

Andrzej Karol TEISSEYRE

PEBBLE FABRIC IN BRAIDED STREAM DEPOSITS
with examples from Recent and "frozen" Carboniferous channels
(Intrasudetic Basin, Central Sudetes)

CONTENTS

Abstract	7
Introduction and geologic setting	8
Field evidence, methods, and terminology	10
Gravel fabric in the Bóbr River	11
Fabric in low-sinuosity Carboniferous channels	15
Gravel fabric in meandering reaches of the Lesk Creek and the Strzegomka River	27
Fabric in high-sinuosity Carboniferous channels	30
Discussion of results and conclusions	42
References	45
Streszczenie	47

Abstract

This paper deals with the methodology and interpretation of pebble fabric measurements in ancient and some Recent fluvial conglomerates and gravels. The field data came mostly from the Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland) where the fluvial valley-floor conglomerates of the Lower Carboniferous age were investigated in detail; some modern pebbly streams were also inspected. Pebble fabric was studied primarily in "frozen" channels and fossil bar features. Systematically measured were only dip azimuths of the AB planes of platy pebbles. Fabric measurements were as a rule closely integrated with detailed sedimentological investigations into deposits enclosing and surrounding the gravels studied. It is evident from the field data that not uncommonly are directions suggested by prominent maxima in fabric diagrams at an angle to the real (paleo)flow, or even the two directions are 90° apart. Inclined pebbles may also occur that are, in fact, not imbricated. Furthermore, in many two- or three-maximum diagrams the bisectrix of an angle between these maxima is significantly deviated from the actual (paleo)flow.

There are at least eight possible fabric patterns in the Kulm conglomerates in question. These are found to depend on (and to reflect) both the channel sinuosity and the position of a given gravel investigated with respect to the channel axis and banks. In other words the arrangement of pebbles in an alluvial channel is a bank-controlled phenomenon. This long recognized, but apparently underestimated principle was used by the author in order to recognize and reconstruct in apparently "featureless" fluvial gravels of original channel, and bar features. Furthermore, in some instances it provides reasonable criteria for distinguishing between deposits of low- and high-sinuosity reaches, too. The observations all point to the conclusion that any interpretation of pebble fabric measurements needs information about the original bar-and-channel topography, channel symmetry, and the position of a conglomerate investigated with respect to the original channel- and bar features. The aim of this study is also to demonstrate that fabric measurements not supported and not confirmed by another sedimentological observations may lead to serious paleogeographic

misinterpretations and should be eliminated from the geologic practice. On the other hand, only such integrated investigations may provide a new environmental framework for more reasonable interpretations of pebble fabric diagrams to be made. In other words fabric diagrams should not be interpreted and classified in terms of "diagram symmetry", but they certainly ought to be analysed in terms of symmetry of the orig-

inal depositional milieu including both channel-and-bar topography and flow pattern.

Finally, there is growing evidence that gravels originated under quite different environmental conditions may display identical fabric patterns. Therefore in the light of our present knowledge, diagram patterns alone do not provide reasonable (nor sufficient) criteria for any environmental interpretation of gravels they are found in.

INTRODUCTION AND GEOLOGIC SETTING

This paper is part of a detailed sedimentological study carried out on the Sudetic Lower Carboniferous, mostly within a large tectonic unit of higher order known as the Intrasudetic Basin or Trough. This is a complex synclinal feature trending approximately north west—south east the longest axis of which exceeds 80 kilometers in length. The Lower Carboniferous Group, or shortly the Kulm, comprises the lowermost sedimentary group known from the trough. The Kulm sediments are faulted against the Caledonian and Precambrian structures surrounding (and underlying) it (Zimmermann 1938; Teisseyre 1966; 1973; fig. 1). There is growing evidence that at least two of the marginal fault zones recognized certainly exerted a decisive influence on the Dinantian sedimentation in the trough¹.

The Kulm deposits discussed here crop out on the northern and western limbs of the Intrasudetic Trough dipping rather gently to the south and south-east. Being neither metamorphosed nor folded (except for two rather restricted areas in which the Kulm is evidently folded), the deposits offer a good opportunity to make a detailed study on sedimentology of pebbly alluvial streams in general and their fabric in particular. Another feature not commonly reported from relatively small intramontane basins is a gradual transition from the extremely marginal coarse rubble accompanying the old fault zones, through conglomerate and

sandstone representing old fan deposits, to much sandier, but still pebbly valley-floor alluvia. The latter in turn give way to marine facies and all the facial changes can be traced horizontally (in the north-easterly directed section all along the strike of strata) as well as in the vertical (in a direction away from the marginal faults in the ascending stratigraphic order). These facies are found to follow one another in a logical manner. The coarsest breccia and sharpstone conglomerate adjoin and parallel the ancient mountain fronts (fig. 1) and sequences comprised of fine conglomerate interstratified with sandstone and siltstone occupy the axial portion of the Kulm basin. The former association (breccia-sharpstone conglomerate-diamicton) is thought to represent an old alluvial fan deposit. In some profiles, however, there is evidence to show a progressive lateral and downfan transition from marginal tectonic fault breccia and accompanying fan-apex rubble, through midfan gravel and sand, to a fanbase association of conglomerate, sandstone, and siltstone (Teisseyre 1968; 1971; 1973; 1975). In still another profiles the fan deposits intertongue with fine pebble conglomerate, sandstone, and siltstone which show evidence of having resulted from a normal fluvial deposition. These were laid down, it is surmised, by a perennial river draining the basin and flowing into the sea in the area of Marciszów and Wałbrzych. The deposits display features indicative of each braided- and meandering stream alluvia.

To summarize, it is possible to distinguish in the Intrasudetic Lower Carboniferous at least two terrestrial assemblages. Of these one, termed here the alluvial fan association, corresponds to an apron of ancient alluvial fans, which surrounded the Kulm sedimentary basin from the north and

¹ It should be mentioned here that the Lower Carboniferous basin can by no means be identified with the Intrasudetic Trough. The tectonic unit seems to be much younger in origin and comprises in its northern limb only part of an ancient Bretonian basin the original extent of which as well as connections with other contemporaneous basins are not yet fully recognized.

west. The other is spoken of as the draining river association² and corresponds to ancient valley-floor deposits attributable to the Kulm

draining river system. Both the associations reveal clearly defined proximal-distal relationships. In the alluvial fan association these

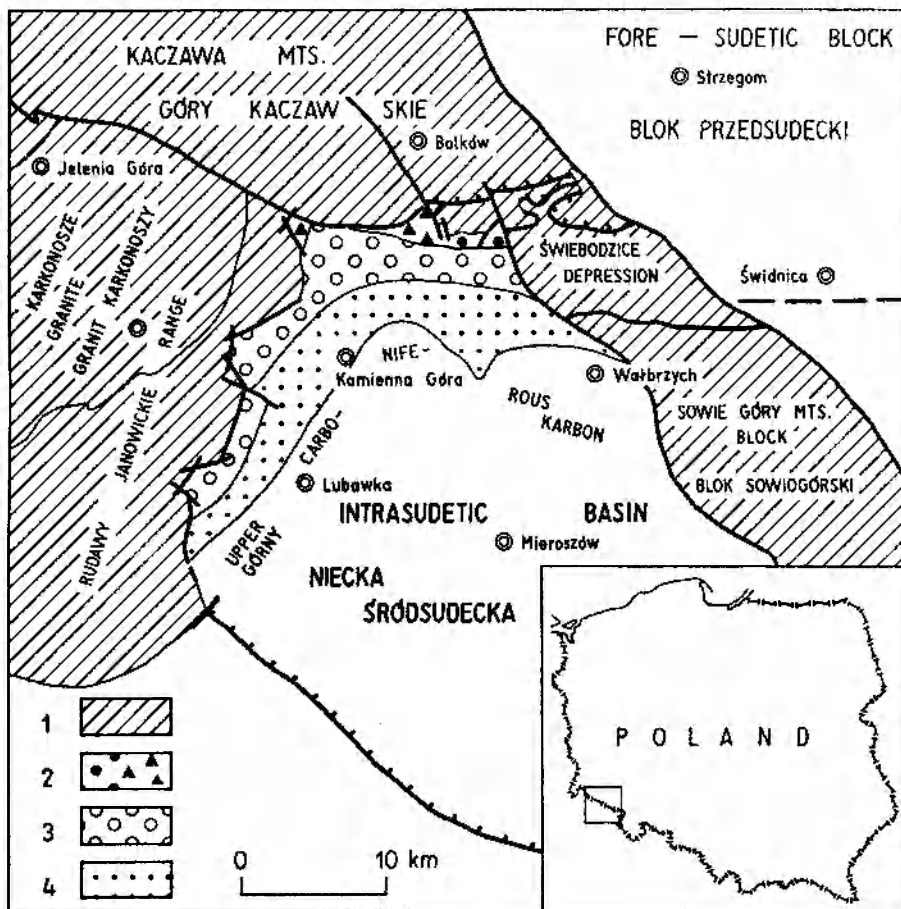


Fig. 1

Showing outcrop belt of the Lower Carboniferous sedimentary rocks in the north-western Intrasudetic Basin (sketch modified from the H. Teisseyre's geological map of the Sudetes, much generalized)

1 - metamorphic and sedimentary rocks older than Lower Carboniferous (together with the Karkonosze Granite); 2 - Sady Górne, Figłów, and Ciecchanowice Formations (? Upper Tournaisian): breccia and sharpstone conglomerate (black triangles) and conglomerate (heavy dots), alluvial fan association; 3 - Bogaczowice Formation (? Lower Visean): conglomerate and sandstone, mostly alluvial fan association; 4 - Lubomin- and Szczawno Formations (Middle and Upper Visean, terrestrial in the area south-west of Kamienna Góra and partly marine eastwards of Kamienna Góra). Terrestrial conglomerate, sandstone, and siltstone represent mainly the draining river association. Rocks younger than Lower Carboniferous not shown. Heavy solid lines indicate faults and overthrusts, lighter-weight lines - sedimentary and intrusive contacts

Występowanie skał dolnego karbonu w północno-zachodniej części niecki śródsudetkiej (szkic na podstawie mapy geologicznej Sudetów, opracowanej przez H. Teisseyre'a, znacznie uproszczony)

1 - skały metamorficzne i osadowe, starsze od dolnego karbonu (razem z granitem Karkonoszy); 2 - Kulm z Sądów Górnych, Figłowa i Ciecchanowic (? górny turnej): brekreje i słabo obtoczone zlepnieńce (trójkąty) oraz zlepnieńce (pełne kółka), zespół stożków napływowych; 3 - kulm z Bogaczowic (? dolny wizen): zlepnieńce i piaskowce, głównie zespołu stożków napływowych; 4 - kulm z Lubomina i ze Szczawna (środkowy i górny wizen, lądowy w obszarze na SW od Kamiennej Góry i częściowo morski w obszarze Kamienna Góra - Wałbrzych). Lądowe zlepnieńce piaskowce i mulowce reprezentują głównie zespół rzeki drenującej basen. Skały młodsze od dolnego karbonu pominięto. Grube linie oznaczają uskoki i nasunięcia, cienkie linie - granice sedymentacyjne i intruzywne

² In this paper it is convenient to call the associations in terms of environment rather than lithologically as no lithology (with the exception of some rare lithologies as tonstein for instance) is restricted in occurrence to one association alone. In the process of fieldwork sedimentary facies have been distinguished in terms of grain size, sorting, and structure (Teisseyre 1975).

can be studied in profiles perpendicular to the ancient mountain front in a direction away from the marginal faults. On the contrary, in the draining river association the relationships are best seen in the axial profile. In this association, the most proximal deposits were always

encountered at the southern end of the basin. The most distal ones, on the other hand, were found to oscillate in the area of Marciszów — Wałbrzych (northern Intrasudetic Basin) as a result of marine ingressions to the area during Middle (?) and Upper Visean times.

Most likely the draining river was a perennial one. As far as it can be demonstrated, the river had characters partaking both of the braided and meandering rivers and generally can be classified as a braided river with some internal meandering. The proportion of braided-to meandering reaches varied progressively downbasin as well as in time. During Upper Visean time the river draining the western Intrasudetic Basin changed in character from a proximal bed-load stream with an internal meandering to a more distal mixed load-like stream that was meandering in some time and braided with an internal meandering in the other. These changes took place over a distance of at least 30–40 kilometers. The proximal bed-load deposits dominated in the southern end of the basin and the mixed-load sediments increased in abundance northward toward the Upper Visean shoreline.

It was found in the field that pebble dip measurements in fine conglomerates of the draining river association show an unexpectedly high dispersion as compared with channel axis trends — something not encountered in bouldery pebble-cobble conglomerates of the alluvial fan association. However, it soon became obvious that the dispersion in pebble dip directions is at least in part attributable to the bank-effect in ancient alluvial channels. The control

exerted by stream banks on the arrangement of pebbles in pebbly alluvial channels was long recognized. However, some field observations by the present writer suggest that the idea can be profitably extended and explored in studying paleocurrents. The main concepts presented below were checked with good results during the 1973's summer season and this prompted the author to publish some of the results obtained. These were approached in two ways: 1) detailed investigation of selected outcrops in the Sudetic Lower Carboniferous with a special attention payed to "frozen" channels and bar features, and 2) comparison of the Kulm sediments and structures observed in it with modern ones known from both the data just published and personal inspection on streams carrying a similar bedload i.e., pebbly rivers. On the other hand, to review and summarize the extensive literature covering the subject is out of the scope of this paper. Thus for a more complete bibliography the reader is referred to textbooks and special publications in sedimentology and sedimentary petrology like those published by Schlee (1957), Potter and Pettijohn (1963), Johansson (1963), and Sedimentary Petrology Seminar (1965) and others. In Polish excellent reviews were recently published by Dżułyński (1963) and Gradziński (1973), while pebble fabric in some Recent rivers was studied by Unrug (1957) and Dziejic (1964). Some new terminological proposals were recently published by Gizejewski (1973).

I am indebted to Professor S. Dżułyński and Dr. K. Klimek for helpful discussions during the preparation of the text.

FIELD EVIDENCE, METHODS, AND TERMINOLOGY

The observations and measurements presented below were gathered in selected outcrops in the Sudetic Lower Carboniferous, while Recent sediments and their structures were studied on the Bóbr River and the Strzegomka River and their tributaries. All reaches inspected were pebbly. In the Lower Carboniferous conglomerates, detailed investigations were essentially limited to those clearly attributable to the draining river association.

It appears reasonable that a study like this requires some new definitions as the majority of data come from vertical, or very steep

two-dimensional cuttings, bluffs, and quarry walls. Consequently a straight, or low sinuosity channel is here defined as having more or less symmetrical cross-section and sediment filling that is roughly homogeneous in both grain-size and structure. The former condition alone i.e., the symmetry of channel section is, however, not a distinctive one (comp. McGowen, Garner 1970). A high-sinuosity, or meandering channel, on the other hand, distinguishes itself by asymmetrical cross-sections and a channel-fill sediment that is differentiated into two easily recognizable "phases" including a crossbedded

point-bar deposit and imbricated (or rarely chaotic) pool gravel. In the case of meandering channels it is still uncertain whether the asymmetry of their cross-sections is a distinctive feature or not. However, none of the channels having their filling differentiated into point-bar deposit and pool gravel was found to show its cross-section symmetrical.

All the measurements presented below are tilt-corrected provided that the tectonic dip was 20° or more. The upper hemisphere projection was used in all the diagrams. Each diagram is based on 50 measurements of dip direction of the AB planes of platy pebbles including disklike and ellipsoidal ones. The arrangement of rod-shaped pebbles was not investigated systematically. The terminology for pebbly streams is adapted mostly from Williams and Rust (1969), McGowen and Garner (1970), Bluck (1971), and Rust (1972).

Another specific terms used in this paper are the following:

- Normal upcurrent imbrication (or shortly imbrication) is used to designate imbricated pebbles that dip directly into the orienting current;
- Oblique upcurrent imbrication is used for imbricated pebbles that dip upcurrent, but at an angle (commonly of 20–70° in plan) to both

channel bank and mean current. Such an imbrication is typical of gravels deposited near stream banks and reflects what is known as the bank-effect i.e., the effect exerted by the stream banks on the arrangement of pebbles. Generally in straight reaches, the maximum projection planes of platy pebbles are turned clockwise near the right banks and counterclockwise near the left banks as compared to those resting in a more central portion of a channel where they tend to dip directly into the orienting current;

– Pseudoimbrication (comp. Dżułyński 1963; fig. 9B) refers to platy pebbles that lie on and parallel foresets in cross-stratified gravels and gravelly sands. If the cross-bedding is not easily recognizable the structure is somewhat puzzling and may be mistaken for imbrication even by the experienced geologist;

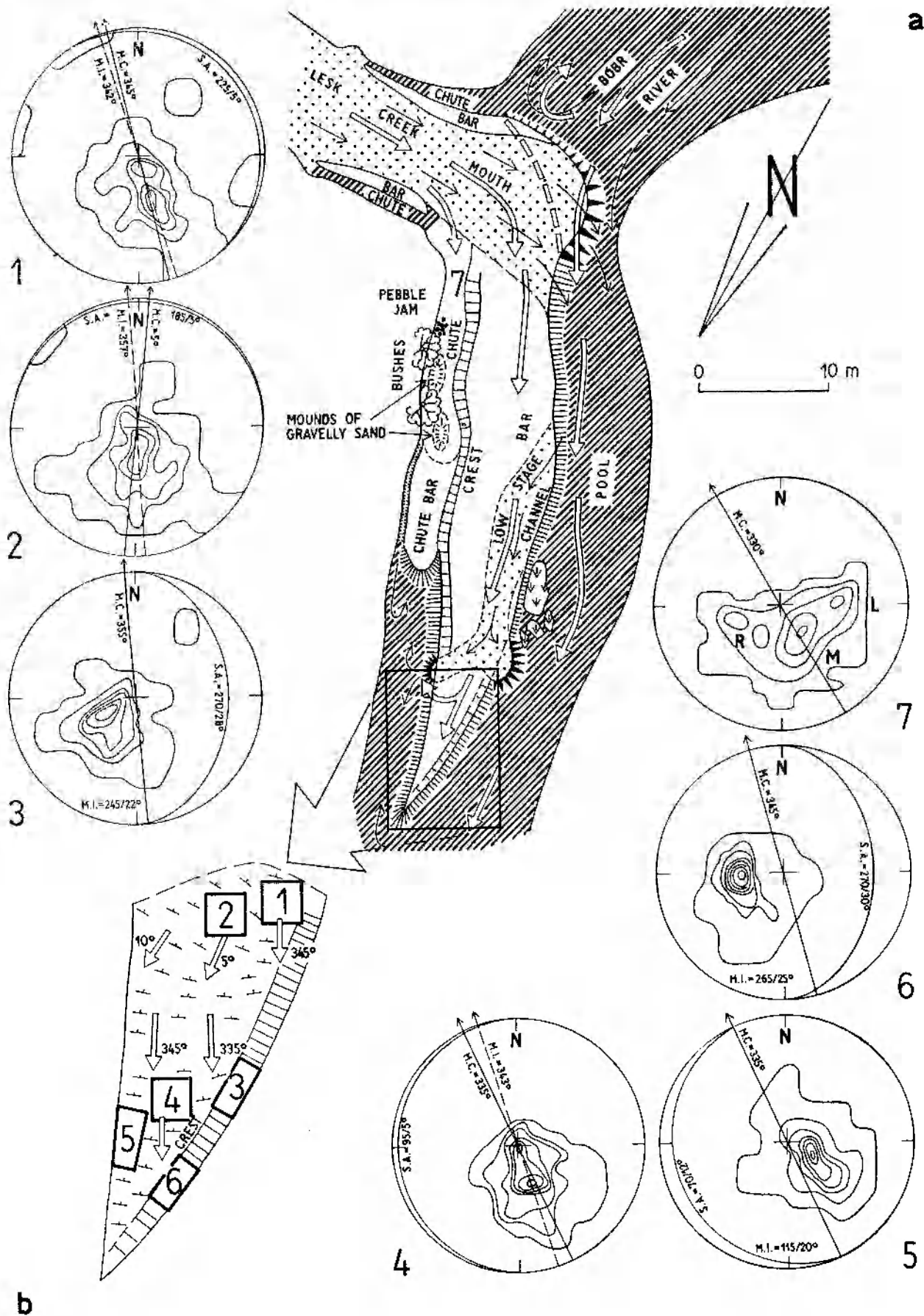
– If a channel axis as well as paleocurrent direction and sense can be determined the terms “right bank” and “left bank” are applied in agreement with a common meaning of the designations. The terms “contact imbrication” and “isolated imbrication” are used following Laming (1955) and “pebble clusters” after Dal Cin (1968). The term “openwork gravel” is used in the sense of Davis (1892).

GRAVEL FABRIC IN THE BÓBR RIVER

The Bóbr River is one of the largest left-bank tributaries of the Odra River. In its upper course, the Bóbr is a bed-load pebbly river and in flood it carries pebble-to-cobble gravel, sand, silt, and clay. It is essentially a meandering river, but throughout the area studied has internal braided reaches. In the Intrasudetic Trough, the Bóbr drains an area of some 300 square kilometers, which is for the most part underlain by the Lower Carboniferous sedimentary rocks. The river is similar in channel width and bed-load characteristics to some of the Carboniferous rivers that are thought to have been responsible for the deposition of the Kulm valley-floor alluvia. However, the discharge of the Bóbr is mostly a man-controlled feature and an overbank flooding happens only exceptionally thanks to a good flood control. The river was observed by the author during both low- and high-water stages

and one of the several reaches studied in detail is illustrated in figure 2. The reach is situated immediately north of the village of Dębrznik and involves portion of a meander loop of the Bóbr as well as the lowermost portion of the Lesk Creek — a large right-bank tributary of the upper Bóbr. Sedimentological investigations were made on the Lesk Creek Mouth Bar during high- and low-water stages and fabric measurements were performed immediately after peak discharges subsided.

In its incipient form, the Lesk Creek Mouth Bar originated owing to the heavy flood on late August, 1971 (fig. 3). Then it continued to grow in a consequence of the summer flood, August 1972, when it attained an outline and position illustrated in figure 2. The 1972's flood resulted in destruction of the upper portion of the previously formed bar and a considerable mass of gravel was washed down the



a

b

Bóbr to form the flame-like mouth bar seen in figure 2. The process could not have been observed in detail because of a highly turbulent and turbid character of the peak discharge (the flow was supercritical with standing waves and zones of breaking antidunes). During the peak discharge, the mean water level was some 30 cm above the bar. The discharge was competent to transport large cobbles and bricks and some granite border stones (20 × 20 × 50 cm) were encountered on the bar surface, too. On the Lesk Creek, the high-stage flow carried also large fragments of turf together

with an underlying root-penetrated portion of loamy soil. Of these one formed an island (up to 5 meters in diameter) in the midchannel portion of the Bóbr (fig. 2).

On all the bars and within all the channels with the exception of the Bóbr main channel observations were made on pebble fabric (pl. I), packing, and pebble size. Attention was always paid to the within-channel variation in pebble dip directions and to the bank effects on the arrangement of platy pebbles. Measurements of pebble dip directions from the lower portion of the Lest Creek Mouth

Fig. 2

Showing the Lesk Creek Mouth Bar at the confluence of the Lesk and the Bóbr River, some 4 km north-east of Kamienna Góra (sketch a)

Heavily hachured are pools and deep portions of channels, stippled are low-stage channels and emerged bars are unpatterned. Large arrows mark high-stage currents and lighter-weight arrows correspond to low-stage currents. Slip faces of gravelly embankments produced by low-stage discharge shown by black notched pattern. Note that these secondary embankments grow at right angles into the active channels. The top surface of the bar is floored by imbricated, openwork pebble-supported gravel. Common are pebble clusters. Fine materials comprising sand and granule gravel are limited to scattered harrow marks and more numerous, but smaller, sandy shadows. Coarse gravel within the dotted channels is infilled with sand and granule gravel.

1-7 - pebble fabric diagrams showing the arrangement of platy pebbles. Sample locations are given in sketch b: 1 - upper portion of the bar, above the crest, surface of accumulation (*S. A.*) = 225/5°, mean high-stage current (*M. C.*) = 345°, modal imbrication (*M. I.*) = 342°. Maximum A-axis of gravel = 22 cm. Gravel strongly imbricated, openwork, pebble-supported, many pebble clusters. Concentration lines: 0-4-8-12-16-(18) per cent; 2 - upper portion of the bar, surface of accumulation (*S. A.*) = 185/5°, mean current (*M. C.*) = 5°, modal imbrication (*M. I.*) = 357°. Maximum A-axis of gravel = 25 cm. Concentration: 0-2.5-5-10-15-(20) per cent; 3 - showing the oblique upcurrent imbrication, surface of accumulation (*S. A.*) = slip face dipping into the Bóbr at an angle of about 30° = 270/28°, mean current (*M. C.*) = 355°, modal imbrication (*M. I.*) = 245/22°. Maximum A-axis of gravel = 10 cm. Openwork, pebble-supported gravel. Here, below the low-water line, a small cross-stratified sandy wedge formed, mainly from sand and granule gravel winnowed from the bar gravel itself. Concentration: 0-4-8-12-16-20-(22) per cent; 4 - upper portion of the bar, surface of accumulation (*S. A.*) = 95/5°, mean current (*M. C.*) = 335°, modal imbrication (*M. I.*) = 343°. Maximum A-axis of gravel = 15 cm. Concentration: 0-2.5-5-10-15-20-25-(26) per cent; 5 - lower portion of the bar, surface of accumulation (*S. A.*) = 70/12°, mean current (*M. C.*) = 335°, modal imbrication (*M. I.*) = 115/20° indicates that the majority of platy pebbles are imbricated obliquely upcurrent. Maximum A-axis of gravel = 15 cm. Openwork, pebble-supported gravel. Concentration: 0-4-8-12-16-20-24-(26) per cent; 6 - lower portion of the bar, surface of accumulation (*S. A.*) = slip face dipping into the Bóbr at an angle of 30° = 270/30°, mean current (*M. C.*) = 345°, modal imbrication (*M. I.*) = 265/25° indicates that the modal class of platy pebbles parallel the slip face, while pebbles dipping obliquely into the current give a secondary maximum of 240/30°. Maximum A-axis of gravel = 9 cm. Concentration: 0-5-10-15-20-25-30-35-(40) per cent; 7 - upper portion of the chute, mean current (*M. C.*) = 330°, chief maximum (*M*) corresponds to the normal upcurrent imbrication in the central portion of the chute and two secondary maxima (*R* and *L*) correspond to the oblique upcurrent imbrication on the right- and left side of the chute, respectively. Gravel originally openwork, but infilled when investigated. Concentration: 0-2-4-6-8-(10) per cent

Łacha żwirowa u ujścia Lesku do Bobru, około 4 km na północny wschód od Kamiennej Góry (szkie a)

Przebiegienia koryt są gęsto zakreskowane, koryta związane z niskim stanem wody są zakropkowane, zaś wynurzone łachy są nieszrafowane. Duże strzałki oznaczają prądy działające podczas wysokiego stanu wód, cienkie strzałki - prądy niskiego przepływu. Powierzchnie czołowe nasypów żwirowych związanych z przepływami niskiego stanu są zabkowane. Nasypy te rosną pod dużymi kątami do osi aktywnych koryt. Powierzchnia łachy jest wyszlifowana zimbrzykowanym, nie wypełnionym żwirem. Pospolite są skupienia zimbrzykowanych otoczków (pebble clusters). Drobnny materiał obejmujący piasek i drobny żwirek występuje w formie rzadko rozrzuconych grzbietów prądowych (harrow marks) i liczniejszych, lecz mniejszych zasp tylnych. W zakreskowanych korytach żwir jest wypełniony.

1-7 - diagramy orientacji otoczków ukazujące ułożenie otoczków płaskich. Lokalizacja miejsc wykonania pomiarów podana na szkicu b: 1 - górna partia łachy, powyżej grzbietu, powierzchnia akumulacji (*S. A.*) = 225/5°, średni kierunek prądu osadzającego żwir (*M. C.*) = 345°, modalna imbrykacja (*M. I.*) = 342°, maksymalna długość osi A otoczków = 22 cm. Żwir zimbrzykowany, przemyty, liczne skupienia zimbrzykowanych otoczków. Linie koncentracji: 0-4-8-12-16-(18)%; 2 - górna partia łachy, powierzchnia akumulacji (*S. A.*) = 185/5°, średni kierunek prądu (*M. C.*) = 5°, modalna imbrykacja (*M. I.*) = 357°, maksymalna długość osi A otoczków = 25 cm. Koncentracja: 0-2,5-5-10-15-(20)%; 3 - przykład skośnej, podprądowej imbrykacji, powierzchnia akumulacji (*S. A.*) = ściana czołowa łachy opadająca ku Bobrowi pod kątem około 30° = 270/28°, średni kierunek prądu (*M. C.*) = 355°, modalna imbrykacja (*M. I.*) = 245/22°, największa długość osi A otoczków = 10 cm. Upakowanie żwiru ciasne, przemycie dobre. Koncentracja: 0-4-8-12-16-20-(22)%; 4 - górna partia łachy, powierzchnia akumulacji (*S. A.*) = 95/5°, średni kierunek prądu (*M. C.*) = 335°, modalna imbrykacja (*M. I.*) = 343°, największa długość osi A otoczków = 15 cm. Koncentracja: 0-2,5-5-10-15-20-25-(26)%; 5 - dolna partia łachy, powierzchnia akumulacji (*S. A.*) = 70/12°, średni kierunek prądu (*M. C.*) = 335°, modalna imbrykacja (*M. I.*) = 115/20° odpowiada otoczkom płaskim zimbrzykowanym skośnie podprądowo, największa długość osi A otoczków = 15 cm. Żwir nie wypełniony, ciasno upakowany. Koncentracja: 0-4-8-12-16-20-24-(26)%; 6 - dolna partia łachy, powierzchnia akumulacji (*S. A.*) = ściana czołowa łachy opadająca ku Bobrowi pod kątem 30° = 270/30°, średni kierunek prądu (*M. C.*) = 345°, modalna imbrykacja (*M. I.*) = 265/25° odpowiada otoczkom płaskim układającym się zgodnie z powierzchnią ściany czołowej. Drugorzędne maksimum w pobliżu 240/30° odpowiada otoczkom zimbrzykowanym skośnie podprądowo. Największa długość osi A otoczków = 9 cm. Koncentracja: 0-5-10-15-20-25-30-35-(40)%; 7 - górna część koryta typu „chute”, średni kierunek prądu (*M. C.*) = 330°, główne maksimum (*M*) odpowiada normalnej, podprądowej imbrykacji w środkowej partii koryta, dwa podrzędne maksima (*R* i *L*) odpowiadają skośnej, podprądowej imbrykacji przy prawym i lewym brzegu koryta. Żwir pierwotnie był dobrze przemyty, lecz w czasie wykonywania pomiarów był już wypełniony. Koncentracja: 0-2-4-6-8-(10)%

Bar are illustrated in figure 2. On the flat, paved top surface of the bar, pebbles are strongly imbricated and dip essentially into the current (fig. 2, diagrams 1, 2, 4). On the bar slopes — that are in fact emerged portions of the adjacent channels — pebbles are imbricated

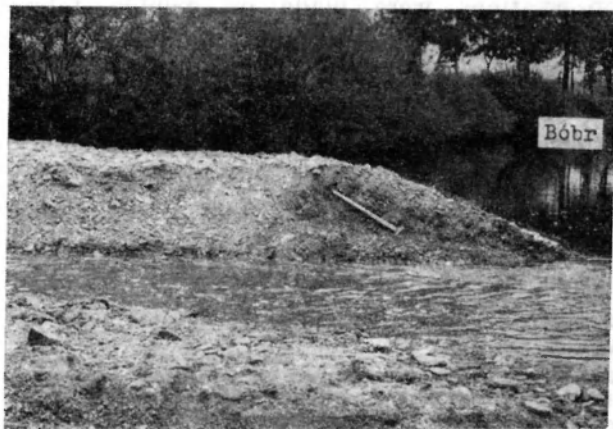


Fig. 3

Showing lower portion of the Lesk Creek Mouth Bar after the summer flood in mid-August, 1971. The bar top is flat and slopes somewhat gentler than the adjacent channel entrenched into it. Top surface of the bar is paved and pebbles are strongly imbricated. A minimum height of the bar top above the bottom of the Bóbr is about 1.4 m and the mean water level during the peak discharge was at least 1 m above the bar top. The bar front is slightly concave in plan. Platy pebbles flooring this surface are imbricated obliquely upcurrent with respect to the flow in the Bóbr (which is toward the observer). With the exception of the imbricated topset gravel, the bar is crossbedded and foresets dip to $275/30-35^\circ$. The bedding depends on the alternation of sand-rich and gravel-dominated layers several centimeters thick. The bar resembles to some degree so-called chute bars described by McGowen and Garner (1970). Situated at the confluence of the Lesk Creek and the Bóbr River, some 4 km north-east of Kamienna Góra. Hammer handle is 57 cm in length

Łacha żwirowa usypana u ujścia Lesku do Bobru, stan po powodzi w sierpniu 1971. Górna powierzchnia łachy odznacza się nieco mniejszym spadkiem niż sąsiadujące z nią koryto. Górna powierzchnia łachy jest płaska, wybrukowana, otoczaki płaskie są zimbrykowane. Minimalna wysokość górnej powierzchni łachy ponad dnem Bobru wynosi około 1,4 m, a poziom wody w momencie szczytowej fali powodziowej był prawie 1 m ponad powierzchnię łachy. Powierzchnia czołowa łachy zapada w kierunku $275/30-35^\circ$ i jest wyścielona otoczkami skośnie podprądowo zimbrykowanymi w stosunku do prądu w Bobrze, który płynie ku obserwatorowi. Wewnętrzna część łachy jest skośnie warstwowana, co jest podkreślone naprzemianległością bardziej piaszczystych i bardziej żwirowych warstw o grubości do paru centymetrów. Łacha ta przypomina pod pewnymi względami tak zwane odsypy typu „chute” opisane przez McGowena i Garnera (1970)

cated obliquely upcurrent (diagrams 3 and 5 in fig. 2), or parallel channel slopes (diagram 6 in fig. 2). All the observations point to the following conclusions:

1. On flat bar surfaces, pebbles are strongly imbricated and generally dip directly into the orienting current, which sometimes is parallel to the bar axis, but not uncommonly crosses it at an angle.

