagę jedynie powierzchnię użytków rolnych, to wskaźnik ten wyniesie 1,786 mm rok⁻¹. Średnia roczna dostawa zawiesiny w roku hydrologicznym 1977/1978 wynosiła ok. 1000 T km⁻² rok⁻¹, przy uwzględnieniu całej zlewni lub ok. 3300 T km⁻² rok⁻¹ przy uwzględnieniu tylko użytków rolnych. Okres jednego roku hydrologicznego jest oczywiście za krótki, aby wyliczyć zbliżone do rzeczywistych wskaźniki denudacji zlewni. Niemniej wobec braku w Sudetach systematycznych pomiarów przepływu osadu w rzekach nawet wyrwkowe obserwacje mogą rzucić pewne światło na to zagadnienie oraz na tempo degradacji gleb w zlewniach górskich.

Osobnym zagadnieniem jest odległość, na jaką transportowane jest obciążenie zawieszinowe Złotnej i górnego Bobru.

Dane na ten temat są jeszcze bardziej fragmentaryczne. Niemniej niewątpliwie jest, że większość zawiesiny dostarczanej do Bobru przez jego górskie dopływy typu Złotnej nie dociera nawet do Kotliny Jeleniogórskiej, a znikome tylko ilości przepływają przez system zbiorników retencyjnych między Jelenią Górą a Pilchowicami (Orth 1934; Chomiak *et al.*, 1969; Teisseyre 1984).

Koncentracja zawiesiny w dolnej Złotnej wzrasta w czasie wezbrań i powodzi znacznie szybciej niż w środkowej i górnej części zlewni podścielonej przez skały metamorficzne (dodatek I). Jest więc oczywiste, że tempo denudacji dolnej części zlewni, podścielonej przez średnio odporne na wietrzenie i erozję utwory dolnego karbonu, jest znacznie większe niż górnej części zlewni. W dłuższych okresach musi to prowadzić do wypreparowania łańcuchów gór fałdowych zbudowanych ze skał metamorficznych spod pokrywy osadowej. Autor przypuszcza, że w zlewni Złotnej tendencja taka utrzymywała się w czasie całego kenozoiku powodując systematyczny wzrost w zlewni wysokości względnych między pasmami gór zbudowanych z metamorfiku a znacznie niższymi wzgórzami podścielonymi przez utwory dolnego karbonu.

Wrocław, marzec 1985 r.

PLATES AND EXPLANATIONS

PLATE I – PLANSZA I

1. Flood flow in the meandering reach of the lower River Złotna, Miskowice Fan (sites 10–11, for location see Teisseyre 1980, Fig. 5). View is downchannel. The incoming flow was supercritical (Fr ca. 1.15). Note strongly disturbed flow in the bend (channel route is parallel to the fence). Falling stage, August 2, 1977

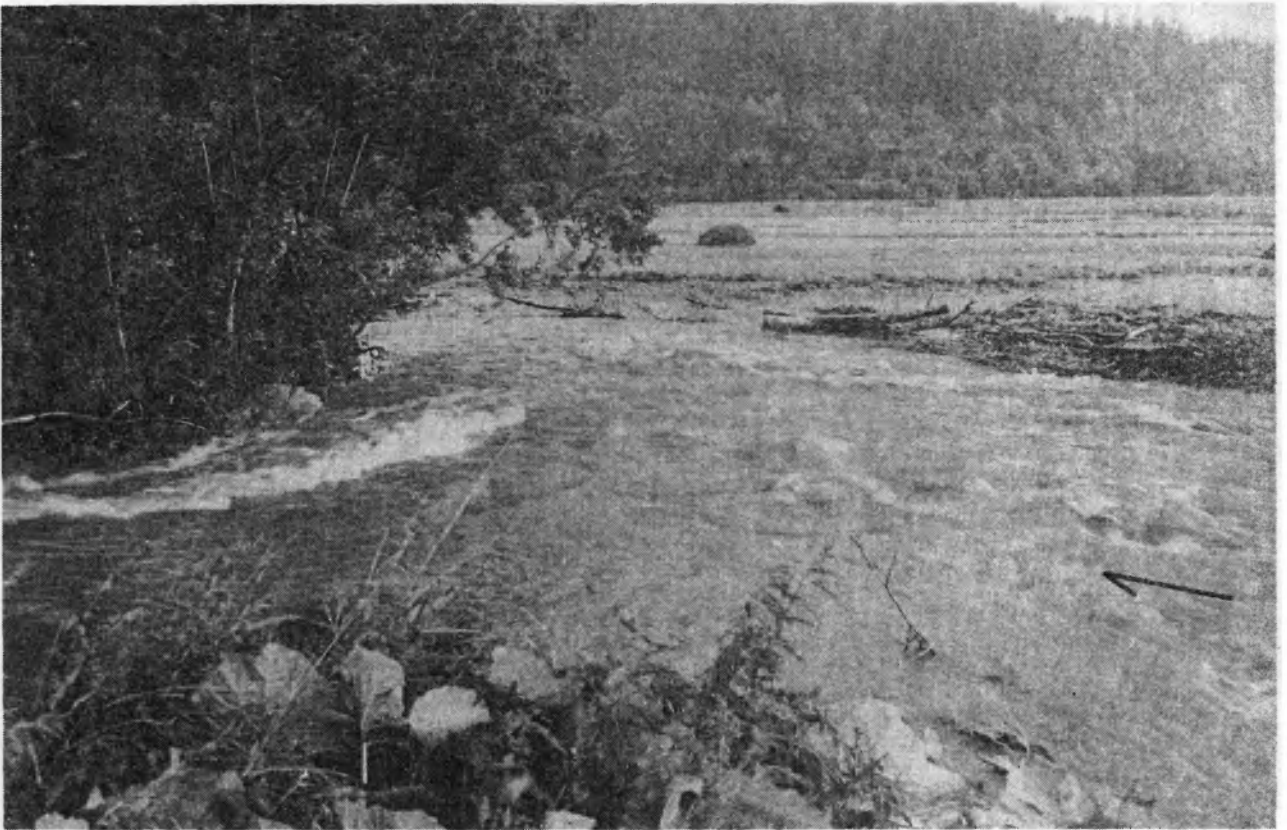
Przepływ powodziowy w meandrującym odcinku dolnej Złotnej, stożek Miskowic (punkty 10–11, lokalizacja na figurze 5, Teisseyre 1980). Widok w dół koryta. Prąd wchodzący do odcinka był rwący (Fr ok. 1,15). W zakręcie przepływ był silnie zakłócony (przebieg koryta wyznacza plot). Stan opadający, 2 sierpnia 1977 r.