2. Pebble clusters are best developed on flat top bar surfaces. Here they are originally pebble-supported and not uncommonly become infilled with fine sediments owing to a successive depositional episode (comp. Dal Cin 1967; 1968).

3. The angle of dip of the AB planes of platy pebbles seems to be positively correlated with both pebble size and current velocity. In the reach investigated, it varied from $10-30^\circ$ on slip faces and channel banks where the low-stage flow was tranquil, to $60-80^\circ$ on a rounded bar-lip of the Lesk Creek Bar where the flow was in the antidune phase.

4. In channels, the dip directions of the AB planes of platy pebbles change consequently from an axial portion of a channel towards its banks. In the central zone, the majority of platy pebbles dip directly into the orienting current, which in turn may not parallel the channel course. Near the channel banks, platy pebbles dip obliquely upcurrent at angles of $20-80^\circ$ anticlockwise from the mean current near the left bank and at similar angles clockwise of the mean current near the right bank³. In other words in relatively straight reaches of pebbly alluvial channels, platy pebbles are arranged in this way that arrows representing their dip directions tend to focus in a point lying upstream from a section investigated provided that the section is roughly perpendicular to the channel trend. It also seems that at least on some gravelly bars (or strictly speaking mid-channel bars) the reverse is true (comp. e.g., Collinson 1971).

³ In the channel of Lesk, for instance, the mean current was exactly to the west and in the central portion of the channel platy pebbles dipped to the east at angles of $30-50^\circ$. At the right bank dips of $110-170/20-35^\circ$ were noted and at the opposite bank — $20-80/15-40^\circ$. Here the mean current was parallel to the channel banks.

FABRIC IN LOW-SINUOSITY CARBONIFEROUS CHANNELS

Pebble fabric in the Lower Carboniferous deposits, which show evidence of having resulted from the aggradation in low-sinuosity braided streams, are illustrated in figures 4–9. The majority of deposits shown in these drawings are attributable to the draining river association; however, some intervening fanbase sediments are possibly also represented among them.

Figure 4 shows portion of a conglomerate bed revealing a characteristic lateral transition

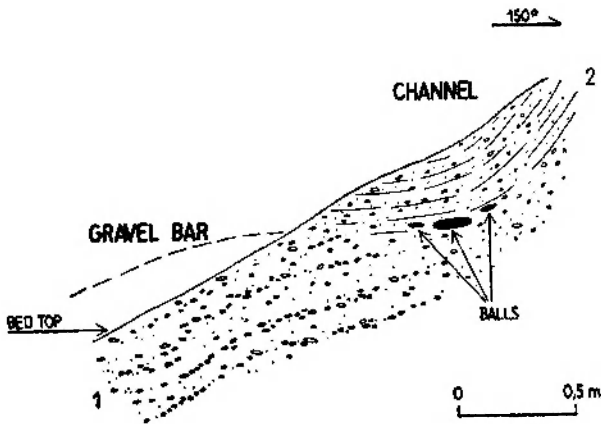


Fig. 4

Showing tightly packed conglomerate (1) that passes laterally into trough cross-stratified, coarse gravelly sandstone (2). See text for full explanation. Szczawno Formation (Upper Visean, Błażkowa village). Outcrop no. 1722K, 930 m south-west from the railroad station

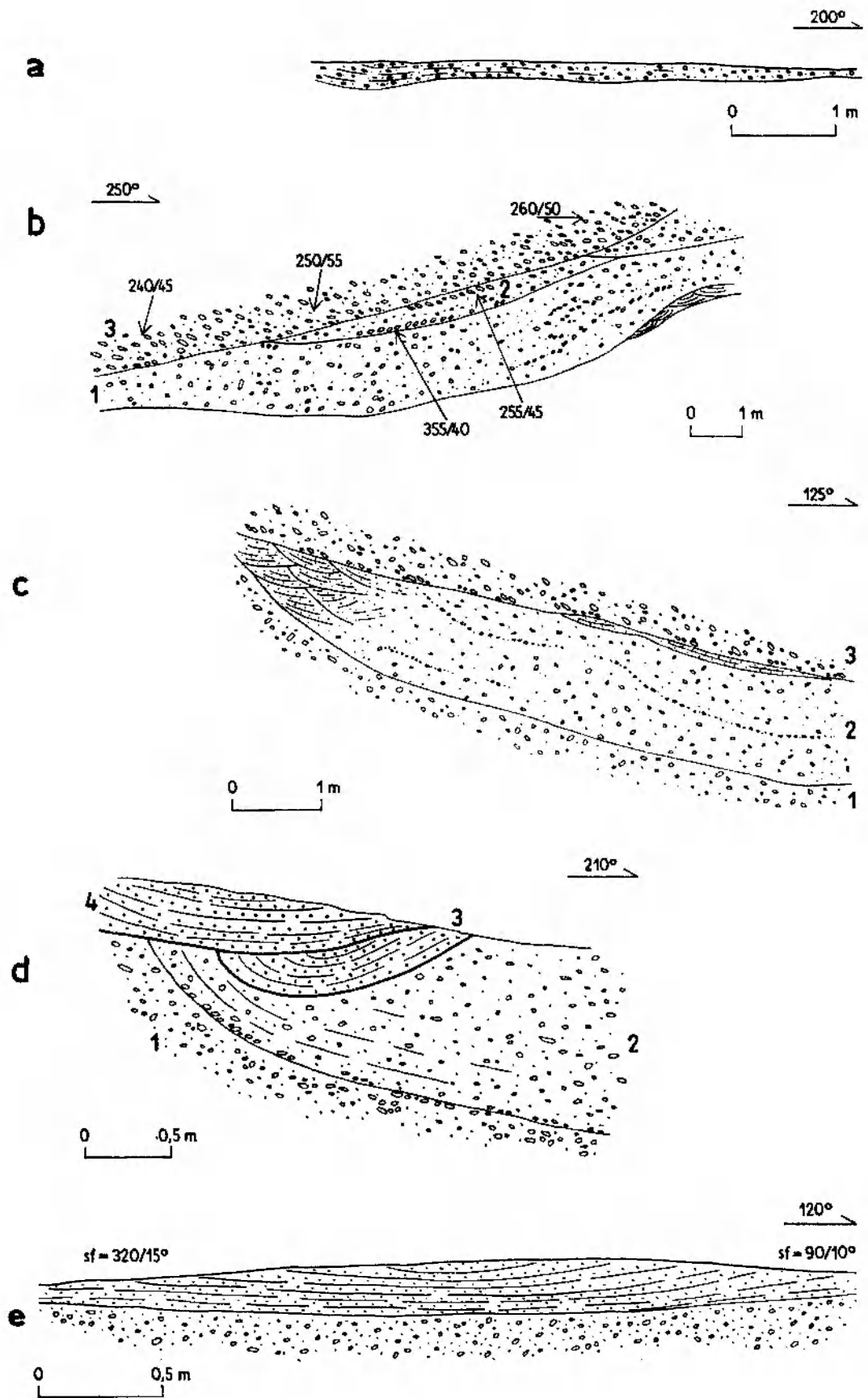
Fragment ławicy ciasno upakowanego żwiru (1) przechodzącego bocznie w zlepieńcowaty, gruboziarnisty piaskowiec (2). Kulm ze Szczawna (wizen górny), Błażkowa, odsłonięcie 1722K, 930 m na SW od stacji kolejowej

from subhorizontally bedded gravel (1) to trough cross-stratified, coarse gravelly sandstone (2). Generally the conglomerate is tightly packed. However, closer examination displays subparallel streaks of imbricated framework gravel interstratified with more sandier ones. Pebble clusters and isolated imbrication indicate a paleocurrent direction of 100° (i.e., away from the observer). The axis of the trough structure trends nearly west-east and the channel-fill cross-strata also suggest an easterly paleoflow (paleocurrent directions in the whole outcrop range in a sector of $30-130^\circ$). The

top surface of the bed in question is sharp, relatively flat, and erosional. The section is interpreted as portion of an ancient braid bar-and-channel topography.

Illustrated in figure 5 are selected sections through some low-sinuosity channels and their deposits. A thin layer of coarse, conglomeratic sandstone in figure 5a changes characteristically in structure from trough cross-stratification on the left to indistinct horizontal bedding on the right. Also to the right the sediment becomes more and more pebbly. The channel axis is directed roughly west-east and the imbrication seen just outside the channel displays a paleocurrent of 80° (in the channel platy pebbles parallel the cross-strata and outside the channel they dip towards the viewer). This thin, but relatively widespread layer of conglomeratic sandstone is attributable to a single depositional episode and is thought to be typical of braided reaches of the Kulm draining river. Accumulations of this kind are believed to preserve to some degree the pre-flood topography. Moreover, being thicker above depressions and thinner over elevated areas, they certainly resulted in smoothing of relief in some more or less widespread areas.

Included in figure 5b are both conglomeratic channel-fill sediments (1, 2) as well as tightly packed bar gravels (3; also shown in the drawing are dip directions of platy pebbles). 1 is sandy granule-pebble conglomerate. It contains several streaks of tightly packed imbricated pebble gravel best seen on the right side of the channel. These within-bed pavements indicate variable paleocurrent directions ranging in a sector of $90-250^\circ$. They suggest, however, a general southerly paleoflow for the whole bed. Bed 2 is made up of similar poorly sorted gravel. This is underlain by a concave-up paved surface the platy pebbles of which display a similar southerly paleoflow. On the other hand, an imbricated pebble pavement at the top of bed 2 as well as a thoroughly imbricated gravel of bed 3 indicate an opposite paleocurrent to the east-east-north. The poorly sorted gravels of beds 1 and 2 are interpreted as channel-fill sediments laid down by heavily laden currents that were running to the south.



At least several episodes of a low-stage discharge had also to take place and are recorded by the within-bed pavements. The tightly packed conglomerate of bed 3 is thought to be portion of a bar (braid bar) that was supposedly

containing several pebbles (2). The channel is eroded in sandy pebble conglomerate (1) and similar gravel (3) is visible above the channel-fill sediments. Originally the channel was at least 10 m wide and its cross-section was slightly

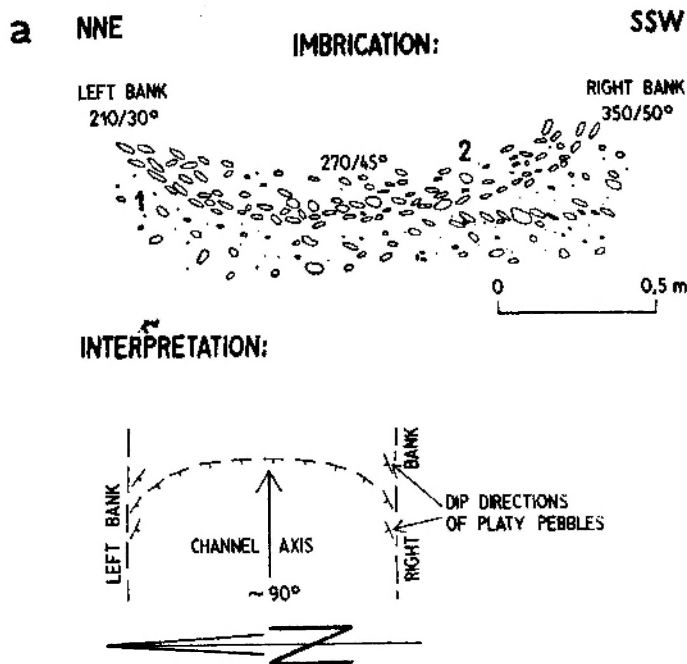


Fig. 6

Pebble arrangement in a small pebble-floored channel. See text for full explanation. Szczawno Formation, outcrop no. 1705K, 500 m east of the church in Stara Białka

Ułożenie otoczków w zlepieńcu droбноziarnistym wypełniającym niewielkie koryto. Objasnienia w tekście. Kulm ze Szczawna, odsłonięcie 1705K, 500 m na E od kościoła w Starej Białce

directed south west—north east. This bar originated owing to a heavy flood, or ever a number of successive floods.

A channel feature illustrated in figure 5c is filled up by sandy granule conglomerate

asymmetrical. In the mid-channel portion of the feature, gravel is more or less homogeneous and featureless (except for pavements), but towards the western, or left bank it passes imperceptibly to trough cross-stratified con-

Fig. 5

Low-sinuosity channels and their deposits. See text for full explanation

a - Lubomin Formation (Middle Viséan), outcrop no. 1476R, 730 m south-west of hill 660,0 m, south of Marciszów; b - Szczawno Formation, outcrop no. 1740K, 200 m north-west of Zadzierna Mt., north of Bukówka; c - location same as above; d - Szczawno Formation, outcrop no. 1740K, 250 m south-west of Zadzierna Mt., north of Bukówka; e - Lubomin Formation, outcrop no. 96S, 650 m east of hill 577,3 m, south of Bogaczowice

Koryta o małej krętości i ich osady. Objasnienia w tekście

a - kulm z Lubomina (wizen środkowy), odsłonięcie 1476R, 730 m na SW od wzgórza 660,0 m, na południe od Marciszowa; b - kulm ze Szczawna, odsłonięcie 1740K, 200 m na NW od Zadzierniej, na południe od Bukówki; c - lokalizacja jak wyżej; d - kulm ze Szczawna, odsłonięcie 1740K, 250 m na SW od Zadzierniej, na północ od Bukówki; e - kulm z Lubomina, odsłonięcie 96S, 650 m na E od wzgórza 577,3 m, na południe od Bogaczowice

glomeratic sandstone. The channel is directed south west—north east and detrital material was transported to the north-east (i.e., away from the observer). Shallow channels seen at the bed top are infilled with well sorted, medium-to-coarse grained trough cross-stratified sandstone. The gravel of bed 3 is strongly imbricated with the resultant paleocurrent direction of 70° . The sandy gravel of bed 2 is thought to have accumulated as a result of several floods each being followed by a more or less long-lasting period of low discharge. These are recorded by within-bed pavements in the gravel in question and possibly also by thin layers of fine rippled sand in the trough cross-stratified sandstone. Most likely the homogeneous gravel was deposited by heavily laden supercritical flow that in shallow marginal portions of the channel gave way to the sedimentation from migrating dunes (lower flow regime).

Figure 5d shows a steep right bank of a low-sinuosity channel. Here the channel axis trends approximately east—west. 1 is sandy granule-pebble conglomerate and 2 corresponds to pebble conglomerate (in the central portion of the channel). Bankwards, the conglomerate passes imperceptibly into gravelly sandstone. The channel floor is paved and near the steep bank platy pebbles dip to $120/25^\circ$ indicating a westerly paleoflow (i.e., towards the observer). 3 and 4 are trough cross stratified conglomeratic sandstones. The gravel of bed 2 is interpreted as a channel-fill deposit laid down in a low-sinuosity channel through which detrital material was transported to the west. At the channel bank, platy pebbles dip obliquely upcurrent.

The last drawing, figure 5e, illustrates portion of a bed of medium-grained sandstone, in which low-angle trough cross-stratification gives way sideways to subhorizontal lamination. Here the channel axis trends south west—north east and a vector resulted from an intersection of the cross-strata points to 35° . Consequently, detrital material was transported to the north-east (i.e., to the viewer). The interpretation is similar as for figure 5a.

Illustrated in figure 6 is portion of a small pebble-floored channel trending nearly west-east. The feature is filled up by pebble conglomerate (2) that in the bottom portion of the

channel has a character of a pebble-supported pavement. In the central portion of the channel, pebbles dip to $270/45^\circ$. They are thought therefore to represent the normal upcurrent imbrication. At the channel banks, on the other hand, platy pebbles dip obliquely upcurrent. Higher in the bed, gravel becomes more and more sandy and the arrangement of platy pebbles is not so simple as in the pavement. 1 is sandy pebble conglomerate with subhorizontal streaks of imbricated framework gravel. Here platy pebbles indicate a northerly paleoflow.

Another example of the effects exerted by channel banks on pebble arrangement in a pebbly alluvial channel is shown in figure 7.

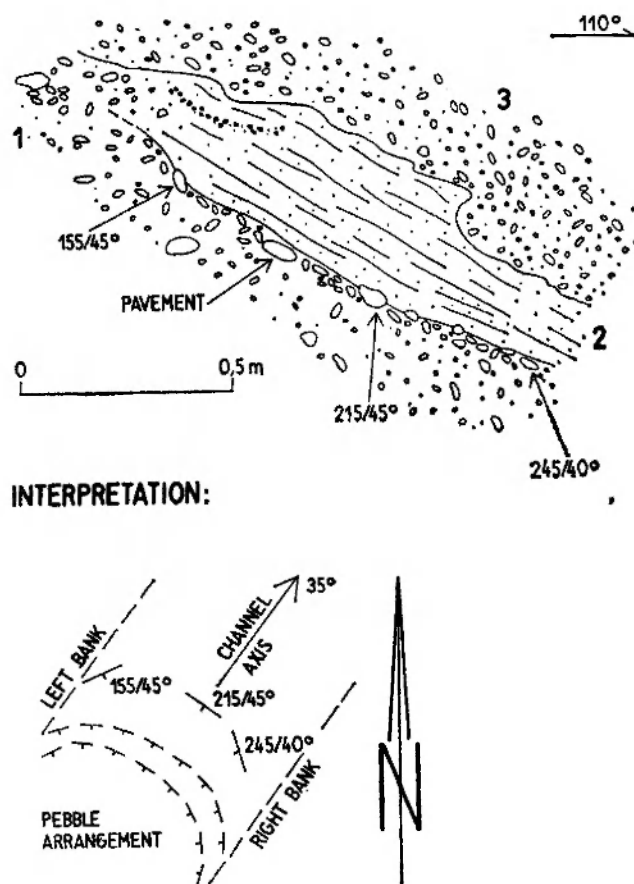


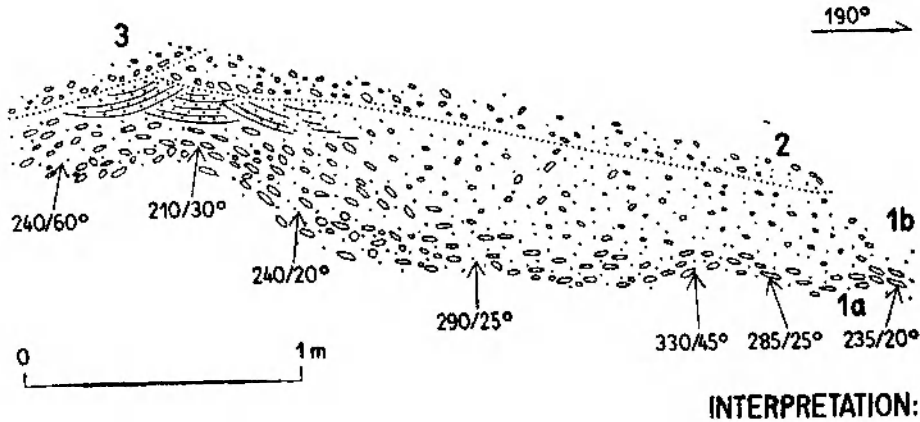
Fig. 7

Pebble orientation in a pavement lining a small channel. See text for explanation. Szczawno Formation, outcrop no. 1740K, 150 m south-west of Zadzierna Mt., north of Bukówka

Ułożenie otoczków w bruku wysielającym małe koryto. Objasnienia w tekście. Kulm ze Szczawna, odsłonięcie 1740K, 150 m na SW od Zadzierniej, na północ od Bukówki

Here the channel was eroded in sandy pebble conglomerate the reworking of which resulted in an imbricated channel pavement made up of pebbles and cobbles. Also shown in the drawing are dip directions of platy pebbles. The channel trends south west—north east and therefore pebbles dipping to $215/45^\circ$ are believed to represent the normal upcurrent imbrication.

imbricated channel-floor gravel (*1a*). Here the channel trends 110° and, therefore, pebbles dipping to $295/15^\circ$ are interpreted as the normal upcurrent imbrication. Consequently, another dip directions are thought to represent the oblique upcurrent imbrication. Higher in the bed, the gravel passes imperceptibly into sandy granule conglomerate with scattered pebbles



INTERPRETATION:

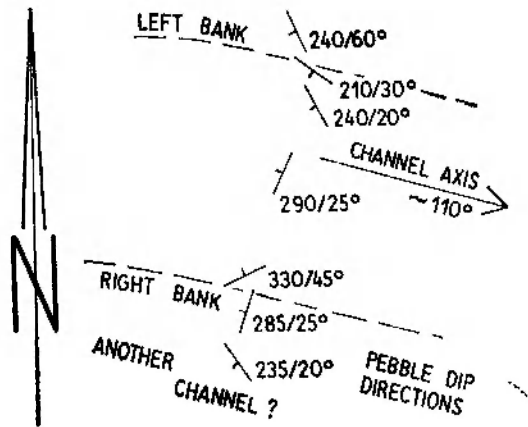


Fig. 8

Pebble orientation in a shallow gravel-floored channel. See text for explanation. Location same as for fig. 6

Orientacja otoczków w płytkim, wybrukowanym korycie. Objasnienia w tekście. Lokalizacja jak na fig. 6

While those dipping to $155/45^\circ$ and $245/40^\circ$ reflect the oblique upcurrent imbrication near the left- and right bank of the channel, respectively. 2 is fine-to-medium grained sandstone that to the left passes to sandy granule-pebble conglomerate. 3 is poorly sorted granule-pebble conglomerate; here platy pebbles indicate a paleocurrent direction of 310° .

The last example, illustrated in figure 8, demonstrates the arrangement of pebbles in an

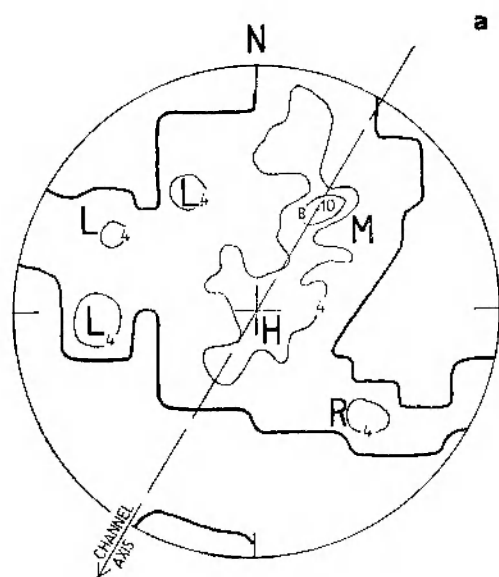
that in turn grades into trough cross-stratified conglomeratic sandstone (*1b*). 2 is sandy granule-pebble conglomerate; here a paleocurrent direction of 35° is indicated by imbricated platy pebbles.

All the field observations confirm a long recognized rule that pebble imbrication in alluvial channels is a bank-controlled phenomenon. If so, one may assume that the bank-effect should be manifested in one way or an-

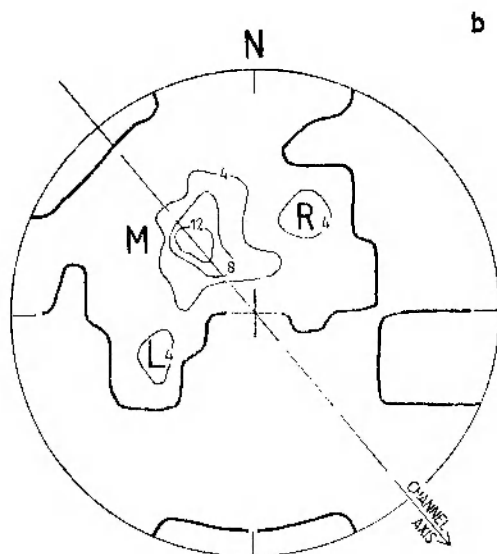
other in the diagram pattern itself. This is certainly true if a sample investigated is large enough for both central and lateral portions of a channel-fill gravel to be included. Should the condition be satisfied, fabric measurements in channel-fill gravels will produce characteristically three-maximum low-concentration diagrams (fig. 2, diagram 7; fig. 9a-d). Such diagrams do differ markedly from one-maximum high-concentration diagrams characteristic, among other things, of imbricated bar pavements, two examples of which are illustrated in figure 9e and f. It does not mean, of course,

that all one-maximum diagrams are attributable to imbricated bar pavements and examples from quite different environments (fan gravel, pool gravel) will be discussed below.

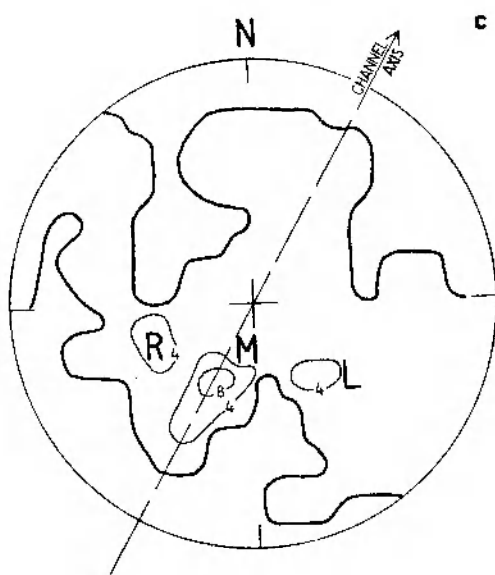
The preliminary studies considered seem to indicate that in the case of recognized depositional milieu a careful investigation of gravel fabric may help in recognition of channel direction and sense, in distinguishing between deposits of low- and high-sinuosity streams, and perhaps also in solving another special sedimentological problems. The writer's observations together with data taken from litera-



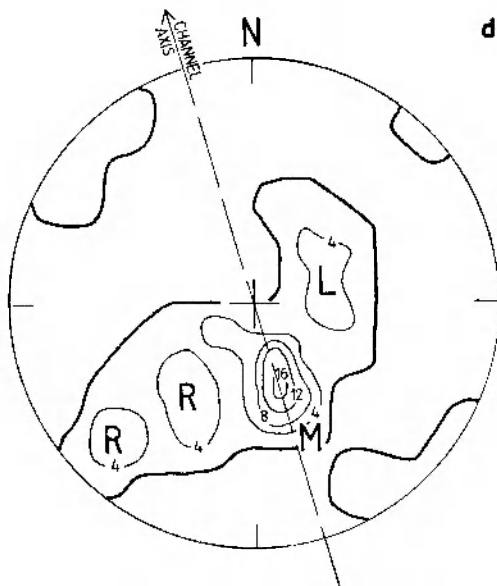
0 — 4 — 8 — 10/%



0 — 4 — 8 — 12 — 14/%



0 — 4 — 8 — 10/%



0 — 4 — 8 — 12 — 16 — 18/%

ture are summarized in a low-sinuosity model *a* presented in figure 10.

Application of the model to good outcrops is simple and essentially needs no comments. However, uncertainties may arise in the case of small outcrops i.e., those that are too small for channels of higher order to be traced along their entire width.

An example illustrated in figure 11 involves two beds of pebble conglomerate that on the basis of their tight packing, numerous pebble clusters, strong imbrication producing high-concentration diagrams, and the lack of chan-

nelling are thought to have originated as bar deposits. In both the beds a north-easterly paleocurrent is indicated. The two gravel beds enclose five layers of sandy granule conglomerate and sandstone (beds 2–6). These are interpreted as channel-fill deposits. Each layer is underlain by an erosional concave-up surface and an internal channelling is seen within at least three of them revealing channels trending south west–north east, or nearly west–east. No systematic fabric measurements have been made in these conglomerates; however, it is clear from scattered measurements that

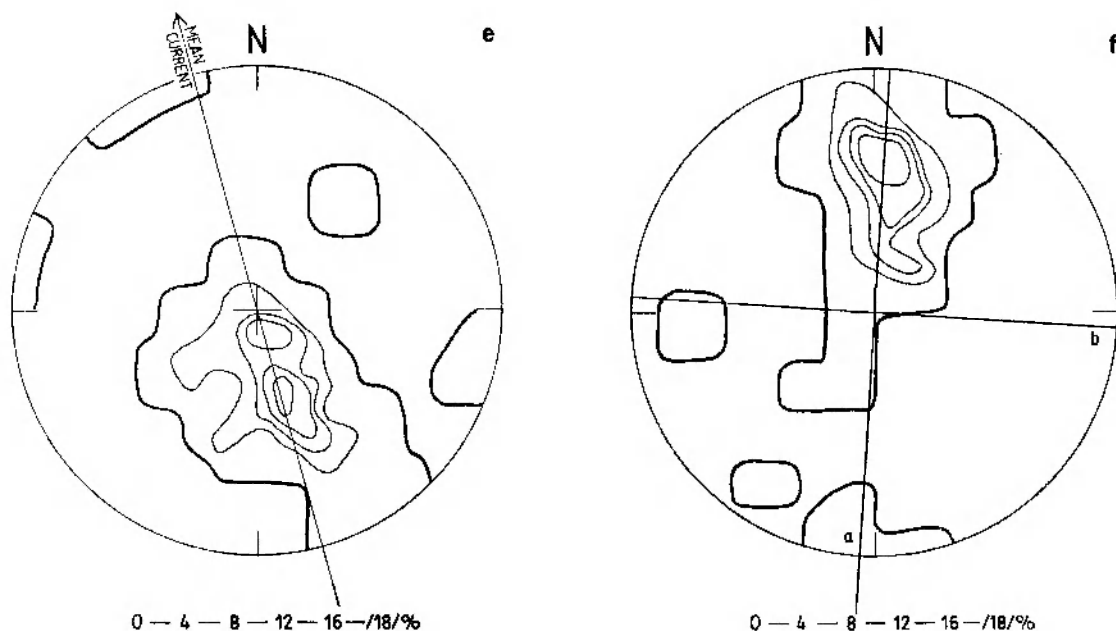


Fig. 9

Fabric in pebbly channel-fill deposits

M is the normal, upcurrent mid-channel imbrication of pebbles that dip directly into the orienting current; *H* represents horizontally lying pebbles, and *R* and *L* correspond to the oblique upcurrent imbrication at the right- and left bank, respectively. Measured were only azimuths and angles of dip of the AB-planes of platy pebbles. Channel trends were established using maxima *M* and independent field measurements. Diagrams 9*e* and *f* illustrate pebble fabric in the Recent bar pavement from a mid-channel bar on the Bóbr (9*e*) and the Lower Carboniferous pavement (9*f*). Pebble measurements were made in thin sheets of strongly imbricated pebble-to-cobble gravel. Attention: Upper hemisphere projection is used in all the diagrams!

Sample location: *a* – Lubomin Formation, outcrop no. 1672R, 470 m south-west of the church in Marciszów; *b* – Bogaczowice Formation, (? Lower Viséan), outcrop no. 1430K, near the summit of Pańska Góra Mt., north of Opawa; *c* – Bogaczowice Formation, outcrop no. 1145K, 70 m north of hill 751.0 m, north of Leszczyniec; *d* – Bogaczowice Formation, outcrop no. 1048C, 350 m north-east of hill 700.0 m, east of Raszów; *e* – Bóbr River, 4 km north-east of Kamienna Góra; *f* – Szczawno Formation, outcrop no. 1700K, 850 m west of the village of Paprotki

Orientacja otoczaków w żwirach korytowych

M oznacza imbrykację w środkowej partii koryta, gdzie otoczaki płaskie zapadają dokładnie pod prąd; *H* – otoczaki płaskie leżące horyzontalnie; *R* – otoczaki płaskie wykazujące skośną, podprądową imbrykację w pobliżu prawego brzegu koryta; *L* – otoczaki płaskie wykazujące skośną, podprądową imbrykację w pobliżu lewego brzegu koryta. Diagramy zostały sporządzone wyłącznie na podstawie pomiarów ułożenia płaszczyzn AB otoczaków płaskich. Kierunki koryt wyznaczone w oparciu o maksima *M* i niezależne pomiary terenowe. Figury 9*e* i *f* przedstawiają orientację otoczaków we współczesnym bruku obserwowanym na lasze Bobru (9*e*) oraz w bruku kulmowym (9*f*). Pomiary zostały wykonane w cienkich warstwach silnie zimbrykowanego żwiru. Współczesny bruk był obserwowany na jednej z śródkorytowych łach Bobru. Na wszystkich diagramach zastosowano projekcję górnej półkuli.

Lokalizacja: *a* – kulum z Lubomina, odsłonięcie 1672R, 470 m na SW od kościoła w Marciszowie; *b* – kulum z Bogaczowic (? wizen dolny), odsłonięcie 1430K, w pobliżu szczytu Pańskiej Góry, na północ od Opawy; *c* – kulum z Bogaczowic, odsłonięcie 1145K, 70 m na N od wzgórza 751,0 m, na północ od Leszczynica; *d* – kulum z Bogaczowic, odsłonięcie 1048C, 350 m na NE od wzgórza 700,0 m, na E od Raszowa; *e* – Bóbr, 4 km na NE od Kamiennej Góry; *f* – kulum ze Szczawna, odsłonięcie 1700K, 850 m na W od wsi Paprotki

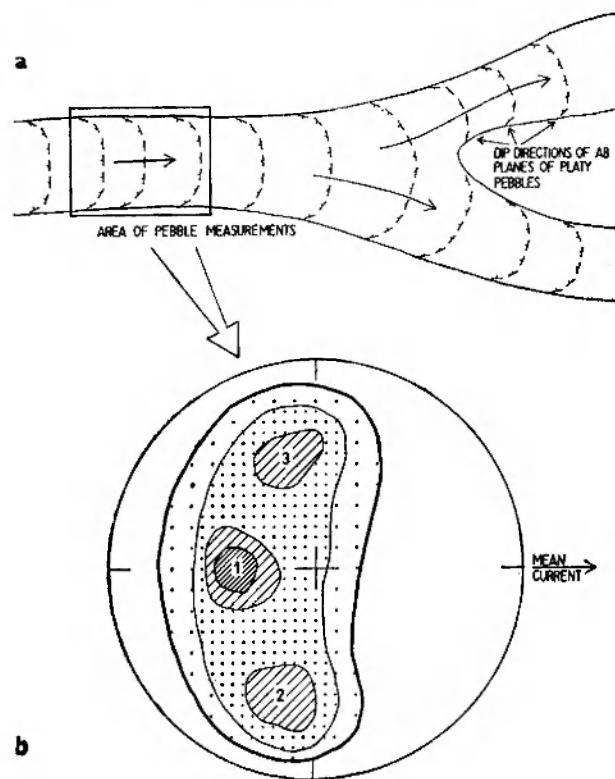


Fig. 10

Pebble arrangement in a low-sinuosity pebbly stream (a model *a*). Fabric diagram (*b*) demonstrates the arrangement of platy pebbles in a straight reach (taken into account are only platy pebbles, fabric measurements are made across the entire width of the channel, upper hemisphere projection)

1 - prominent maximum of pebbles dipping directly into the orienting current. These pebbles tend to be concentrated in the axial portion of the channel; 2 - submaximum of pebbles dipping obliquely upcurrent in the left side portion of the channel; 3 - submaximum of pebbles dipping obliquely upcurrent in the right side portion of the channel. Compare diagram 7 in figure 2 and diagrams *a-d* in figure 9

Ułożenie otoczków w żwirowej roztoce (model *a*). Znakami biegu i upadu zaznaczone są kierunki zapadu powierzchni AB otoczków płaskich. Diagram orientacji otoczków (*b*) ukazuje wyłącznie ułożenie otoczków płaskich (pomiaru odnoszą się do całej szerokości koryta, projekcja górnej półkuli)

1 - główne maksimum odpowiadające normalnej, podprądowej imbrykacji otoczków płaskich wyścielających osiową partię koryta; 2 - drugorzędne maksimum skośnie podprądowo zimbrykowanych otoczków przy lewym brzegu koryta; 3 - submaksimum skośnie podprądowo zimbrykowanych otoczków przy prawym brzegu koryta. Strzałka wskazuje kierunek przepływu. Porównaj diagram 7 na figurze 2 oraz diagramy *a-d* na figurze 9

at least two of them will give three-maximum fabric diagrams. These measurements indicate paleoflows to the north-east and east.

Figure 12 demonstrates how pebble fabric and crossbedding may help in reconstruction of ancient channels and bars at least in the Sudetic

Kulm deposits. A channel feature illustrated in the drawing is filled up by sandy granule conglomerate displaying trough cross-stratification (1). Within this layer, platy pebbles parallel the cross-strata (pseudombrication). Towards the left bank of the channel, the conglomerate passes progressively to sandstone and conglomeratic sandstone (2) and within this layer cross-strata almost parallel the channel trend. Note also that the cross-strata change in character from half-sigmoidal initial ones, through angular foresets, to tangent strata thus possibly reflecting changes in the depth ratio (see Jopling 1963; 1965). The interpretation involving the channel, the sand wedge, and the braid bar (fig. 12) is based on the model evolved by Rust (1972, fig. 14). The braid bar is made of imbricated homogeneous gravel displaying poorly-defined subhorizontal layering and a similar conglomerate (3) is seen beneath the channel-fill deposit.

Another feature frequently noted in many small outcrops in the Intrasedimentary Kulm is so-called "herringbone imbricated pattern". This depends upon the presence in a conglomerate of successive layers of gravel platy pebbles of which dip at first sight in opposite directions (fig. 13). Field measurements by the writer revealed, however, that in a given couple of gravel layers platy pebbles rarely dip in exactly opposite directions and that the dip azimuths range commonly in a wide sector of 50–180°. Thus the opposition in the dip azimuths is usually more apparent than real. However, the herringbone imbricated pattern suggest an enormously high scatter of paleocurrents for closely associated layers of gravel. It is also curious that the scatter in pebble dip directions is usually greater than the dispersion in channel trends seen in the same outcrop.

The example illustrated in figure 13 is interpreted in terms of the normal- and oblique upcurrent imbrication. It is suggested that the layers 1 to 4 are portions of some more extensive channel-fill gravels and that the conglomerates seen in the outcrop represent a case of the oblique upcurrent imbrication (modal dips of platy pebbles are 230/30° for layer 1, 5/45° for 2, 200/35° for 3, and 245/25° for 4). Consequently, a general eastward paleocurrent direction is postulated and this appears to be in substantial agreement with channel trends, which in

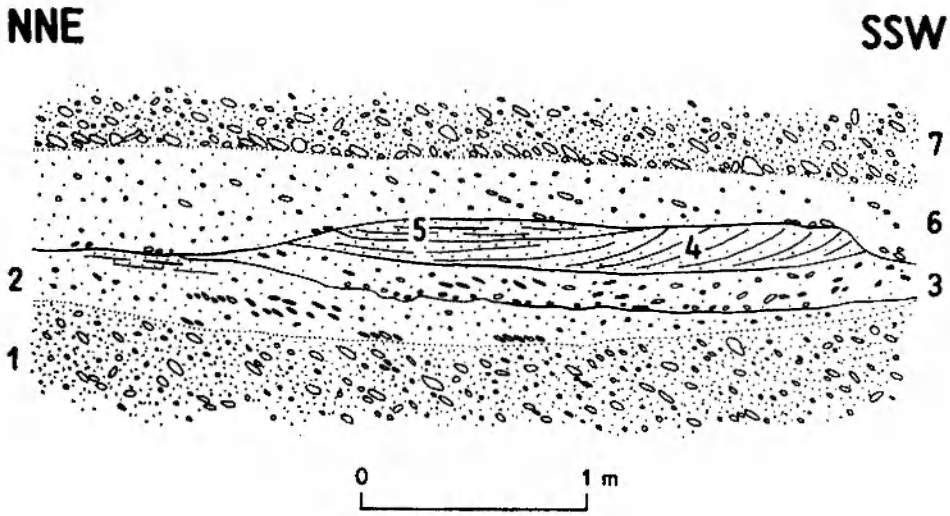


Fig. 11

Bar- and channel-fill conglomerates of the Szczawno Formation, outcrop no. 1707K, 350 m north of hill 639.2 m, south of Bukówka. See text for explanation

Fragment odsłonięcia ukazującego zlepienie osadzone na łachach oraz zlepienie i piaskowce złożone w korytach. Kulm ze Szczawna, odsłonięcie 1707K, 350 m na N od wzgórza 639,2 m, na południe od Bukówki. Dalsze objaśnienia w tekście

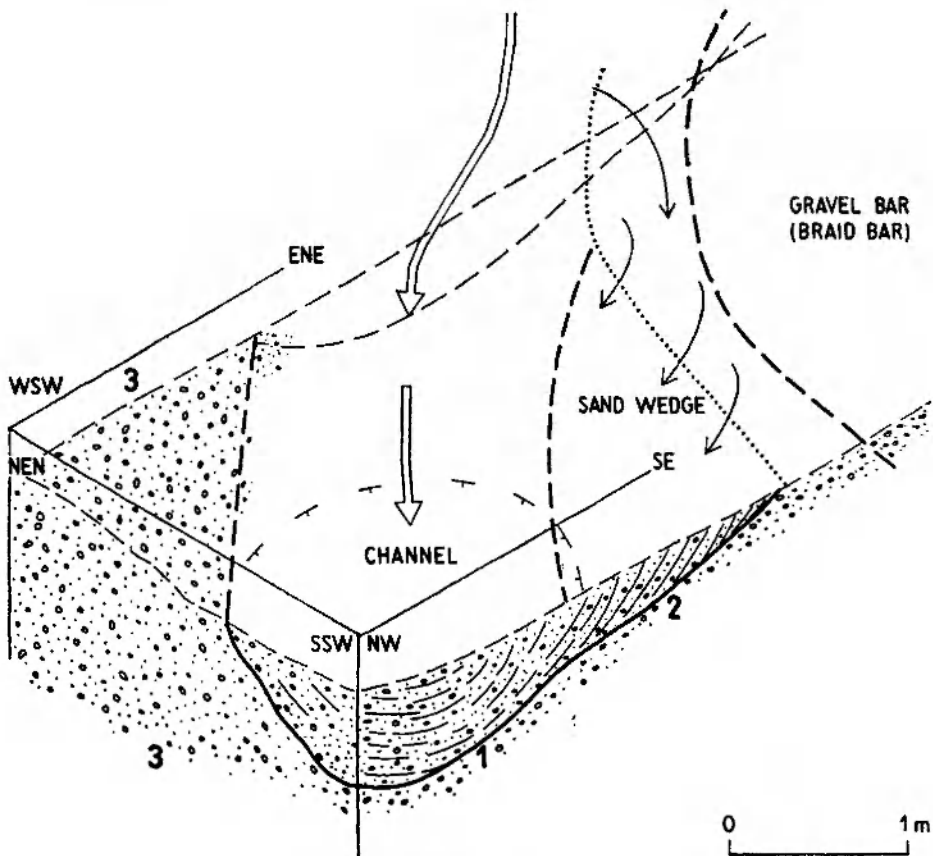


Fig. 12

Showing gravelly braid bar, alluvial channel, and sand wedge reconstructed in the Kulm conglomerate, Szczawno Formation, outcrop no. 1711K, 80 m north-west of hill 582.8 m, south of Bukówka. See text for more information

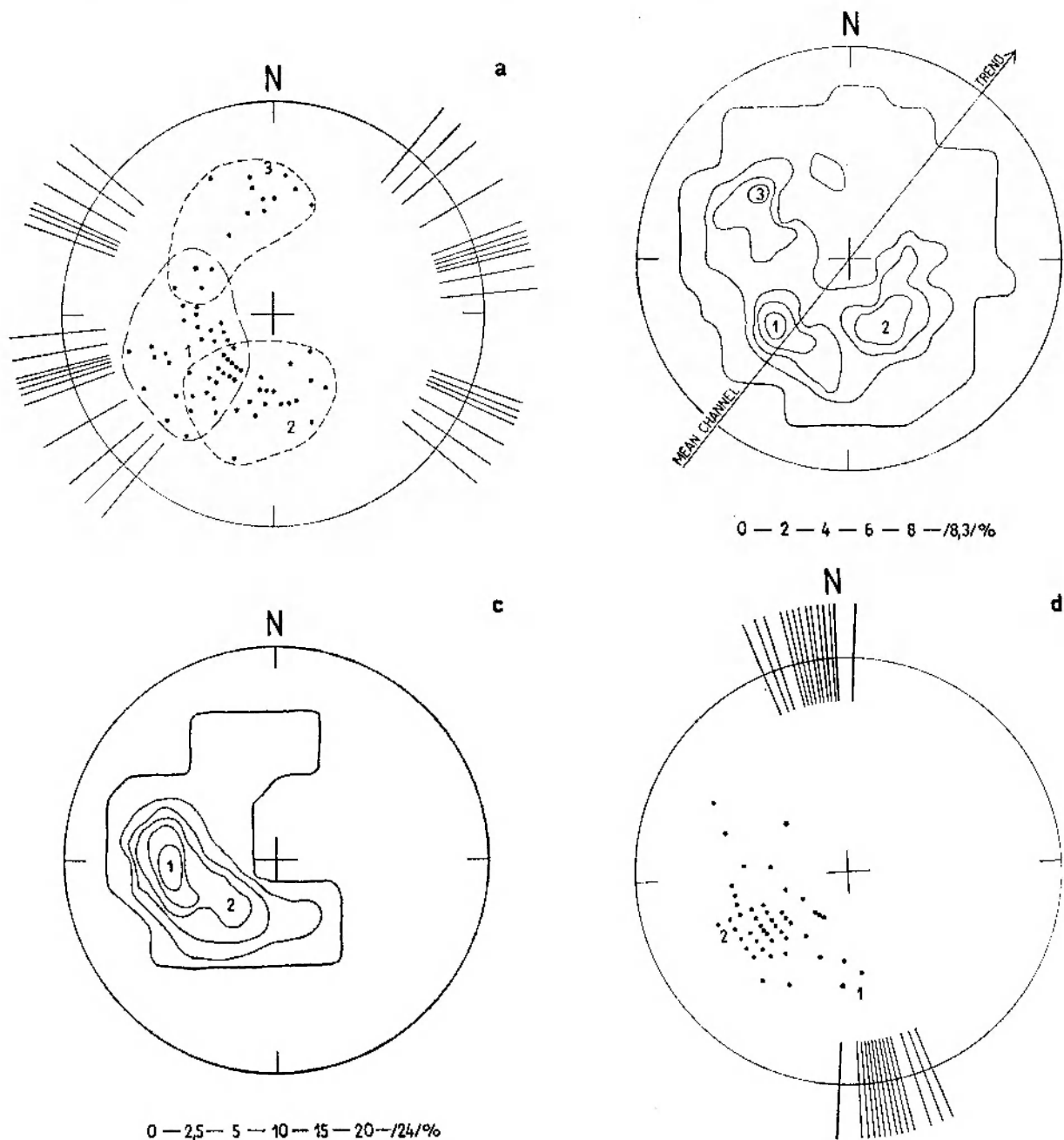
Żwirowa łacha roztokowa, koryto aluwialne i nasyp piaszczysty zrekonstruowane w zlepieńcu kulmowym. Kulm ze Szczawna, odsłonięcie 1711K, 80 m na NW od wzgórza 582,8 m, na południe od Bukówki. Dalsze objaśnienia w tekście

the outcrop in question range in a sector of 40–130°. The interpretation was tested by plotting the field measurements on the equal area polar coordinate net and the result is shown in figure 14a. Should a braided stream shift to-and-fro over its alluvial plain, measurements of dip direction of platy pebbles in a section perpendicular to the mean valley trend will give three-maximum low-concentration diagrams.

In the Sudetic Kulm the herringbone imbricated pattern was usually observed in moderately, or fine-grained poorly-sorted gravels

composed of a mixture of pebbles, granules, and coarse sand. In some instances the successive layers of gravel were rather easily distinguishable from one another (but usually were not separated by any distinct boundaries or parting surfaces), whereas in others no distinction was possible. In such a case only a careful investigation of dip directions of platy pebbles may enable the geologist to recognize and classify the structure as the herringbone imbricated pattern.

Efforts were also made to analyse in a similar way a greater number of data gathered in



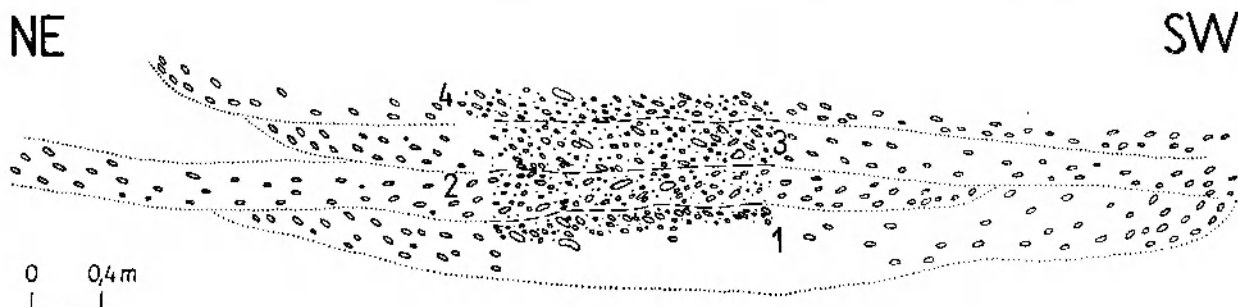


Fig. 13

“Herringbone imbricated pattern” in sandy granule-pebble conglomerate. Heavily dotted is portion of an exposure and sparsely patterned is the interpretation. See text for full explanation. Szczawno Formation, outcrop no. 1705A, 250 m south-west of hill 639.2 m, south of Bukówka

Interpretacja osobliwego ułożenia otoczków płaskich polegającego na istnieniu mniej lub bardziej zindywidualizowanych warstw żwiru, w których otoczki płaskie zapadają w przeciwnych kierunkach. Gęsto kropkowane pole – fragment odsłonięcia, rzadko szrafowane – interpretacja. Kulm ze Szczawna, odsłonięcie 1705A, 250 m na SW od wzgórza 639,2 m, na południe od Bukówki

many outcrops representative of some larger areas. Such an analysis was first made for the Szczawno Formation conglomerates of the western Intrasudetic Basin (fig. 14*b*). The diagram in question is based on 168 channel trends and 218 stations of imbrication measurements

each including from between several to a dozen or so readings. It was impossible, however, to construct the diagram simply by plotting the measurements on a coordinate net because of a between-outcrop variance in mean channel trend, so that a random diagram pattern was

Fig. 14

Interpretation of imbrication- and channel-trend measurements in some Intrasudetic Kulm deposits

a – showing channel trends (lines) and imbrication (dots) in conglomerate and conglomeratic sandstone from a group of several adjacent exposures (outcrop 1705A, see fig. 13). Channel trends vary in direction in a sector of 40–130° and imbrication measurements clustered at 1 are, therefore, likely to represent the normal upcurrent imbrication. Secondary maxima (2 and 3) are interpreted as the oblique upcurrent imbrication in the left- and right side portions of channels studied, respectively. In spite of a high scatter in directional data, the interpretation suggests the essentially unidirectional transport to the east-east-north. See text for more information;

b – showing 168 channel-trend measurements and 218 imbrication readings from the Upper Viséan Szczawno Formation (western Intrasudetic Basin). See text for explanation:

c – imbrication in the alluvial fan environment. Based on 150 high-concentration diagrams made for particular beds in bouldery cobble-pebble conglomerate of the Bogaczowice Formation in the area west of Piszczowice. The conglomerate was laid down on a large alluvial fan, the Czarnów Fan, covering originally an area of at least 20 square kilometers. Maximum 1 (= 24 per cent) corresponds to imbrication in the upper portion of the fan where the fan axis trends nearly west-east. While submaximum 2 (= 12 per cent) corresponds to imbrication in the lower portion of the fan trending approximately south west – north east. If the fabric measurements are converted to angular deviation from a discrete fan axis, a one-maximum high-concentration diagram is obtained;

d – pebble imbrication (dots) and channel trends (lines) in sandy pebble conglomerate: an example of a deposit of unidirectionally migrating braided river. See text for explanation. Lubomin Formation, outcrop no. 96S, Czarna Góra Mt, south of Bogaczowice

Diagramy ilustrujące interpretację pomiarów imbrykacji i kierunków koryt w kulmie śródsudeckim

a – diagram ukazuje kierunki koryt (linie) oraz pomiary imbrykacji (punkty) w zlepieńcach i zlepieńcowatych piaskowcach z kilku blisko położonych odsłoneń (odsłonięcie 1705A, por. fig. 13). Kierunki koryt wahają się w sektorze 40–130°. Pomiary imbrykacji skupiające się w polu 1 mogą reprezentować normalną, podprądową imbrykację. Submaksima oznaczone 2 i 3 są interpretowane jako skośna, podprądowa imbrykacja reprezentująca żwiry lewych i prawych bocznych partii koryt. Niezależnie od dużej dyspersji wskaźników kierunkowych transportu powyższa interpretacja sugeruje istnienie zasadniczo jednokierunkowego transportu materiału detrytycznego ku EEN. Linie przerywane mają znaczenie czysto interpretacyjne;

b – interpretacja pomiarów kierunków koryt (168 pomiarów) oraz imbrykacji (218 pomiarów) w zlepieńcach i zlepieńcowatych piaskowcach kulmu ze Szczawna zachodniej części niecki śródsudeckiej. Dalsze objaśnienia w tekście;

c – imbrykacja na kopalnym stożku napływowym. Diagram oparty na 150 diagramach odnoszących się do poszczególnych ławic w blokonosnych zlepieńcach średnioziarnistych kulmu bogaczowickiego w obszarze na zachód od Piszczowice. Zlepienie te osadziły się na dużym stożku napływowym (stożek Czarnowa), którego powierzchnia przekraczała pierwotnie 20 km². Maksimum 1 (= 24%) odnosi się do imbrykacji w żwirach górnej części stożka, w strefie gdzie jego osiowa partia przebiega prawie dokładnie równoleżnikowo. Submaksimum 2 (= 12%) odnosi się do imbrykacji w żwirach dolnej części stożka w obszarze, w którym osiowa partia stożka przebiega w kierunku SW–NE;

d – imbrykacja otoczków płaskich (kropki) i kierunki koryt (linie) w zlepieńcu drobnoziarnistym, reprezentującym osad korytowy nagromadzony w warunkach jednokierunkowej migracji koryt, które przesuwaly się konsekwentnie ku zachodowi. Dalsze objaśnienia w tekście. Kulm z Lubomina, odsłonięcie 96S, Czarna Góra, na południe od Bogaczowice

obtained. In order to circumvent the difficulty it was necessary to convert the field imbrication measurements to an angular deviation from the mean channel trend for each outcrop involved. In the case considered this was attained in the following way: A tracing paper was attached to the center of a coordinate net and an arrow representing a discrete mean channel trend was drawn on it. Then the mean channel direction and sense was established for each outcrop selected and the tracing paper was turned until the arrow adjusted this direction. In such a position of the tracing paper imbrication readings were plotted on it. The procedure was repeated for each outcrop involved. Using this method a low-concentration three-maximum diagram was obtained (fig. 14*b*). Unfortunately, the scatter in mean channel trend between the outcrops studied is so large that the diagram has no bearing on paleogeography. It clearly demonstrates, however, that pebble imbrication measurements gathered from an area of some 20 square kilometers can produce a diagram pattern that is almost identical with the model diagram postulated by the present writer for pebbly braided rivers (figs. 10, 13). Consequently, the prominent maximum ($1 = 8.3$ per cent) in figure 14*b* is likely to represent the normal upcurrent imbrication and the two last maxima ($2 = 6.4$ per cent and $3 = 5.5$ per cent) are ascribed to the oblique upcurrent imbrication in the left- and right portions of the Kulm channels, respectively.

The interpretation seems to be confirmed by an independent field evidence clearly indicating that the majority of sediments investigated in this study are indeed channel-fill gravels and sands and that they originated mostly under conditions of channelized (confined) flow. Furthermore, the coarseness of detrital material, which is mostly confined to bed-load material, the symmetry and the high width/depth ratio of the majority of "frozen channels", the common lack of any trend in grain size distribution all point to the conclusion that the conglomerates in question were indeed laid down by ancient low-sinuosity braided rivers.

In spite of a high dispersion of unconverted directional data, it may be deduced from figure 14*b* that the Kulm conglomerates considered were really deposited under conditions of

generally unidirectional paleoflow as it may be expected in the valley-floor fluvial environment (comp. Selley 1968).

In the light of these preliminary investigations it may be interesting to compare fabric diagrams obtained from channel-fill valley-floor gravels with those constructed for fan conglomerates, or fanglomerates. To explore the idea several collective diagrams were made for the Kulm fanglomerates using data gathered from the lowermost Kulm, in which at least a dozen alluvial fans were recently recognized by the writer (Teisseyre 1973; 1975). For each fan studied a high-concentration one- or two-maximum diagram was obtained (fig. 14*e*). Moreover, it also appears that in the alluvial-fan environment the scatter in pebble imbrication measurements is smaller than that for accompanying channel features and that the reverse is true for the valley-floor fluvial environment.

Let us suppose that in a certain span of time a pebbly braided river shifts consequently in one direction. If so, it may happen that the only deposits preserved are those laid down in one side of successive channels alone, others being destroyed in the process of channel migration. A graphic expression of this is figure 14*d*. The diagram is based on measurements made in channel-fill pebble conglomerate and conglomeratic sandstone. The structure of this gravel is somewhat unusual as only the eastern (and rarely some central) portions of the original channel features are seen in the exposure suggesting a consequent westward migration of the successive channels. Therefore a weak maximum of pebble imbrication (1 in fig. 14*d*) is likely to represent the normal upcurrent imbrication and a northerly paleoflow is suggested. This agrees substantially with the mean channel trend of 350° for the whole outcrop studied. The prominent maximum (2), on the other hand, simply corresponds to imbrication measurements made in the eastern, or right portions of the channel-fill conglomerates investigated (oblique upcurrent imbrication). The example considered may seem trivial. However, in small outcrops, in which channelling is only hardly recognizable, such an imbrication may give a false impression of paleocurrents that are in fact at a right angle to the real paleoflow.

As it has been postulated above three-maximum low-concentration diagrams are representative (among other things) of channel-fill gravels. The idea was tested in the field during the 1973 field season. Additional fabric measurements were made in some randomly selected channel-floor gravels exposed in sections roughly perpendicular to the channel trend.

In each channel studied, pebbles were measured in three arbitrarily limited, but clearly-cut segments involving two side portions of the channel and a central portion separating the former ones. Independent measurements were made in order to establish the mean channel trend. The results obtained are exemplified in figure 15.

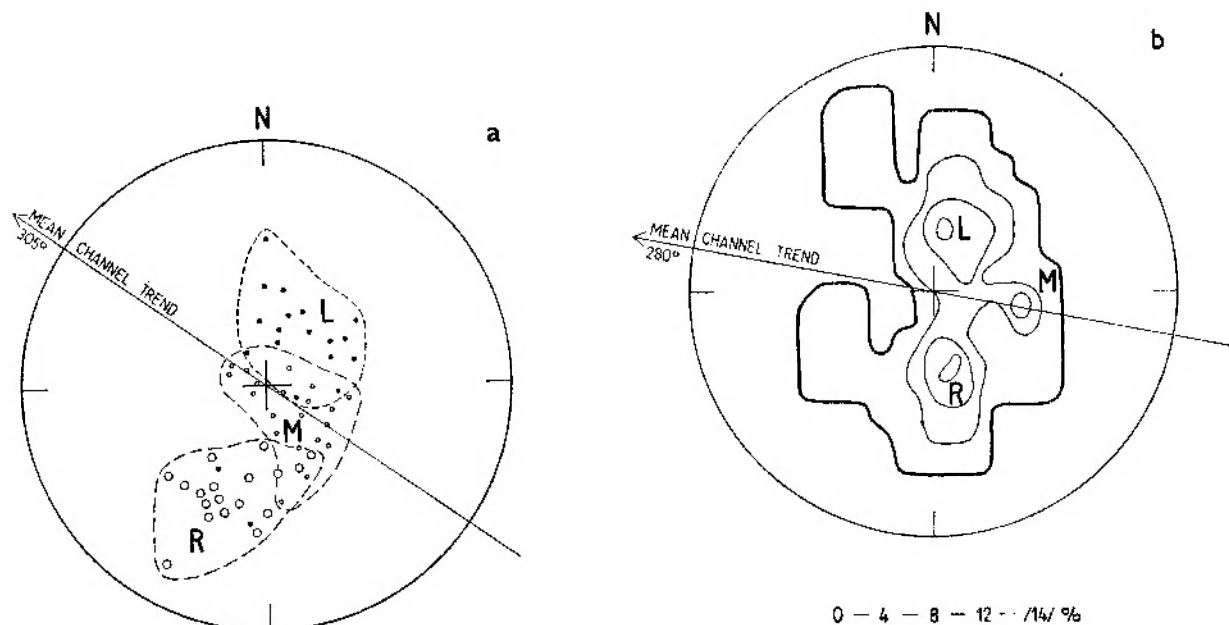


Fig. 15

Pebble fabric in two channel-floor conglomerates

Maxima *M*, *R*, and *L* refer to fabric measurements made in the middle-, right-, and left portions of channels studied. *a* - Szczawno Formation, outcrop no. 1705K, 540 m east of the church in Stara Białka; *b* - Szczawno Formation, outcrop no. 1764K, 805 m east of the church in Stara Białka

Ułożenie otoczek w dwu zlepieńcach korytowych

Maksima *M*, *R* i *L* odnoszą się do pomiarów wykonanych w środkowych, prawych i lewych bocznych partiach badanych koryt. *a* - kulum ze Szczawna, odsłonięcie 1705K, 540 m na E od kościoła w Starej Białce; *b* - kulum ze Szczawna, odsłonięcie 1764K, 805 m na E od kościoła w Starej Białce

GRAVEL FABRIC IN MEANDERING REACHES OF THE LESK CREEK AND THE STRZEGOMKA RIVER

Gravel fabric was also studied by the writer on meandering reaches of the Lesk Creek and the Strzegomka River and some of their tributaries. In general meandering pebbly reaches of these streams comprise many - if not all - of the following areas of sedimentation: the pool, the bar platform, the supra-platform bar including bar head gravels, the bar lee, and the bar tail (terminology after Bluck 1971). Another features not reported by Bluck from the Endrick, but found by the writer on the

Strzegomka tributaries are chute bars and similar lobate embankments (comp. McGowen, Garner 1970). These were observed, for instance, immediately downstream from sharp bands caused by a complete local infilling of pre-flood channels by transverse gravel bars. The bars accreted downchannel owing to local, but rather exceptionally heavy floods. The 1964's flood on the Polski Potok brook (which is a right-bank tributary of the upper Strzegomka) enabled the present author to observe how the

accumulation of a transverse bar had caused the water to overtop the banks at first and then to erode a new channel at right angles to the original one. This in turn had forced the flow against a higher terrace, or deflected it onto a flat overbank area where a new channel was soon eroded bypassing the infilled original reach. Generally chute bars developed immediately downstream from the bands. Furthermore, it seems that the bands, chute bars, and transverse bars tend to develop at a junction of meandering and braided reaches, or in places where the valley floor widens abruptly (comp. Scott, Gravlee 1968).

The pool is almost always floored with pebble-to-cobble gravel constituting a framework pavement. The gravel sometimes contains also large blocks and smaller lumps of silty, or clayey topstratum deposits. These were formed in the process of undercutting along eroded concave banks of fine topstratum alluvia. Trees, logs, and bushes fallen into the pool from caved concave banks are sometimes found within the pool, however, it is observed quite frequently that they were washed away down the meander loop to form tree jams at the pool/riffle junction. It is particularly upstream of these jams where Recent deposition is taking place on both point bars and riffle shoals thus reflecting a local rise in base level.

Usually the pool is part of a stream too deep for fabric measurements to be made. However, during the low stage water is commonly transparent enough for qualitative observations to be performed. The pool gravel is as a rule imbricated. Some platy pebbles, however, only floor the inclined band surface being, in fact, not imbricated. It was also found that in left bands the maximum projection planes of platy pebbles are turned clockwise and in right bands — counterclockwise with respect to normals drawn to the bands in a place where a given pebble rests. Furthermore, in portion of a stream floor transitional between the pool and the bar platform the orientation of the AB planes of platy pebbles tends to be more normal with respect to the orienting current.

The bar platform is a convex, but usually gently sloping surface dipping into the pool. Immediately after a higher-than-normal discharge, the surface is as a rule covered by pebbles

that up the bar platform frequently give way to finer gravel and coarse sand. Here the orientation of platy pebbles is usually variable. However, there is a slight tendency for platy pebbles to dip upcurrent (or obliquely upcurrent) in lower portions of the platform, whereas pseudoimbrication, or random dip directions prevail in higher portions of the surface.