2. Flood flow in the straight reach of the lower River Złotna between sites 10 and 11. View is downchannel. The flow was nearly critical (Fr ca. 0.93). Note accumulation of plant fragments on the right bank. August 2, 1977

Przepływ powodziowy w prostym odcinku koryta dolnej Złotnej między punktami 10 i 11. Widok w dół koryta. Przepływ był prawie rwący (Fr ok. 0,93). Na prawym brzegu widoczne nagromadzenie fragmentów roślinnych. 2 sierpnia 1977 r.



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood

Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

PLATE II – PLANSZA II

1. Strongly disturbed flow (Fr ca. 0.9) at sites 30–31. View is upchannel. Here small pebbles were transported in suspension. August 22/23 freshet, falling stage

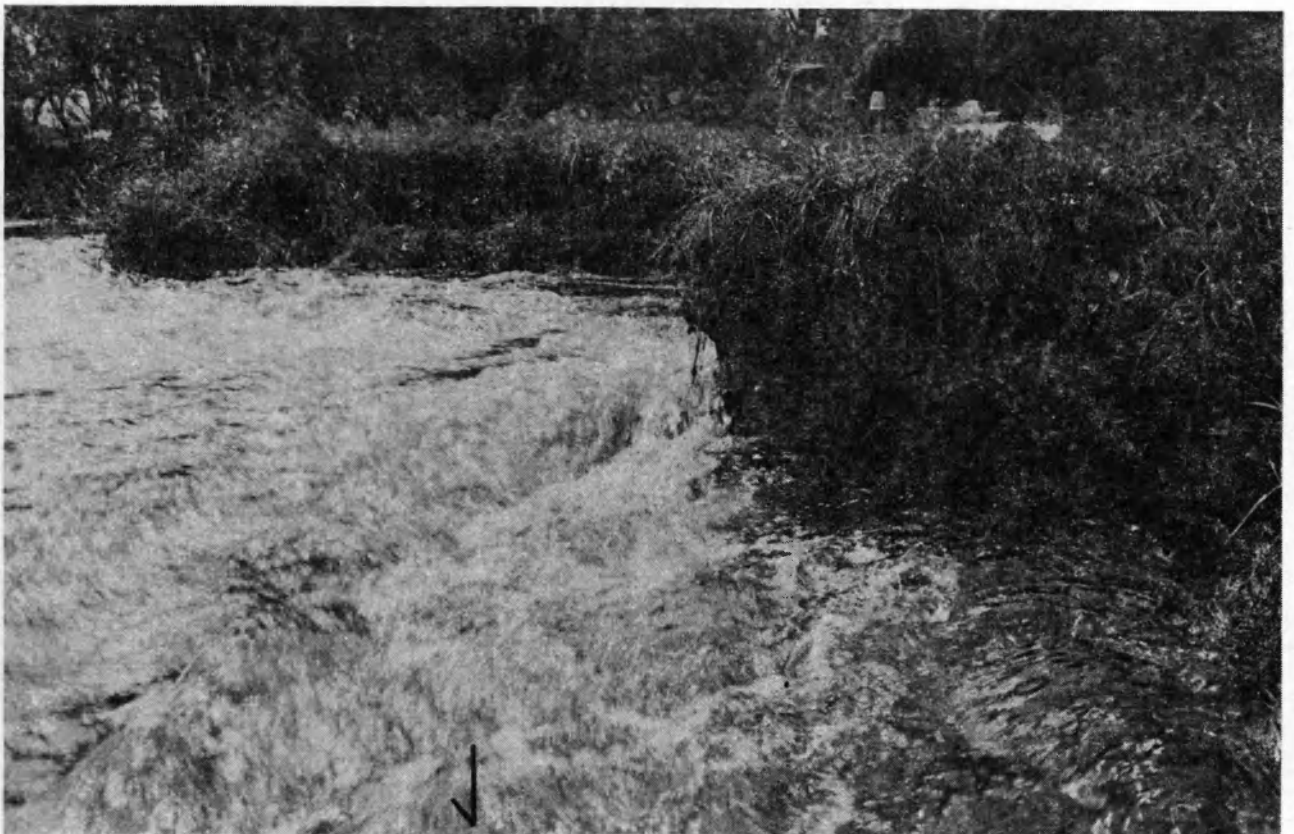
Silnie zakłócony przepływ (Fr ok. 0,9), koryto Złotnej w punktach 30–31. Widok w górę koryta. W tym miejscu żwiry frakcji 4–32 mm były transportowane w zawieszynie. Wezbranie w dniach 22/23 sierpnia, 1977 r., stan opadający

2. Strongly disturbed flow in a bend (site 33). View is upchannel. Stage nearly 3/4 full, gravel streambed was living. Mean bed shear stress in the pool was $\tau_0 = 15.6 \text{ kG m}^{-2}$. During and after the freshet it was found that large cobbles were eroded in the pool streambed (128–256 mm). At the same time, on the riffle situated immediately downstream from the pool, mean bed shear stress was $\tau_0 = 7.8 \text{ kG m}^{-2}$ and the majority of large cobbles eroded in the pool were deposited on the riffle. Falling stage of the August 22/23 freshet

Silnie zakłócony przepływ w zakręcie rzeki (punkt 33). Widok w górę koryta, stan prawie 3/4 pełnokorytowy, żwirowe dno strumienia było ruchome. W przegłębieniu średnie naprężenie ścinające na dnie wynosiło $\tau_0 = 15,6 \text{ kG m}^{-2}$. W czasie i po wezbraniu stwierdzono, że w dnie przegłębienia były erodowane żwiry frakcji 128–256 mm. W tym samym czasie, na bystrzyku położonym bezpośrednio niżej, średnie naprężenie ścinające na dnie wynosiło $7,8 \text{ kG m}^{-2}$. Większość wspomnianych żwirów została tu zdeponowana. Stan opadający wezbrania w dniu 22/23 sierpnia 1977 r.



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood

Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

PLATE III – PLANSZA III

1. In winter, the floating load of the lower River Złotna is composed almost exclusively of river snow and ice (particularly frazil). Refreezing of the river after a short-lived thaw. February 1977

W zimie obciążenie flotacyjne dolnej Złotnej stanowi prawie wyłącznie śnieg i lód rzeczny (szczególnie lód prądowy). Ponowne zamarzanie rzeki po krótkiej odwilży. Luty 1977 r.

2. Frazil together with other kinds of moving river ice and snow accumulates in the channel to form ice jam. The jam seen just above the bend axis is 0.2–0.5 m high and affects strongly the flow upstream and downstream from it. The discharge almost doubled the mean discharge, but the concentration of the suspended sediment was very low. Here and there initiation of movement of the gravelly streambed was noted. February 1977

Lód prądowy oraz inne formy ruchomego lodu i śniegu rzecznoego powodują powstawanie w korycie zatorów lodowych. Zator śryżowy widoczny nieco powyżej osi zakrętu ma 0,2–0,5 m wysokości i powoduje duże zakłócenia przepływu poniżej i powyżej przeszkody. Przepływ był prawie dwa razy większy od średniego, lecz koncentracja zawiesiny była znikoma. Tu i ówdzie notowano inicjację ruchu żwirowego dna rzeki. Luty 1977 r.



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood

Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

PLATE IV – PLANSZA IV

1,2. Deposition of floating load during the August 1977 flood. The floating load was accumulating chiefly on natural levees affecting both the conditions of flow and the mode of deposition of the suspended load. 10-cm scale on the levelling rod. 1 – site 10, view upchannel; 2 – site 19, view downstream. August 2, 1977, falling stage

Depozycja obciążenia flotacyjnego podczas powodzi sierpniowej. Obciążenie flotacyjne gromadziło się głównie na naturalnych wałach brzegowych wpływając na warunki przepływu i przebieg depozycji obciążenia zawieszinowego w tej strefie. 1 – punkt 10, widok w górę rzeki; 2 – punkt 19, widok w dół koryta. 2 sierpnia 1977 r., stan opadający