On the supra-platform bars, gravels tend to be concentrated primarily on their upstream portions termed the bar head by Bluck (1971). The bar head gravel accumulations vary in shape from elongated, crested convex-up features called here the supra-platform gravel

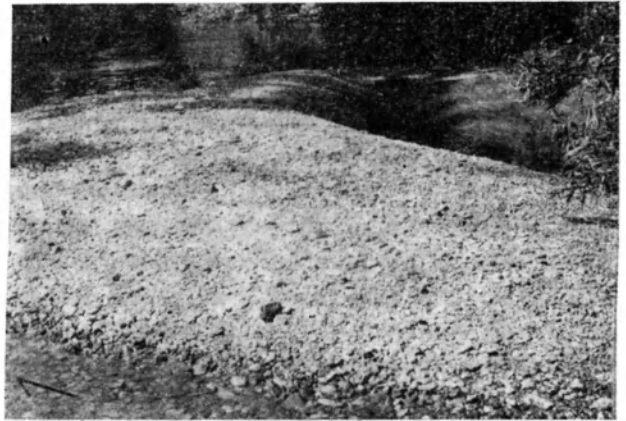


Fig. 16

Pebbly point bar and lateral chute on the Lesk Creek, after the summer flood in mid-August, 1972. Located in the village of Jaczków, some 950 m west-west-south of the church. View is downstream. See text for further explanation

Żwirowa łacha meandrowa na Lesku we wsi Jaczków, stan po powodzi w sierpniu 1972. Widok w dół strumienia. Dalsze objaśnienia w tekście. 950 m na WWS od kościoła w Jaczkowie

bars to lobate features whose upstream portions, instead of being crested, display shallow scours or channels. The latter are similar in many aspects to the chute bars (fig 16) described by McGowen and Garner (1970). This term is preferably chosen for the features considered as it suggests the origin from channellized chute-type of flow (comp. Johansson 1963; Jopling, Richardson 1966; Guy *et al.* 1966; McGowen, Garner 1970) and it is very likely that this was indeed the case. The shallow channels so typical of the chute bars as well as stoss sides of the supra-platform gravel bars are as a rule floored by framework, strongly

imbricated gravels. In deeper portions of the channels, however, the arrangement of platy pebbles exhibits a good bank control.

A bar illustrated in figure 16 is an elongated crescentic in plan feature sloping gently into the adjacent pool. The bar surface is lined by openwork imbricated gravel. Here platy pebbles dip obliquely upcurrent similarly as on a side portion of a low-sinuosity reach. The bar crest is situated near the lateral chute thus demonstrating the asymmetry of a transverse bar section. The inner margin of the bar is a steep lee face sloping at an angle of repose into the lateral chute (figs. 17, 18).

In some instances the point bar is separated from the inner accretionary bank by a lateral chute, or swale. This is simply a sort of cut-off, or nearly cut-off lateral channel (fig. 18). The swale is commonly floored and at least partly filled by fine materials involving sand, silt, and clay as well as plant matter including plant detritus, branches, logs, small trees, and bushes. These materials tend to accumulate in inactive channels and depressions that acted as stilling basins sheltered from the currents by gravel bars. The lateral swale is sometimes also an area of deposition of ferric hydroxide gels.

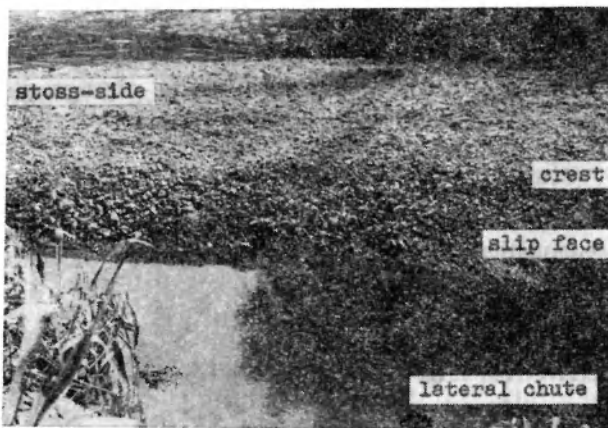


Fig. 17



Fig. 18

Detail pictures showing the pebbly point bar illustrated in figure 16. Note ponded lateral chute, slip face dipping into the lateral chute at an angle of about 30° , bar crest, and bar stoss-side. The slip face trends obliquely to the chute axis. Shown in figure 18 is also sandy bar-lee deposit. A black patch near the center of figure 18 is transported plant matter. Camera looking upstream

Zdjęcie ukazujące fragment łachy meandrowej przedstawionej na figurze 16. Widać wypełnione wodą koryto boczne, ścianę czołową łachy (slip face), grzbiet łachy (crest) oraz powierzchnię naprądową łachy (stoss side). Ściana czołowa łachy opada w kierunku bocznego koryta pod kątem około 30° . Ściana ta rozciąga się skośnie do kierunku koryta bocznego. Na figurze 18 widać też część piaszczystych osadów złożonych w cieniu łachy meandrowej.

W pobliżu środka figury 18 widać napławiony materiał roślinny (czarna plama). Widok pod prąd

Lee faces of both the chute bars and the supra-platform gravel bars are typical areas of pseudoimbrication, in which platy pebbles rest parallel, or nearly parallel, to the foresets. It may be also mentioned that some of the supra-platform bars lack lee faces and are nearly symmetrical in a longitudinal section.

The bar-lee and bar-tail deposits are as a rule sandy and will not be discussed in this article. Typical of these areas are transverse- and oblique bars as well as patches of rippled sand.

Another interesting depositional features were observed by the author on reaches subjected to the rise in a local base level, mostly resulting from a man-made activity. This was found to promote an appreciable aggradation in the area upstream from obstructions and in some instances resulted in a change from a meandering to low-sinuosity braided channel pattern. The meandering was dying out progressively as a consequence of gradual accumulation of peculiar gravel bars growing in what was

previously the pool and the pool/bar platform junction. These bars called here “meander-plug bars”, or “meander-plug gravels” are crescentic flat-topped accumulations of gravel the shape of which is inherited from the original pool. Generally the bars are made up of roughly concentric layers of gravel to which are associated thin and discontinuous streaks of sand (crossbedded, or parallel laminated). Platy pebbles are imbricated obliquely upcurrent and the orientation of the maximum projection planes of platy pebbles is essentially the same as in the adjacent (and underlying) meander pool gravel. Commonly the meander-plug bars are separated from the concave banks by cut-off channels, or dead sloughs. These are usually loci of temporary oxbow lakes, or sites of deposition of fine silt and mud to which are associated plant accumulations and deposits of ferric hydroxide. Once stabilized by vegetation, the meander-plug bars become a permanent feature.

Contemporaneously with the formation of the meander-plug bar the main thalweg is shifted progressively towards the original convex

bank. This results in the formation of a new channel that is always less sinuous, but steeper than the original meandering one. The new channel is entrenched into relatively fine-grained point-bar deposits. The new channel, however, soon becomes paved partly owing to an intense winnowing of the underlying bed material.

Such modifications in channel pattern were observed by the author during the 1968–72’s field seasons, particularly in a catchment area of the Strzegomka River⁴. Here some small tributaries were found to modify their pattern from a meandering- to low-sinuosity braided one in no more than three or four years. It is also unquestionable that these modifications were by no means conditioned by any change in discharge, bed material, or stream load. Simply a man-made change in a local base level was the only cause.

It is very likely that similar meander-plug accumulations do occur elsewhere — see, for instance, Doeglas 1962, fig. 5.

FABRIC IN HIGH-SINUOSITY CARBONIFEROUS CHANNELS

Structure and fabric in the Lower Carboniferous deposits, which are thought to have accumulated in ancient high-sinuosity streams, are illustrated in figures 19–29. All the deposits are attributable to the draining river associa-

tion. Data were gathered in both the northern- and western Intrasudetic Basin where the field investigations were limited to the Middle- and Upper Viséan formations.

Figure 19 illustrates a sandy channel-fill de-

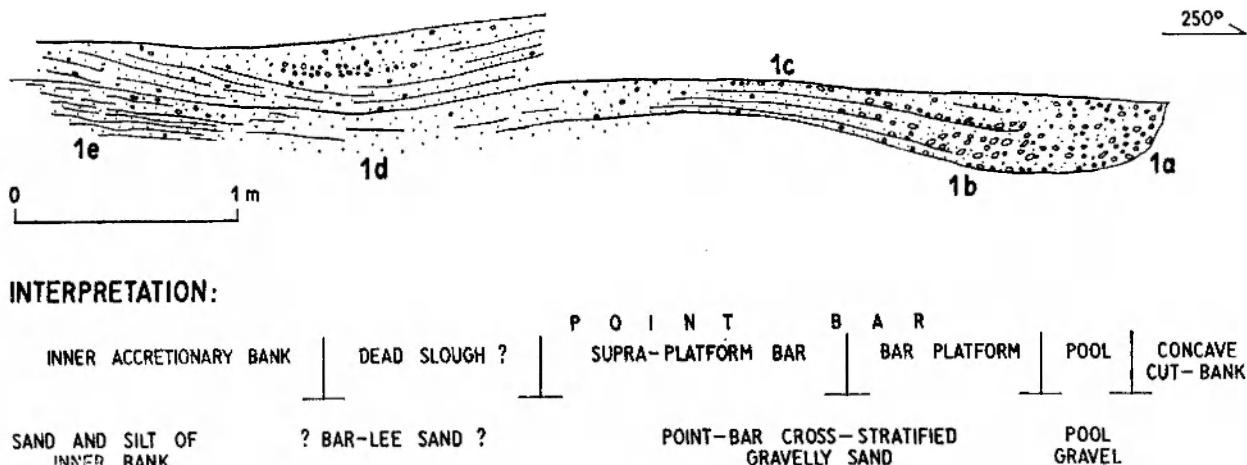


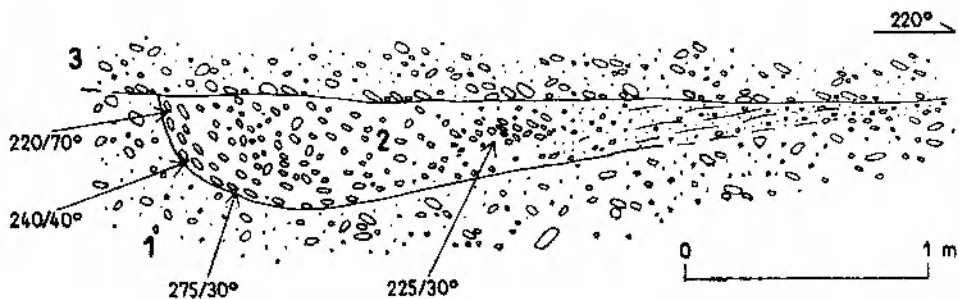
Fig. 19

High-sinuosity “frozen” channel in the Arkose Member of the Uppermost Szczawno Formation, outcrop no. 1688K, situated in bed of the Bóbr River, 1850 m south-east of the church in Opawa. See text for more information
Kopalne koryto rzeki meandrującej w piaskowcach członu arkozowego najwyższej partii kulmu ze Szczawna, odsłonięcie 1688K w korycie Bobru, 1850 m na SE od kościoła w Opawie. Objasnienia w tekście

posit typical of the uppermost Kulm in the southern portion of the Intrasudetic Basin, termed here the Subarkose Member. This is up to 50 meters thick and distinguishes itself by the predominance of subarkose and micaeous subgraywacke and siltstone over pebble conglomerate. The member comprises numerous well-defined fining-upwards sequencies suggesting the origin from high-sinuosity streams rather than braided ones.

An example of channels typical of the Subarkose Member is a "frozen" channel shown

Represented in figure 20 is a small asymmetrical channel filled up by pebble conglomerate (2) that to the north-west passes progressively into sandy granule-pebble conglomerate and conglomeratic sandstone. The strike and dip of the steep eroded bank is 200/70° E. Azimuths and dip angles of the AB planes of platy pebbles are visualized in the drawing. The channel is cut down in sandy pebble conglomerate (1) platy pebbles of which are imbricated; here a north-easterly paleoflow (of 55°) is indicated. The same paleocurrent direction is



INTERPRETATION:

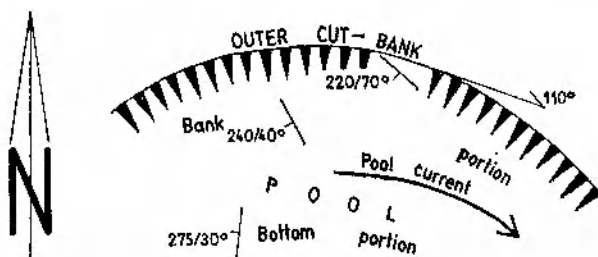


Fig. 20

Asymmetrical channel in conglomerate of the Szczawno Formation, outcrop no. 1709K, 70 m north-west of hill 543.1 m, south of Bukówka. Current direction in bed 2 was away from the observer. See text for explanation

Asymetryczne koryto w zlepieńcach kulmu ze Szczawna, odsłonięcie 1709K, 70 m na NW od wzgórza 543,1 m, na południe od Bukówki. W ławicy 2 kierunek prądu od obserwatora. Dalsze objaśnienia w tekście

in figure 19. The channel-fill deposit comprises fine sandy conglomerate (1a), sandy pebble conglomerate (1b) passing to sandy granule conglomerate (1c), well sorted medium-grained sandstone (1d), and fine sandstone and siltstone (1e, occasionally with granules). In the deepest portion of the channel, the arrangement of platy pebbles is typically random, while the oblique upcurrent imbrication indicative of a northerly paleocurrent is seen at 1b. The section is thought to represent a typically high-sinuosity stream deposit and the interpretation suggested is given in the drawing.

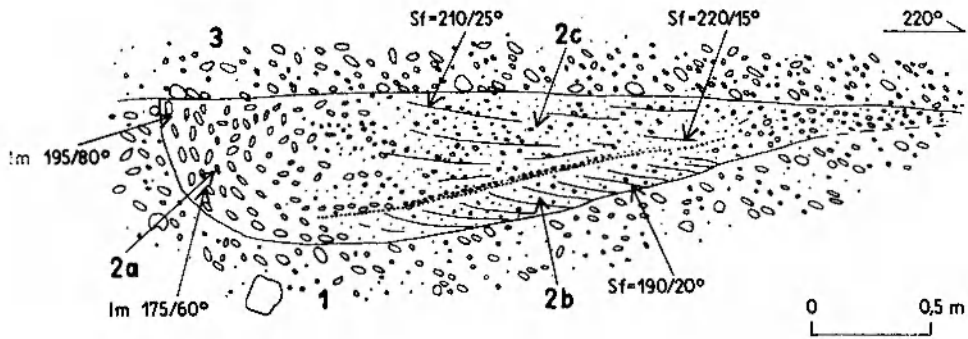
revealed by an imbricated pavement at the base of the overlying pebble conglomerate (3).

The conglomerate occurring in the left portion of the channel is interpreted as a pool gravel. Platy pebbles flooring the steep eroded bank are imbricated obliquely upcurrent, while those lying on the flat deepest portion of the pool dip directly into the current. The cross-stratified sandy deposit is thought to have originated as a bar platform deposit. It is very likely that the gravel labelled 2 (except for imbricated channel pavement) represent a meander-plug bar.

Another asymmetrical channel is illustrated in figure 21. Here the channel-fill deposit comprises three or four distinctive lithologies involving tightly packed pebble conglomerate (2a) passing southwards into sandy granule-pebble conglomerate; cross-bedded sandstone (2b), sandy granule-pebble conglomerate and crossbedded conglomeratic sandstone (2c), and poorly sorted conglomeratic sandstone at the southern end of the feature. The steep ero-

eroded in an imbricated pebble-cobble conglomerate the platy pebbles of which indicate a north-easterly paleoflow (of 45°). From the above, the channel-fill deposit is truncated by a paved planar surface of erosion; this is overlain by pebble conglomerate.

On the basis of these data, a high-sinuosity channel is reconstructed (see interpretation in fig. 21) with the pool as an environment for the obliquely upcurrent imbricated pavement



INTERPRETATION :

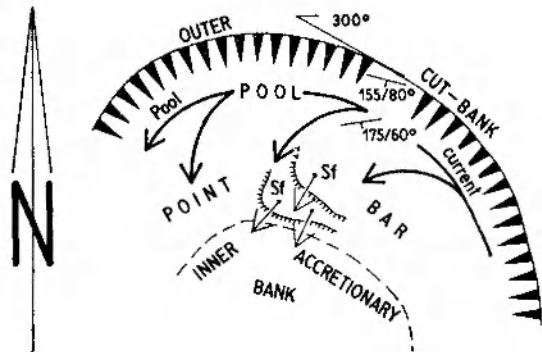


Fig. 21

Asymmetrical channel in conglomerate of the Szczawno Formation, outcrop no. 1721K, top portion of hill 582.8 m, south of Bukówka. In this channel, material was transported towards the viewer. See text for full explanation

Asymetryczne koryto w zlepieńcach kulmu ze Szczawna, odsłonięcie 1721K, szczytowa partia wzgórza 582,8 m, na południe od Bukówki. W tym korycie materiał detrytyczny był transportowany ku obserwatorowi. Dalsze objaśnienia w tekście

ded bank strikes 300° and dips at an angle of 70–80° to the south-west. The conglomerate labelled 2a is imbricated obliquely upcurrent and azimuths and dip angles of the AB planes of platy pebbles are given in the drawing *Im*. The erosional surface underlying the conglomeratic sandstone labelled 2c is paved. The azimuths and dip angles of cross-strata are labelled *Sf*. The channel considered was

(2a), the bar platform for poorly sorted chaotic gravel (between 2a and 2c), and the supra-platform bar for the cross-stratified gravelly sands (2b and 2c). Most likely the latter were deposited as transverse bars or embankments.

Figure 22 shows portion of an asymmetrical channel filled up by tightly packed pebble conglomerate (2a) that southwards passes progressively into sandy granule-pebble conglom-

merate (2b) and crossbedded conglomeratic sandstone (2c). Azimuths and dip angles of the AB planes of platy pebbles are labelled *Im* and those of foreset beds — *Sf*. The steep eroded bank of the channel trends 250° and dips into the channel at angles of 60–65°. It is noteworthy that platy pebbles clustered at 2 are imbricated with respect to the foresets

are thought to have been deposited in a high-sinuosity channel. The obliquely imbricated gravel labelled 2a is interpreted as a pool gravel. Finally, the crossbedded sandy conglomerate and conglomeratic sandstone (2b and 2c), on the other hand, are believed to be platform bar deposits accumulated owing to the bar head current.

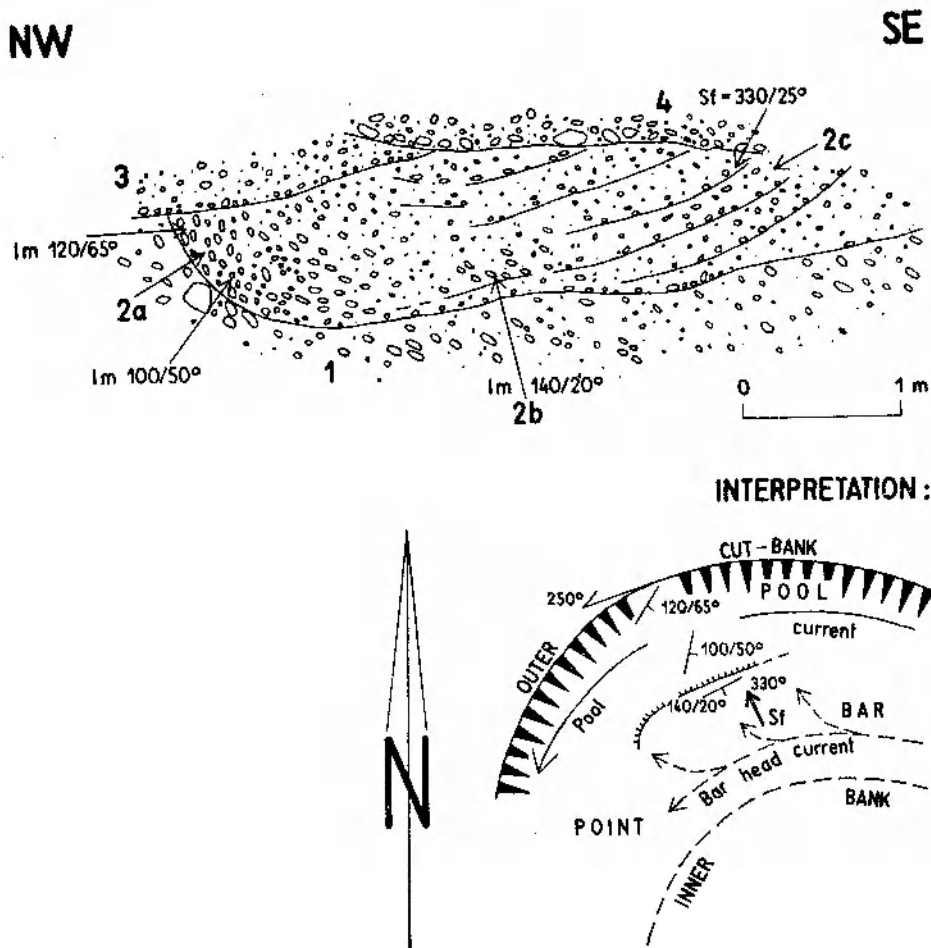


Fig. 22

Asymmetrical channel in conglomerate of the Szczawno Formation, outcrop no. 1724K, 800 m east of hill 640.4 m, west of Błażkowa. Paleocurrent direction in bed 2 is towards the observer. See text for more information

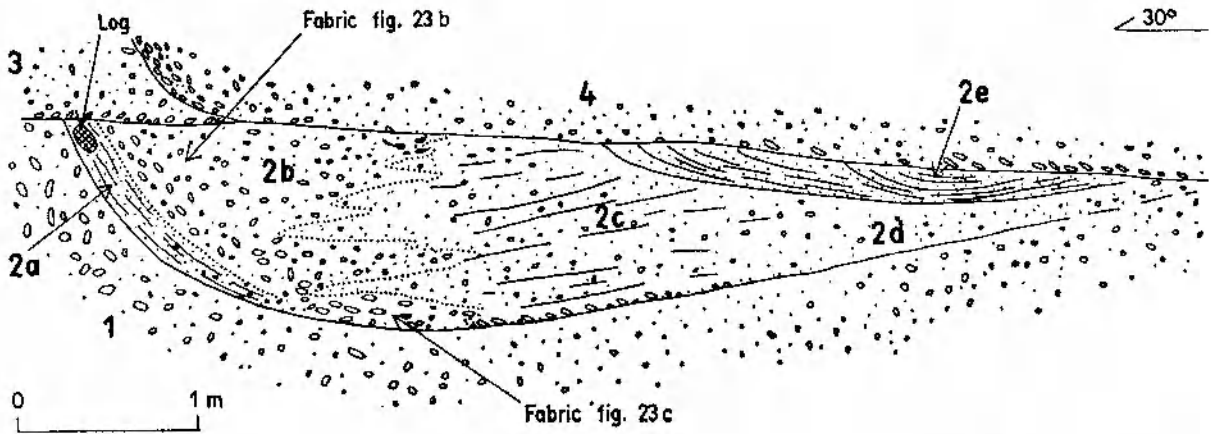
Asymetryczne koryto w zlepieńcach kulmu ze Szczawna, odsłonięcie 1724K, 800 m na E od wzgórza 640,4 m, na W od Błażkowej. W ławicy 2 paleoprawd jest skierowany ku obserwatorowi. Dalsze objaśnienia w tekście

and compared to them they dip in the opposite (upcurrent) direction. The channel is cut in sandy granule-pebble conglomerate (1) deposited by a northwesterly paleoflow (of 320°). 3 is sandy granule-pebble conglomerate and 4 is pebble conglomerate. The latter is underlain by an imbricated pebble pavement.

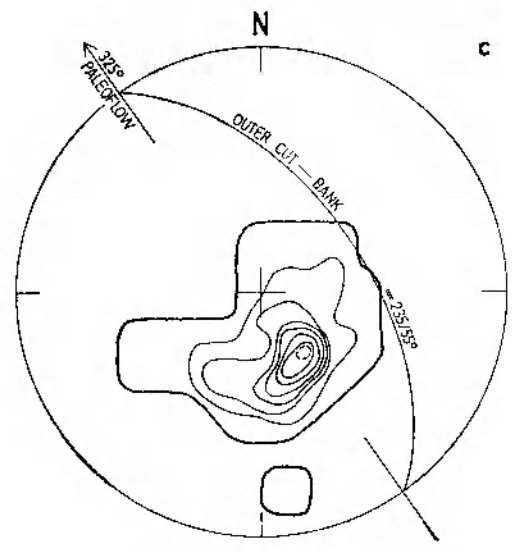
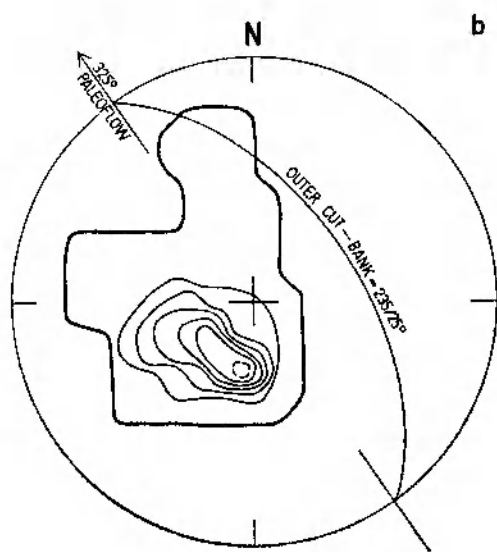
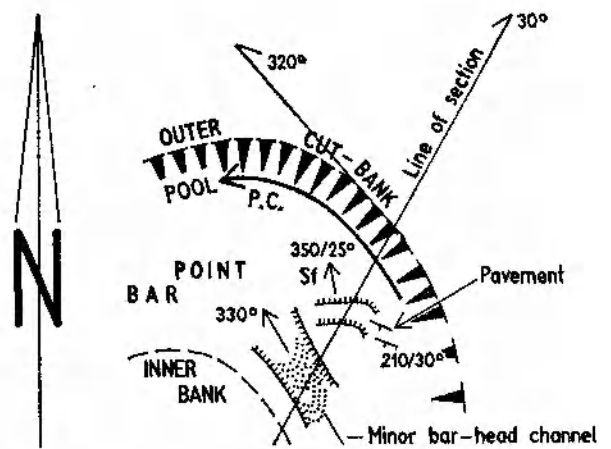
Both gravel and gravelly sand of bed 2

Illustrated in figure 23a is an asymmetrical channel cut down into pebble conglomerate (1). At the northern portion of the exposure, the conglomerate is tightly packed, but southwards it becomes more and more sandy. The channel-fill deposit comprises sandstone and gravelly sandstone (2a) that parallel the steep outer bank, closely packed pebble conglomerate (2b)

a



INTERPRETATION:



passing southwards into sandy granule-pebble conglomerate, crossbedded conglomeratic sandstone (2c), conglomeratic sandstone and granule conglomerate (2d), and, finally, slightly conglomeratic sandstone (2e) displaying trough cross-stratification. The strike and dip of the steep eroded bank is $325/45-55^\circ$ SW. The strike and dip of foreset beds (2f) in conglomeratic sandstone labelled 2c is $260/25^\circ$ N. Beneath the sandstone, there is an imbricated channel pavement the platy pebbles of which dip to 210° at an angle of about $25-35^\circ$. 3 is sandy granule-pebble conglomerate. This is underlain by an imbricated pebble pavement, too. Another asymmetrical channel is seen truncating bed 3. This is filled up by conglomerate and conglomeratic sandstone.

The channel-fill deposits labelled 2 are thought to have been deposited in a high-sinuosity channel. The tightly packed gravel (2b) is interpreted as a pool gravel. In the marginal portion of the channel, this gravel is imbricated obliquely upcurrent (fig. 23b), while in the bottom portion of the channel, platy pebbles seem to dip directly into the orienting current (fig. 23c). Furthermore, the cross-stratified gravelly sand (2e) is believed to represent a bar platform deposit and the trough cross-stratified sand (2c) is attributed to a minor bar-head channel. The origin of the sandy deposit labelled 2a is, however, somewhat enigmatic. It can be by no means considered a local phenomenon and similar fine deposits were frequently observed by the author floor-

ing steep outer banks of some asymmetrical Kulm channels. Perhaps this fine deposit was trapped by the rough, gravelly bank surface or branches and logs hurled against the concave bank by the pool current. A log of *Lepidodendron* seen in the layer in question seems to

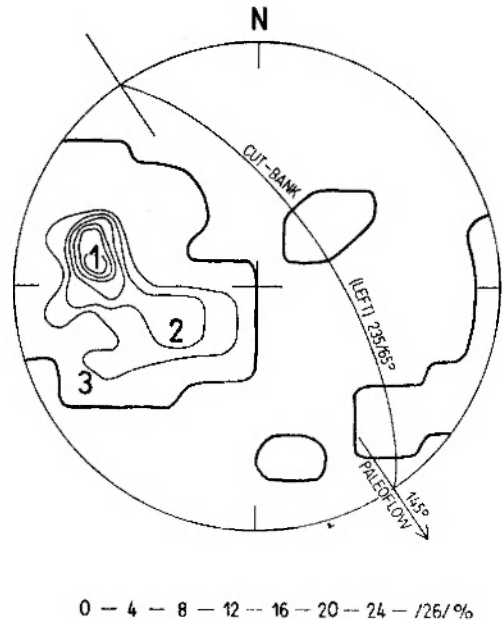


Fig. 24

Diagram showing pebble fabric in a channel-fill conglomerate, Lubomin Formation, outcrop 1637R, 600 m north-west of hill 642.0 m, north of Sędziszów. See text for explanation

Diagram przedstawiający orientację otoczek w zlepieniu korytowym. Kulm z Lubomina, odsłonięcie 1637R, 600 m na NW od wzgórza 642,0 m, na północ od Sędziszowa. Dalsze objaśnienia w tekście

Fig. 23

Asymmetrical channel in conglomerate of the Lubomin Formation, outcrop no. 87S, 540 m south-west of Mrowica Mt., south of Bogaczowice

a - outcrop view. In this channel, detrital material was transported towards the observer. P. C. = pool current, B. H. C. = bar-head current. See text for more information;

b - diagram illustrating pebble fabric in the closely packed pool gravel (see fig. 23a for location). The majority of platy pebbles dip obliquely upcurrent (prominent maximum of $195/25^\circ$, = 22 per cent). It is evident from the diagram that some platy pebbles only floor the channel and display no imbrication;

c - diagram showing pebble fabric in the closely packed pool gravel near the bottom of the channel (see fig. 23a for location). There is one prominent maximum ($145/25^\circ$) corresponding to platy pebbles dipping directly into the current. The resultant paleoflow of 325° parallel the mean channel trend. Secondary maximum of $205/30^\circ$ corresponds to platy pebbles that are imbricated obliquely upcurrent

Asymetryczne koryto w zlepieniach kulmu z Lubomina, odsłonięcie 87S, 540 m na SW od Mrowicy, na południe od Bogaczowice

a - koryto z materiałem detrytycznym transportowanym ku obserwatorowi. P. C. - prąd głębi meandrowej, B. H. C. = prąd działający w obrębie lachy meandrowej. Dalsze objaśnienia w tekście;

b - diagram ilustrujący ułożenie otoczek w ciasno upakowanym żwirze (lokalizacja miejsca pomiarów na fig. 23a). Główne maksimum ($195/25^\circ$, 22%) odpowiada skośnej, podprądowej imbrykacji. Diagram uwidacznia również, że część otoczek płaskich jedynie wyściela koryto i nie wykazuje imbrykacji;

c - diagram ilustrujący ułożenie otoczek w ciasno upakowanym żwirze dennej partii koryta (lokalizacja miejsca pomiarów na fig. 23a). Główne maksimum ($145/25^\circ$) odpowiada otoczkom zapadającym dokładnie pod prąd i wskazuje na paleoprąd w kierunku 325° , a więc równoległe do osi koryta. Drugorzędno maksimum ($205/30^\circ$) odpowiada otoczkom wykazującym skośną, podprądową imbrykację

confirm the hypothesis. If the assumption is correct, such fine deposits lining outer eroded banks reflect some bankful discharges earlier than those responsible for the final infilling of the channels containing them.

Figure 24 demonstrates pebble fabric in an asymmetrical channel at least several meters wide and up to a meter deep. In the field, only the eastern portion of the channel is to be seen showing tightly packed pebble conglomerate bounded from an adjacent sandy gravel by the steep concave surface of erosion dipping to $235/65^\circ$. The prominent maximum in the diagram ($I = 26\%$ at an azimuth of $280/55^\circ$) corresponds to platy pebbles, which apparently dip obliquely upcurrent. While two secondary maxima ($2 = 12\%$ at an azimuth of $240/35^\circ$ and $3 = 8\%$ at an azimuth of $240/60^\circ$) correspond to platy pebbles that only floor the steep channel bank lying parallel to its concave surface. These pebbles, in spite of being inclined, are not imbricated. Such pebbles can, of course, be useful in reconstructing the strike and dip of eroded outer banks.

On the basis of pebble arrangement and lithological variation within the exposed portion of the channel in question, it is reasonable to classify it into high-sinuosity ones. Also the resultant paleoflow of 145° is postulated. Consequently, the conglomerate considered is regarded as a pool gravel.

At least three successive asymmetrical channels are easily recognizable in a section illustrated in figure 25a (see also pl. II and III). Of these two exhibit a characteristic internal differentiation in grain size, sorting, and structure with cross-stratified deposits at their gentler (convex) sides and coarser, but more tightly packed conglomerates at their steeper (concave) banks. The characteristics allows the present writer to regard these channels as high-sinuosity ones. Such an interpretation seems to be confirmed by measurements of pebble fabric, cross-stratification, and channel trends. The majority of channels investigated in the outcrop typically trend nearly south-north, or south east-north west (fig. 26).