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

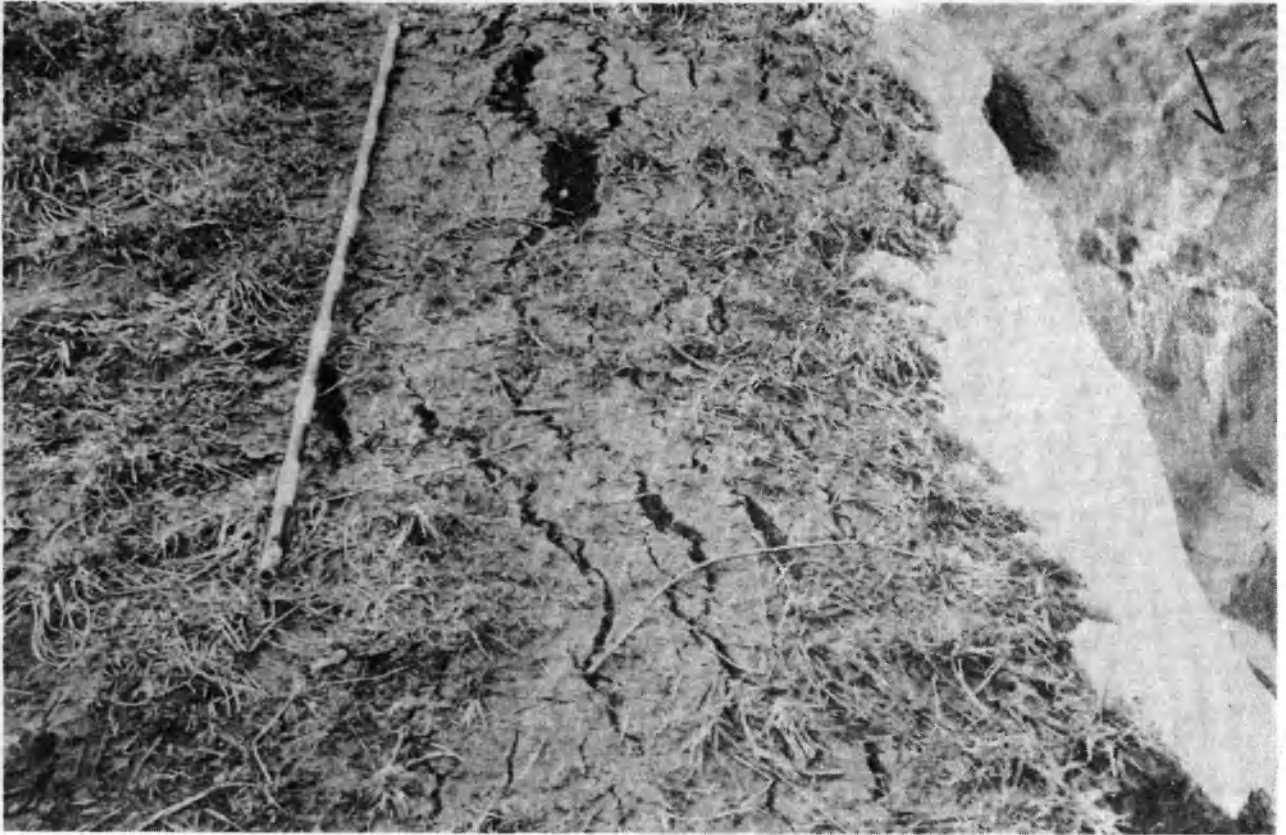
PLATE V – PLANSZA V

1. The suspended load is commonly supplied to the river from eroded riverbanks composed of cohesive alluvia. The failure of the bank happened abruptly during the March 1978 freshet yielding to the channel up to 1.5 m³ cohesive material per 1 metre of the riverbank on the average. White patch is snow. Right bank of a bend, site 32, March 1978

Obciążenie zawieszinowe jest często dostarczane do rzeki z erodowanych brzegów zbudowanych z osadów kohezyjnych. Nagły obryw brzegu pokazanego na fotografii nastąpił w czasie wezbrania roztopowego w marcu 1978 r., dostarczając do rzeki ok. 1,5 m³ drobnego materiału na metr bieżący brzegu. Biała plama to śnieg. Prawy brzeg zakrętu, punkt 32, marzec 1978 r.

2. Armoured mud balls – evidence of strong lateral erosion of cohesive overbank deposits during the August 1977 flood. 10-cm scale on the ruler. Site 12. September 1977

Toczenie uzbrojone – oczywisty dowód silnej erozji bocznej kohezyjnych osadów pozakorytowych w czasie powodzi sierpniowej. Skala co 10 cm. Punkt 12. Wrzesień 1977 r.



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

PLATE VI – PLANSZA VI

1. Typical bed load deposits (unfilled underloose gravels) in the lower River Złotna channel. View is upchannel. The niche seen in the foreground is a hole after a group of willows uprooted from the bank during the August 1977 flood (immersed weight ca. 2 T). Site 17, April 1978

Typowe osady obciążenia dennego w korycie dolnej Złotnej po powodzi sierpniowej (niewypełnione osady ciasno upakowane). Widok w górę koryta. Nisza widoczna na pierwszym planie jest dziurą w brzegu po wyrwanej z korzeniami grupie wierzb (ciężar w zanurzeniu ok. 2 T). Punkt 17. Stan z kwietnia 1978 r.

2. Typical bed load deposits laid down during the August 1977 flood (filled underloose boundary). Note large variability in grain size, tight packing of the gravel and rounded fragments of wood. Lateral bar, site 5. September 1977

Typowy osad obciążenia dennego zdeponowany w korycie Złotnej przez powódź sierpniową. Widać duże różnice uziarnienia osadu, ciasne upakowanie żwiru oraz fragmenty częściowo obtoczonego drewna. Jest to przykład wypełnionego osadu ciasno upakowanego. Łacha boczna, punkt 5. Wrzesień 1977 r.



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood
 Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

PLATE VII – PLANSZA VII

1. Cobble gravel deposited by the May 1977 flood on lateral bar. Note lack of filling and imbricate arrangement of flat clasts (unfilled underloose boundary). Site 9. June 1977

Żwir (64–256 mm) zdeponowany na łasze bocznej przez powódź w maju 1977 r. Widoczna jest struktura dachówkowa i brak wypełnienia (niewypełnione osady ciasno upakowane). Punkt 9. Czerwiec 1977 r.

2. Cobble gravel deposited in the overflow channel by the May 1977 flood. Note imbricate arrangement of flat clasts (current was towards the observer) and the lack of filling – a typical unfilled underloose gravel. Site 13. June 1977

Żwir (64–256 mm) osadzony w korycie przelewowym przez powódź majową. Widoczne jest dachówkowe ułożenie klastów płaskich (prąd był ku obserwatorowi) i brak wypełnienia – typowy niewypełniony ciasno upakowany żwir. Punkt 13. Czerwiec 1977 r.



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood

Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

PLATE VIII – PLANSZA VIII

1. Cobble gravel deposited by the May 1977 flood. Emerged portion of the streambed (photograph taken during low flow in July 1977). Flat clasts are strongly imbricated (current from upper left to lower right). The sub-pavement layer is partly filled with fine gravel – the content of filling is here larger than in the bar gravels shown in Plate VII. Site 5

Żwir (64–256 mm) osadzony przez powódź majową. Wynurzona część dna koryta (zdjęcie wykonane w czasie niżówki w lipcu 1977 r.). Płaskie klasty są silnie zimbrykowane (prąd z prawego górnego do lewego dolnego rogu). Warstwa żwiru poniżej bruku jest częściowo wypełniona drobnym żwirem – udział wypełnienia jest tu większy niż w żwirach łach pokazanych na planszy VII. Punkt 5

2. Pebble-cobble gravel deposited by the May 1977 flood on point bar. Current from upper right to lower left. Site 33. June 1977

Żwir 4–256 mm zdeponowany przez powódź majową na łasze meandrowej. Prąd z prawego górnego do lewego dolnego rogu. Punkt 33. Czerwiec 1977 r.



1



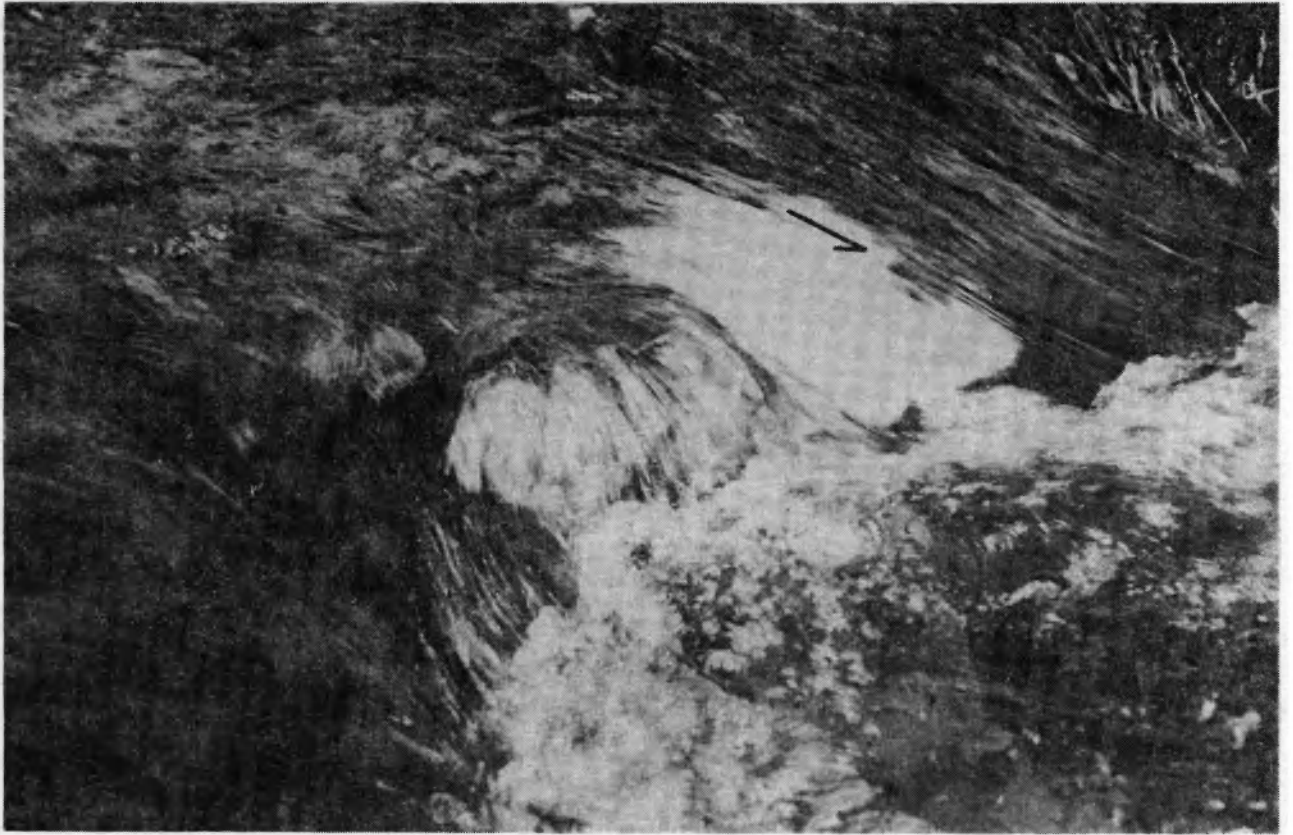
2

Andrzej Karol TEISSEYRE – Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

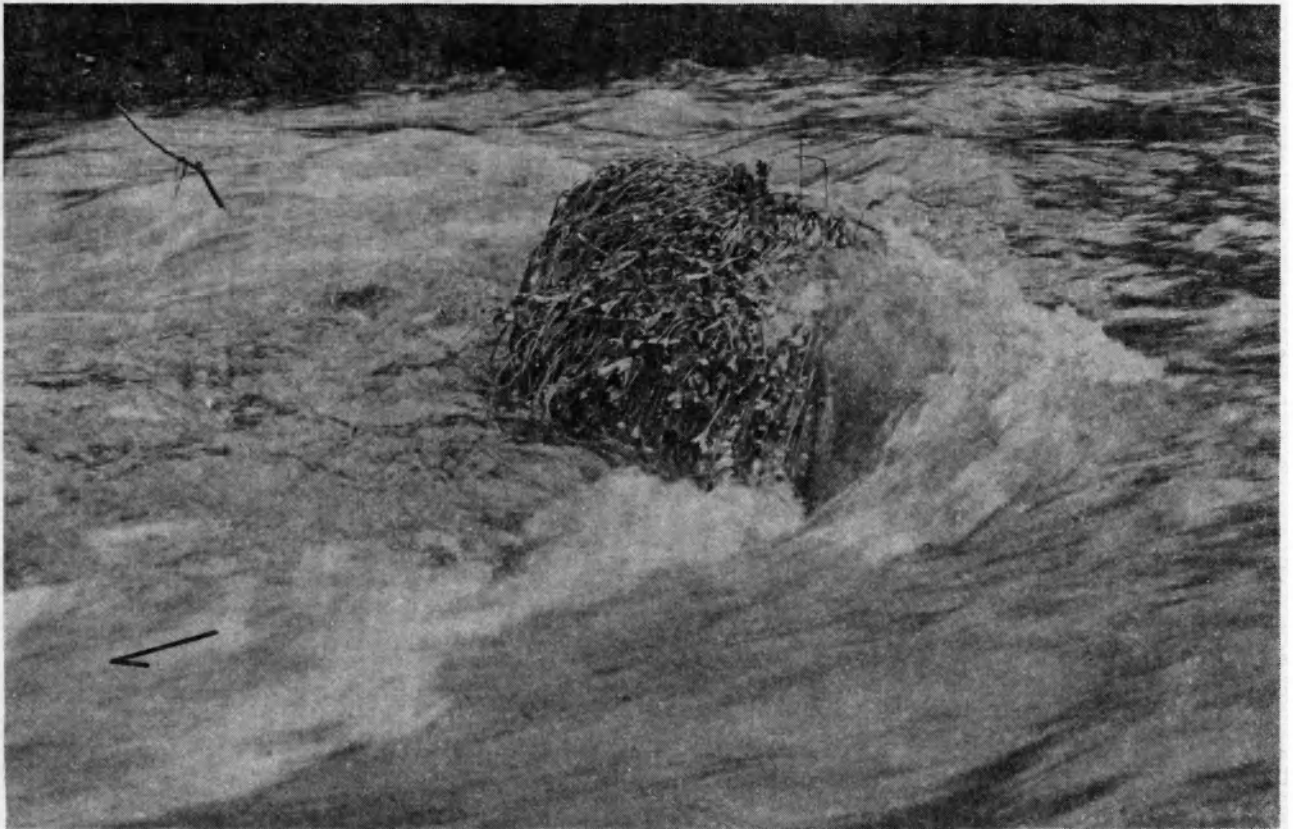
PLATE IX – PLANSZA IX

1,2. Fast flow is easily transporting a block of sod (alluvial loam). Water depth was slightly less than the block size (photo 1) and less-than-half the block size (photo 2). In photo 1, the block is rolling in a supercritical flow, while in photo 2 it rests on a gravelly streambed (riffle). Bulk density of alluvial loam was 1750 kG m^{-3} . The "St. John's freshet", June 1977

Szybki przepływ transportuje łatwo blok gliny aluwialnej. Głębokość przepływu była nieco mniejsza niż średnica bloku (zdjęcie 1) i mniejsza niż połowa średnicy bloku (zdjęcie 2). Na zdjęciu 1 