Fabric diagram, figure 25b, demonstrates platy pebbles to dip obliquely upcurrent. Consequently, in the channel labelled *II*, the conglomerate adjoining the right concave bank is interpreted as a pool gravel. This channel was

certainly infilled owing to several successive episodes at least two of which are easily recognizable from the drawing. It is believed that an irregular block of redeposited fine material (shown in black) as well as a log of *Lepidodendron* (*L*) both belong to the earlier depositional episode. Cross-strata at the left convex bank dip to $55-90/15-25^\circ$. These are thought to represent the bar platform and, possibly, also part of the supra-platform bar sediments. Here a generally northerly paleoflow is postulated.

In the channel labelled *III*, on the other hand, the obliquely imbricated pool gravels dip to $330/20-50^\circ$ and the cross-stratified point bar deposits dip to $100-115/20-30^\circ$ thus indicating a southerly paleoflow. A peculiar feature in the channel in question is a layer of sandstone lining the steep concave bank. The origin of similar deposits is discussed briefly above.

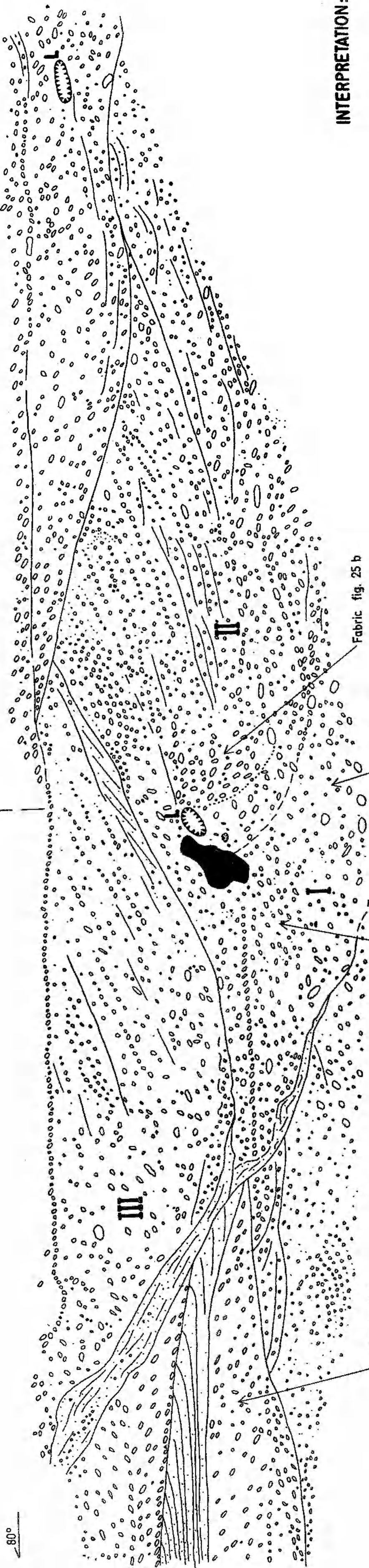
Fabric diagram, figure 25c, illustrates imbrication in what was possibly a central portion of the asymmetrical channel *I*. Here platy pebbles dip generally to the south indicating a northerly paleoflow, similarly as in the channel *II*. There is a weak secondary maximum (labelled *L*), which may correspond to the oblique upcurrent imbrication at the left or convex bank, or near the pool/bar platform junction. The mean channel trend is nearly south-north.

Fabric diagram, figure 25d, refers to the same layer of gravel, but stratigraphically higher in the profile. The prominent maximum in the diagram (*L*) corresponds to platy pebbles that most likely are imbricated obliquely upcurrent in the left side portion of the channel *I*. Secondary maxima correspond to the normal upcurrent imbrication (*M*) and the oblique upcurrent imbrication near the right convex bank (*R*).

The last diagram, figure 25e, shows pebble fabric in a bed of gravel seen in the outcrop in a section roughly perpendicular to the mean paleocurrent of about 10° . Even on a short distance seen in the field and illustrated in figure 25a, the azimuths of dip of platy pebbles change consequently from $240/40^\circ$ on the left to $190/45^\circ$ on the right, near the erosional end of the gravel bed. This is expressed in the diagram by two maxima (*M* and *R*), which are interpreted as an upcurrent imbrication

a

205°



INTERPRETATION:

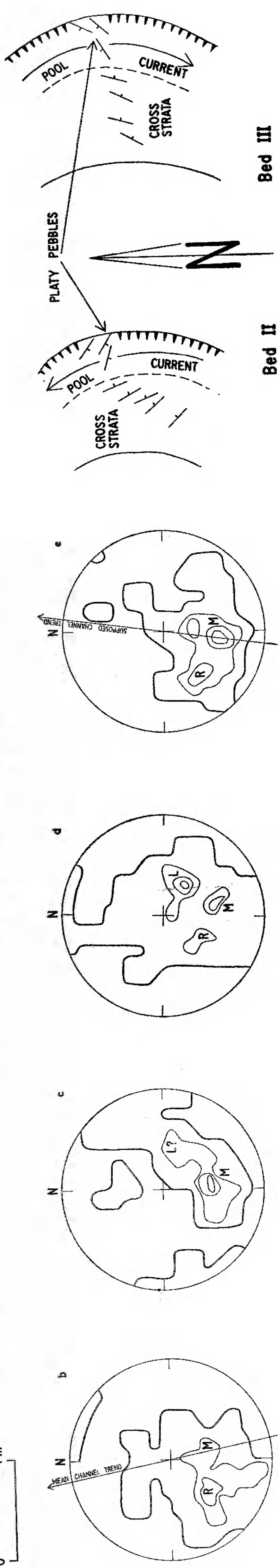
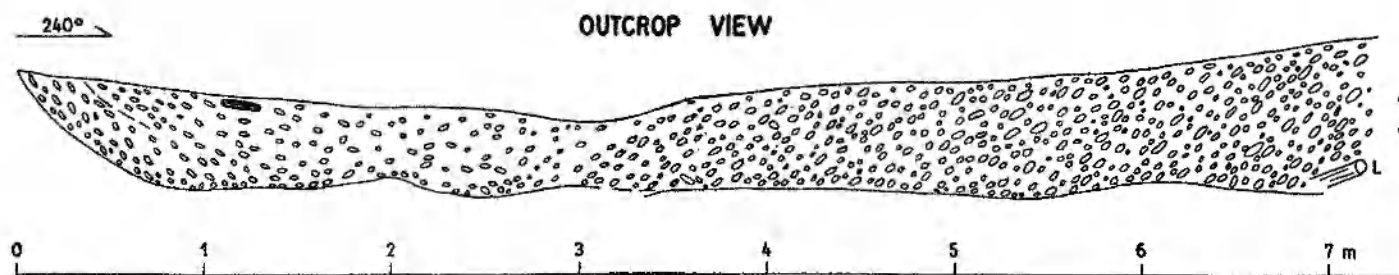
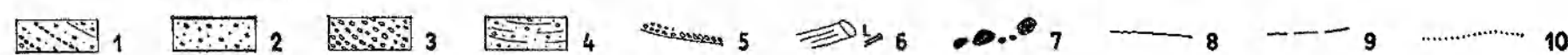
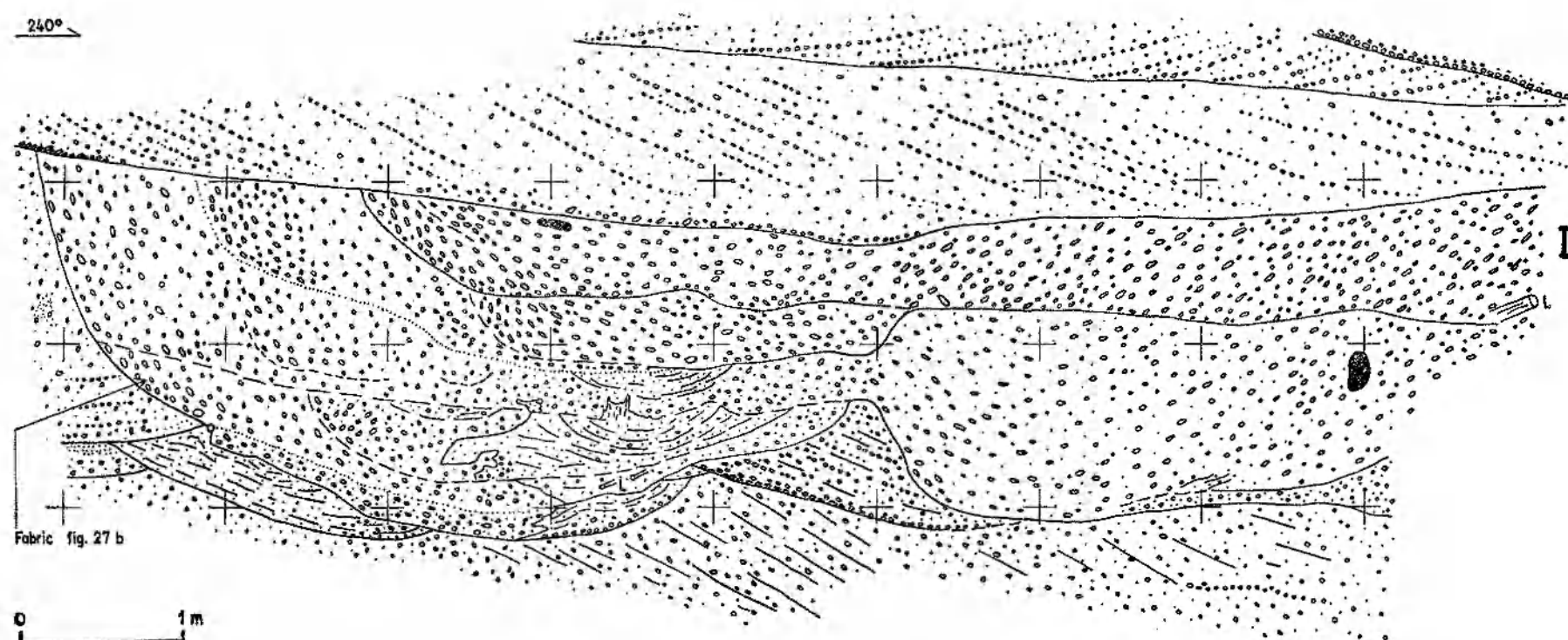


Fig. 25

Channel-fill conglomerates and sandstones, Lubomin Formation, outcrop no. 97S, 1875 m south of the church in Bogzechowice
 a - outcrop view. See text for more information; b - e contour diagrams illustrating fabric in conglomerates. See figure 25a for location and text for full explanation

Zlepienie i paskowce korytowe kulmu z L¹ omiina. Odstonienie 97S, 1875 m na S od k. ściana w Bogzechowicach

a - widok odsłonięcia. Dalsze objaśnienia w tekście; b - e - diagramy konturowe ilustrujące ułożenie otworów w zlepieniu. L - ośrodek, M - wzniesienie, R - koryta. Dalsze objaśnienia w tekście e



INTERPRETATION (PLAN):

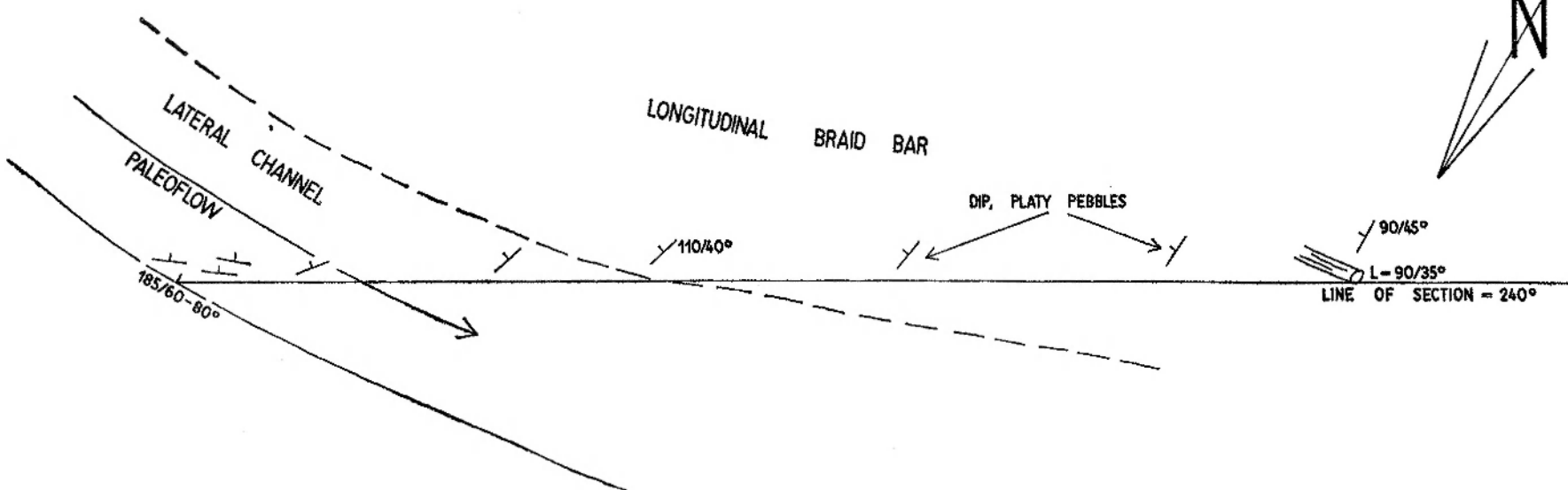


Fig. 27

Channel-fill and bar conglomerates and sandstones, Lubomin Formation, outcrop no. 219S, 425 m west-west-south of Sas Mt., 515.4 m

a - outcrop view: 1 - sandy granule-pebble conglomerate displaying foreset cross-stratification; 2 - sandy granule-pebble conglomerate, homogeneous; 3 - pebble conglomerate and sandy pebble conglomerate, imbricated; 4 - sandy granule conglomerate with scattered pebbles, or conglomeratic sandstone, trough cross-stratified; 5 - pebble-cobble pavements, commonly imbricated; 6 - logs of *Lepidodendron* and *Asterocalamites*; 7 - lumps, pebbles, and blocks of redeposited topstratum (?) deposits; 8 - distinct boundary; 9 - indistinct boundary; 10 - very indistinct boundary. See text for more information;

b - pebble fabric in conglomerate adjoining the steep concave bank of the channel shown in figure 27a. Here the concave bank dips to 175-195/45-50° and the channel trends nearly west-east. Prominent maximum in the diagram corresponds to platy pebbles that only floor the steep eroded bank: these are in fact not imbricated. Secondary maximum of 215/55° corresponds to pebbles imbricated obliquely upcurrent. An easterly paleoflow is indicated;

c - interpretation of bed labelled I in figure 27a (shown in plan). See text for explanation;

d - collective diagram showing paleocurrents in the outcrop illustrated in figure 27a: 1 - crossbedding; 2 - pebble imbrication; 3 - logs. Channel trends are shown by lines at the diagram circumference and arcs refer to steep concave banks of alluvial channels. See text for explanation

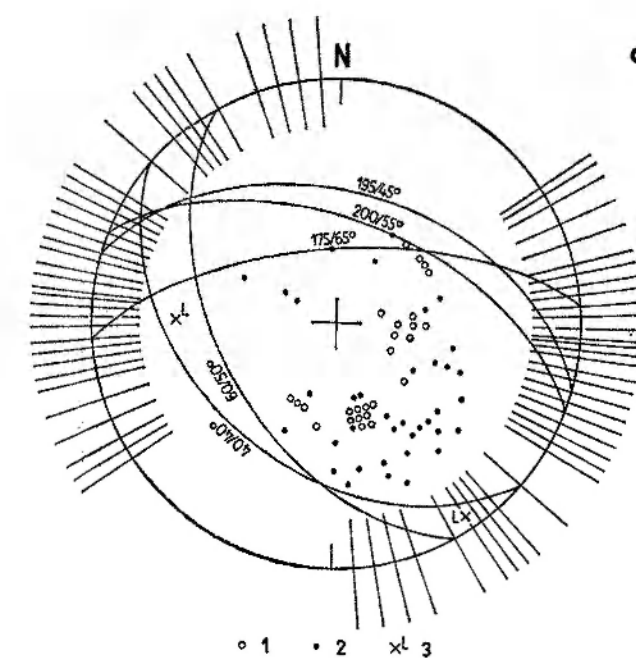
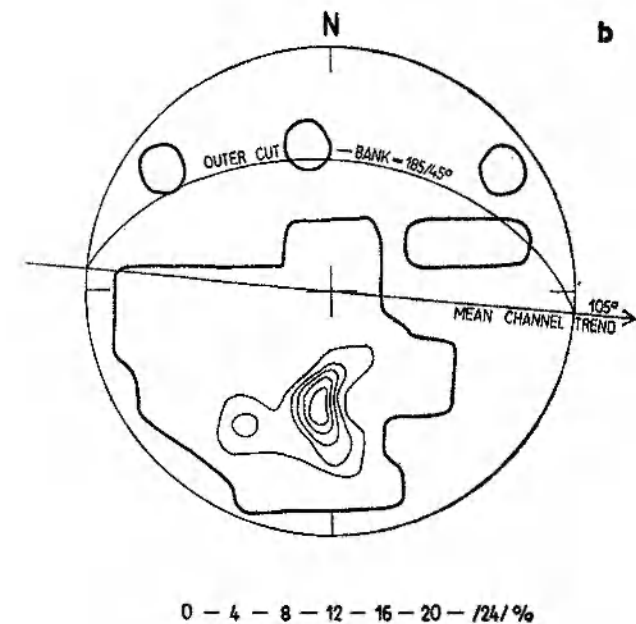
Osady korytowe i utwory łach w zlepionych i piaskowcach kulmu lubomińskiego, odsłonięcie 219S, 425 m na WWS od Sasa (515,4 m)

a - widok odsłonięcia: 1 - piaszczyste zlepienie drobnoziarniste o uwarstwieniu skośnym typu deltowego; 2 - zlepienie jak wyżej, jednorodne; 3 - zlepienie drobnoziarniste, zimbrykowane; 4 - piaszczyste zlepienie drobnoziarniste z pojedynczymi większymi otoczkami i zlepienowate płaskowce o warstwowaniu skośnym nieckowatym; 5 - bruki korytowe, często zimbrykowane; 6 - pnie lepidodendronów i kalamitów; 7 - fragmenty i bloki osadów równi zalewowej (?); 8 - granica wyraźna; 9 - granica niewyraźna; 10 - granica bardzo niewyraźna. Dalsze objaśnienia w tekście;

b - ułożenie otoczek w żwirach leżących przy stromym, wklęsłym brzegu koryta przedstawionego na figurze 27a. Stromy, wklęsły brzeg zapada w kierunku 175-195/45-55°, a koryto przebiega prawie dokładnie w kierunku wschód-zachód. Główne maksimum odpowiada otoczkom płaskim wyścielającym stromą powierzchnię koryta. Otoczki te de facto nie są zimbrykowane. Drugorzędne maksimum odpowiada otoczkom płaskim zapadającym skośnie pod prąd (215/55°). Paleoprad był ku wschodowi;

c - interpretacja ławicy oznaczonej na figurze 27a symbolem I. Dalsze objaśnienia w tekście;

d - zbiorczy diagram ilustrujący paleoprądy w odsłonięciu przedstawionym na figurze 27a: 1 - warstwowanie skośne; 2 - imbrykacja otoczek płaskich; 3 - pnie. Kierunki koryt zaznaczone kreskami przy obwodzie diagramu. Łuki odnoszą się do stromych, wklęsłych brzegów koryt. Dalsze objaśnienia w tekście



(*M*) and the oblique upcurrent imbrication (*R*). The arrangement of platy pebbles is therefore thought to be bank-affected. Thus the conglomerate is interpreted as a channel-fill gravel laid down in a channel (or scour) trending nearly south-north.

All the directional data gathered from the illustrated portion of the exposure are plotted in figure 26. The scatter in imbrication meas-

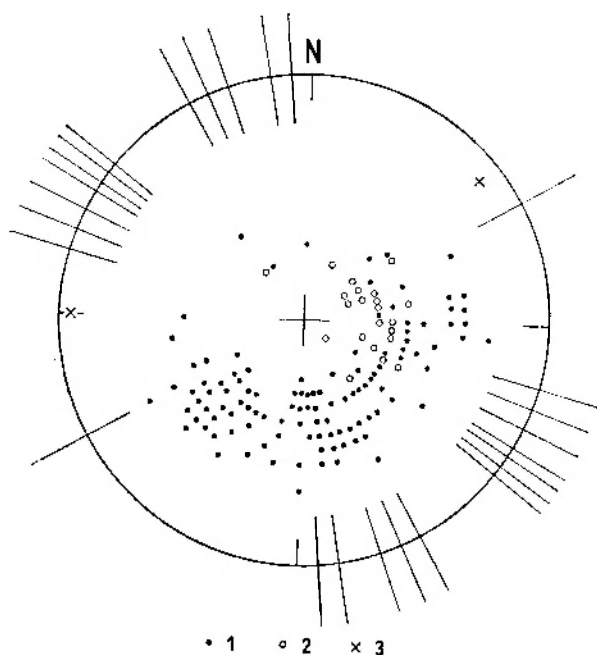


Fig. 26

Paleocurrents in the outcrop no. 97S, for location see figure 25a

1 - imbrication, platy pebbles; 2 - crossbedding; 3 - logs. Channel trends shown by lines at the diagram circumference

Paleoprądy w odsłonięciu 97S (lokalizacja na fig. 25a)

1 - imbrakacja płaskich otoczków; 2 - warstwowanie skośne; 3 - pnie. Kierunki koryt przedstawione jako linie na obwodzie diagramu

urements is believed to be interpretable in terms of the bank-effect in sinuous- and straight channels. One may suppose, however, that the measurements grouped in a sector limited by the majority of channel trends are likely to represent the normal upcurrent imbrication, while those outside this sector may correspond to the oblique upcurrent imbrication. It is also noteworthy that the majority of crossbedding measurements cluster roughly at right angles to the mean channel trend. This angular deviation is, however, easy to interpret in the light of data published by Ore (1963). It is also

evident from the diagram that the scatter in pebble fabric measurements is higher than that for channel trends.

Typical of the outcrop considered is also the herringbone imbricated pattern an example of which is well seen in the left side of the drawing (fig. 25).

Illustrated in figure 27a are mutual relationships of symmetrical and asymmetrical channels and deposits infilling them (see also pl. IV). The erosional and depositional history of the deposits in question is easy to reconstruct from the drawing. Features seen in the lower half of the section are believed to represent deposits accumulated in asymmetrical high-sinuosity channels. Gravels cropping out near the steep eroded banks of these channels are as a rule imbricated obliquely upcurrent (fig. 27b) and are interpreted here as pool gravels. Point-bar deposits, on the other hand, are only hardly recognizable (if ever) being largely destroyed owing to channel migrations.

In gravel-dominated beds, the arrangement of platy pebbles as a rule displays distinct bank effects. This allowed the present writer to reconstruct some original bars and channels an example of which is shown in figure 27c. A bar-and channel topography reconstructed in the drawing in plan refers to the conglomerate bed labelled *I* (fig. 27a). In its left portion, the conglomerate is somewhat finer and relatively sandy. Here platy pebbles dip to $155/160/30-60^\circ$ i.e., obliquely upcurrent (fig. 27c). The conglomerate adjoining the outer bank contains a number of pebble-sized lumps of fine redeposited material. Away from the bank, the dip direction of platy pebbles changes progressively and at the station 3.7 m the conglomerate becomes coarser and more tightly packed. Here platy pebbles dip to $110/45^\circ$ and further southwards purely easterly dips were noted ($90/40-50^\circ$). A long of *Lepidodendron* seen at the station 7.2 m (fig. 27c and a) dips also to the east ($90/35^\circ$).

The closely packed pebble-cobble gravel (between stations 3.7 and 7.2 m) is interpreted as a longitudinal bar, or strictly speaking is thought to represent its coarser bottom portion (or nucleus). Northwards, the bar gravel passes imperceptibly into more sandier and finer conglomerate, which is interpreted as a channel-fill deposit. This accumulated, it is surmised,

in a low-sinuosity channel bypassing the braid bar from the north. Here the original stream flowed to the west (fig. 27e).

Directional data gathered from the whole outcrop in question are plotted in figure 27d. It is clear from the diagram that the majority of channels trended east-west, or south east-north west. Paleoflows, however, were both from the south-east and from the opposite direction. The scatter in pebble dip directions is partly attributable to the bank

effect and the dispersion of cross-bedding readings can be at least in part explained in terms of trough cross-stratification geometry.

Sandstones and conglomeratic sandstones seen in the lower portion of the exposure (fig. 27a) generally display trough cross-stratification. While those constituting the two uppermost beds exhibit foreset cross-stratification. The former are attributable to dunes or similar bedforms, whereas the latter are recognized as transverse bars. Foreset strata meet the lower, erosional bounding surface asymptotically or semi-tangentially (toeset). In some places, the toeset overlies an imbricated channel pavement the platy pebbles of which dip not uncommonly in a nearly opposite direction compared to foresets. According to Ore (1963) similar modern transverse bars originate owing to relatively long-lasting periods of high-stage discharge.

It is very likely that fossil counterparts of the meander-plug gravels do occur in the Kulm conglomerates. To this category belong, it is surmised, two gravel accumulations (beds 4 and 5) illustrated in figure 28a. Both the beds comprise relatively tightly packed pebble conglomerate. On the basis of channel geometry and internal differentiation in grain size, sorting, and structure, these gravels are interpreted as accumulated in high-sinuosity channels. It is evident from fabric diagram (bed 5, fig. 28b) that the majority of platy pebbles dip obliquely upcurrent; this is also the case in bed 4. Moreover, in the diagram considered, there are also ill-defined secondary maxima of pebbles lying parallel to the outer cut bank and simply lining it. These pebbles are, in fact, not imbricated. The two logs of *Lepidodendron* seen in bed 5 (fig. 28a) dip obliquely upcurrent, too.

The conglomerates of beds 4 and 5 differ from ordinary pool gravels in that they occupy more than a half (or even three-fourths) original channel width. The characteristics, together with tight packing of the gravel, and oblique upcurrent imbrication displaying but a little variation in pebble dip azimuths throughout the gravel accumulations all seem to indicate that the conglomerates in question did originate as gravelly infillings in degenerating meanders (or pseudomeanders, see discussion).

A method involving an integrated investi-

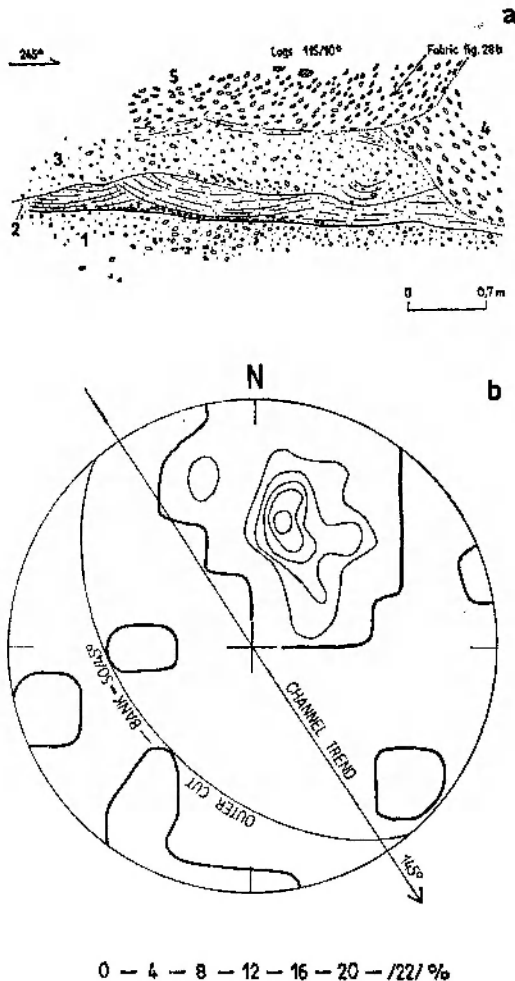


Fig. 28

Channel-fill deposits in the Middle Visean conglomerates, outcrop no. 97S, 1875 m south of the church in Bogaczowice

a - outcrop view. See text for more information; b - fabric diagram for pebble conglomerate of bed 5 (see fig. 28a for location).
Explanation in the text

Osady korytowe w zlepieńcach środkowego wizeanu, odsłonięcie 97S, 1875 m na S od kościoła w Bogaczowicach

a - widok odsłonięcia. Dalsze objaśnienia w tekście; b - diagram ilustrujący ułożenie otoczek w lawicy 5 (lokalizacja na fig. 28a).
Objaśnienia w tekście

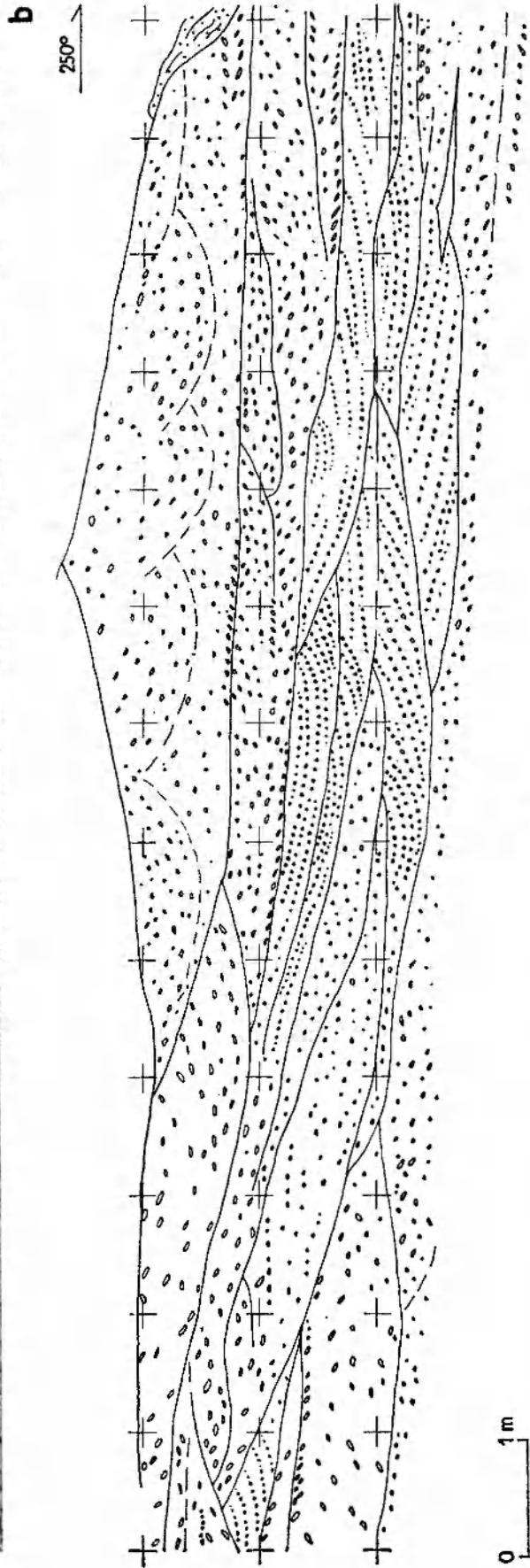


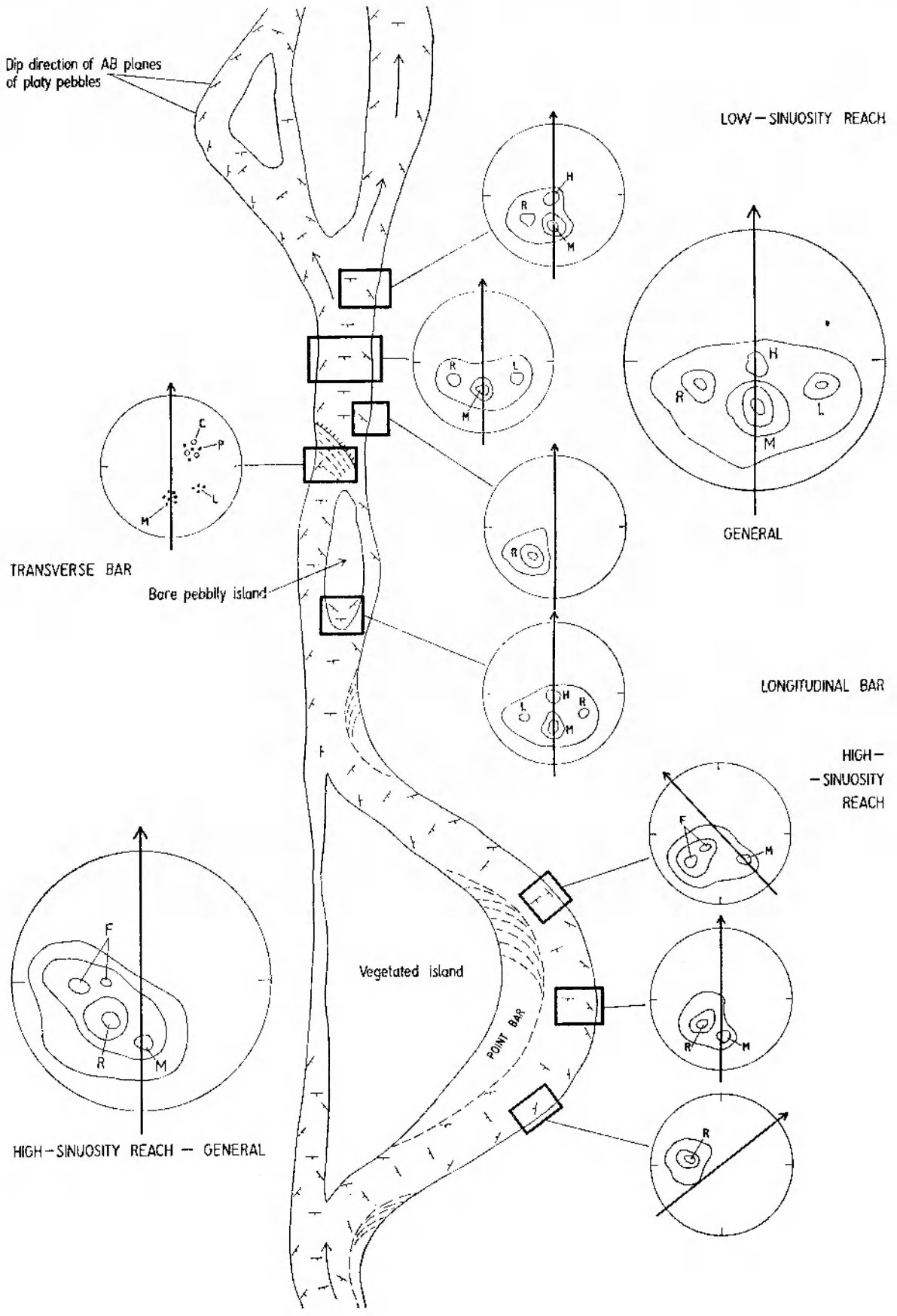
Fig. 29

a - photograph showing cross-bedded sandstones and conglomeratic sandstones (lower portion of the photo) and apparently "massive" and "featureless" gravels overlain by thin laminae. Laboratory outcrop no. 97S, 1875 m south of the church in Bogaczowice. Hammer handle is 63 cm long;

b - diagrammatic sketch showing channeling, cross-bedding, and pebble arrangement in the outcrop illustrated in figure 29a. Sedimentation units are reconstructed and delimited by means of a detailed investigation of pebble fabric, cross-bedding, and original erosional and depositional surfaces. See text for further explanation

a - na zdjęciu widoczne są skosne warstwowe piaskowce i zlepniowate piaskowce (w dolnej części zdjęcia) oraz pozornie „masywne i „bezkulturalne” zlepniowe leżące powyżej kuln z Ląbomia, odsłonięcie 97S, 1875 m na S od kościoła w Bogaczowicach. Młotek ma 63 cm długości

b - schematyczny rysunek ukazujący koryta, wstawianie skosne i ułożenie otoczków w odsłonięciu przedstawionym na figurze 29a. Jednostki sedimentacyjne są zrekonstruowane na podstawie szczegółowych badań na ułożeniem otoczków, warstwowaniu skosnym i pierwotnymi powierzchniami erozyjnymi i sedimentacyjnymi. Dalsze objaśnienia w tekście



gation of pebble fabric, crossbedding, traces of channels, and fossil bar features is here postulated as a useful tool in studying monotonous and apparently "featureless" gravels and gravelly sands of fluvial origin. For paleogeographic purposes one may construct collective petrofabric diagrams. However, included in such diagrams should be only those readings made in deposits of known origin and geometry. From the environmental point of view, on the other hand, drawings, photographs, and systematic measurements of various directional structures are the most significant field data. Several examples of such drawings and diagrams are exemplified in figure 25–27 and 29. The last figure illustrates crossbedded gravelly sandstone and "massive" pebble conglomerate as seen in the field (fig. 29a). The section is interpreted by using the combined method and the result is shown diagrammatically in figure 29b. Conglomeratic sandstones seen in the lower half of the drawing (fig. 29b) are generally trough cross-stratified deposits, while pebble conglomerates overlying them are mostly channel-fill imbricated gravels. Here, in the mid-channel areas, platy pebbles dip generally directly into the paleocurrent (i.e., to the south, away from the viewer), while obliquely upcurrent dips were noted elsewhere. Consequently, a general northerly paleoflow is indicated (towards the observer). Also seen in some beds is so-called "herringbone imbrication

pattern". The deposits in question (as well as those illustrated in fig. 25 and 27) are interpreted as typically braided in origin (comp. Doeglas 1962; Ore 1963).