blok jest transportowany przez toczenie przez prąd rwący, natomiast na zdjęciu 2 – spoczywa nieruchomo na żwirowym dnie (bystrzyk). Ciężar objętościowy gliny aluwialnej wynosił 1750 kG m^{-3} . Świętojanka, czerwiec 1977 r.



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood

Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

PLATE 8 – PLANSZA 8

1. Supercritical flow may initiate movement of gravels the size of which is comparable to the depth of flow provided that their degree of protrusion is large enough. Site 9. June 1977

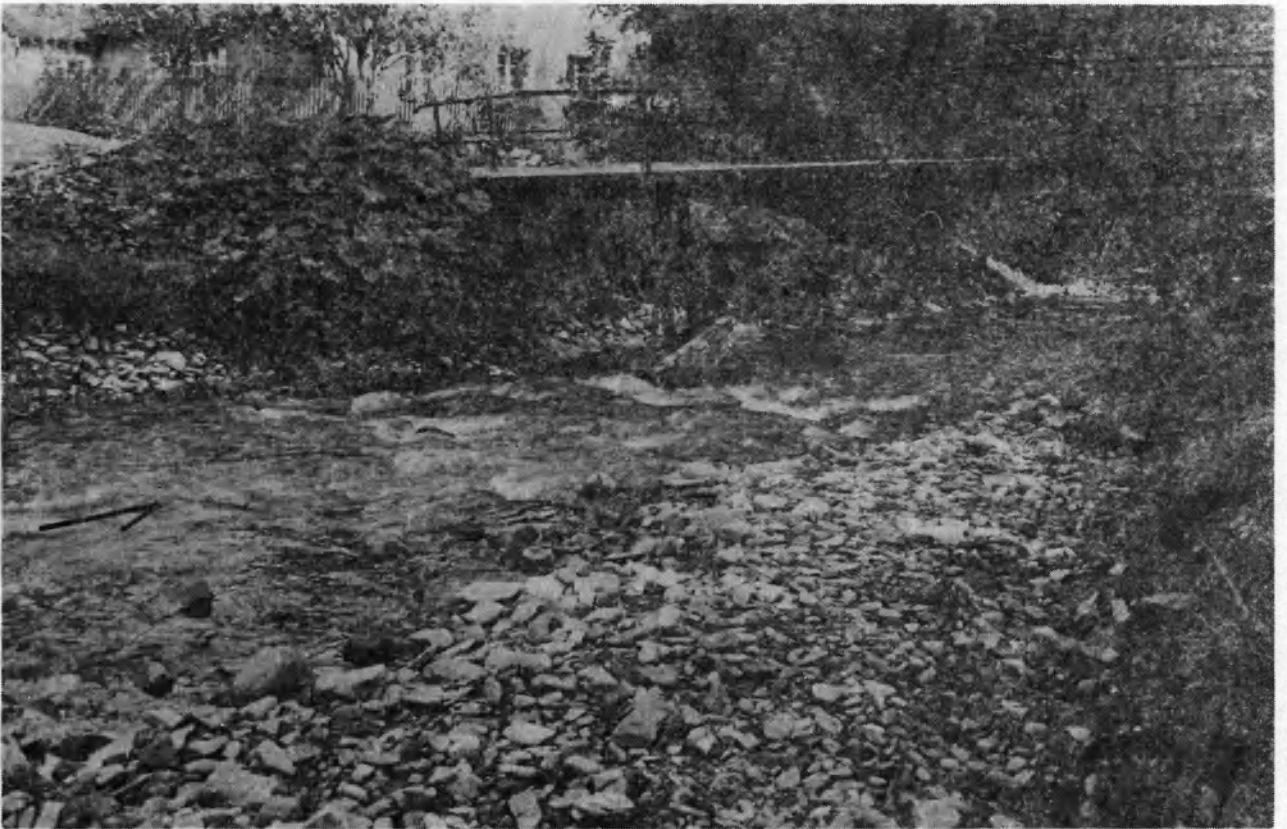
Prąd rwący może zainicjować ruch żwirów o średnicy porównywalnej z głębokością wody pod warunkiem, że ich wyeksponowanie na prąd będzie dostatecznie duże. Punkt 9. Czerwiec 1977 r.

2. Bridge in Miskowice village used to measure the flood discharge. The depth of scour around the bridge pier was 0.5–0.7 m. Note erosional left bank and lateral bar composed of boulders and cobbles at the right bank (unfilled underloose boundary). View is downstream. August 25, 1977

Most w Miskowicach, z którego mierzono przepływ powodziowy. Głębokość rozmycia wokół filaru mostowego wynosiła 0,5–0,7 m. Widoczny jest erozyjny brzeg lewy oraz łacha boczna przy brzegu prawym zbudowana z grubego żwiru (niewypełniony ciasno upakowany żwir). Widok w dół rzeki. 25 sierpnia 1977 r.



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

PLATE XI – PLANSZA XI

1. Partly destroyed weir in Miskowice. The natural channel seen to the left of the artificial one was originated during the August 1977 flood. Note heap of gravel at the foot of the revetment. Below the weir, this gravel was transported in saltation and suspension and then was accumulated in a lateral zone of flow separation. August 25, 1977

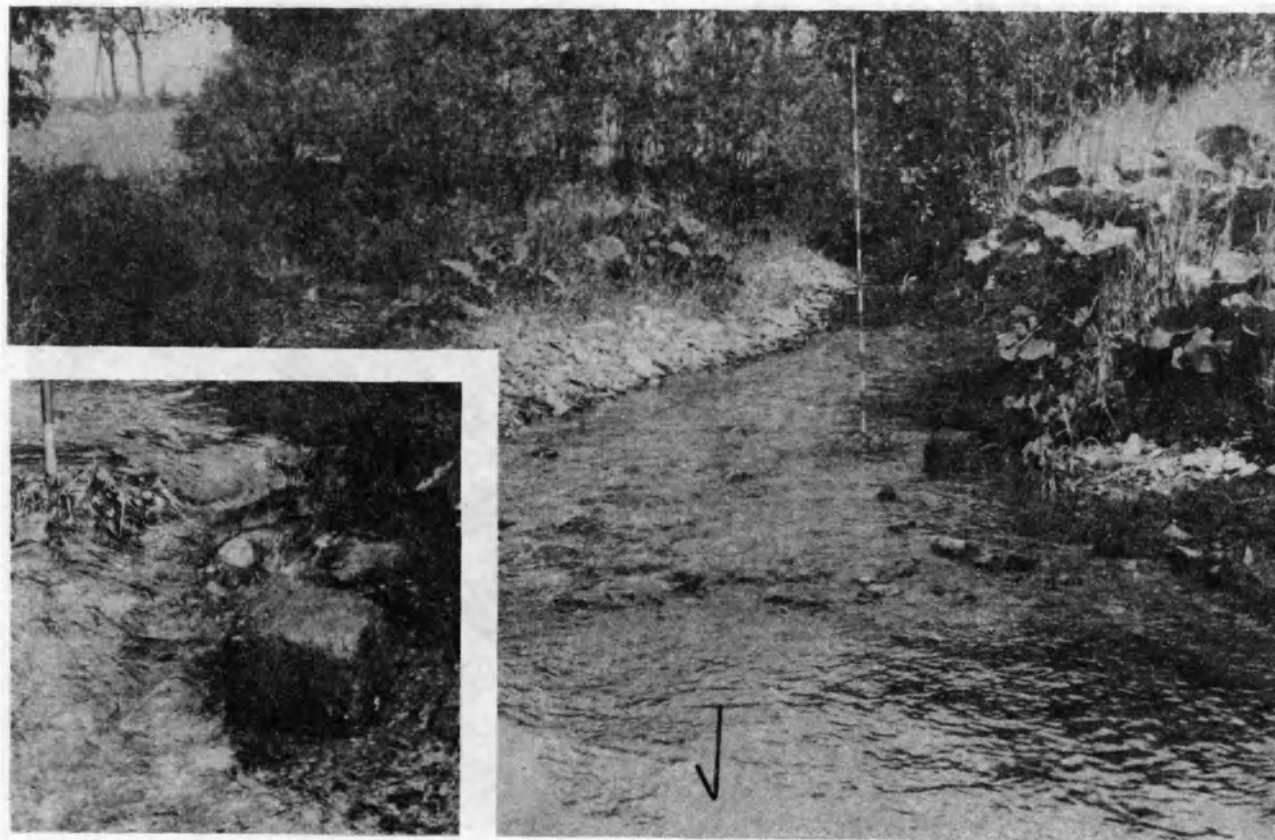
Częściowo zniszczony jaz w Miskowicach. Naturalne koryto po lewej stronie jazu powstało w czasie powodzi w sierpniu 1977 r. Usypisko żwiru u stopy muru oporowego nagromadziło się w bocznej strefie separacji prądu ze żwiru niesionego lokalnie w saltacji i w zawieszinie. Koniec sierpnia 1977 r.