Field investigations by the present writer part of which is discussed briefly above result in a low-sinuosity model *II* (fig. 30). This model includes also some high-sinuosity channels believed to be integral elements of a generally low-sinuosity braided pattern.

Coming back to the asymmetrical Kulm channels and their deposits it is worthy of mention here that similar fluvial deposits were already reported by Doeglas (1962, fig. 22), Nordin (1964), Simons *et al.* (1965, fig. 14–15), Gradziński (1970, fig. 16), Teisseyre (1975, fig. 31) and others from asymmetrical scours, erosional hollows, plunge pools, and transverse channels subjected to a lateral infilling by gravels, mud fragments, and sands. However, descriptions by the authors cited clearly demonstrate that the deposits of erosional hollows do differ fundamentally in texture, structure, and origin from those described above by the writer from the asymmetrical Kulm channels. It also seems that in the field the two kinds of deposits can be relatively easily recognized from one another by using simple textural, structural, and directional criteria including a careful analysis of pebble fabric and another directional data.

Fig. 30

Pebble fabric in a pebbly braided stream: a model (*II*)

Diagrammatically shown are eight possible fabric diagrams (small circles, upper hemisphere). Each diagram illustrates fabric of platy pebbles in a separate portion of the channel (rimmed). There are also two generalized diagrams for low- and high-sinuosity reaches. Black arrows in the diagrams indicate mean channel trend. Explanation to letter symbols: *M* – mid-channel, normal upcurrent imbrication (platy pebbles dip directly into the orienting current); *H* – horizontally lying pebbles; *R* – oblique upcurrent imbrication in the right side portion of the channel; *L* – oblique upcurrent imbrication in the left side portion of the channel; *F* – pebbles that only floor (parallel) the steep, outer eroded bank. These pebbles, being inclined, are in fact not imbricated; *P* – pseudoimbrication (platy pebbles parallel foresets); *C* – crossbedding in the transverse bar. Note that the fabric diagram for the longitudinal bar differs from the general low-sinuosity one in having its secondary maxima *L* and *R* in an opposite position

Orientacja otoczków w zwirowej roztoce: model (*II*)

Rysunek ilustruje schematycznie osiem możliwych diagramów ułożenia otoczków płaskich (małe diagramy, górna półkula). Każdy z diagramów odnosi się do innej części koryta (obwiedzionej czarną ramką). Dwa duże diagramy przedstawiają uogólnione diagramy ułożenia otoczków w prostych i krętych odcinkach koryt. Czarne strzałki na diagramach oznaczają średni kierunek koryt. Objaśnienia symboli literowych: *M* – normalna, podprądowa imbrykacja w środkowej partii koryta (otoczki płaskie zapadają wprost pod prąd); *H* – otoczki płaskie leżące poziomo; *R* – skośna, podprądowa imbrykacja w prawej bocznej partii koryta; *L* – skośna podprądowa imbrykacja w lewej bocznej partii koryta; *F* – otoczki, które wyścielają stromy, zewnętrzny, erodowany brzeg i układają się równoległe do niego. Otoczki te, mimo że są nachylone, nie są zimbrykowane; *P* – pseudoimbrykacja; *C* – warstwowanie skośne w łachach poprzecznych. W zwirowych wykazujących pseudoimbrykację otoczki płaskie leżą równoległe do warstw odprądowych warstwowania skośnego. Diagram ilustrujący ułożenie otoczków w podłużnej łasce (longitudinal bar) różni się od ogólnego diagramu dla prostych odcinków koryta odmiennym usytuowaniem submaksimów *L* i *R*. Znakami biegu i upadu zaznaczono kierunki zapadu powierzchni *AB* otoczków płaskich. Na rysunku pokazano odcinek o małej krętości (low-sinuosity reach), odcinek kręty (high-sinuosity reach), niezarośniętą wyspę zwirową (bare pebbly island), wyspę utrwaloną przez roślinność (vegetated island), łachę poprzeczną (transverse bar), łachę meandrową (point bar), oraz łachę podłużną (longitudinal bar)

DISCUSSION OF RESULTS AND CONCLUSIONS

Paleogeographic implications. Unlike many traditional studies the writer's investigations concerned primarily the orientation of the AB planes of platy pebbles including disc-shaped and triaxial ones. This was justified by a long known fact that platy pebbles are generally more abundant in fluvial gravels than rod-shaped ones and this is certainly the case in the Intrasedetic Kulm. Moreover, previous investigations by the author demonstrated that the orientation of rod-shaped pebbles in the Kulm conglomerates at least is variable and suggests no simple relation to the orienting current (Teisseyre 1968; 1975).

The field evidence discussed above suggests that channel-phase sediments of low-sinuosity streams tend to accrete within symmetrical or slightly asymmetrical channels and that the deposits display but a little (if ever) internal differentiation in both texture and structure. Gravels that floor (and fill) such channels are generally imbricated upcurrent in the central portion of the features, while those resting near the channel banks tend to dip obliquely upcurrent. Furthermore, platy pebbles resting in the right side portions of such channels are characteristically turned clockwise and those lying in the left side portion — counterclockwise with respect to pebbles flooring the central portion of the channel.

Deposits of high-sinuosity streams, on the other hand, tend to be accumulated in asymmetrical channels, in which one may distinguish at least two apparently distinct phases including a crossbedded point-bar deposit and pool gravel. The pool gravel is generally imbricated obliquely upcurrent and there may be also a secondary population of pebbles dipping directly upcurrent in the deepest portion of the pool.

Generally the orientation of platy pebbles in pool gravels of asymmetrical channels is much more capricious than in symmetrical ones. This may be at least in part explained by the fact that the channel bands and meander loops are commonly areas of a considerable differentiation in flow conditions and regime and not uncommonly also areas of flow separation.

If the arrangement of platy pebbles depends on (and reflects) both the channel sinuosity

and the position of a gravel within an original channel, it is thus possible to use pebble fabric measurements in reconstructing of ancient alluvial channels and bar features in apparently "massive", or "featureless" gravels. Moreover, pebble fabric may sometimes help in recognizing of low and high-sinuosity stream alluvia, too. Here I may quote Ore (1963, p. 14) who, concerning similar problems, postulated that: "Statistical dispersion characteristics of pebble imbrication and cross-stratification directions, when compared with those for other environments, may provide criteria for recognition of the deposits". ... "Furthermore, paleostream direction can be estimated by relations discovered between pebble imbrication and cross-stratification directions and downstream direction in modern streams".

It has been demonstrated by the writer that one-maximum high-concentration diagrams are typical, among other things, of channel lag conglomerates, or imbricated bar pavements, in which platy pebbles dip generally directly into the orienting current (fig. 30). Three-maximum low-concentration diagrams may represent channel-fill gravels (or mid-channel bar conglomerates) provided that the section measured is roughly perpendicular to the channel (or bar) trend and wide enough to cover representative portions of the features⁵. Furthermore, two-maximum low-concentration diagrams may be indicative of pool gravels of high-sinuosity reaches. It is, however, easy to demonstrate that some if not all of these diagram patterns may be found in gravels laid down under quite different environments as well.

This leads to the conclusion that fabric diagram patterns alone provide neither reason-

⁵ In spite of Wadell (1936), who investigated his gravels in sections essentially parallel to the paleocurrent direction, the present writer would stress that theoretically any gravel body should be examined in both parallel- and perpendicular sections. However, it may be easily demonstrated that the character of a gravel body is best recognizable in a perpendicular section and that short longitudinal sections are as a rule useless in detailed sedimentological investigations. Consequently, in the case of poor exposure, or if the time of investigation is limited, the geologist should preferably choose and examine perpendicular sections.

able nor sufficient criteria for any environmental interpretation to be made. Furthermore, it may be concluded from this study that pebble fabric diagrams should not be classified and interpreted in terms of the diagram symmetry — as it was sometimes made — but they certainly ought to be analysed and explained in terms of symmetry of the original depositional milieu including each channel-and-bar topography and flow pattern. Such an integrated analysis should involve as many directional data as it is possible and can be realized in several ways, for example, by using collective petrofabric diagrams.

It is also evident from the fabric diagrams discussed above that not uncommonly are current directions suggested by prominent maxima, or by a bisectrix of two or three maxima, deviated significantly from a real paleoflow. Not unfrequently are these two directions 90° apart. These deviations, caused by and explainable in terms of both the bank effect and the channel sinuosity, mean that independent pebble fabric measurements in environmentally unrecognized gravels may lead to serious paleogeographic misinterpretations and should be therefore eliminated from the geologic practice. If so, any paleogeographic interpretation of pebble fabric needs information about the depositional environment (alluvial-fan gravel, fluvial channel-fill conglomerate, or bar-top gravel, for instance), the type and geometry of a deposit (sheet like accumulation, channel pavement, meander-pool gravel; symmetrical-, or asymmetrical channel, for instance), and the position of a given gravel studied with respect to a main thalweg and flow pattern (axial or side portion of a channel, or bar, for example). Certainly much of this information is relatively easy to obtain for the experienced geologists.

Some paleogeographic misconceptions may also result from the non-recognition, or misinterpretation of two types of pebble arrangement described above as the herringbone imbricated pattern and the meander-plug gravel. In both the cases platy pebbles are imbricated obliquely upcurrent, or arranged nearly parallel to a real paleoflow. The phenomenon is here explained in terms of the bank-effect in shifting, low-sinuosity aggrading streams (“herringbone imbricated pattern”) and in terms of

either the bank-effect and the channel sinuosity (“meander-plug gravel”). The non-recognition of the herringbone imbricated pattern can result in two- or three-maximum low-concentration diagrams. Thus it is very likely that at least some of fabric diagrams already published by the writer (Teisseyre 1968; fig. 25) belong to this category (so-called “rhombic diagram pattern”, see also Dzedzic 1964).

The non-recognition of the meander-plug gravel, on the other hand, will result in transport directions that will be at an angle to (or even 90° apart) a real paleoflow. It seems to be clear from the present writer’s observations that the meander-plug gravels reflect a relatively rapid change from a meandering to low-sinuosity (braider, or straight) channel pattern, the change being conditioned by a local rise in base level.

It has been also found by the writer that in some pool gravels platy pebbles rest parallel to the outer, eroded steep bank. Such pebbles, being inclined, are not imbricated and their position can be at most used in reconstructing an original channel direction. These pebbles, however, are commonly very steeply inclined. This observation clearly demonstrates that the angle of inclination of the AB planes of platy pebbles cannot be regarded as a sufficient criterion in looking for sections optimal for paleocurrent determinations (comp. *Sedimentary Petrology Seminar*, 1965, p. 281–282). Again it should be stressed that the position of a gravel studied within an original channel, or bar feature and not the angle of inclination is the most fundamental information in studying pebble fabric in ancient alluvial deposits.

To summarize, I am intended to stress the importance of the effects exerted by both the stream banks and channel bands on the arrangement of platy pebbles in alluvial channels and thus the general importance of the problem in studying pebble fabric and paleocurrents.

Environmental implications. It may be reasonably concluded from the sections illustrated and described above that both low- and high-sinuosity channels and their deposits do occur side-by-side in the same alluvial association (the draining river association). All the deposits discussed in this paper show features distinctive of braided stream

alluvia and all are dominated by channel-phase sediments laid down in low-sinuosity channels. These channels distinguish themselves in having a supposedly steep slope and possibly a variable discharge, unstable banks of non-cohesive coarse materials, a generally high width/depth ratio, and generally coarse bed material. All these features favor braiding and suggest that supercritical mobile-bed flows were indeed amongst the main depositional agents responsible for the accumulation of the Kulm.

It is worthy of mention here that almost all the sections studied reveal individual or grouped sedimentation units originated in asymmetrical high-sinuosity channels. These are thought to represent the case of an internal meandering in a generally braided stream pattern. In fact, high-sinuosity reaches are not uncommon within many modern braided stream systems (Leopold, Wolman 1957; Krigstrom 1962; Ore 1963, Klimek 1965; Rust 1972; and others). Concerning this question Leopold and Wolman (1957, p. 73) pointed out that: "This conception fits the observations that a given channel can change in a short distance from a braid to a meander or vice versa, that the divided channels of a braid may meander, and that a meandering tributary may join a braided master stream. Such changes in a given channel or such different channels in juxtaposition can be attributed to variations in locally independent factors".

Another problem that requires a brief discussion is whether a supercritical mobile-bed flow can really meander? Can the process be simply termed meandering? It is clear from both the experimental and field investigations by Wolman and Brush (1961), Hickin (1969) and others that under some conditions supercritical flows can develop high-sinuosity channels, or pseudomeanders. According to Wolman and Brush (1961) the process of pseudomeandering is associated with nearly critical, or supercritical flows and, in so being, is not at all related to the common process of meandering. As it may be deduced from literature, pseudomeandering requires unstable noncohesive bank materials and reflects channel instability. According to Hickin (1969), in a flume river pseudomeanders develop in five stages. Of these four are progressive stages giving rise to the formation of a high-sinuosity,

or pseudomeandering channel containing peculiar bars termed by Hickin "point dunes". In the last stage point dunes degenerate "into a multichannel system of braids" (*op. cit.*, p. 1001) in a consequence of dissection of the dunes by shallow channels.

It seems to be very likely that at least some of the high-sinuosity Kulm channels represent the case of pseudomeandering and that fossil counterparts of point dunes may be expected among them, too. However, the identification of point dunes is somewhat hampered by the paucity of published information concerning their structure, size, and composition. If point dunes are really accumulated under conditions of supercritical flow it is reasonable to suppose that they cannot be simply crossbedded embankments of well sorted sand⁶. Features revealed by the high-sinuosity Kulm channels, on the other hand, suggest that these pseudomeanders were areas of a considerable lateral differentiation in flow regime, that supercritical flow conditions prevailed in the pool portion of the channels, and that subcritical flows dominated generally within the inner portion of the pseudomeanders.

Thus the hypothesis of flow differentiation offers also a good explanation of a common coexistence of pebble pool gravels (upper flow regime) with cross-stratified sandy point-bar deposits (lower flow regime). It also seems that a similar flow differentiation may account for cross-stratified point dunes ascribed by Hickin (*op. cit.*) to subcritical flows and reported by him from some Australian streams.

Hickin (*op. cit.*) pointed out that point dunes of subcritical-flow variety form at existing channel banks. It is very likely that this mode of formation was indeed realized in the Intra-sudetic Kulm. Many of the high-sinuosity channel-fill deposits described above reveal crossbedded point-bar deposits with foresets

⁶ Crossbedded embankments with foresets meeting the lower boundary at an angle suggest deposition in stilling basins, in which bottom reverse currents are practically absent (or too weak to influence the bedding, comp. Jopling 1963; 1965). It is rather doubtful whether such conditions can be realized in channels conducting a supercritical flow. An assumption that in point dune areas supercritical flows are restricted to the top surface of the dunes alone does not account for the generation of "torrential" crossbedding in the lee of the dune crest.

dipping generally downchannel; they are composed of relatively fine and moderately well sorted materials that are much finer and apparently better sorted than underlying alluvia. Also many of them appear to be relatively stable features, or at least their lateral migration was rather limited; all these features agree substantially with the Hickin's point dunes of subcritical-flow variety. The stability of the Kulm channels suggested by the field data seems to indicate that the channels in question migrated generally by avulsion and not by a long-lasting lateral migration — a phenomenon typical of braided stream systems (Ore 1963).

In the Intrasudetic Kulm, there occur also deposits of "normal", bed-load meandering rivers. The best example known to the writer is perhaps a fine-grained member exposed in an old quarry west of Kamienna Góra. The member distinguishes itself by the predominance of fine-grained topstratum sediments over channel-phase coarse-grained ones, a much lower width/depth ratio of deeply entrenched

U-shaped channels, and by laterally continuous sedimentary units of relatively the same thickness. These deposits accumulated in the proximity of the Upper Visean sea (possibly they were laid down some kilometers landward from the sea side). Further upvalley, on the other hand, they give way to typical braided river sediments (comp. Moody-Stuart 1966).

Another expression of proximal/distal relationships is a ratio of foreset cross-stratification to trough cross-stratification (Ore 1963). Although no computations are made by the writer, it is clear that trough cross-stratification is much more common in the southern portion of the basin and foreset cross-stratification predominates in the north-eastern portion, which means that the ratio increases northwards, or downvalley. According to Ore (1963) this suggests that aggradation prevails in the proximal portion of the basin, while reworking of previously deposited sediments increases in importance downbasin.

Institute of Geological Sciences
of the Polish Academy of Sciences
ul. Cybulskiego 30
50-205 Wrocław
Wrocław, April 1974

REFERENCES

- BLUCK B. J., 1971: Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scottish. J. Geol.*, vol. 7, p. 93—138.
- COLLINSON J. D., 1971: Current vector dispersion in a river of fluctuating discharge. *Geol. en Mijnb.*, vol. 50, p. 671—678.
- DAL CIN R., 1967: Le ghiaie del Piave. Morfometria, granulometria, disposizione e natura dei ciottoli. *Mem. Mus. Tridentino di Sc. Nat.*, vol. 16, p. 1—177.
- DAL CIN R., 1968: "Pebble clusters": their origin and utilisation in the study of paleocurrents. *Sed. Geol.*, vol. 2, p. 233—241.
- DAVIS W. M., 1892: The subglacial origin of certain eskers. [In:] *Proceedings of the Boston Society of Natural History*, vol. 25, p. 477—499.
- DOEGLAS D. J., 1962: The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, vol. 1, p. 167—190.
- DZIEDZIC K., 1964: Orientacja otoczaków i jej geologiczne znaczenie. The geological significance of the orientation of pebbles. *Geol. Sudetica*, vol. I, p. 263—307.
- DŻUŁYŃSKI S., 1963: Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych. Directional structures in flysch. *Studia geol. pol.*, vol. 12, p. 1—136.
- GIŻEJEWSKI J., 1973: Uwagi o terminologii i klasyfikacji struktur sedymentacyjnych osadów rzecznych (English summary). *Prz. geol.*, no. 11, p. 602—607.
- GRADZIŃSKI R., 1970: Sedimentation of Dinosaur-bearing Upper Cretaceous deposits of the Nemegt Basin, Gobi Desert. *Palaeont. Polon.*, vol. 21, 1969, p. 147—229.
- GRADZIŃSKI R., 1973: Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych (in Polish only). *Postępy nauk geol.*, vol. 5, p. 57—112.
- GUY H. P., SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., 1966: Summary of alluvial channels data from flume experiments, 1956—1961. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper* no. 462—I, p. 11—196.
- HICKIN E. J., 1969: A newly identified process of

- point bar formation in natural streams. *Am. J. Sc.*, vol. 267, p. 999–1010.
- JOHANSSON C. E., 1963: Orientation of pebbles in running water. A laboratory study. *Geogr. Ann.*, vol. 45, p. 85–112.
- JOPLING A. V., 1963: Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology*, vol. 2, p. 115–121.
- JOPLING A. V., 1965: Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *J. Sed. Petrol.*, vol. 35, p. 777–791.
- JOPLING A. V., RICHARDSON E. V., 1966: Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments. *Ibidem*, vol. 36, p. 821–825.
- KLIMEK K., 1972: Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia). Present-day fluvial processes and relief of the Skeidarársandur Plain (Iceland). *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, no. 94, p. 1–139.
- KRIGSTROM A., 1962: Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geogr. Ann.*, vol. 44, p. 328–346.
- LAMING D. J. C., 1966: Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the Lower New Red Sandstone, Devonshire, England. *J. Sed. Petrol.*, vol. 36, p. 940–959.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., 1957: River channel patterns: braided, meandering and straight. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper* no. 282–B, p. 39–73.
- MCGOWEN J. H., GARNER L. E., 1970: Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, vol. 14, p. 77–111.
- MOODY-STUART M., 1966: High- and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. *J. Sed. Petrol.*, vol. 36, p. 1102–1117.
- NORDIN C. F., 1964: A study of sediment transport and channel erosion. *Soc. Civil. Engin. Proe.*, vol. 90, p. 173–192.
- ORE H. T., 1963: Some criteria for recognition of braided stream deposits. *Contrib. to Geol.*, vol. 3, p. 1–14.
- POTTER P. E., PETTIJOHN F. J., 1963: Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg, p. 1–296.
- RUST B. R., 1972: Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, vol. 18, p. 221–245.
- SCHLEE J., 1957: Fluvial gravel fabric. *J. Sed. Petrol.*, vol. 27, p. 162–176.
- 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. Paper* no. 422-M, p. M1–M38.
- SEDIMENTARY PETROLOGY SEMINAR, 1965: Gravel fabric in Wolf Run. *Sedimentology*, vol. 4, p. 273–283.
- SELLEY R. C., 1968: A classification of paleocurrent model. *J. Geol.*, vol. 76, p. 99–110.
- SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., NORDIN C. F., Jr., 1965: Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. [In:] Middleton's (Editor) Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. S. E. P. M., Spec. Publ. no. 12, p. 34–52.
- TEISSEYRE A. K., 1966: Lower Carboniferous Breccias on the Northern Margin of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. geol. et geogr.*, vol. 14, p. 37–43.
- TEISSEYRE A. K., 1968: Charakterystyka sedymentologiczna najniższego kulmu ładowego w północnej części niecki śródsudeckiej. The Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin: a study in sedimentary petrology and basin analysis. *Geol. Sudetica*, vol. IV, p. 221–298.
- TEISSEYRE A. K., 1971: Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the lowest Kulm of the Intrasudetic Basin. *Geol. Sudetica*, vol. V, p. 237–280.
- TEISSEYRE A. K., 1973: Carboniferous Fans and Fanglomerates in the Central Sudetes 1: Marginal Faults, Downfaulting and Sedimentation. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. 21, p. 147–155.
- TEISSEYRE A. K., 1975: Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and paleogeography of the Kulm alluvial fans in the western Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geol. Sudetica*, vol. IX, p. 1–135.
- UNRUG R., 1957: Współczesny transport i sedymentacja żwirów w dolinie Dunajca. Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec Valley (Western Carpathians). *Acta geol. pol.*, vol. 7, p. 217–258.
- WADELL H., 1936: Volume, shape, and shape position of rock fragments in openwork gravel. *Geogr. Ann.*, vol. 38, p. 74–92.
- WILLIAMS P. F., RUST B. R., 1969: The sedimentology of a braided river. *J. Sed. Petrol.*, vol. 39, p. 649–679.
- WOLMAN M. G., BRUSH L. M., 1961: Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse noncohesive sand. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* no. 282-G, p. 183–210.
- ZIMMERMANN E., 1938: Erläuterungen zur Geologischen Karte..., Blatt Ruhbank. *Preuss. Geol. L. – A.*, Lief. 246, II emission, 1938, p. 1–67.

Andrzej Karol TEISSEYRE

UŁOŻENIE OTOCZAKÓW W OSADACH ROZTOK na przykładzie koryt współczesnych i kopalnych koryt karbońskich (niecka śródsudecka, Sudety Środkowe)

Streszczenie

Praca niniejsza dotyczy metod i interpretacji pomiarów ułożenia otoczek w zlepionych i niektórych współczesnych żwirach rzecznych. Materiał obserwacyjny pochodzi zasadniczo z niecki śródsudeckiej (Sudety Środkowe), gdzie badane były głównie rzeczne osady środkowej części dawnego basenu kulmowego, jak również niektóre współczesne rzeki niosące żwir. Ułożenie otoczek było badane przede wszystkim w kopalnych korytach i łachach dawnych rzek. Systematycznymi pomiarami autor objął jedynie ułożenie otoczek płaskich, mierząc azymuty zapadu powierzchni największego przekroju tych otoczek. Pomiary orientacji otoczek były z zasady połączone ze szczegółowymi obserwacjami sedimentologicznymi nad osadami otaczającymi badane żwiry. Zebrany materiał obserwacyjny wskazuje ponad wszelką wątpliwość, że kierunki przepływów, sugerowanych przez główne maksima na diagramach orientacji otoczek, są często odchyłone o pewien kąt (niekiedy nawet równy kątowi prostemu) od rzeczywistych kierunków transportu materiału detrycznego i że niektóre otoczki, mimo swego nachylenia nie są w rzeczywistości zimbrykowane. Co więcej na wielu diagramach o dwu lub trzech maksimach dwusieczne kątów między tymi maksimami są w sposób istotny odchyłone od rzeczywistych paleoprądów.

W badanych żwirach kulmowych można wyróżnić co najmniej osiem różnych typów ułożenia otoczek płaskich. Zostało stwierdzone, że różnicowanie to odzwierciedla zarówno krętość koryt aluwialnych, w których osadziły się badane żwiry, jak również pozycję badanego żwiru względem osi i brzegów koryta. Innymi słowy, ułożenie żwirów w korytach aluwialnych jest zjawiskiem kontrolowanym — między innymi — przez wpływ brzegów koryta. Ta dawno już rozpoznana, lecz wciąż niedoceniana, prawidłowość oznacza, że badania ułożenia otoczek mogą być pomocne w roz-

poznawaniu i rekonstruowaniu w pozornie jednorodnych żwirach dawnych koryt i łach. W niektórych przypadkach badania te mogą być także użyteczne przy odróżnianiu żwirów rzek o dużej i małej krętości. Wynika stąd wniosek, że poprawna interpretacja diagramów ułożenia otoczek wymaga znajomości geometrii koryt i położenia badanego żwiru względem brzegów pierwotnych koryt i łach. Łatwo można bowiem wykazać, że pomiary ułożenia otoczek nie poparte innymi obserwacjami sedimentologicznymi mogą prowadzić do poważnych błędów paleogeograficznych i powinny być wyeliminowane z praktyki geologicznej. Z drugiej strony jedynie kompleksowe badania sedimentologiczne mogą stworzyć odpowiednie podstawy do interpretacji diagramów ułożenia otoczek. Inaczej mówiąc, diagramy te nie powinny być interpretowane i klasyfikowane w kategoriach „symetrii diagramu”, lecz powinny być analizowane na tle pierwotnego środowiska sedimentacyjnego, którego rozpoznanie wymaga zrekonstruowania pierwotnej topografii dawnych koryt i łach oraz odtworzenia geometrii ówczesnych prądów.

Staje się też coraz bardziej oczywiste, że żwiry powstałe w różnych warunkach środowiskowych mogą dawać identyczne typy diagramów ułożenia otoczek. W związku z powyższym, przy obecnym stanie wiedzy przedczesne i nieuzasadnione wydaje się być wnioskowanie o środowisku tworzenia się jakiegoś żwiru wyłącznie na podstawie stwierdzonego w nim pewnego typu ułożenia otoczek płaskich lub wydłużonych.

Niniejsza praca jest częścią szczegółowego studium sedimentologicznego nad dolnym karbonem Sudetów; dotyczy ona przede wszystkim kulmu niecki śródsudeckiej. Wybór kulmu śródsudeckiego jako obiektu szczegółowego studium nad ułożeniem otoczek w kopalnych osadach aluwialnych był podyktowany dużą miąższością rzecznych osadów dolnego karbonu,

stosunkowo dobrym odsłonięciem terenu oraz możliwością śledzenia na tym obszarze stopniowych przejść od brzeżnych osadów stożków napływowych do aluwów dna basenu (valley-floor alluvia). W obrębie tych ostatnich stwierdzono uchwytne różnice między aluwiami brzeżnymi, bliższymi obszarom górskim, a napływami oddalonymi, składanymi w większej lub mniejszej odległości od ówczesnego brzegu morza (proximal-distal relationships). W zgodności z powyższym, w kulmie fluwialnym niecki śródsudeckiej można wyróżnić dwa główne zespoły osadowe: zespół osadów stożków napływowych (alluvial fan association) i zespół napływów dennej partii basenu określony jako zespół rzeki drenującej (draining river association). Zagadnienia te były już częściowo poruszane przez autora (Teisseyre 1966; 1973; 1975).

Osady rzeki drenującej basen kulmowy związane są z jakimś karbońskim systemem rzeczny, prawdopodobnie o charakterze rzeki o zmiennym, całorocznym przepływie (perennial river). Osady tej rzeki noszą cechy utworów roztokowych, a miejscami mają także charakter napływów rzeki meandrującej. W najogólniejszym ujęciu omawiane w tej pracy kopalne osady rzeczne mogą być sklasyfikowane jako napływy roztok, które posiadały odcinki lub większe zespoły koryt meandrujących. Udział osadów koryt meandrujących zmieniał się w czasie i w przestrzeni. Ogólnie można stwierdzić, że najbardziej typowe nanosy koryt meandrujących spotyka się w facyjnych odpowiednikach osadów morskich, położonych w pobliżu dawnych wybrzeży. Biorąc pod uwagę niewątpliwy fakt, że linia brzegowa ówczesnego morza przesuwiała się prawdopodobnie kilkakrotnie w obrębie północnej części niecki śródsudeckiej, stanie się oczywiste, dlaczego osady rzek meandrujących występują w wielu miejscach, poczynając od Szczawnia-Zdroju aż po okolice Kamiennej Góry na zachodzie (por. fig. 1).

OBSERWACJE TERENOWE, METODY, TERMINOLOGIA

W trakcie badań terenowych i opracowania materiału autor posługiwał się kilkoma specyficznymi terminami, jak na przykład „pseudoimbrykacja” dla oznaczenia ułożenia otoczek płaskich równoległe do powierzchni warstw odprądowych warstwowania skośnego (por. Dżułyński 1963, fig. 9B). Terminy „prawy” i „lewy brzeg” są stosowane w ich konwencjonalnym znaczeniu w odniesieniu do tych koryt, w których kierunek przepływu został ustalony. Terminów „imbrykacja izolowana” i „imbrykacja kontaktowa” autor używa za Lamिंगiem (1966), terminu „pebble cluster” (skupienia zimbrykowanych otoczek) za Dal Cinem (1968), a określenia „openwork gravel” (żwir nie wypełniony) w znaczeniu Davisa (1892). Przez „normalną podprądową imbrykację” autor rozumie dachówkowe ułożenia otoczek płaskich zapadających wprost pod prąd. Odwrotnie, termin „skośna podprądowa imbrykacja” wskazuje, że otoczki płaskie układają się skośnie względem średniego prądu i względem brzegów koryta.

Jednym z powodów podjęcia szczegółowych badań nad ułożeniem otoczek w żwirach rzeki drenującej basen kulmowy było stwierdzenie, że pomiary imbrykacji wykonane w utworach korytowych wykazują większy rozrzut niż pomiary osi koryt. Wynik ten był o tyle zaskakujący, że uprzednio na tym samym obszarze stwierdzono wręcz przeciwne prawidłowości w odniesieniu do żwirów stożków napływowych. Jednakże już w czasie pomiarów terenowych można się było przekonać, że wspomniany wyżej duży rozrzut pomiarów imbrykacji w żwirach rzeki drenującej jest przynajmniej częściowo spowodowany wpływem brzegów na ułożenie otoczek w korytach aluwialnych. Efekt ten jest znany od bardzo dawna. Oryginalność niniejszej pracy polega – zdaniem autora – na wykorzystaniu zasady określającej wpływ brzegów koryta na ułożenie otoczek w celu wypracowania metod wykonywania pomiarów ułożenia otoczek w kopalnych osadach korytowych oraz sposobów interpretacji uzyskanych diagramów nie tylko w sensie paleogeograficznym (kierunek transportu, czyli paleoprąd), lecz także z punktu widzenia badań nad dawnym środowiskiem rzeczny (rekonstrukcja pierwotnych form korytowych oraz łach, odtwarzanie oryginalnych form dennych, kierunku przepływu i ustroju prądu, a także charakteru ówczesnych rzek). Metody podane niżej zostały sprawdzone w terenie podczas sezonu letniego 1973 r. Uzupełniające badania zostały ponadto przeprowadzone nad współczesnymi aluwiami żwirowymi takich rzek sudeckich, jak Bóbr, Lesk i Strzegomka, włączając tu także niektóre ich dopływy. Przy interpretacji i ostatecznym opracowaniu danych autor korzystał przede wszystkim z prac i podręczników Schlee (1957), Pottera i Pettijohna (1963), Johanssona (1963), Sedimentary Petrology Seminar (1965), Dżułyńskiego (1963), Graczyńskiego (1973), Unruga (1957) i Dziedzica (1964).

Terminologia dotycząca żwirowych roztok i rzek meandrujących została przejęta głównie z prac Williamsa i Rusta (1969), McGowena i Garnera (1970), Blucka (1971) i Rusta (1972).

Systematyczne badania terenowe dotyczyły wyłącznie ułożenia otoczek płaskich (otoczki dyskoidalne i płaskoelipsoidalne według klasyfikacji Zingga). Jeżeli upady warstw przekraczały 20°, pomiary terenowe były korygowane ze względu na wychylenie tektoniczne. Diagramy orientacji otoczek osi C otoczek płaskich. Na wszystkich diagramach zastosowano projekcję górnej półkuli.

Przez koryta o małej krętości autor rozumie takie koryta kopalne, które odznaczają się mniej lub bardziej symetrycznym przekrojem poprzecznym i wypełnione są osadem praktycznie niezróżnicowanym pod względem strukturalnym i teksturalnym (bruki korytowe nie są tu brane pod uwagę). Z drugiej strony, przez koryta kręte autor rozumie koryta kopalne

o asymetrycznym przekroju poprzecznym, w których obserwuje się dwie wyraźnie odrębne „fazy”, a mianowicie: skośnie warstwowane osady łachy meandrowej oraz zimbrykowane lub — rzadziej — chaotyczne żwiry

głębi meandrowej. Kryterium symetrii przekroju poprzecznego koryta nie jest tu decydujące (por. McGowen, Garner 1970).

UŁOŻENIE OTOCZAKÓW W ŻWIRACH BOBRU

Żwiry koryta Bobru nadają się dobrze do studiów porównawczych nad ułożeniem otoczek w osadach kulmowych, ponieważ wielkość otoczek, wysortowanie osadów oraz rozmiary form korytowych i łach są zbliżone do obserwowanych w zlepionych dolnego karbonu. Główne różnice dotyczą zapewne wielkości i charakteru przepływu i wynikają z odmiennych warunków klimatycznych, a częściowo są spowodowane działalnością człowieka.

Jeden z dokładnie zbadanych odcinków jest przedstawiony na figurze 2. Szkic ten ilustruje fragment jednego z meandrów Bobru wraz z ujściowym odcinkiem Lesku. Tutaj w wyniku powodzi w sierpniu 1971 r. powstała charakterystyczna, żwirowa łacha ujściowa (mouth bar, fig. 3). Po powodzi w sierpniu 1972 r. łacha ta rozrosła się w dół Bobru i osiągnęła rozmiary i położenie przedstawione na figurze 2. W czasie tej ostatniej powodzi na badanym odcinku rzek utrzymywał się przez wiele dni przepływ nadkrytyczny (fale stacjonarne i załamujące się fale wsteczne), a średni poziom wody wynosił około 30 cm powyżej powierzchni łachy. Transportowany był wówczas gruby żwir, a także pojedyncze słupki granitowe (20 × 20 × 50 cm) i płyty darni o powierzchni do 5 m².

Na omawianej łasze zostały przeprowadzone systematyczne pomiary orientacji otoczek płaskich; wybrane diagramy orientacji otoczek przedstawione są na figurze 2. Zebrane obserwacje wskazują, że na płaskiej powierzchni łachy żwirowej otoczki płaskie są silnie zimbrykowane i zapadają zasadniczo wprost pod prąd (fig. 2, diagramy 1, 2, 4). W czasie wysokiej wody prądowanie w obrębie tej części łachy było miejscami równoległe do jej osi podłużnej, lecz w innych miejscach prąd omywał łachę skośnie. Skupienia zimbrykowanych otoczek są typową strukturą płaskich powierzchni łach żwirowych. Wydaje się także, że kąt nachylenia płaszczyzn AB otoczek płaskich jest tym większy, im grubszy jest żwir i im szybszy był prąd orientujący.

W osiowej partii koryt otoczki płaskie zapadają najczęściej pod prąd, natomiast przy brzegach otoczki te układają się najczęściej skośnie względem brzegu i średniego prądu, zapadając w większości skośnie pod prąd (pl. I). Przy prawym brzegu płaszczyzny AB otoczek płaskich obrócone są zgodnie z ruchem wskazówek zegara, a przy lewym brzegu — w kierunku przeciwnym w porównaniu do otoczek zapadających wprost pod prąd w osiowej partii koryta.

UŁOŻENIE OTOCZAKÓW W KOPALNYCH KORYTACH KARBOŃSKICH O MAŁEJ KRĘTOŚCI

Ułożenie otoczek w korytach było badane przede wszystkim w żwirach zespołu rzeki drenującej basen, a częściowo także w osadach przejściowych, od aluwów stożków napływowych do utworów dna basenu.

Figura 4 przedstawia fragment ławicy ciasno upakowanego żwiru (1) przechodzącego bocznie w zlepionowaty, gruboziarnisty piaskowiec (2) o warstwowaniu skośnym nieckowatym. Żwir ujawnia niewyraźne, subhoryzontalne smugowanie. Zimbrykowane otoczki płaskie wskazują na paleoprąd w kierunku 100°. Oś struktury nieckowatej przebiega w przybliżeniu równoleżnikowo. Zdaniem autora przekrój ten przedstawia część łachy roztokowej (braid bar) i fragment przylegającego do niej koryta.

Na figurze 5 zestawiono wybrane rysunki odsłoniętych ukazujących koryta o małej krętości i ich osady. Rysunek a przedstawia fragment ławicy zlepionowatego piaskowca o uwarstwieniu skośnym nieckowatym (z lewej strony), przechodzącego na prawo w subhoryzontalnie warstwowany piaszczysty zlepioniec. Kierunki transportu pomierzone w lewej i prawej części ławicy są zgodne i wskazują na przepływy ku wschodowi. Warstwa ta jest interpretowana jako wynik pojedynczego epizodu sedymentacyjnego, typowego

dla roztek kulmowych. Tego typu osady utrwalają w pewnym stopniu pierwotną topografię kulmowych koryt i łach.

Przykład zlepionowatych osadów korytowych (1, 2) i ciasno upakowanych żwirów łachy korytovej (3) przedstawia rysunek b. Na rysunku podane są kierunki zapadu otoczek płaskich. Piaszczyste zlepionie drobnoziarniste (1, 2) osadziły się pod wpływem paleoprądów skierowanych ku południowi, jak o tym świadczą zimbrykowane bruki wewnątrzławicowe. Zlepionie te reprezentują osad korytowy nagromadzony prawdopodobnie w warunkach silnie przeciążonych osadem przepływów nadkrytycznych. Ciasno upakowane żwiru warstwy 3 reprezentują zapewne fragment łachy roztokowej wyrosłej w korycie o kierunku 60–80°.

Profil c ilustruje piaszczysty zlepioniec drobnoziarnisty (1) przykryty przez piaszczysty zlepioniec bardzo drobnoziarnisty (2) i piaszczysty zlepioniec drobnoziarnisty (3). Zlepioniec warstwy 2 jest interpretowany jako osad złożony w korycie o kierunku SW–NE. Szerokość koryta wynosiła co najmniej 10 m. Koryto zostało wypełnione w wyniku kilku powodzi, co zaznaczone jest obecnością bruków wewnątrzławicowych. Materiał detrytyczny był transportowany ku północnemu wschodowi. Na lewo żwir przechodzi w zle-

pieńcowaty piaskowiec o warstwowaniu skośnym nieckowatym. Bezladne żwirzy środkowej partii koryta są uważane za napływy silnie przeciążonych przepływów nadkrytycznych, które w pobliżu brzegów ustępowały bardziej spokojnej sedymentacji w warunkach migrujących diun. Silnie zimbrykowane żwirzy warstwy 3 wskazują na przepływ w kierunku 70° .

Rysunek *d* przedstawia fragment odsłonięcia ukazującego stromy, prawy brzeg koryta o osi przebiegającej w przybliżeniu w kierunku W–E (około 80°). Symbolem *1* zaznaczone są piaszczyste zlepienie drobnoziarniste, *2* oznacza piaszczysty zlepienie drobnoziarnisty przechodzący na lewo w zlepieńcowaty piaskowiec. Piaskowiec ten podścielony jest zimbrykowanym brukiem korytowym, w którym otoczaki płaskie zapadają w kierunku $120/25^\circ$. *3* i *4* to skośnie warstwowane zlepieńcowate piaskowce. Ławica *2* jest interpretowana jako osad złożony w korycie o małej krętości. Przy brzegu koryta otoczaki płaskie wykazują skośną podprądową imbrykację wskazującą na paleoprąd ku zachodowi.

Na rysunku *e* przedstawiono fragment ławicy średnioziarnistego piaskowca o warstwowaniu skośnym nieckowatym przechodzącego na boki w piaskowce o warstwowaniu prawie horyzontalnym. Koryto miało kierunek SW–NE, a materiał detrytyczny był transportowany ku NW.

Figura 6 przedstawia fragment małego, wybrukowanego koryta o kierunku równoleżnikowym. W środkowej części koryta otoczaki płaskie zapadają w kierunku $270/45^\circ$, tzn. przypuszczalnie wprost pod prąd. W bocznych partiach koryta otoczaki płaskie układają się skośnie względem ustalonego wschodniego paleoprądu. W ławicy zlepienia oznaczonej *1* zimbrykowane otoczaki płaskie wskazują na przepływ ku północy.

Inny przykład wpływu brzegów koryta na ułożenie otoczek płaskich ilustruje koryto przedstawione na figurze 7. Koryto to jest wybrukowane otoczkami wymytmymi z podścielającego piaszczystego zlepienia. Na rysunku podane są kierunki zapadu powierzchni AB otoczek płaskich. Otoczki zapadające w kierunku $215/45^\circ$ reprezentują prawdopodobnie normalną, podprądową imbrykację, podczas gdy otoczki nachylone w kierunkach $155/45^\circ$ i $245/40^\circ$ odpowiadałyby skośnej podprądowej imbrykacji przy prawym i lewym brzegu koryta. Oś koryta przebiega w kierunku SW–NE. Symbolem *2* oznaczono drobno- i średnioziarnisty piaskowiec przechodzący w zlepienie drobnoziarniste, *3* oznacza źle wysortowany piaszczysty zlepienie drobnoziarniste.

Przykład przedstawiony na figurze 8 ukazuje ułożenie otoczek w zimbrykowanym żwirze korytowym (*1a*). Oś tego koryta biegnie w kierunku 110° . Otoczki płaskie zapadające w kierunku $295/15^\circ$ reprezentują według wszelkiego prawdopodobieństwa normalną podprądową imbrykację. Otoczki zapadające w innych kierunkach odpowiadają zapewne skośnej podprądowej imbrykacji. Ławice *2* i *3* budują piaszczyste zlepienie drobnoziarniste.

Obecność w żwirach korytowych otoczek zapadających wprost oraz skośnie pod prąd zaznacza się

obecnością trzech maksimum na diagramach orientacji otoczek (fig. 2, diagram 7; fig. 9a–d). Warunkiem otrzymania takiego diagramu jest oczywiście wykonanie pomiarów na odpowiednio dużej powierzchni żwiru, tak aby pomiarami objęte zostały otoczki płaskie reprezentujące całą szerokość koryta. Diagramy takie różnią się znacznie od diagramów mających jedno silne maksimum, a reprezentujących, między innymi, struktury dachówkowe zimbrykowanych bruków wyścielających łachy żwirowe (fig. 9e i f). Nie znaczy to oczywiście, że wszystkie diagramy o jednym, silnym maksimum muszą koniecznie reprezentować zimbrykowane bruki powierzchni łach; przykłady z innych środowisk będą podane w dalszej części tej pracy.

W swej klasycznej pracy Wadell (1936) postulował wykonanie pomiarów orientacji otoczek w przekrojach równoległych do kierunku transportu. Jednakże, zdaniem autora tej pracy, ułożenie otoczek w żwirach aluwialnych powinno być badane w zasadzie w dwu prostopadłych przekrojach: równoległym do kierunku prądu i prostopadle do niego. W przypadku badań wstępnych – lub gdy nie pozwala na to brak czasu – ważniejsze jest przeprowadzenie obserwacji i pomiarów w przekrojach prostopadłych. Jedynie bowiem w takich przekrojach rozróżnienie żwirów korytowych od żwirów łach jest względnie łatwe i jedynie w takich przekrojach można ocenić, jaką część koryta reprezentuje badany żwir.

Powyższe obserwacje posłużyły autorowi do opracowania modelu ilustrującego ułożenie otoczek w żwirowej roztoce (model *a*, fig. 10). Zastosowanie tego modelu do dużych odsłoneń zlepieńców nie budzi zasadniczo zastrzeżeń. Niejasności mogą jednakże powstać w przypadku małych odsłoneń, tj. takich, w których koryta wyższego rzędu nie mogą być obserwowane na całej ich szerokości. Kilka przykładów zastosowań tego modelu do małych odsłoneń ilustrują figury 11–15.

Figura 11 ukazuje fragment odsłonięcia zlepieńców powstałych przypuszczalnie zarówno w korytach (ławice 2–6), jak i na łachach (ławice 1 i 7). Zlepienie tych dwu ostatnich ławic są wyraźnie gęściej upakowane, nie ujawniają śladów koryt, a pomiary orientacji otoczek w tych żwirach dały diagramy z jednym, silnym maksimum. Żwirzy te były transportowane ku NE. Ławice piaszczystych zlepieńców drobnoziarnistych (2–6) interpretowane są jako aluwia korytowe. Nachylenie otoczek w brukach korytowych oraz zapady warstwowania skośnego wskazują na generalny kierunek transportu ku północy.

Figura 12 ilustruje sposób zastosowania pomiarów ułożenia otoczek i zapadów warstwowania skośnego do rekonstrukcji kopalnych koryt i łach kulmowych. Koryto zrekonstruowane na rysunku jest wypełnione piaszczystym zlepieniem drobnoziarnistym o uwarstwieniu skośnym nieckowatym (*1*). W osadzie tym otoczki płaskie układają się równolegle do warstw odprądowych (pseudoimbrykacja). W pobliżu lewego brzegu koryta zlepienie przechodzi w skośnie warstwowany piaskowiec (*2*), w którym warstwy odprądowe biegną prawie równolegle do przypuszczalnego brzegu koryta. Z korytem sąsiaduje łacha roztokowa zbudowa-

na ze zimbrykowanego, subhoryzontalnie warstwowanego żwiru; podobny zlepienie występuje też poniżej koryta (3). Rekonstrukcja obejmująca koryto (channel), nasyp piaszczysty (sand wedge), jak również łączę roztokową (braid bar) opiera się na modelu opublikowanym przez Rusta (1972, fig. 14).

Inną strukturą często obserwowaną w małych odsłonięciach kulmu śródsudeckiego jest charakterystyczne ułożenie otoczek płaskich, które można nazwać „ułożeniem w jodełkę” (fig. 13). Polega ono na występowaniu w żwirze naprzemianległych warstw, w których otoczki płaskie zapadają na pierwszy rzut oka w przeciwnych kierunkach. W rzeczywistości zapady te nie są dokładnie przeciwne, np. w zlepieniu przedstawionym na figurze 13 otoczki płaskie nachylone są w następujących kierunkach: 230/30° (warstwa 1), 5/45° (2), 200/35° (3) oraz 245/25° (4). Każda z tych warstw jest interpretowana jako część mniej lub bardziej rozległej żwirowej akumulacji korytowej. Otoczki płaskie obserwowane w odsłonięciu reprezentują prawdopodobnie skośną podprądową imbrykację powstałą w różnych (lecz nie osiowych) partiach koryt. Zgodnie z powyższą interpretacją żwiru te osadziły się prawdopodobnie w warunkach zasadniczo jednokierunkowego transportu materiału ku wschodowi. Dla sprawdzenia powyższej hipotezy zestawiono na diagramie 14a kierunki koryt oraz pomiary imbrykacji zebrane z całego odsłonięcia (szereg blisko położonych skałek). Kierunki koryt zamykają się w sektorze 75–130°, co w połączeniu z pomiarami struktur dachówkowych pozwala przyjąć generalny paleoprąd ku wschodowi. Rozrzut pomiarów imbrykacji jest znacznie większy niż pomiarów kierunków koryt.

Nierozpoznanie w terenie omawianego tu ułożenia otoczek płaskich może spowodować poważne trudności interpretacyjne lub prowadzić do mylnych wniosków paleogeograficznych. W wielu bowiem odsłonięciach autor obserwował, że poszczególne warstwy żwiru o odmiennej orientacji otoczek są trudne do zauważenia i oddzielenia, gdyż stanowią łącznie monolityczną i na pozór jednorodną ławicę żwiru. Konieczne jest więc zachowanie ostrożności, a także wykonanie odpowiednich rysunków i pomiarów.

Stosując diagramy zbiorcze autor analizował także większe ilości pomiarów terenowych zebranych na obszarze do 20 km². Przykład takiej analizy pomiarów osi koryt i struktur dachówkowych dla kulmu ze Szczawna zachodniej części niecki śródsudeckiej przedstawia figura 14b. Diagram ten został sporządzony na podstawie pomiarów w osmiu dużych odsłonięciach reprezentujących całą zachodnią część niecki śródsudeckiej. Diagram został wykonany w sposób następujący: kalkę techniczną z narysowaną strzałką oznaczającą średni kierunek koryt przytwierdzono do środka siatki biegunowej. Następnie dla każdego odsłonięcia z osobna wyznaczono średni kierunek koryt i strzałka została sprowadzona do tego kierunku przez obrót kalki; w takim położeniu kalki zostały na nią naniesione pomiary struktur dachówkowych. Maksimum 1 (= 8,3%) jest traktowane jako maksimum odpowiadające normalnej podprądowej imbrykacji w osiowej partii koryt; submaksima 2 (= 6,4%)

oraz 3 (= 5,5%) są interpretowane jako odpowiadające skośnej podprądowej imbrykacji w lewych i prawych bocznych partiach koryt. Wydaje się, że uzyskany diagram potwierdza słuszność obserwacji terenowych, zgodnie z którymi znakomita większość badanych osadów reprezentuje żwiru korytowe. Wydaje się także, że nawet tak duża dyspersja kierunków struktur dachówkowych, jak przedstawiona na diagramie, może być odzwierciedleniem zasadniczo jednokierunkowego systemu paleoprądów w środowisku rzecznym, w których przeważają osady płytkich roztok o niewielkiej krętości. Strzałka obrazująca „średni kierunek koryt” nie ma określonego sensu geograficznego.

W podobny sposób porównano pomiary imbrykacji otoczek płaskich na stożkach napływowych zrekonstruowanych ostatnio w zachodniej części niecki śródsudeckiej przez autora (Teisseyre 1973; 1975). Typowe dla stożków napływowych są diagramy o jednym lub dwu wysokoprocentowych maksimach (fig. 14e). Jest więc możliwe, że na drodze ostrożnej analizy zbiorczych diagramów konturowych można odróżnić przynajmniej żwiru stożków napływowych od żwirów reprezentujących osady rzeczne związane z dnem basenu. W przypadku żwirów obu tych środowisk linie symetrii digramów zbiorczych pokrywają się zasadniczo z kierunkami osi stożków lub średnimi kierunkami dolin (lub systemów rzecznych). Metoda ta wymaga jednakże uprzedniego zorientowania się w zasadniczych kierunkach paleogeograficznych, takich jak: średnie kierunki transportu, kierunki osi stożków i dolin. W przypadku dużego rozrzutu pomiarów terenowych pożądanym jest przetransponowanie poszczególnych pomiarów na kątowne odchylenia od niezależnie ustalonych średnich kierunków stożków lub dolin.

Ostatni z omawianych tu przykładów dotyczy żwirowych osadów roztok, które w pewnym okresie czasu przesuwają się konsekwentnie w jednym kierunku (fig. 14d). W odsłonięciu, z którego pochodzą pomiary przedstawione na tym diagramie, średni kierunek koryt wynosi około 350°. Struktury dachówkowe grupujące się w pobliżu 1 są interpretowane jako normalna podprądowa imbrykacja; wskazują one na transport materiału ku północy. Struktury dachówkowe skupione w pobliżu 2 reprezentują skośną podprądową imbrykację powstałą w prawych (wschodnich) partiach kolejnych koryt. Osady lewych (zachodnich) partii koryt zostały zniszczone w wyniku przesuwania się kolejnych koryt ku zachodowi. Zwraca uwagę fakt, że linia symetrii diagramu nie pokrywa się z ustalonym kierunkiem koryt i wyinterpretowanym kierunkiem paleoprądu. Toteż w małych odsłonięciach i profilach, w których koryta nie są wyraźnie widoczne lub nie zostały rozpoznane, mechaniczne pomiary struktur dachówkowych mogą prowadzić do błędnych wniosków paleogeograficznych i sugerować istnienie paleoprądów skierowanych pod dużymi kątami do rzeczywistych przepływów.

Przedstawiona wyżej interpretacja diagramów orientacji otoczek o trzech niskoprocentowych maksimach została sprawdzona i potwierdzona przez szereg niezależnie wykonanych obserwacji i pomiarów terenowych. W tym celu wyselekcjonowano szereg odślo-

nięć ukazujących żwiru korytowe w przekrojach z grubszą prostopadłych do kierunku koryt. W każdym z badanych koryt wyznaczono arbitralnie część środkową koryta i dwie części boczne, a następnie mierzono

osobno położenie otoczków płaskich w każdej z tych części. Osiągnięte wyniki reprezentują dwa diagramy na figurze 15.

UŁOŻENIE OTOCZAKÓW W MEANDRUJĄCYCH ODCINKACH LESKU I STRZEGOMKI

Sedymentacja w meandrujących odcinkach wspomnianych rzek zachodzi w kilku różnych środowiskach, które (za Bluckiem 1971) obejmują: głębię meandrową (pool), skłon łachy meandrowej (bar platform), łachę meandrową (supra-platform bar) ze żwirami górnej partii łachy (bar head gravels), obszarem leżącym za krawędzią tych żwirów (bar lee) oraz dolną częścią łachy (bar tail). Osady łachy meandrowej przechodzą ku wnętrzu zakola w utwory wewnętrzznego, nadbudowywanego brzegu (inner accretionary bank). W zakolach wspomnianych rzek obserwowano również, językowane w planie, odsypy typu „chute bars” (McGowen, Garner 1970). Odsypy te występują szczególnie w miejscach, w których odcinki meandrujące przechodzą w odcinki roztokowe. W tych miejscach tworzą się często łachy poprzeczne skierowujące główny nurt na boki, co w konsekwencji prowadzi do tworzenia się w okresach powodzi skośnie warstwowanych odsypów, zwykle występujących bezpośrednio poniżej miejsca, w którym nastąpiła nagła zmiana kierunku strumienia (por. Scott, Gravlee 1968).

W badanych korytach meandrujących żwiru występowały głównie w głębi meandrowej, na skłonie łachy meandrowej oraz w górnej jej części. Głębie meandrowe są zwykle tak głębokie, że wykonywanie pomiarów ułożenia otoczków jest w tych miejscach niemożliwe. Niemniej jakościowe obserwacje ułożenia tych żwirów wskazują, że większość otoczków płaskich nachyla się tu skośnie pod prąd. W miarę zbliżania się do osi koryta ułożenie otoczków płaskich staje się coraz bardziej prostopadle względem nurtu zakolowego. Na skłonie łachy meandrowej ułożenie otoczków może być różne: od skośnej podprądowej imbrykacji, poprzez ułożenie zgodne ze skłonem (pseudoimbrykacja), do normalnej podprądowej imbrykacji (występującej zwykle tylko w dolnych partiach skłonu). Ułożenie otoczków w żwirach górnej części łachy meandrowej nie odbiega od ułożenia żwirów na łachach korytowych w odcinkach

o małej krętości. W odsypach typu „chute bars” obserwuje się w naprądowej części łachy płytkie koryta, w których otoczki płaskie ułożone są podobnie jak w opisanych wyżej korytach o małej krętości.

Łacha meandrowa przedstawiona na figurze 16 stanowi łukowaty w planie odsyp żwirowy złożony z lekko nachylonych ku wnętrzu koryta warstw skośnie podprądowo zimbrykowanego żwiru. Powierzchnia łachy jest wybrukowana. Wewnętrzna część odsypu ma charakter powierzchni odprądowej opadającej pod kątem naturalnego zsypania żwiru w kierunku odciętego, bocznego koryta (fig. 17, 18). W tej części łachy otoczki płaskie układają się równolegle do powierzchni odprądowej (pseudoimbrykacja).

Na niektórych odcinkach bocznych dopływów badanych rzek autor obserwował charakterystyczne odsypy żwirowe usypane w dawnych łukach meandrow w ten sposób, że aktywne koryto przesunęło się w kierunku wewnętrznym, na obszar dawnej łachy meandrowej lub też podcięło wewnętrzny brzeg, zaś pierwotna głębia meandrowa została wypełniona żwirem. W planie odsypy te naśladują dokładnie zarys pierwotnego meandru. Składają się one z niewyraźnie, koncentrycznie warstwowanych żwirów przelawionych cienkimi wkładkami piasków o warstwowaniu skośnym lub subhoryzontalnym. W żwirach otoczki płaskie układają się skośnie podprądowo. Górna powierzchnia tych odsypów jest płaska lub lekko wypukła. Odsypy te są nierzadko oddzielone od pierwotnego wklęsłego brzegu przez odcięte koryta, czasem zabagnione. Odsypy tego typu utworzyły się w wyniku podniesienia lokalnej podstawy erozyjnej, spowodowanego różnymi pracami wodnymi. Według obserwacji autora odsypy żwirowe powstają szybko, tak że w ciągu 3–4 lat od momentu podniesienia lokalnej podstawy erozyjnej dawne odcinki meandrujące uległy całkowitemu wypełnieniu i typ koryta zmienił się z meandrującego na prostoliniowy lub roztokowy.

UŁOŻENIE OTOCZAKÓW W KOPALNYCH KORYTACH KARBOŃSKICH O DUŻEJ KRĘTOŚCI

Ułożenie otoczków w kopalnych żwirach kulmowych nagromadzonych w korytach o dużej krętości było badane w osadach zespołu rzeki drenującej basen. Badania przeprowadzono w zachodniej i północnej części niecki śródsudeckiej, w osadach środkowego i górnego wizenu (kulm z Lubomina i ze Szczawna).

Figura 19 przedstawia przekrój poprzeczny przez asymetryczne koryto typowe dla członu arkozowego najwyższej części kulmu ze Szczawna w obszarze na SW od Lubawki. Człon ten składa się z szeregu sekwencji o ziarnie malejącym ku górze, co pozwala przypuszczać, że utworzył się on raczej w środowisku rzek meandru-

jących niż roztokowych. W korycie tym występują: piaszczysty zlepienie drobnoziarnisty o charakterystycznym ułożeniu otoczków płaskich (1a), skośnie warstwowany piaszczysty zlepienie drobnoziarnisty z otoczkami płaskimi zimbrykowanymi skośnie podprądowo i wskazującymi na przepływ ku południowi (1b), zlepieńcowaty piaskowiec (1c), dobrze wysortowany piaskowiec średnioziarnisty (1d) oraz piaskowiec drobnoziarnisty, miejscami zlepieńcowate, i mułowce (1e). Interpretacja wypełnienia tego koryta zakłada istnienie (od lewej do prawej) wewnętrznego nadbudowywanego brzegu meandru (inner accretionary bank)

z osadami piaszczystymi i mułowcami, koryta w obrębie lachy meandrowej (swale) z osadami dobrze przemytych i dobrze wysortowanych piasków, lachy meandrowej (point bar) ze skośnie warstwowanymi zlepieńcowatymi piaskowcami oraz głębi meandrowej (pool) wypełnionej żwirem i ograniczonej od zachodu stromym, podcinanym brzegiem (concave cut-bank).

Na figurze 20 przedstawione jest asymetryczne koryto wypełnione zlepieńcem drobnoziarnistym (2) przechodzącym ku NW w piaszczysty zlepieniec drobnoziarnisty i zlepieńcowaty piaskowiec. Bieg i upad stromego, erodowanego brzegu wynosi 110/70°. Kierunki zapadu płaszczyzn AB otoczek płaskich są podane na rysunku. Koryto jest wyerodowane w piaszczystych zlepieńcach drobnoziarnistych (1), w których imbrykacja wskazuje na przepływ w kierunku 55°. Podobny kierunek transportu został stwierdzony w bruku podścielającym leżący wyżej zlepieniec (3).

Żwiry 2 są interpretowane jako żwiry głębi meandrowej. Otoczki płaskie zapadają tu skośnie pod prąd, natomiast otoczki wyścielające dawne dno koryta zapadają wprost pod prąd. Skośnie warstwowane osady są traktowane jako nanosy lachy meandrowej.

Inne asymetryczne koryto jest przedstawione na figurze 21. Osady korytowe stanowią: ciasno upakowany zlepieniec drobnoziarnisty (2a), skośnie warstwowany piaskowiec (2b), drobnoziarnisty zlepieniec i skośnie warstwowany zlepieńcowaty piaskowiec (2c) oraz źle wysortowany zlepieńcowaty piaskowiec w południowej części koryta. Bieg i upad stromego, erodowanego brzegu wynosi 300/70–80° SW. Pomiary ułożenia otoczek płaskich oznaczone są symbolem *Im*, zaś pomiary warstwowania skośnego — *Sf*. Koryto jest wyerodowane w piaszczystym zlepieńcu (1), w którym zimbrykowane otoczki płaskie wskazują na paleoprąd ku NE. Na podstawie tych danych zostało zrekonstruowane koryto o dużej krętości. Skośnie podprądowo zimbrykowane żwiry (2a) są uważane za żwiry głębi meandrowej (pool gravel) i były zapewne osadzone przez prąd zakolowy (pool current). Chaotyczne żwiry widoczne między 2a i 2c odpowiadają prawdopodobnie osadom skłonu lachy meandrowej (bar platform). Skośnie warstwowane piaskowce (2b i 2c) reprezentują prawdopodobnie aluwia lachy meandrowej (point bar). Aluwia te powstały prawdopodobnie w wyniku przemieszczania się poprzecznych nasypów lub diun. Warstwy odprądowe tych skośnie warstwowanych nasypów zapadają w kierunku wewnętrznego, nadbudowywanego brzegu (inner accretionary bank).

Figura 22 ukazuje fragment asymetrycznego koryta wypełnionego ciasno upakowanym zlepieńcem drobnoziarnistym (2a), który ku południowi przechodzi stopniowo w piaszczysty zlepieniec drobnoziarnisty (2b) i skośnie warstwowany zlepieńcowaty piaskowiec (2c). Kierunki zapadu otoczek płaskich oznaczone są symbolem *Im*, zaś warstwowań skośnych — *Sf*. Bieg i upad stromego, podcinanego brzegu wynosi 250/60–65° S. Koryto jest wyerodowane w piaszczystym zlepieńcu drobnoziarnistym (1). Wyżej zalegają piaszczyste zlepieniec drobnoziarniste (3) i zlepieniec drobnoziarniste (4).

Żwiry warstwy 2a są interpretowane jako osad

głębi meandrowej (pool) i osadziły się w pobliżu zewnętrznego, erodowanego brzegu (outer cut-bank) pod wpływem prądu zakolowego (pool current). Osady oznaczone 2b i 2c reprezentują zapewne napływy skłonu lachy meandrowej (point bar) i były prawdopodobnie sypane przez prąd działający w obrębie lachy meandrowej (bar head current). Osady złożone w pobliżu brzegu wewnętrznego (inner bank) są zerodowane.

Figura 23a przedstawia asymetryczne koryto wcięte w zlepieniec drobnoziarnisty (1). W północnej części odsłonięcia zlepieniec jest ciasno upakowany, a ku południowi staje się coraz bardziej piaszczysty. Osady korytowe obejmują piaskowiec i zlepieńcowaty piaskowiec (2a) występujący w formie warstwy równoległej do stromego, zewnętrznego brzegu, ciasno upakowany żwir (2b) przechodzący ku południowi w piaszczysty zlepieniec drobnoziarnisty, skośnie warstwowany zlepieńcowaty piaskowiec (2c; *Sf* = 260/25°), zlepieńcowaty piaskowiec i zlepieniec bardzo drobnoziarnisty (2d) oraz lekko zlepieńcowaty piaskowiec (2e) o warstwowaniu skośnym nieckowatym. Bieg i upad stromego, erodowanego brzegu wynosi 325/45–55° SW. Bruk korytowy podścielający piaskowce 2c ujawnia zimbrykowane otoczki płaskie zapadające w kierunku 210/25–35°. Wyżej leży piaszczysty zlepieniec drobnoziarnisty (3) przykryty z kolei przez ciasno upakowany zlepieniec drobnoziarnisty (4).

Zlepieniec i piaskowce warstwy 2 utworzyły się prawdopodobnie w korycie o dużej krętości. Zlepieniec 2b są interpretowane jako żwiry utworzone w głębi meandrowej (pool) pod wpływem prądu zakolowego (zaznaczonego symbolem *P. C.* — pool current). Żwiry te wykazują skośną, podprądową imbrykację (por. fig. 23b). Żwiry utworzone w najgłębszej części koryta odznaczają się natomiast normalną podprądową imbrykacją (fig. 23c). Skośnie warstwowane piaskowce (2c) są prawdopodobnie osadami skłonu lachy meandrowej (point bar). Piaskowce o warstwowaniu skośnym nieckowatym (2e) są zapewne osadem niewielkiego koryta położonego na wynurzonej części lachy meandrowej (minor bar-head channel). Piaskowce warstwy 2a powstały prawdopodobnie jako osad przechwycony między gałęziami i pniami stłoczonymi przy wklęsłym brzegu przez prąd zakolowy. Osady wewnętrznego brzegu (inner bank) nie zachowały się. Linia w kierunku 30° oznacza lokalizację odsłoniętego profilu.

Figura 24 przedstawia ułożenie otoczek w asymetrycznym korycie o szerokości co najmniej kilku metrów. W odsłonięciu widoczne są tylko zlepieniec wschodniej części tego koryta o miąższości około 1m. Zlepieniec te odznaczają się ciasnym upakowaniem otoczek. Bieg i upad stromego, erodowanego brzegu wynosi 235/65°. Główne maksimum (1 = 26% w azymucie 280/55°) odpowiada otoczkom płaskim zapadającym skośnie pod prąd. Dwa drugorzędne maksima (2 = 12% w azymucie 240/35° i 3 = 8% w azymucie 240/60°) odpowiadają otoczkom płaskim wyścielającym stromy, erodowany brzeg; otoczki te nie są zimbrykowane. Średni paleoprąd płynął przypuszczalnie w kierunku 145°.

W odsłonięciu przedstawionym na figurze 25

widać co najmniej trzy kolejne asymetryczne koryta. Dwa spośród nich ujawniają charakterystyczne wewnętrzne zróżnicowanie osadu ze skośnie warstwowanymi piaszczystymi żwirami przy łagodnie nachylonej części dna (wypukły brzeg) oraz grubszymi i ciasniej upakowanymi żwirami przy stromym (wklęsłym) brzegu (pl. II i III). Na tej podstawie koryta te są interpretowane jako koryta o dużej krętości. Interpretacja ta jest poparta pomiarami warstwowania skośnego, kierunków koryt i struktur dachówkowych (fig. 26).

Diagram orientacji otoczków (fig. 25b) przedstawia ułożenie otoczków płaskich w korycie II. Żwiry te zapadają skośnie pod prąd i są interpretowane jako żwiry głębi meandrowej. Koryto to uległo wypełnieniu w kilku epizodach sedimentacyjnych, z których co najmniej dwa są łatwe do rozpoznania na załączonym rysunku (fig. 25a). Warstwy skośnie przy lewym wypukłym brzegu zapadają w kierunku $55-90/15-25^\circ$ i są uważane za osad skłonu łachy meandrowej. W korycie tym odbywał się przepływ ku północy. Z drugiej strony w korycie III skośnie podprądowo zimbrykowany żwir głębi meandrowej zapada w kierunku $330/20-50^\circ$, a skośnie warstwowane osady łachy meandrowej — w kierunku $110-115/20-30^\circ$. W korycie tym palcoprąd płynął zatem ku południowi.

Diagram *d* ukazuje ułożenie otoczków w tej samej ławicy, lecz nieco wyżej. Główne maksimum odpowiada otoczkom płaskim zapadającym skośnie pod prąd w lewej części koryta I. Drugorzędne maksima reprezentują otoczki zapadające wprost pod prąd (*M*) i skośnie pod prąd przy prawym, wypukłym brzegu (*R*).

Diagram *e* ukazuje ułożenie otoczków płaskich w ławicy żwiru obserwowanej w odsłonięciu w przekroju prawie prostopadłym do kierunku prądu (lokalizacja na fig. 25a). Nawet na tak niewielkim odcinku, jaki widać na rysunku 25a, kierunki zapadu otoczków płaskich zmieniają się konsekwentnie z $240/40^\circ$ z lewej strony na $190/45^\circ$ z prawej strony. Kierunkom tym odpowiadają dwa maksima, na diagramie oznaczone *U* i *R*, interpretowane tu jako normalna podprądowa imbrykacja (*M*) i skośna podprądowa imbrykacja (*R*). Zlepieniec ten jest więc najprawdopodobniej osadem korytowym, złożonym w korycie o kierunku południkowym. W odsłonięciu widać tylko żwiry środkowej i prawej części koryta.

Figura 26 przedstawia zbiorczy diagram kierunków transportu pomierzonych w odsłonięciu przedstawionym na figurze 25a. Duży rozrzut pomiarów struktur dachówkowych jest prawdopodobnie spowodowany wpływem brzegów koryt. Niemniej możliwe jest, że pomiary struktur dachówkowych skupiające się w sektorze wyznaczonym przez najliczniej reprezentowane koryta odpowiadają (przynajmniej częściowo) normalnej podprądowej imbrykacji. Większość pomiarów warstwowania skośnego zapada pod dużymi kątami względem średniego kierunku koryt. Pomiary te były bowiem wykonane głównie w skośnie warstwowanych osadach łach meandrowych, w których warstwowanie przekątne zapada z reguły pod dużymi kątami względem kierunku koryta.

Figura 27a (pl. IV) ilustruje dobrze wzajemne stosunki osadów koryt symetrycznych i asymetrycznych.

Osady przedstawione w dolnej części rysunku powstawały prawdopodobnie głównie w korytach asymetrycznych o dużej krętości. Żwiry występujące w pobliżu stromych, erodowanych brzegów tych koryt są często zimbrykowane skośnie podprądowo (por. fig. 27b) i są interpretowane jako żwiry głębi meandrowej (pool gravels).

Szczegółowe obserwacje i pomiary ułożenia otoczków płaskich pozwalają na zrekonstruowanie niektórych koryt i łach korytowych (fig. 27c). Koryto (channel) i podłużna łacha roztokowa (longitudinal braid bar) zrekonstruowane na tym rysunku odnoszą się do ławicy żwiru oznaczonej na figurze 27a symbolem I. W lewej części tej ławicy zlepienie są bardziej piaszczyste i bardziej drobnoziarniste. Otoczki płaskie zapadają tu w kierunku $155-160/30-60^\circ$, tzn. skośnie pod prąd (fig. 27c). W miarę oddalania się od tego brzegu ułożenie otoczków zmienia się stopniowo. Poczynając od punktu położonego 3,7 m od początku ławicy zmienia się także charakter żwiru; staje się on bardziej gruboziarnisty i ciasniej upakowany. Miejsce to może być uważane za początek łachy roztokowej. We wnętrzu łachy otoczki płaskie i pień lepidodendrona są pochylone pod prąd (fig. 27c).

Pomiary struktur wskaźnikowych transportu uzyskane w tym odsłonięciu przedstawione są na figurze 27d. Diagram uwidacznia duży rozrzut paleoprądów typowy dla koryt roztokowych (Doeglas 1962; Ore 1963).

W górnej części odsłonięcia przedstawionego na figurze 27a występują osady o warstwowaniu skośnym typu deltowego. Ławice tych piaszczystych żwirów są interpretowane jako łachy poprzeczne, związane być może z utrzymującymi się przez dłuższy czas okresami wysokich wód (Ore 1963).

Jest również prawdopodobne, że w osadach kulmu występują także żwirowe odsypy wypełniające dawne głębie meandrowe. Być może należy tu zaliczyć zlepieniec warstw 4 i 5 na figurze 28a. Obie te warstwy składają się z ciasno upakowanego żwiru, w którym otoczki płaskie zapadają w przeważającej mierze skośnie pod prąd (fig. 28b). Część otoczków płaskich układa się równoległe do stromych ścian koryt.

Przedstawiona wyżej metoda badania pozornie „jednorodnych” żwirów polega na wykonywaniu szczegółowych rysunków i mierzeniu możliwie największej ilości różnych struktur wskaźnikowych transportu. Wynik zastosowania tej metody do stosunkowo słabo zróżnicowanych żwirów widocznych na figurze 29a przedstawia figura 29b. Zlepieniecowate piaskowce przeważające w dolnej części tego odsłonięcia wykazują warstwowania skośnie nieckowate i osadziły się w korytach o kierunku N-S. Wyżej leżące zlepienie nagromadziły się w podobnie ukierunkowanych korytach. Większość otoczków płaskich w środkowych partiach tych koryt zapada ku południowi wskazując na paleoprąd ku północy.

Przedstawione wyżej obserwacje terenowe umożliwiły autorowi opracowanie ogólnego modelu roztoki kulmowej (model II) przedstawionego na figurze 30. Model ten postuluje współistnienie w obrębie roztokowego zespołu rzecznej koryt o małej i dużej krętości.

DYSKUSJA NAD WYNIKAMI I WNIOSKI

Aspekt paleogeograficzny. Badania autora dotyczyły przede wszystkim ułożenia otoczek płaskich. Ograniczenie pomiarów ułożenia do tych właśnie otoczek zostało podyktowane faktem, że otoczki płaskie są z reguły liczniej reprezentowane w żwirach kulmowych niż otoczki wrzecionowate. Ponadto uprzednio wykonane badania wykazały, że ułożenie otoczek wrzecionowatych jest zmienne i nie nadaje się do łatwego i pewnego ustalania kierunku transportu (Teisseyre 1968; 1975).

W utworach kulmowych badano głównie ułożenie otoczek w zlepionych wypełniających dawne koryta rzeczne. Zostało stwierdzone, że koryta symetryczne odznaczają się praktycznie niezróżnicowanym wypełnieniem i to tak pod względem strukturalnym, jak i teksturalnym. Kanały te są interpretowane jako kopalne koryta o małej krętości. Otoczki płaskie w żwirach wypełniających te koryta zapadają z reguły pod prąd w osiowej partii kanału i skośnie pod prąd w jego bocznych partiach.

Osady koryt asymetrycznych są prawie zawsze zróżnicowane na skośnie warstwowane napływy lachy meandrowej oraz żwiry głębi meandrowej, w których otoczki płaskie zapadają najczęściej skośnie pod prąd. Osady kanałów asymetrycznych są interpretowane jako napływy koryt o dużej krętości.

Stwierdzone wyżej prawidłowości ułożenia otoczek płaskich, jakkolwiek dawno już rozpoznane, zostały wykorzystane przez autora w celu rozpoznawania i rekonstruowania dawnych lach i koryt w pozornie „jednorodnych” żwirach kulmowych.

Omówione w części opisowej diagramy orientacji otoczek wskazują, że różne typy diagramów mogą występować w żwirach o różnej genezie. Wskazuje to, że przy obecnym stanie wiedzy przedstawione w tej pracy typy diagramów nie mogą być wskaźnikiem środowiska sedymentacji żwiru, którego odtworzenie wymaga licznych kryteriów dodatkowych. Odwrotnie, wydaje się niewątpliwe, że identyczne typy diagramów rzeczywiście mogą reprezentować żwiry złożone w zupełnie różnych środowiskach sedymentacyjnych.

Diagramy orientacji otoczek nie powinny być klasyfikowane w kategoriach „symetrii diagramu”, lecz powinny być analizowane na tle pierwotnego środowiska sedymentacyjnego żwiru, włączając tu pierwotną topografię lach i koryt oraz układ dawnych prądów.

Na przykładzie diagramów przedstawionych w tej pracy łatwo można wykazać, że rzeczywisty kierunek przepływu jest często skośny lub nawet prostopadły do kierunku sugerowanego przez główne maksimum na diagramie. Staje się więc oczywiste, że paleogeograficzna interpretacja ułożenia otoczek musi być poparta gruntownymi studiami sedymentologicznymi nad badanymi żwirami i osadami im towarzyszącymi. W szczególności ważne jest ustalenie, czy badany żwir stanowi osad korytowy czy też osad lach, a także w jakiej partii koryta czy lachy żwir ten się osadził. Oznacza to, że wykonanie przypadkowych pomiarów ułożenia otoczek w żwirach o nie rozpoznanej genezie powinno

być zaniechane, ponieważ może prowadzić do poważnych błędów paleogeograficznych.

Błędne wnioski paleogeograficzne mogą być też wynikiem nierozpoznania ułożenia otoczek „w jodełkę”. Ułożenie to jest interpretowane jako przejaw skośnej podprądowej imbrykacji w migrujących bocznie korytach płytkich roztek. Na diagramie orientacji otoczek główne maksima leżą wówczas w płaszczyźnie prawie prostopadłej lub prostopadłej do rzeczywistego kierunku transportu materiału detrytycznego. Być może niektóre diagramy o tak zwanej „symetrii rombowej” reprezentują właśnie ten przypadek (por. Teisseyre 1968, fig. 25).

Do mylnych wniosków paleogeograficznych może również prowadzić nie rozpoznanie żwirów wypełniających dawne głębie meandrowe („meander-plug gravels”). Ułożenie otoczek w tych żwirach jest prostopadłe lub skośne względem rzeczywistego paleoprądu.

W głębiach meandrowych mogą też występować żwiry układające się równoległe do stromego, erodowanego brzegu. Żwiry te nie są zimbrzykowane.

Na marginesie wniosków opublikowanych przez Sedimentary Petrology Seminar (1965) warto dodać, że kąt nachylenia powierzchni AB otoczek płaskich absolutnie nie może być uważany za kryterium pozwalające na wyszukiwanie w terenie takich przekrojów, w których żwiry zapadają wprost pod prąd.

Aspekt środowiskowy. Z przedstawionych wyżej opisów i ilustracji wynika jasno, że żwiry i zlepione złożone w korytach o małej i dużej krętości występują jedne obok drugich w zasadniczo tym samym zespole osadowym, określonym jako zespół rzeki drenującej basen. W osadach tych na ogół przeważają napływy płytkich roztek o małej krętości. Koryta o dużej krętości reprezentują tu przypadek wewnętrzny meandrowania (internal meandering) w roztekowym generalnie systemie rzeczonym. W rzeczywistości koryta meandrujące są nierzadkie w wielu współczesnych systemach roztek (Leopold, Wolman 1957; Krigström 1962; Ore 1963; Klimek 1972; Rust 1972 i in.).

W związku z powyższym wylania się zagadnienie, czy przepływy nadkrytyczne, jakie bez wątpienia były dominującym czynnikiem depozycyjnym w basenie kulmowym, mogą meandrować i czy proces ten można nazwać meandrowaniem? Jak to wykazały badania eksperymentalne Wolmana i Brusha (1961), Hickina (1969) i innych przepływ nadkrytyczny może istotnie w pewnych warunkach prowadzić do utworzenia się koryta o dużej krętości, z tym że proces ten nie jest identyczny z „normalnym” meandrowaniem i powstające na tej drodze odcinki o dużej krętości nazwano pseudomeandrami.

Pseudomeandry związane z warunkami przepływów nadkrytycznych wymagają niespoistych osadów stanowiących brzegi koryta i odzwierciedlają niestabilność koryt. Prawdopodobnie przynajmniej niektóre asymetryczne koryta kulmowe należy zaliczyć do tej grupy. Brak jednakże opublikowanych danych pozwalających na rozpoznanie w tych osadach charakterystycznych odsypów nazwanych przez Hickina (1969)

„point dunes” i spełniających w pseudomeandrach tę samą rolę, jaką spełniają łachy meandrowe w „normalnych” odcinkach meandrowych. Odsypy takie są według Hickina (*op. cit.*) skośnie warstwowanymi łachami zbudowanymi z materiału lepiej wysortowanego niż podścielające je utwory korytowe. Obecność warstwowania skośnego w osadach przepływów nadkrytycznych budzi jednakże poważne zastrzeżenia. Być może sprzeczność tę można wyjaśnić dawno rozpoznany fakt, że zakola meandrowe są obszarem silnego zróżnicowania prądu, a niekiedy także obszarem separacji prądu (flow separation).

Według Hickina (*op. cit.*) niektóre ustabilizowane łachy typu „point dunes” tworzą się w warunkach przepływów podkrytycznych w istniejących zakrętach strumieni. Ten typ odsypów jest prawdopodobnie reprezentowany w osadach kulmowych, a zwłaszcza w wypełnieniach koryt asymetrycznych.

W osadach dolnego karbonu występują też utwory

„normalnych” koryt meandrujących. Najlepiej znany autorowi przykład tych utworów widoczny jest w opuszczonym kamieniołomie na zachód od Kamiennej Góry. Osady te odznaczają się przewagą drobnoziarnistych napływów równin zalewowych nad osadami korytowymi, niskim stosunkiem szerokości do głębokości koryta, U-kształtnym zarysem głęboko wciętych koryt oraz ciągłością w kierunku bocznym jednostek sedimentacyjnych o mniej więcej równej miąższości. Osady te pojawiają się w partiach basenu bliskich dawnej linii brzegowej (por. Moody-Stuart 1966).

Innym wyrazem zmian środowiska sedymentacji może być stosunek warstwowań nieckowatych do warstwowań skośnych typu mikrodelty. Pierwsze z nich występują w górnych partiach basenu i wskazują na przewagę agradacji, drugie przeważają w dolnych partiach basenu i sugerują przewagę przerabiania dawniej złożonych osadów nad agradacją (Ore 1963).

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLATE I
PLANSZA I

- 1–5. Imbrication, pebble clusters, and broken quartz rounds (photo 5) on emerged portion of the Lesk Creek Mouth Bar (see fig. 2 for location). In all the photos, downstream is to the right. Note imbricated brick in photo 2

Imbrykacja, skupienia zimbrykowanych otoczaków i otoczaki rozłupane podczas transportu (otoczak kwarcu na fot. 5) na wynurzonej części łachy żwirowej przy ujściu Lesku do Bobru (lokalizacja jak na fig. 2). Na wszystkich zdjęciach kierunek prądu jest z lewa na prawo. Na fotografii 2 widać zimbrykowną cegłę

6. Imbrication in gravel-floored portion of the lateral chute (see fig. 2 for location). In the central portion of the chute, platy pebbles dip directly into the orienting current, while typical of side portions is the oblique upcurrent imbrication. View is upstream

Imbrykacja w wyścielonej żwirem części bocznego koryta typu „lateral chute”, (lokalizacja jak na figurze 2). W środkowej partii koryta otoczaki płaskie zapadają pod prąd, podczas gdy w bocznych partiach typowa jest skośna podprądowa imbrykacja. Widok pod prąd



1



2



3



4



5



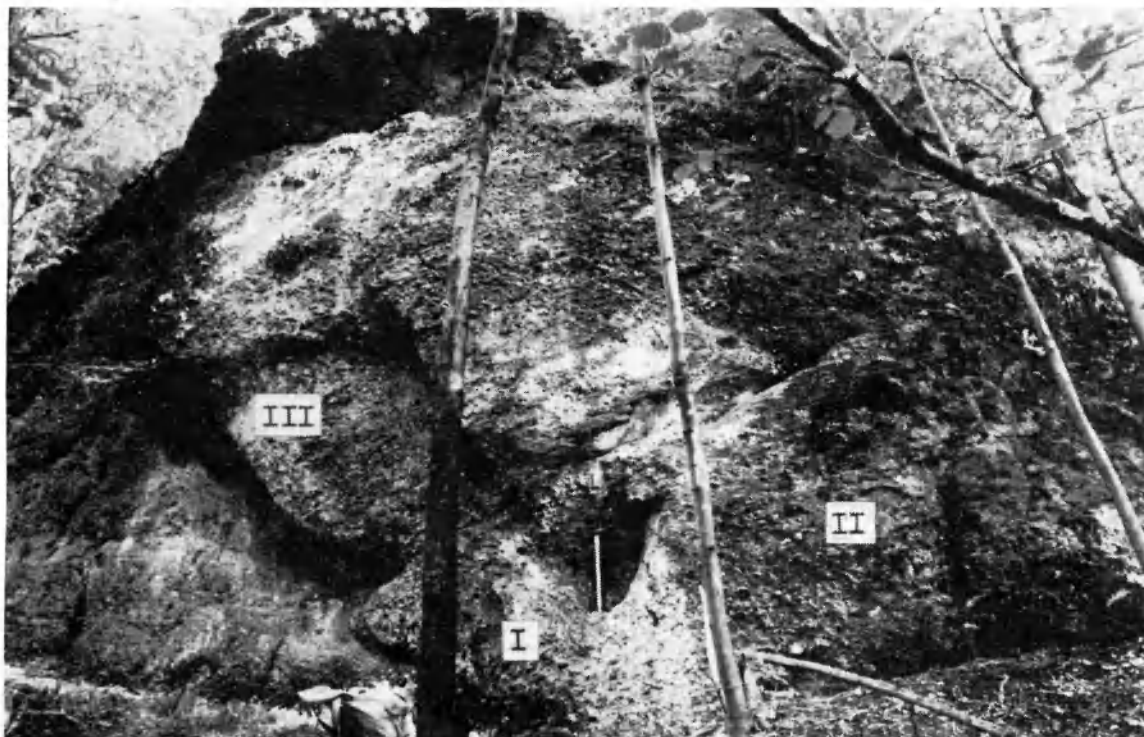
6

Andrzej Karol TEISSEYRE — Pebble fabric in braided stream deposits with examples from Recent and "frozen" Carboniferous channels (Intrasudetic Basin, Central Sudetes)

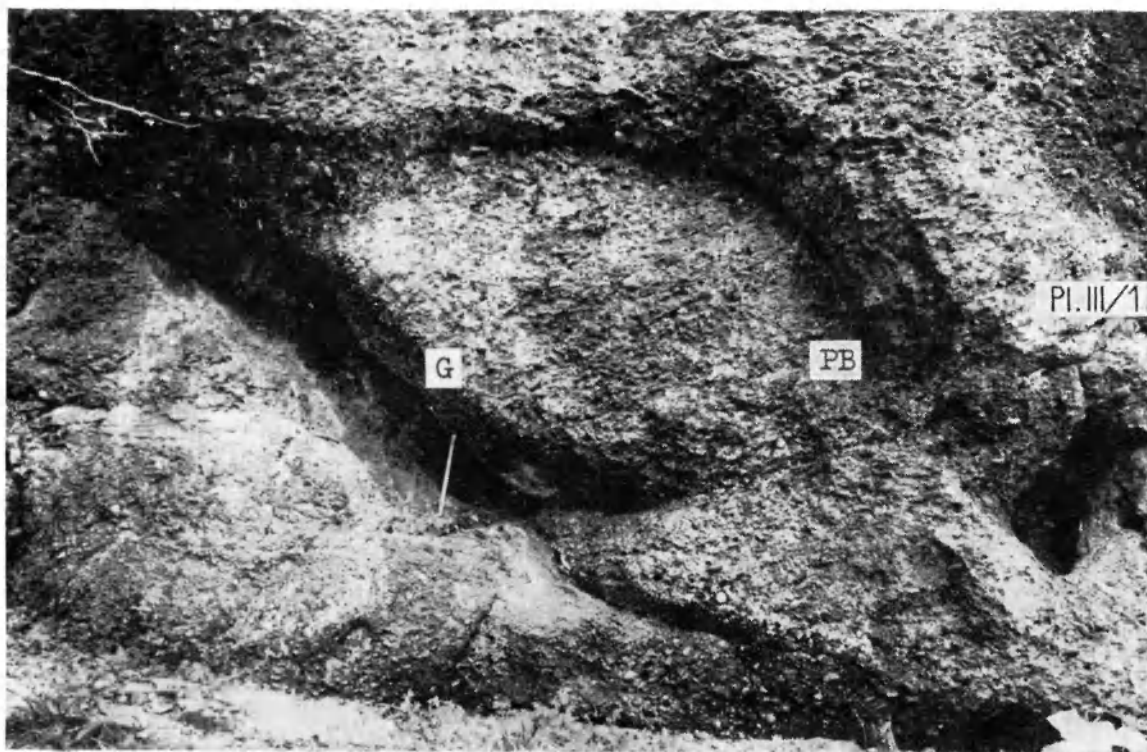
Ułożenie otoczek w osadach roztok na przykładzie koryt współczesnych i kopalnych koryt karbońskich (niecka śródsudecka, Sudety Środkowe)

PLATE II
PLANSZA II

1. Exposure no. 87S, view from the north-west. Lubomin Formation, see figure 25a for location. Note thick units of gravel filling asymmetrical high-sinuosity channels. Channels labelled *I*, *II*, and *III* are illustrated and described in the text
Odsłonięcie 87S, widok z północnego zachodu. Kulm z Lubomina, lokalizacja jak na figurze 25a. Widoczne są grube żwirowe jednostki sedymentacyjne wypełniające asymetryczne koryta o dużej krętości. Koryta oznaczone *I*, *II* i *III* są zilustrowane i opisane w tekście
2. Showing pool gravels (*G*) and gravelly point-bar deposits (*PB*) in the channel labelled *III*. Seen in the left portion of the photo is part of the left concave bank of the channel in question. Note crossbedding in the point-bar deposit. Paleocurrent was to the south (away from the viewer). See figure 25a for interpretation
Złepienie głębi meandrowej (*G*) i żwirowe osady łachy meandrowej (*PB*) w korycie *III*. Z lewej strony zdjęcia widać część lewego, wklęsłego, erodowanego brzegu koryta. W osadach łachy meandrowej widać warstwowanie skośne. Paleoprąd płynął ku południowi (od obserwatora). Interpretacja jak na figurze 25a



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE - Pebble fabric in braided stream deposits with examples from Recent and "frozen" Carboniferous channels (Intrasudetic Basin, Central Sudetes)

Ułożenie otoczek w osadach roztok na przykładzie koryt współczesnych i kopalnych koryt karbońskich (niecka śródsudecka, Sudety Środkowe)

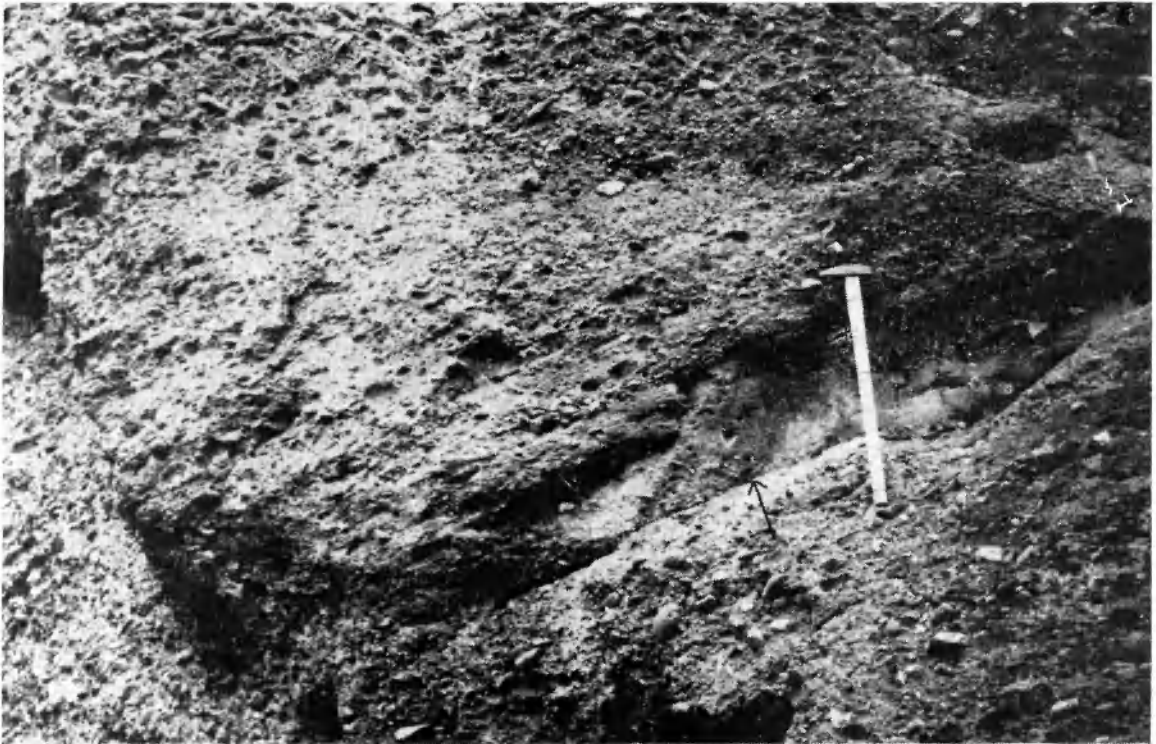
PLATE III
PLANSZA III

1. Cross-stratified point-bar deposits in the channel *III*. Note inclined scoured surface of the right convex bank (arrow). At the level of 25 cm above the hammer head, the structure is truncated by another channel-fill deposit. See plate II, 2 for location. 10-cm scale on the hammer handle

Skośnie warstwowany osad łachy meandrowej koryta *III*. Widoczna jest nachylona, rozmyta powierzchnia prawego, wypukłego brzegu (strzałka). Około 25 cm powyżej młotka struktura jest ścięta przez inny osad korytowy. Lokalizacja jak na planszy II, 2. Na młotku skala co 10 cm

2. Pool gravel in the channel *II* (see fig. 25a for location and fig. 25b for pebble fabric diagram)

Żwir głębi meandrowej koryta *II* (lokalizacja jak na fig. 25a). Diagram orientacji otoczków przedstawia figura 25b



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Pebble fabric in braided stream deposits with examples from Recent and "frozen" Carboniferous channels (Intrasudetic Basin, Central Sudetes)

Ułożenie otoczek w osadach roztok na przykładzie koryt współczesnych i kopalnych koryt karbońskich (niecka śródsudecka, Sudety Środkowe)

PLATE IV
PLANSZA IV

- 1, 2. Showing portion of the left cut bank (photo 1) and the bottom portion (photo 2) of the high-sinuosity Kulm channel illustrated in the lower left-hand corner of figure 27*a*. Pebble fabric of the pool conglomerate shown in photo 1 is given in figure 27*b*. See figure 27*a* for location. Each segment of the rule is 20 cm long
- Fragment lewego, podcinanego brzegu (fot. 1) oraz partii dennej (fot. 2) koryta przedstawionego w lewym dolnym rogu figury 27*a*. Ułożenie otoczków w żwirach głębi meandrowej, pokazanych na fotografii 1, przedstawia diagram na figurze 27*b*. Lokalizacja jak na figurze 27*a*. Każdy odcinek calówki ma 20 cm długości



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Pebble fabric in braided stream deposits with examples from Recent and “frozen” Carboniferous channels (Intrasudetic Basin, Central Sudetes)

Ułożenie otoczków w osadach roztok na przykładzie koryt współczesnych i kopalnych koryt karbońskich (niecka śródsudecka, Sudety Środkowe)