2. Meander at site 25, Miskowice Fan, after the August 1977 flood. Note regular cut stone composed of granite (inset). The stone was eroded from the weir shown in photo 1 and transported along the thalweg of the sinuous Złotna channel to a distance of ca. 1450 m (see Table 5). The stone was finally deposited on a riffle at the backwater limit of the pool of the Bukówka Dam. July 1978

Meander dolnej Złotnej w punkcie 25, stożek Miskowic, stan po powodzi w sierpniu 1977 r. Widoczny jest regularny cios granitowy (mniejsze zdjęcie). Cios ten został zerodowany z częściowo zniszczonego jazu w Miskowicach, pokazanego na fotografii 1. W czasie powodzi blok ten był transportowany wzdłuż talwegu krętego koryta Złotnej na odcinku ok. 1450 m (por. tabela 5). W końcu został on zdeponowany na bystrzyku w zasięgu cofki zbiornika Bukówka. Lipiec 1978 r.



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood

Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku

PLATE XII – PLANSZA XII

1. Stable channel of the lower River Zlotna between sites 1 and 3. View is upchannel. See also Figure 7. July 1978

Stabilne koryto dolnej Złotnej między punktami 1 i 3. Widok w górę koryta. Porównaj figurę 7. Lipiec 1978 r.

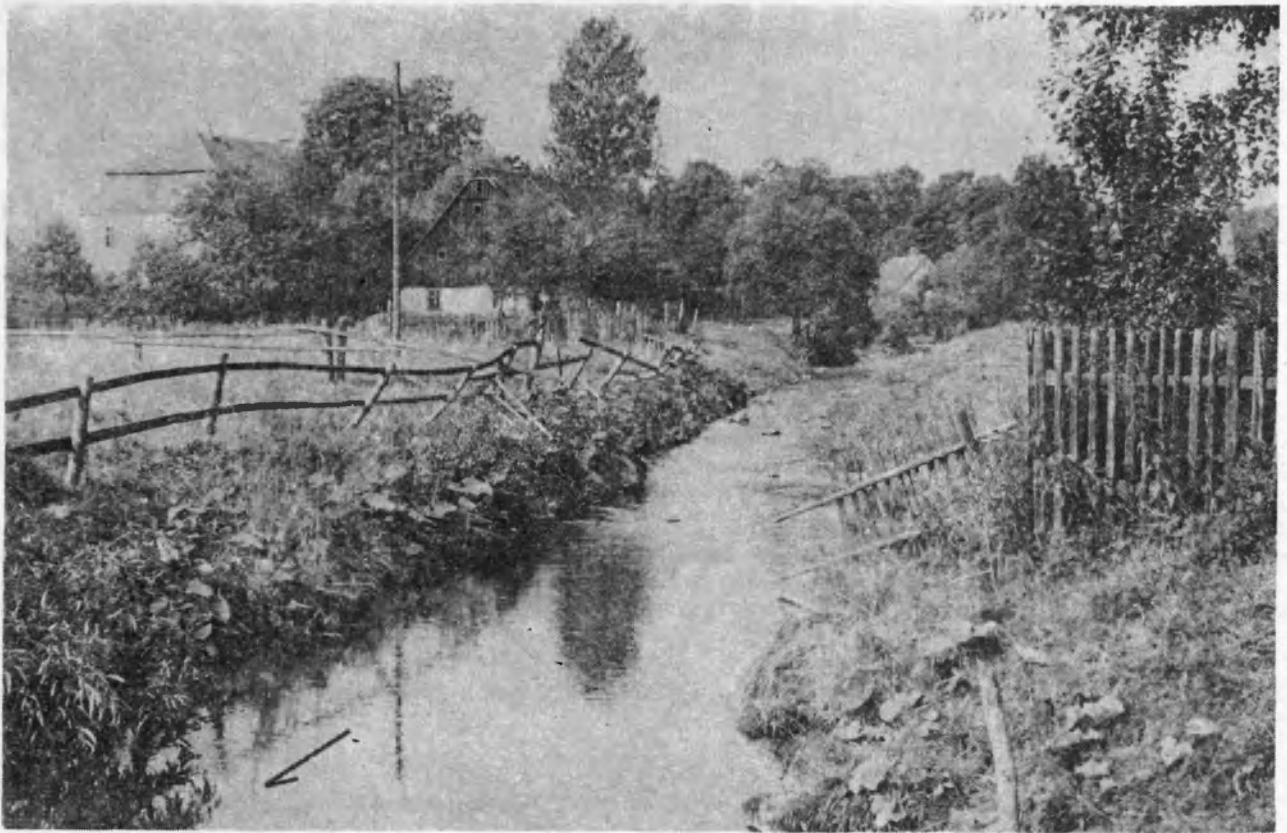
2. The biggest boulder transported by the August 1977 flood (immersed weight ca. 100 kG). View is downchannel. Site 2. July 1978

Największy blok skalny transportowany przez powódź sierpniową (ciężar w zanurzeniu ok. 100 kG). Widok w dół koryta. Punkt 2. Lipiec 1978 r.

3. Granitic cut stone eroded from the Miskowice weir and deposited by the flood on lateral bar at site 5 (distance of travel ca. 650 m, see table 5). Mean roundness is ca. 0.3–0.4 and does not change perceptibly over the next 1 km of travel. June 1978

Granitowy cios zmyty z jazu w Miskowicach i osadzony przez powódź sierpniową na lasze bocznej w punkcie 5 (długość transportu ok. 650 m, por. tabela 5). Średnie obtoczenie wynosi ok. 0,3–0,4 i praktycznie nie zmienia się w sposób widoczny na odcinku następnego kilometra transportu. Czerwiec 1978 r.

All photographs taken by the author
Wszystkie zdjęcia autora



1



2



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood

Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku