

TOMIA SZ JERZYKIEWICZ

## Środowisko sedymentacyjne piaskowców Szczelińca

**STRESZCZENIE:** Opisane zostały struktury i tekstury sedymentacyjne morskich piaskowców, z których zbudowany jest cokół Szczelińca (górną kreda niecki śródsudeckiej). W poszczególnych ławicach, w których wykonano pomiary skośnego warstwowania, przeprowadzono także badania uziarnienia, stopnia obtoczenia i sferyczności ziarn, a także badania składu petrograficznego piaskowców. Przeprowadzone obserwacje pozwoliły na scharakteryzowanie prądu towarzyszącego osadzaniu się piaskowców Szczelińca, wskazanie kierunku transportu materiału detrytycznego oraz porównanie ich z formami akumulacyjnymi tworzącymi się w strefie litoralnej. Nagłe pojawienie się skośnie warstwowanych ławic w profilu piaskowców Szczelińca było prawdopodobnie związane z rozwojem linii brzegowej i spłytem basenu sedymentacyjnego.

### WSTĘP

Najwyższym wzniesieniem Gór Stołowych jest cokół Szczelińca (pl. I, fig. 1). Ustalenie dokładnej pozycji stratygraficznej piaskowców kredowych, z których jest zbudowany, wobec braku dokumentacji paleontologicznej, napotkało na poważne trudności. Wiek piaskowców Szczelińca był przedmiotem dyskusji prowadzonej przez geologów niemieckich (Flegel 1904, Petrascheck 1933, Andert 1934, Scupin 1935). Ostatecznie w podziale stratygraficznym górnej kredy w niecce śródsudeckiej, przedstawionym przez W. Petraschka (1944), piaskowce Szczelińca zostały zaliczone do górnego turonu (poziom *Inoceramus schloenbachi*).

W myśl poglądów S. Radwańskiego (1957, 1959), piaskowce Szczelińca należą do dolnego turonu (poziom *Inoceramus lamarcki*), a ich dominujące położenie jest wynikiem uskokowych ruchów tektonicznych, które doprowadziły do obniżenia obszarów sąsiednich. Ostatnio zostało wykazane, że pogląd o tektonicznym obniżeniu omawianych w niniejszej pracy piaskowców nie jest skuszny i należy je uważać za równowiekowe z piaskowcami tworzącymi główny grzbiet Gór Stołowych (Jerzykiewicz 1966).

Poglądy na genezę piaskowców Szczelińca są jednomyślne; uważane są za morskie, chociaż nie określono bliżej środowiska ich powstania.

Z załączonego szkicu geologicznego (fig. 1) wynika, że dokładne prześledzenie granicy pomiędzy piaskowcami a leżącymi poniżej marglami poziomu *Inoceramus lamarcki* uniemożliwia rozległe i grube blokowisko.

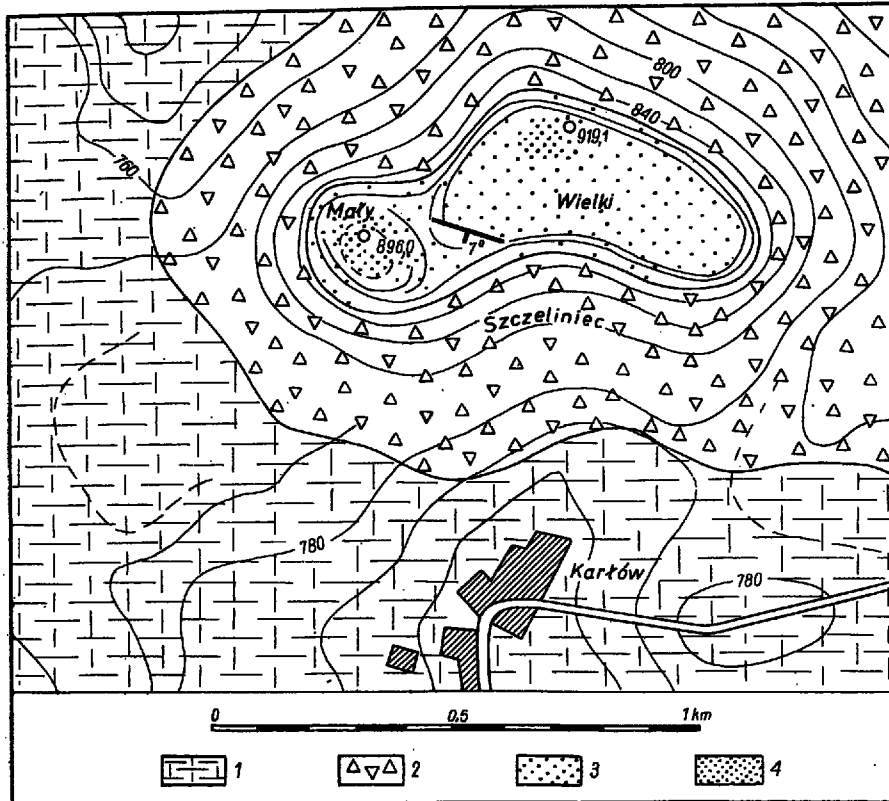


Fig. 1

Szkic geologiczny okolic Szczelińca

1 margle, 2 blokowisko, 3 piaskowce dolnego piętra sedimentacyjnego, 4 piaskowce górnego piętra sedimentacyjnego

Geologic sketchmap of the vicinity of Szczelińca

1 marls, 2 boulders, 3 sandstones of the lower sedimentary stage, 4 sandstones of the upper sedimentary stage

Miażdżość utworów przykrytych przez bloki piaskowców przekracza 70 metrów, a warstwy przejściowe w ogóle nie są znane. Ogólna miąższość piaskowców Szczelińca dostępna bezpośredniej obserwacji wynosi około 50 metrów.

Ze względu na odmienny charakter struktur sedimentacyjnych, występujących w dolnej i górnej części piaskowców, można je podzielić na dwa piętra (fig. 2).

*Piętro dolne* — o widocznej miąższości 37 metrów, tworzą bardzo

gruboławicowe piaskowce z niewyraźnie zaznaczonym warstwowaniem, zwykle prawie poziomym.

*Piętro górne* — o miąższości około 13 metrów, zbudowane jest z ławic o grubości od kilku centymetrów do około 2 metrów, wyraźnie od

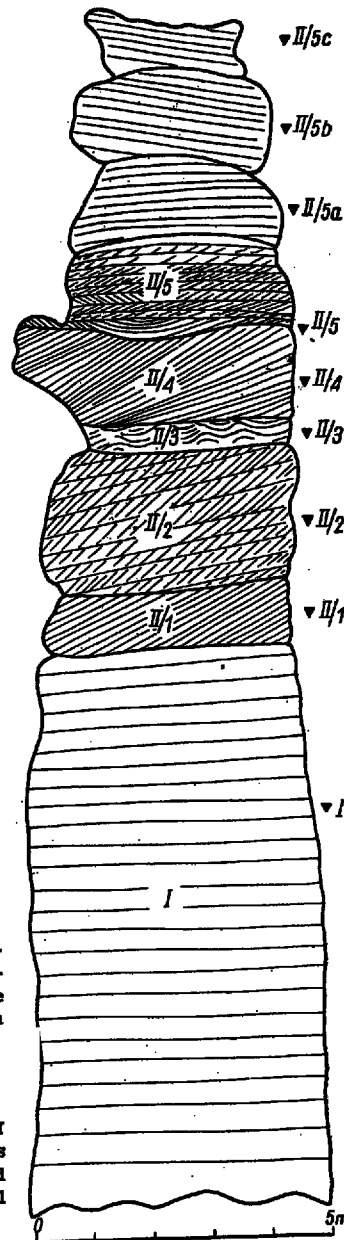


Fig. 2

Schemat budowy skałek Szczelinica

I piaskowce dolnego piętra sedymentacyjnego (część stropowa), II piaskowce górnego piętra sedymentacyjnego (cyfry arabskie odpowiadają kolejnym opisanym w tekście ławicom), II/3 miejsca pobrania i oznaczenia próbek, dla których przeprowadzono badania cech teksturalnych

Structural diagram of the Szczeliniec cliffs

I sandstones of the lower sedimentary stage (top side), II sandstones of the upper sedimentary stage (arabic numbers correspond to the sedimentary units successively described in the text), II/3 sites of collection of samples whose textural features have been investigated

siebie oddzielonych i różniących się charakterem struktur sedymentacyjnych. Przeważa warstwowanie skośne.

Piaskowce dolnego piętra tworzą bardziej zwarty kompleks skałek,

pocięty pionowymi spękaniem, wzdłuż których powstały szczeliny o różnych szerokościach. Ich górna powierzchnia zaznacza się bardzo wyraźnie i jest jednocześnie powierzchnią wierzchowinową cokołu Szczelińca. Ponad nią wznoszą się jedynie skałki górnego piętra, których różnorodne formy morfologiczne są wynikiem wietrzenia. Skałki górnego piętra zachowane są najlepiej w zachodniej części Małego Szczelińca i tam wykonano większość obserwacji (pl. II, fig. 2 i 3).

Przedmiotem niniejszej pracy jest próba odtworzenia warunków sedymentacji panujących w okresie powstawania piaskowców Szczelińca w oparciu o analizę występujących w nich struktur i tekstur.

Praca powstała dzięki funduszom Zakładu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, pod naukowym kierownictwem prof. dr H. Teisseyre'a, któremu serdecznie dziękuję za okazaną mi pomoc.

Za krytyczne przejście artykułu i życzliwą dyskusję składam wyrazy wdzięczności prof. dr S. Dżułyńskiemu, a także dr K. Dziedzicowi i dr P. Romiewiczowi.

#### STRUKTURY SEDYMENTACYJNE

##### *Piętro dolne*

Widoczna miąższość bardzo gruboławicowych piaskowców dolnego piętra, tworzących podstawę cokołu Szczelińca, wynosi 37 metrów. Grubość ławic waha się w granicach od kilku do kilkunastu metrów. Warstwowanie jest w nich słabo zaznaczone, zwykle prawie poziome. Spotyka się warstwowanie laminowane polegające na występowaniu frakcji najgrubszych w spągowych częściach warstw.

Warstwowanie skośne występuje tu zupełnie sporadycznie. Jedynie we wschodniej części Wielkiego Szczelińca obserwowano kilkunastometrowej grubości ławicę złożoną ze stromo nachylonych warstw skośnych. Brak jednak odpowiedniej ilości dostępnych miejsc nie pozwala na statystyczne przedstawienie pomiarów. Z pewnym przybliżeniem można jednak stwierdzić, że kierunki nachylenia warstw skośnych są tu zgodne z kierunkami skośnego warstwowania w ławicach górnego piętra (ok.  $190^\circ$ ).

##### *Piętro górne*

Porównanie budowy skałek górnego piętra na Małym i Wielkim Szczelińcu pozwala stwierdzić, że kolejno po sobie występujące ławice, różniące się między sobą charakterem warstwowania, tworzą ciągle poziomy.

Pełny profil przez skałki górnego piętra jest następujący:

II/1. Granica pomiędzy wydzielonymi piętrami jest erozyjna, a warstwy spągowej ławicy górnego piętra dochodzą pod znacznym kątem

do górnej powierzchni piętra dolnego. Spągowa ławica górnego piętra, o miąższości około 1 m, złożona jest z wrastw skośnych płaskich (*planar cross-stratification* Mc Kee i Weira 1953, Roniewicz 1966).

II/2. Powyżej występuje seria o miąższości około 2,8 m, złożona z cienkich skośnie warstwowanych ławic, które w przekrojach poprzecznych wykazują miejscami budowę nieckowatą (*trough cross-stratification*).

II/3. Ponad nią występuje ławica o grubości około 0,5 m, w której na przekrojach poprzecznych widoczne są szeregi rytmicznie powtarzających się równych wielkością niecek.

II/4. Do górnej powierzchni poprzedniej ławicy dochodzą tangencjalnie warstwy tworzące następną ławicę o miąższości około 1,3 m. Występuje tu warstwowanie skośnie płaskie.

II/5. Powyżej leży kompleks cienkich ławic o łącznej miąższości około 7 m. Dolną jego część tworzą ławice osadzone na częściowo roz-

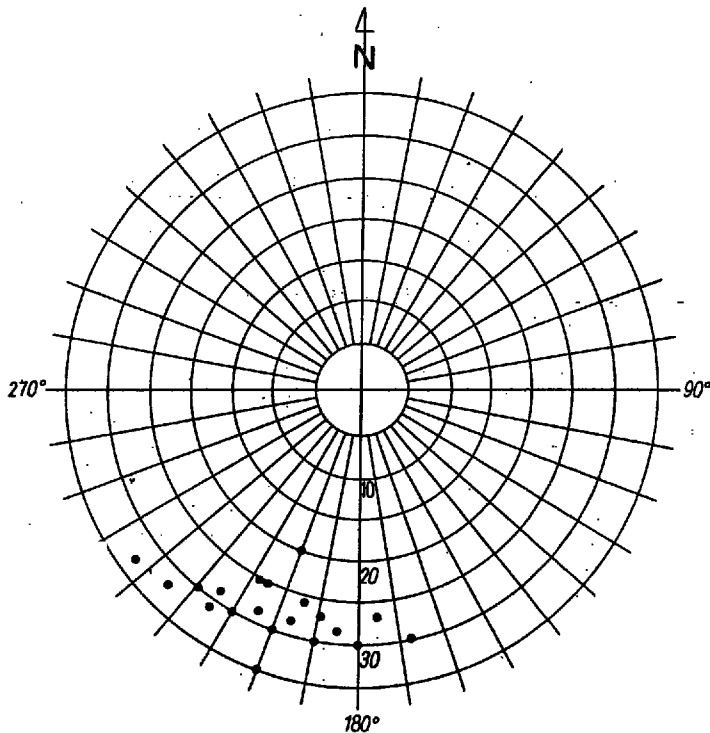


Fig. 3

Diagram przedstawiający orientację warstw skośnych w ławicy spągowej. Normalne do warstw. (Projekcja górnej półkuli (fragment). 20 pomiarów

Diagram showing orientation of cross beds in the bottom sedimentary unit. Normals to the beds. Upper hemisphere projection (fragment). 20 measurements

mytej przez podwodną erozję górnej powierzchni ławicy II/4. Posiadają one warstwowanie skośne nieckowate lub płaskie. Ku górze ławice omawianego kompleksu przechodzą stopniowo w ławice drobno skośnie warstwowane, a wyżej w warstwowane prawie poziomo, często niewyraźnie.

Poniżej zostaną przedstawione obserwacje i pomiary struktur sedymentacyjnych występujące w poszczególnych ławicach.

II/1. Podstawę górnego piętra piaskowców Szczelińca tworzy ławica o miąższości od 0,8 do 1,0 m. Składa się ona z warstw skośnych płaskich, u dołu ławicy ostro kontaktujących z górną powierzchnią dolnego piętra. Grubość poszczególnych warstw wynosi zwykle około 2 cm. Wykazują one rytmicznie powtarzające się warstwowanie laminowane dzięki występowaniu frakcji najgrubszych w spągowych częściach warstw. Występują tu również warstwy, w których obserwuje się stopniowe zmniejszanie się grubości ziarn ku górze, a zatem warstwowanie frakcjonalne (por. Książkiewicz 1954). Miejscami spotyka się warstwy frakcjonalne w niepełnym wykształceniu, bez spągowej partii złożonej z frakcji najgrubszych, a także pojedyncze większe ziarna (do 4 mm) tkwiące bez uporządkowania w różnych częściach warstw.

Kierunki i kąty nachylenia warstw skośnych tworzących ławicę spągową na całym obszarze jej występowania przedstawia figura 3. Wahania kierunków nachylenia warstw w stosunku do wartości średniej ( $200^\circ$ ) są

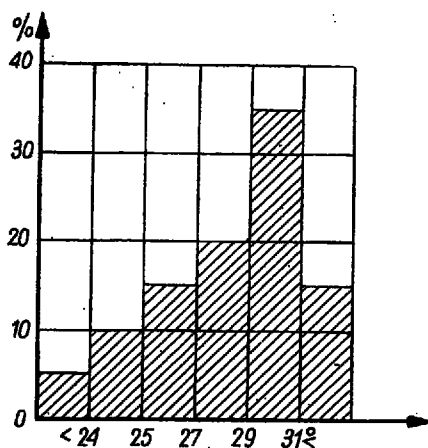


Fig. 4

Histogram przedstawiający rozkład wielkości kątów nachylenia warstw skośnych w ławicy spągowej. 20 pomiarów

Histogram showing distribution of inclination angles in cross beds in the bottom sedimentary unit. 20 measurements

niewielkie, nie przekraczają bowiem  $33^\circ$ . Średni kąt nachylenia warstw w opisywanej ławicy wynosi  $28^\circ$ , przy czym rozkład wielkości kątów nachylenia w poszczególnych klasach jest zbliżony do normalnego (fig. 4).

Z wyżej przedstawionych danych wynika, że kierunek działania prądu w okresie tworzenia się opisywanej ławicy był stosunkowo stały i zbliżony do azymutu  $200^\circ$  (z NNE), a jego prędkość również nie ulegała zasadniczym wahaniom.

II/2. Na ławicy spągowej leży zespół cienkich, skośnie warstwowanych ławic, które ze względu na podobieństwo budowy zostaną opisane razem. Miąższość całego zespołu wynosi 2,7—2,9 m. Grubość ławic maleje ku górze serii, zwykle waha się ona w granicach od kilku do około 30 centymetrów. Spotyka się również pojedyncze ławice warstwowane

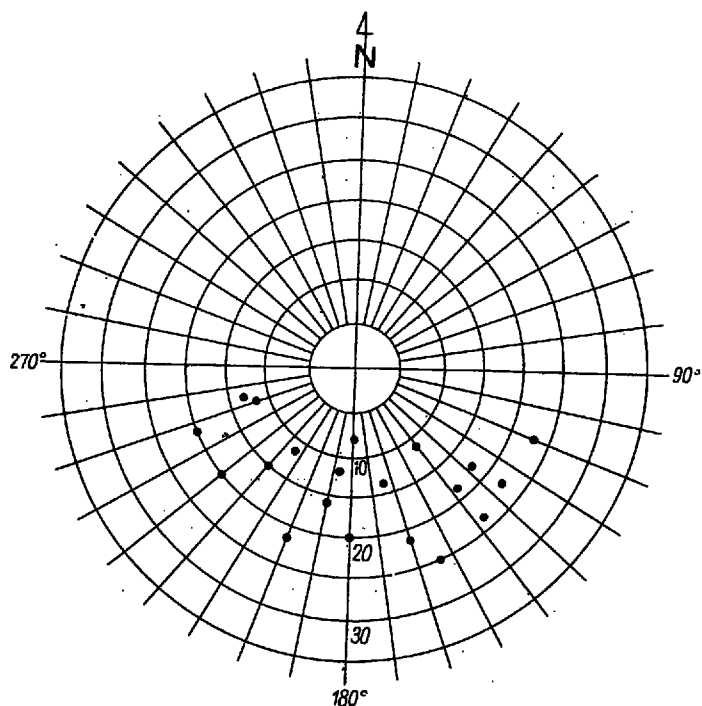


Fig. 5

Diagram przedstawiający orientację warstw skośnych w zespole drobnych ławic. Normalne do warstw. Projekcja górnej półkuli (fragment). 20 pomiarów

Diagram showing orientation of cross beds within the series of thin sedimentary units. Normals to the beds. Upper hemisphere projection (fragment). 20 measurements

równoległe, przedzielające ławice warstwowane skośnie. Strop tego zespołu tworzy cienka ławica warstwowana równoległe, na ogół bardzo niewyraźnie. Drobne warstwowanie frakcjonalne spotyka się w opisywanym zespole rzadko i w zasadzie tylko w ławicach warstwowanych równoległe. W ławicach skośnych jest ono ograniczone do występowania frakcji najgrubszych w spągowych częściach warstw. Najczęstszym jest warstwowanie skośnie płaskie, przy czym warstewki skośne są ostro ścięte przez powierzchnie uławiczenia (typ torrencjalny — pl. IV, fig. 1).

W przekrojach poprzecznych do kierunku nachylenia warstwy skośne tworzą niekiedy formy niecek (pl. IV, fig. 2).

Orientację warstw skośnych w opisywanym zespole ławic na całym obszarze jej występowania przedstawia figura 5. Wahania kierunków nachylenia warstw, w stosunku do wartości średniej  $180^\circ$ , przekra-



Fig. 8

Histogram przedstawiający rozkład wielkości kątów nachylenia warstw skośnych w zespole drobnych ławic. 20 pomiarów

Histogram showing distribution of inclination angles of cross beds within the series of thin sedimentary units

cząją  $70^\circ$ . Rozkład wielkości kątów nachyleń warstw skośnych jest bimodalny; maksima przypadają na klasy  $12-13^\circ$  i  $22-23^\circ$  (fig. 6). Orientacja skośnego warstwowania w opisywanym zespole ławic wskazuje, że kierunek prądu w okresie ich osadzania był zbliżony do azymutu  $180^\circ$  (z N), lecz dość zmienny, a jego prędkość również ulegała zmianom.

II/3. Powyżej równoległe warstwowanej ławicy, tworzącej strop zespołu drobnych ławic, występuje ławica o miąższości 0,4—0,5 m, wyróżniająca się w opisywanym profilu charakterem warstwowania. W odróżnieniu od form niekowatych, występujących sporadycznie w zespole drobnych ławic II/2, warstwy skośne opisywanej ławicy w przekrojach poprzecznych do kierunku ich nachylenia tworzą długie girlandy równych wielkością niecek (fig. 7). Spągowe części warstw złożone są z ziarn frakcji najgrubszych — spotyka się także soczewki i gniazda utworzone przez frakcję zwirową — najczęściej w pobliżu osi niecek. Materiał najgrubszy gromadzi się przede wszystkim w podłożu niecek,



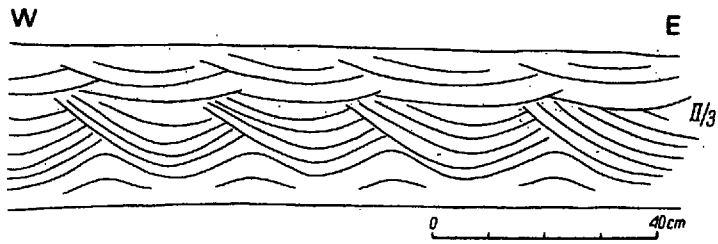


Fig. 7

Budowa ławicy II/3. Przekrój poprzeczny do kierunku prądu; widoczne rytmicznie powtarzające się niecki

Structure of the sedimentary unit II/3. Section transversal to direction of current showing rhythmic repetition of troughs

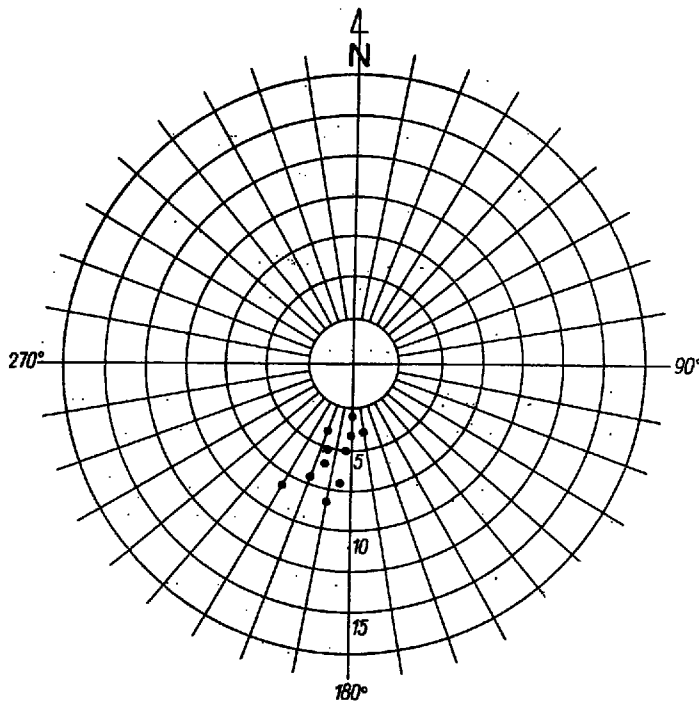


Fig. 8

Diagram przedstawiający orientację osi struktur nieckowatych. Projektcja górnej półkuli (fragment). 11 pomiarów

Diagram showing orientation of the axes of trough-structures. Upper hemisphere projection (fragment). 11 measurements

tworząc skupienia pomiędzy ich skrzydłami. Kierunki i kąty nachylenia osi miecek przedstawia figura 8. Średni kierunek nachylenia osi miecek wynosi  $190^\circ$ , jest więc zbliżony do kierunków nachylenia skośnego warstwowania w niżej i wyżej leżącej ławicy. Wielkości kątów nachylenia

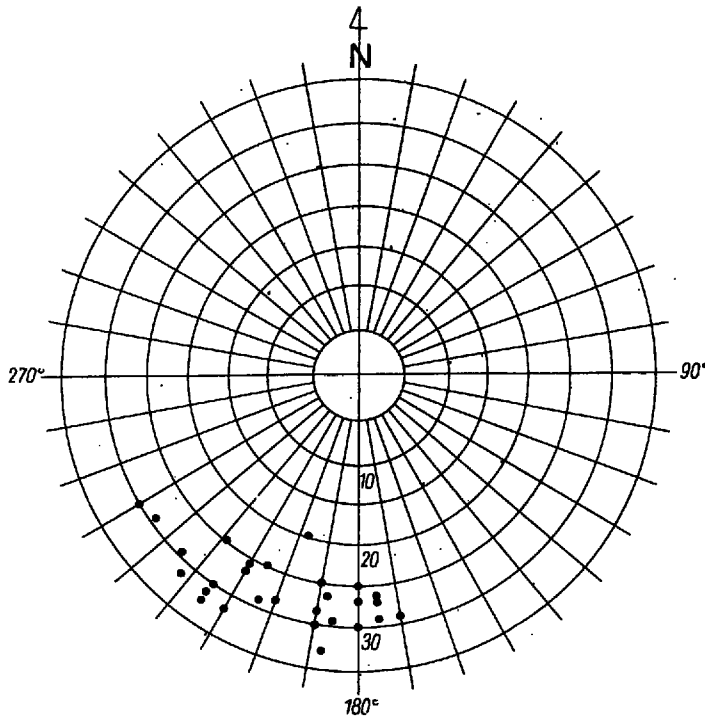


Fig. 9

Diagram przedstawiający orientację warstw skośnych w ławicy II/4. Normalne do warstw. Projekcja górnej półkuli (fragment). 28 pomiarów

Diagram showing orientation of cross beds in the sedimentary unit II/4. Normals to the beds. Upper hemisphere projection (fragment). 28 measurements

osi miecek wahają się w granicach  $3-8^\circ$ ; wartość średnia wynosi  $5^\circ$ . Tego typu warstwowanie zostało po raz pierwszy opisane przez S. H. Knighta (1929) jako *festoon cross-lamination*.

II/4. Do górnej powierzchni poprzedniej ławicy przylegają tangencjalnie warstwy następnej ławicy, której miąższość wynosi  $1,2-1,4$  m. Tworzą ją warstwy skośne płaskie o grubości  $1-4$  cm (średnio ok. 2 cm), warstwowane podobnie jak warstwy w ławicy spągowej. Opisywana ławica wykazuje analogię do ławicy spągowej zarówno w budowie, jak i orientacji warstw skośnych. Na figurze 9 przedstawiona jest orientacja warstw skośnych w ławicy II/4.

Średni kierunek nachylenia warstw wynosi  $190^\circ$ , a odchylenia od

niego nie przekraczają 35°. Średni kąt nachylenia warstw wynosi 27°, a rozkład wielkości kątów nachyleń również podobny jest do normalnego (fig. 10). Opisana ławica tworzyła się przy udziale prądu płynącego z kierunku zbliżonego do azymutu 199° (z NNE), z prędkością nie wykazującą zasadniczych zmian w czasie.

II/5. Górna powierzchnia poprzedniej ławicy została częściowo roz-

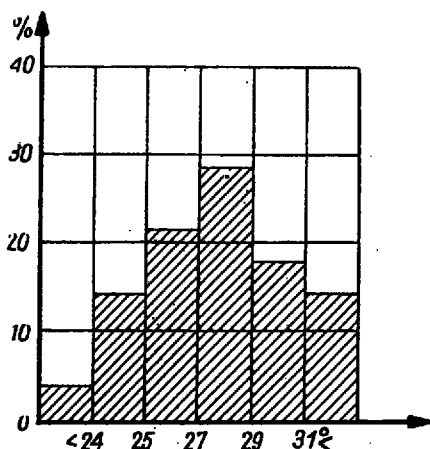


Fig. 10

Histogram przedstawiający rozkład wielkości kątów nachylenia warstw skośnych w ławicy II/4. 28 pomiarów

Histogram showing distribution of inclination angles of cross beds in the sedimentary unit II/4. 28 measurements

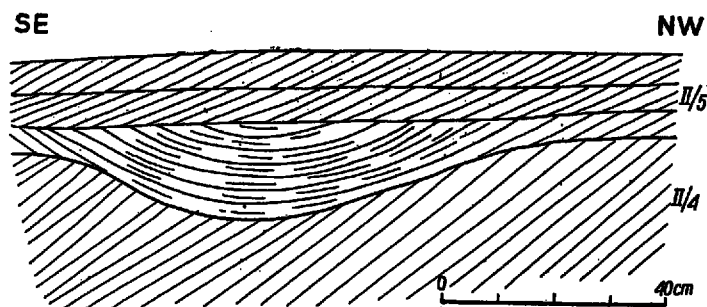


Fig. 11

Część spągowa zespołu ławic III/5. W utworzonym w stropie ławicy II/4 zagłębieniu erozyjnym widoczne warstwy skośne niedłokowate następnej ławicy. Powyżej warstwy skośne płaskie o przeciwnych kierunkach nachylenia

Bottom part of the series of sedimentary units III/5. In the erosional depression of the top unit II/4 are seen the cross beds of the next unit. Above are planar cross beds inclined in opposite direction

myta przez erozję podwodną. Warstwowanie ławicy wyżej leżącej jest w spagu uzależnione od rzeźby utworzonej przez erozję dna. W zagłębieniach erozyjnych powstało skośne warstwowanie typu nieckowatego (fig. 11). Obecnie wydziela się je jako drugi obok płaskiego podstawowy typ warstwowań skośnych (Potter & Pettijohn 1963). W miejscach, gdzie utworzona powierzchnia erozyjna była płaska lub pierwotna powierzchnia uławicenia została zachowana, spagowa ławica opisywanej serii posiada warstwowanie skośne płaskie.

Powyżej leży zespół cienkich ławic o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów (średnio 10 cm), wykazujących najczęściej warstwowanie skośne płaskie.

Orientację warstw skośnych w opisywanym zespole przedstawiają figury 12 i 13. Wahania kierunków i kątów nachylenia warstw skośnych są tu bardzo duże; azymuty zmieniają się w granicach  $260^\circ$ , a kąty nachylenia od  $7^\circ$  do  $31^\circ$ .

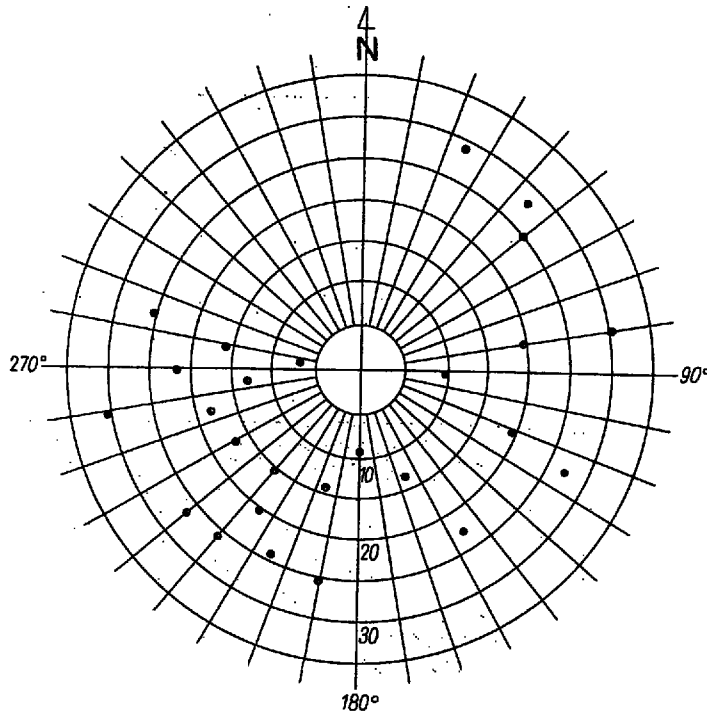


Fig. 12

Diagram przedstawiający orientację warstw skośnych w zespole drobnych ławic II/5. Normalne do warstw. Projekcja górnej półkuli (fragment). 26 pomiarów

Diagram showing orientation of cross beds in the series of thin sedimentary units II/5. Normals to the beds. Upper hemisphere projection (fragment). 26 measurements

W opisywanym zespole zdarza się, że kolejno po sobie występujące ławice zostały osadzone przez prądy o przeciwnych kierunkach. Obserwuje się wtedy w przekrojach poprzecznych warstewki skośne płaskie o nachyleniu przeciwnym oddzielone powierzchnią uławiczenia (*herringbone cross-lamination* — Shrock 1948). Grubość opisywanego ze-

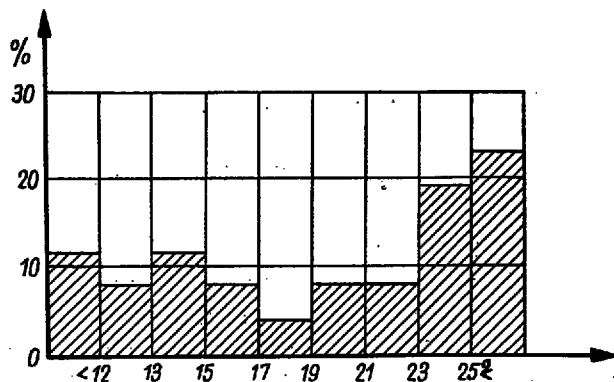


Fig. 13

Histogram przedstawiający rozkład wielkości kątów nachylenia warstw skośnych w zespole drobnych ławic II/5. 26 pomiarów

Histogram showing distribution of the inclination angles of cross beds in the series of thin sedimentary units II/5. 26 measurements

społu drobnych przekątnie warstwowanych ławic jest zmienna, najczęściej nie przekracza 2 m, ale w skałkach położonych w północnej części piaskowców górnego piętra jest ona większa i w niektórych skałkach na Wielkim Szczelińcu sięga aż do ich szczytów.

Powyżej zespołu drobnych skośnie warstwowanych ławic leżą najczęściej ławice warstwowane równoległe, zwykle bardzo niewyraźnie, tworzące szczyty skałek piaskowców Szczelińca (pl. III).

#### DEFORMACJE WARSTW

We wszystkich opisanych poziomach piaskowców górnego piętra spotyka się bardzo charakterystyczne struktury, utworzone przez współkształtne wgłębienia sąsiednich warstw. Wypukła strona tych form przypominających literę U jest skierowana ku dołowi, a linia łącząca ich przeguby jest pionowa lub pochylona pod niewielkim kątem, niezależnie od nachylenia warstw skośnych (pl. V, fig. 1).

Spotyka się także formy rurkowate, będące prawdopodobnie odlewami chodników utworzonych przez robaki (pl. V, fig. 3). Występują

one oddzielnie albo bezpośrednio ponad wgięciami warstw, których prze-guby znajdują się na ich przedłużeniu. Rzadziej zdarza się, że zjawiają się razem przechodząc przez te same warstwy (pl. V, fig. 2).

Opisane odkształcenia warstw są najprawdopodobniej wynikiem działalności organizmów w świeżym osadzie i związanej z nią nierównomiernej kompaktacji.

#### CHARAKTERYSTYKA TEKSTURALNA I PETROGRAFICZNA

##### *Skład granulometryczny*

W celu dokładnego scharakteryzowania osadu oraz uzyskania danych umożliwiających porównanie uziarnienia w poszczególnych ławicach, różniących się typem warstwowania, przeprowadzono analizy granulometryczne sitowe. Brak spoiwa wiążącego w piaskowcach górnego piętra sprawił, że przygotowanie sypkich próbek do analiz mechanicznych nie nastęrczyło większych trudności. Wielkości oczek sit użytych do analiz dobrano tak, aby odpowiadały kolejnym klasom wielkości w podziale Uddena-Wentwortha. Przy wyborze najbardziej reprezentatywnych próbek kierowano się typem warstwowania charakterystycznym dla danego poziomu ławic. Skład granulometryczny próbek pobranych ze wszystkich wydzielonych poziomów przedstawia tabela 1. Miejsca pobierania próbek zaznaczone są na profilu (fig. 2).

Tabela (Chart) 1

Skład granulometryczny piaskowców Szczelińca  
Grain-size of Szczeliniec sandstones

Pozostałość na sicie o średnicy mm	% wagowe								
	I	II/1	II/2	II/3	II/4	II/5	II/5a	II/5b	II/5c
2,00	0,02	0,12	0,02	0,10	0,05	0,41	—	—	—
1,00	0,22	0,34	0,25	1,93	0,20	5,17	0,12	0,40	0,23
0,50	30,00	16,88	8,35	40,25	9,00	10,01	14,95	45,00	32,00
0,25	48,76	38,88	33,80	33,90	47,50	67,80	68,80	48,73	58,17
0,125	15,88	37,08	51,29	20,28	37,05	14,21	13,32	4,51	7,30
0,0625	3,37	5,63	4,27	2,47	5,08	2,10	1,93	1,13	1,85
<0,0625	1,75	1,07	2,02	1,07	1,12	0,30	0,88	0,23	0,45

Rozkłady procentowych zawartości wagi osadu w poszczególnych frakcjach we wszystkich badanych próbkach przedstawia figura 14. Z przedstawionych danych wynika, że skład granulometryczny piaskow-

ców Szczelińca w całym profilu nie wykazuje zasadniczych różnic. Przeważająca masa osadu we wszystkich zbadanych próbkach przypada na frakcje od 0,125 do 1,00 mm. Wartości średnie dla poszczególnych próbek odczytane z krzywych kumulacyjnych (fig. 15) wahają się w granicach 0,23—0,48 mm, co pozwala zaliczyć opisywane piaskowce do klasy średnioziarnistych według klasyfikacji Udden-Wentwortha.

Wykreślenie krzywych kumulacyjnych w półlogarytmicznym układzie współrzędnych pozwoliło ponadto na odczytanie z nich wielkości krytycznych potrzebnych do obliczenia parametrów statystycznych charakteryzujących otrzymane rozkłady granulometryczne. Obliczenia parametrów statystycznych opierają się na wzorach podanych przez Pettijohna (1957). Otrzymane dane liczbowe zestawiono w tabeli 2.

*Współczynnik wysortowania* ( $S_o = \sqrt{Q_1/Q_3}$ ); wartości otrzymane dla poszczególnych próbek wahają się w granicach od 1,13 do 1,41. Piaskowce Szczelińca należą więc do bardzo dobrze wysortowanych.

*Współczynnik asymetrii*<sup>1</sup> ( $Sk = Q_1Q_3/Md^2$ ) jest miarą symetrii rozkładu. Zastosowanie  $\log Sk$  ułatwia odczytywanie uzyskanych wyników. Rozkłady symetryczne mają wtedy wartość = 0, wartości ujemne wskazują na przewagę frakcji drobniejszych od średniej, a wartości dodatnie na przewagę frakcji grubszych. Wartości  $\log Sk$  w przypadku piaskowców Szczelińca wahają się w granicach od -1,98 do 0,04, rozkłady granulometryczne są tu bądź zbliżone do symetrycznych, bądź lekko skośne w kierunku frakcji drobniejszych od średniej ( $Md$ ).

*Eksces* [ $K = (Q_1 - Q_3)/2 (P_{90} - P_{10})$ ]. Otrzymane wartości liczbowe wahają się w granicach od 0,11 do 0,27, co wskazuje, że krzywe rozkładów granulometrycznych piaskowców Szczelińca są nieco bardziej płaskie niż krzywa normalna Gaussa.

Wyższosc przedstawiania rozkładów granulometrycznych w postaci liczb polega na możliwości łatwego porównywania otrzymanych wyników z uziarnieniem innych osadów. Badania środowiska sedymentacyjnego na podstawie analiz granulometrycznych opierają się na założeniu, że rozkład granulometryczny osadów jest zależny od warunków środowiska, w których one powstają (Udden 1914; in Pettijohn 1957). Różnorodność i wielka zmienność czynników środowiskowych nie pozwoliły na znalezienie uniwersalnej funkcji matematycznej, określającej własności rozkładów granulometrycznych osadów klastycznych, powstających w różnych środowiskach (Pettijohn 1957). Według Krumbeina (1938) i Bagnolda (1941), rozkład granulometryczny większości osadów piaszczystych można porównać do funkcji Gaussa. Zakres stosowania funkcji Gaussa jest tu w zasadzie ograniczony do unimodalnych rozkładów granulometrycznych osadów frakcji piaszczystej. Stwierdzono, że rozkłady

<sup>1</sup> Nazewnictwo polskie według Weryhy (1954), in Unrug i Calikowski (1960).

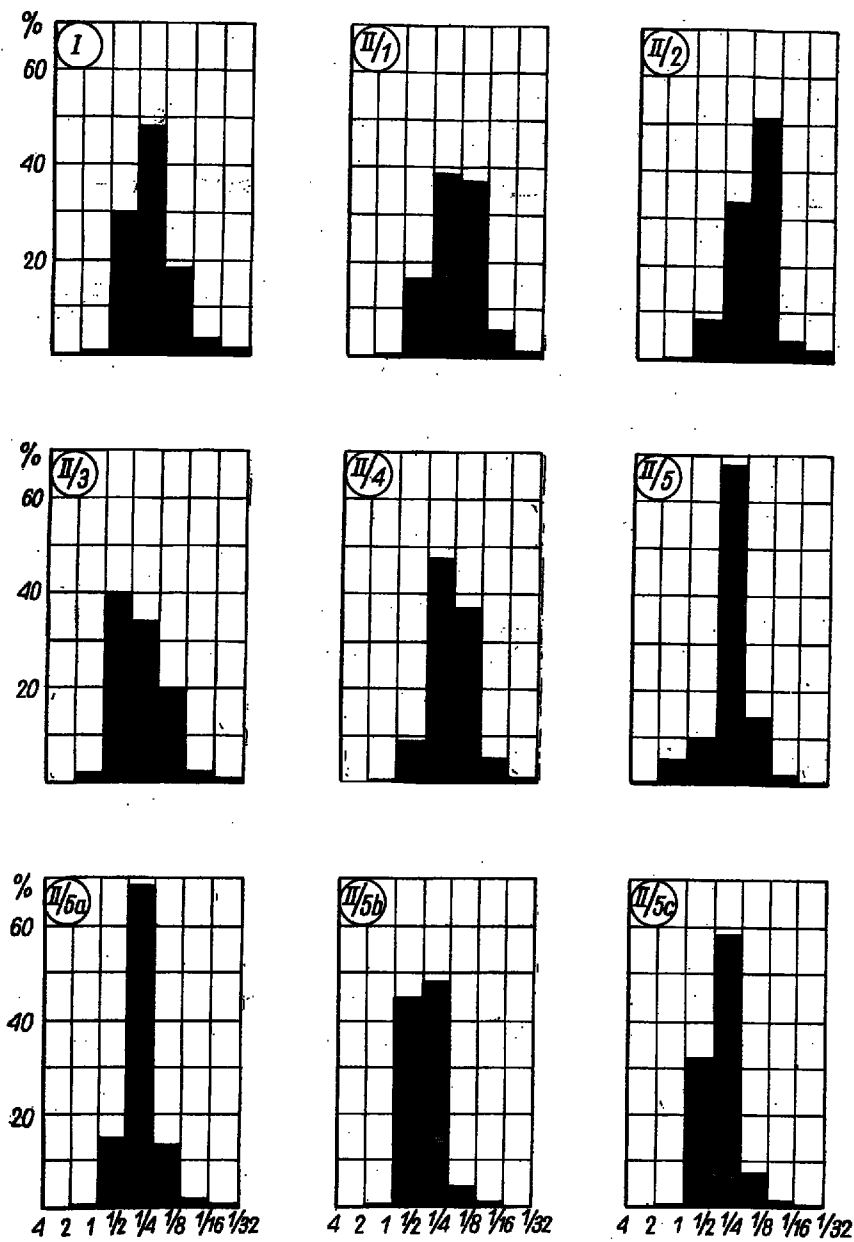


Fig. 14

Histogramy składu granulometrycznego piaskowców Szczeliniec (numery w lewym górnym narożu każdego z wykresów odpowiadają wydzielonym ławicom)

Histograms of size distribution in Szczeliniec sandstones (the upper left corner numbers of each histogram correspond with those of the distinguished sedimentary units)



granulometryczne w osadach grubszych i drobniejszych znacznie odbiegają od funkcji Gaussa i dlatego stosuje się do ich określenia inne funkcje (por. Pettijohn 1957).

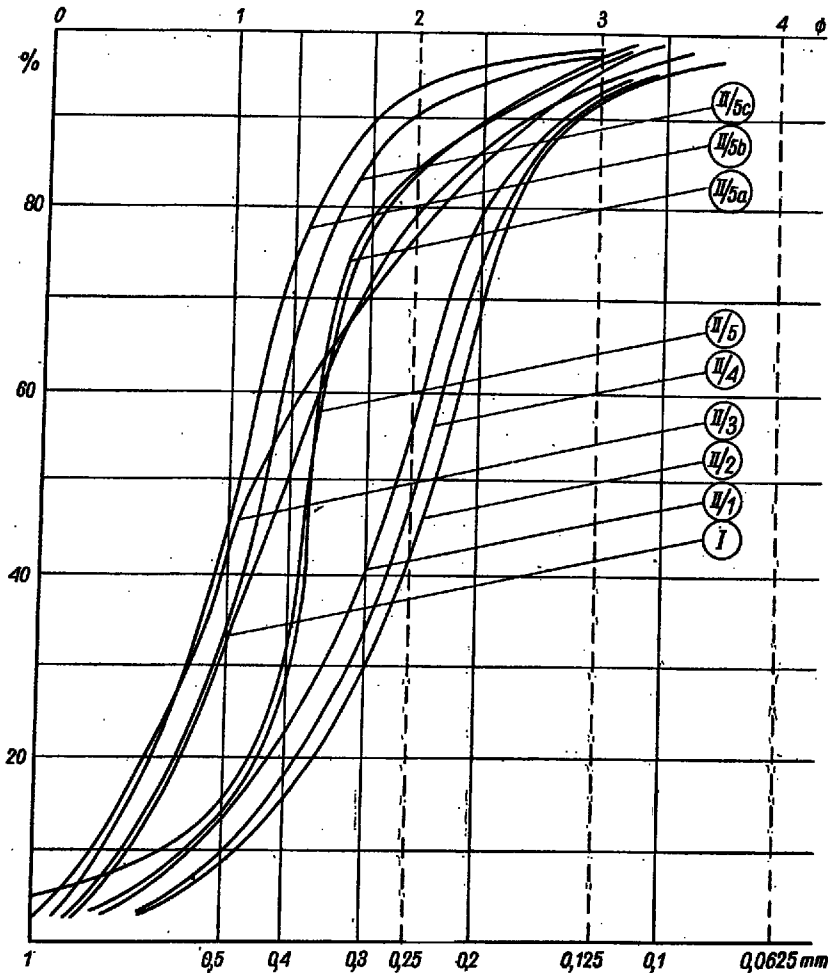


Fig. 15

Krzywe kumulacyjne piaskowców Szczelińca w półlogarytmicznym układzie współrzędnych

Size composition of the Szczeliniec sandstones represented by cumulative curves plotted on semi-logarithmic probability paper

W nowszej literaturze sedymentologicznej (Inmann 1952, Folk & Vard 1957, Unrug & Calikowski 1960, Shepard & Young 1961, Friedman 1961 i inni) do scharakteryzowania rozkładów granulometrycznych oraz częściej stosuje się parametry, których obliczenie opiera się na

kumulacyjnych krzywych rozkładu granulometrycznego wykreślonego w logarytmicznym układzie współrzędnych. W układzie tym na osi odciętych odkłada się średnice ziarn w skali „phi” (skala wprowadzona

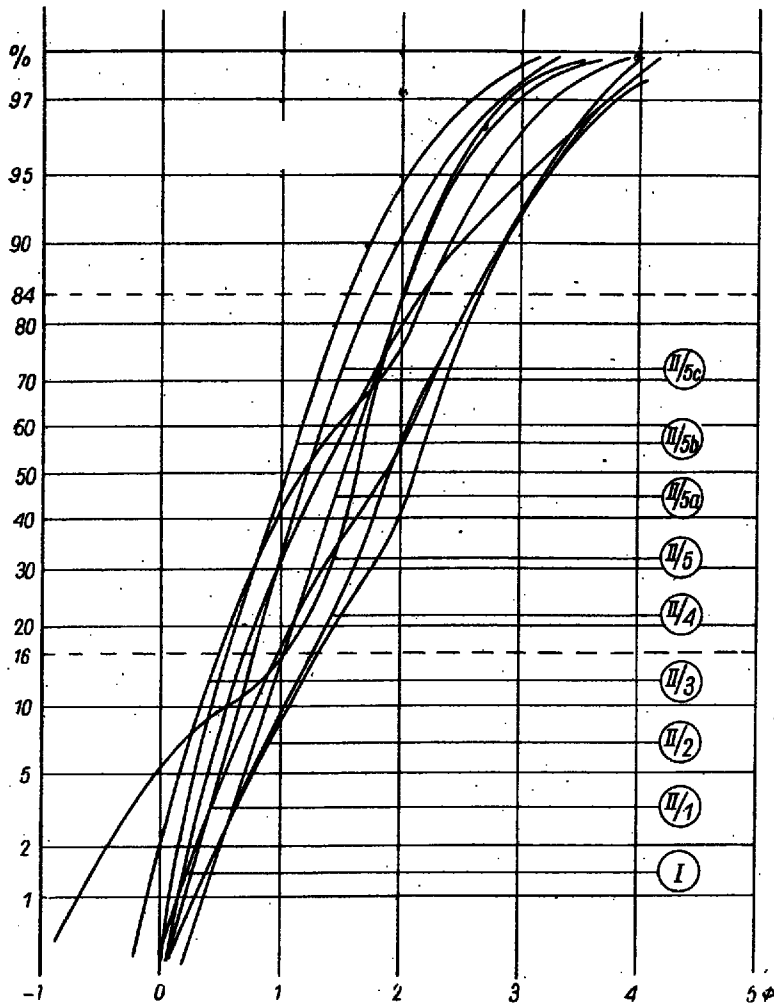


Fig. 16

Krzywe kumulacyjne piaskowców Szczeliniec w logarytmicznym układzie współrzędnych

Size composition of the Szczeliniec sandstones represented by cumulative curves plotted on logarithmic probability paper

przez Krumbeina, 1938, gdzie  $\phi = -\log_2$  średnicy ziarn w mm), a na osi rzędnych procenty w skali logarytmicznej zaproponowanej przez Otto (1939) (fig. 16). Analiza otrzymanych w ten sposób krzywych rozkładu polega na obliczeniu parametrów statystycznych według wzorów wypro-

Tabela (Chart) 2

Wielkości krytyczne i parametry statystyczne obliczone z krzywych kumulacyjnych w półlogarytmicznym układzie współrzędnych  
 Critical size values and statistical parameters which have been derived from cumulative curves plotted on semi-logarithmic probability paper

Wielkości krytyczne i momenty statystyczne	Nr próbki									
	I	II/1	II/2	II/3	II/4	II/5	II/5a	II/5b	II/5c	Wartości ekstremalne
$P_{90}$ (mm)	0,71	0,56	0,47	0,82	0,49	0,63	0,58	0,78	0,74	0,47—0,82
$Q_1$ (mm)	0,52	0,38	0,32	0,52	0,34	0,42	0,41	0,52	0,51	0,32—0,52
$M_d$ (mm)	0,41	0,27	0,23	0,45	0,24	0,37	0,38	0,48	0,44	0,23—0,48
$Q_3$ (mm)	0,28	0,21	0,19	0,26	0,20	0,31	0,32	0,39	0,35	0,19—0,39
$P_{10}$ (mm)	0,17	0,15	0,14	0,16	0,14	0,20	0,19	0,29	0,25	0,14—0,29
$S_0 = \sqrt{Q_1/Q_3}$	1,38	1,34	1,29	1,41	1,30	1,17	1,13	1,16	1,21	1,13—1,41
$\log Sk (Sk = Q_1 Q_3 / M_d^2)$	-1,94	0,04	0,05	-1,82	0,08	-1,98	-1,95	-1,96	-1,97	-1,98—0,04
$K = (Q_1 - Q_3) / 2 (P_{90} - P_{10})$	0,22	0,27	0,19	0,19	0,20	0,13	0,11	0,13	0,16	0,11—0,27

wadzonych przez Inmana (op. cit.), jeżeli rozkłady wartości zbliżone są do normalnych. W przypadku polimodalnych krzywych składu granulometrycznego natomiast stosuje się parametry Folka i Warda (op. cit.).

Dla scharakteryzowania krzywych składu granulometrycznego piaskowców Szczelińca zastosowano parametry Inmana według następujących wzorów:

Średnia średnica (mean size)	$M\bar{\phi} = (\phi_{84} + \phi_{16})/2$
Mediana (median)	$Md\phi = \phi_{50}$
Współczynnik dyspersji (standard deviation)	$\delta\phi = (\phi_{84} - \phi_{16})/2$
Współczynnik asymetrii (skewness)	$\alpha\phi = (\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50})/(\phi_{84} + \phi_{16} - \phi_{50})$
Eksczes (kurtosis)	$K_G = (\phi_{95} - \phi_{5})/2,44(\phi_{75} + \phi_{25})$

### Obtroczenie i sferyczność ziarn

Stopień obtroczenia i sferyczność określono dla ziarn frakcji 1—2 mm, stosując metodę porównywania ziarn z tabelą wzorcową podaną przez Wahlstroma (1955), opierającą się na skali stosowanej przez Pettijohna (1949).

Wyniki uzyskane dla poszczególnych próbek przedstawiają figury 17 i 18. Ziarna opisywanych piaskowców są na ogół średnio obtroczone i nie wykazują pod tym względem zasadniczych różnic w całym profilu. Obtroczenie większości ziarn we wszystkich zbadanych próbkach pozwala zaliczyć je do klas 2 i 3 w pięciostopniowej skali Pettijohna. Wartości średnich stopni obtroczenia wahają się w granicach 0,37—0,48 (tab. 4). Współczynniki sferyczności również nie wykazują zasadniczych różnic w poszczególnych próbkach. Sferyczność zdecydowanej większości ziarn waha się w granicach 0,3—0,8 (wg skali Wadella). Wartości średnie waha się w granicach 0,69—0,75 (tab. 4). Zarys większości ziarn jest więc zbliżony do kulistego.

### Charakterystyka petrograficzna

Skład mineralny piaskowców Szczelińca nie wykazuje większych zmian w całym profilu. Detrytyczny kwarc oraz ziarna rogowców i kwarcytów stanowią we wszystkich zbadanych szlifach ponad 95% objętości szkieletu ziarnowego, co jest przyczyną białej lub jasnoszarej barwy skały. Kwarc wykazuje często faliste lub mozaikowe znikanie światła, spotyka się także ziarna kwarcu niebieskiego. Występuje też niewielka ilość czerwonych ziarn krzemionki (obserwacja megaskopowa). Często spotyka się ziarna kwarcu z igielkami fibrolitu.

Skalenie występują w ilości nie przekraczającej 2% objętości skały

Tabela (Chart) 3:

Parametry statystyczne obliczone z krzywych kumulacyjnych w logarytmicznym układzie współrzędnych  
 Statistical parameters which have been derived from cumulative curves plotted on logarithmic probability paper

Parametry statystyczne	Nr próbki									
	I	II/1	II/2	II/3	II/4	II/5	II/5a	II/5b	II/5c	Wartości ekstremalne
M $\bar{\sigma}$	1,38	1,79	1,97	1,35	1,94	1,53	1,51	1,55	1,26	1,26—1,97
Md $\bar{\sigma}$	1,35	1,89	2,10	1,19	1,90	1,64	1,52	1,06	1,21	1,21—2,10
s $\bar{\sigma}$	0,73	0,82	0,70	0,85	0,65	0,48	0,49	0,50	0,50	0,48—0,85
$\alpha\bar{\sigma}$	0,05	-0,14	-0,19	0,19	0,07	-0,22	-0,01	0,09	0,10	-0,22—0,19
K <sub>G</sub>	1,18	0,92	1,16	0,80	1,04	1,85	1,09	1,05	1,13	0,80—1,85

Tabela (Chart) 4

Obtroczenie i sferyczność ziarn piaskowców Szczelińca  
 (wartości średnie ze 100 obserwacji ziarn frakcji 1—2 mm)

Roundness and sphericity of grains in the Szczelińiec sandstones  
 (mean values from 100 observations of grains of the 1—2 mm. fractions)

Wartości średnie	Nr próbki									
	I	II/1	II/2	II/3	II/4	II/5	II/5a	II/5b	II/5c	Wartości ekstremalne
obtroczenie	0,37	0,38	0,41	0,41	0,37	0,44	0,48	0,42	0,38	0,37—0,48
sferyczność	0,71	0,73	0,72	0,69	0,72	0,74	0,75	0,72	0,72	0,69—0,75

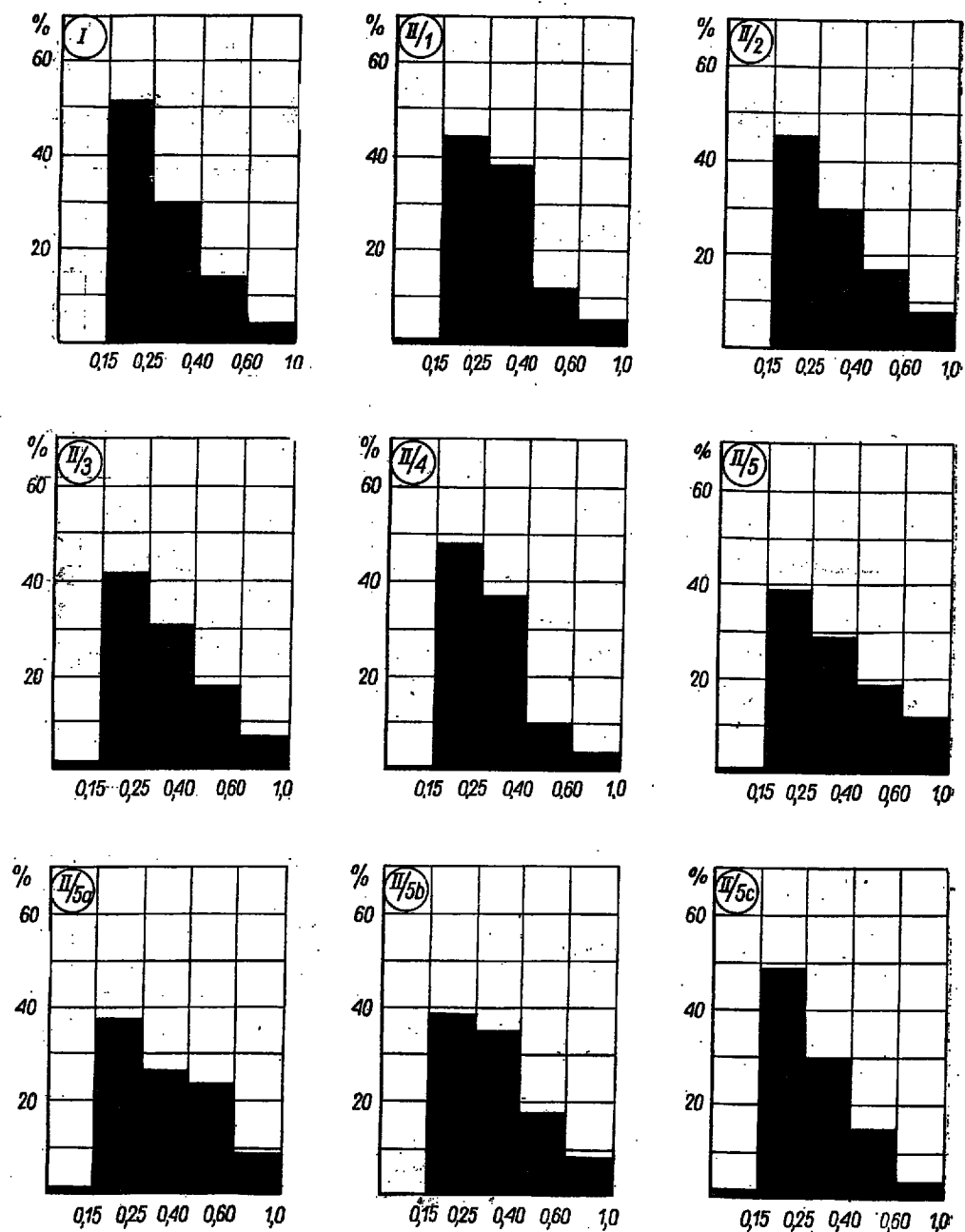


Fig. 17

Histogramy stopnia obtoczenia ziarn piaskowców Szczelińca (frakcja 1—2 mm; 100 obserwacji)

Histograms of the roundness of grains in the Szczelińca sandstones (fraction 1—2 mm.; 100 observations)

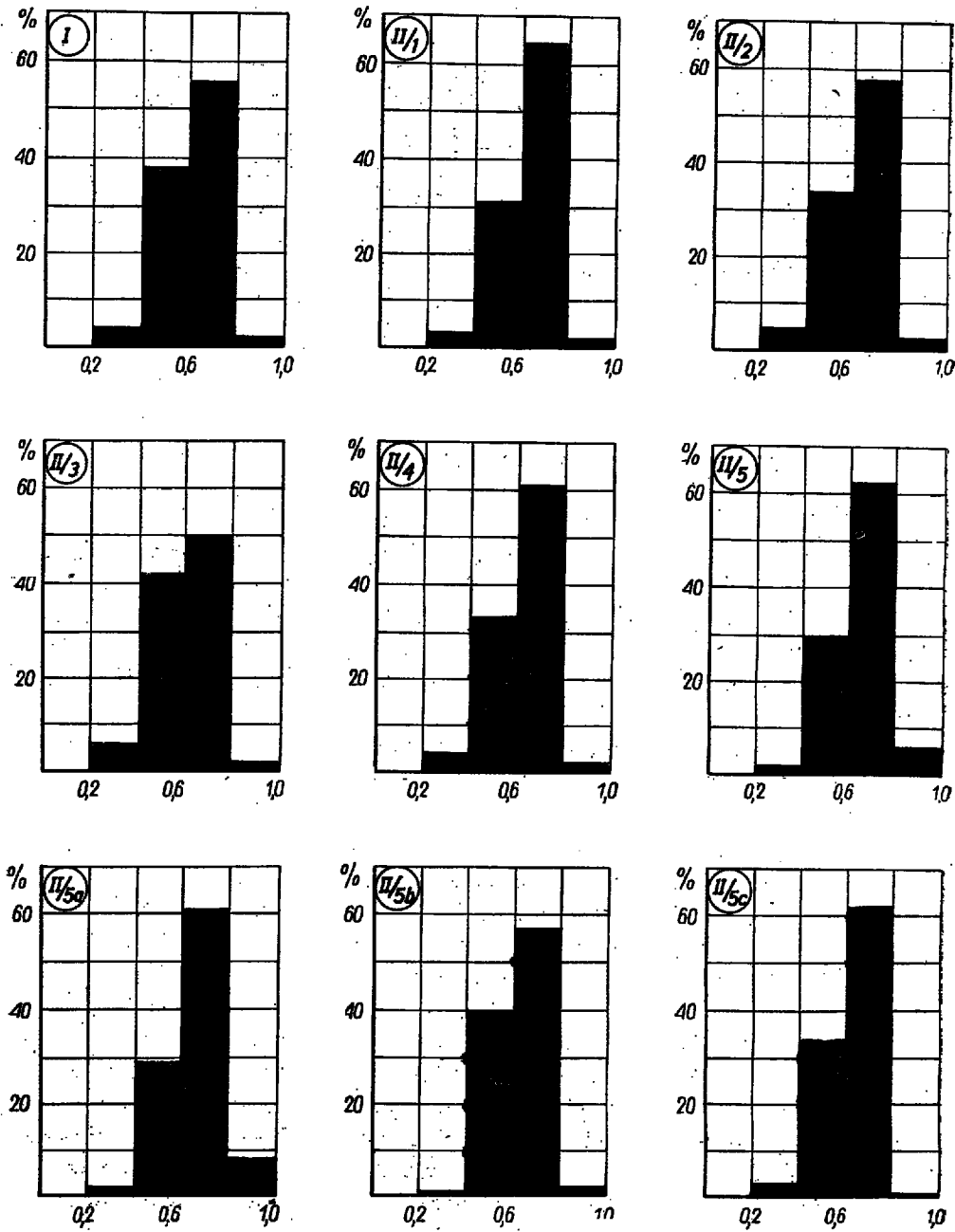


Fig. 18

Histogramy współczynników sferyczności ziarn piaskowców Szczelińca (frakcja 1—2 mm; 100 obserwacji)

Histograms of the sphericity of grains of the Szczeliniec sandstones (fraction 1—2 mm.; 100 observations)

i są zwykle silnie skaolinizowane. Kaolinit występuje też lokalnie w przestrzeniach pomiędzy ziarnami kwarcu posiadającymi miejscami cienkie otoczki regeneracyjne. Te zjawiska wtórnej cementacji skały związanej z wietrzeniem skałeni obserwuje się w piaskowcach dolnego piętra. Piaskowce piętra górnego są krucho, a przestrzenie pomiędzy większymi ziarnami wypełniają w nich frakcje najdrobniejsze, miejscami lekko przepełnione tlenkami żelaza, co powoduje zabarwienie niektórych ławic na kolor jasnobrązowy. Spoiwo właściwe nie występuje.

Z minerałów akcesorycznych najczęściej spotyka się cyrkon, rutil i turmalin. Rzadziej występują amfibole, epidot i granaty.

Według nomenklatury Pettijohna (1957), piaskowce Szczelińca należy zaliczyć do ortokwarcytów.

#### INTERPRETACJA ZAOBSERWOWANYCH ZJAWISK

Występowanie skośnego warstwowania w piaskowcach Szczelińca świadczy o tym, że powstały one przy udziale prądu. Pomiaru nachylenia warstw skośnych w poszczególnych ławicach górnego piętra wskazują, że wahania kierunku prądu były niewielkie. Prawie wszystkie ławice zbudowane są z warstw skośnych o nachyleniu przypadającym na kwadranty południowe, przy czym znaczna większość pomiarów mieści się w granicach od  $170^\circ$  do  $220^\circ$ . Należy zatem przyjąć, że piaskowce Szczelińca powstawały pod wpływem prądu płynącego z północnego wschodu i północy, gdzie w tym czasie rozciągała się wyspa wschodniosudecka obejmująca m.in. krę sowiogórską (Scupin 1936, Teisseyre 1960).

Obserwowaną nagłą zmianę miąższości ławic, pozwalającą całą omawianą serię piaskowców podzielić na dwa piętra, należy przypisać zmianie warunków środowiskowych. Dolne piętro piaskowców Szczelińca tworzą przede wszystkim ławice warstwowane równolegle. Jedynie we wschodniej ścianie Wielkiego Szczelińca obserwuje się kilkunastometrowej grubości ławicę warstwowaną skośnie. Te wielkiej skali skośnie warstwowane ławice w pełnym rozwoju można obserwować w piaskowcach tworzących główny grzbiet Gór Stołowych (Jerzykiewicz 1966). Ich powstanie można przypisać działaniu dennych prądów powrotnych („undertow” Sheparda 1948), które na szelfach morskich tworzą wielkie nasypy (Purdy 1961, Harrington & Hazlewood 1962). Występowanie w ławicach dolnego piętra piaskowców Szczelińca warstw prawie równoległych można tłumaczyć wielkimi rozmiarami tych nasypów (por. Jerzykiewicz op. cit.).

Zmniejszenie się energii prądu trakcyjnego doprowadziło do utworzenia się warstw skośnych mniejszej skali — piętro górne. W ławicach tego piętra obserwuje się również mniejsze wahania energii prądu; można przypuszczać, że ławice II/1, II/2 i II/3, w których idąc ku górze ob-



serwuje się zmniejszanie się skał skośnego warstwowania (por. Pettijohn 1957, s. 165), powstawały przy udziale słabnącego prądu trakcyjnego. Budowa ławicy II/3, w której warstwy skośne tworzą w przekroju poprzecznym do kierunku prądu formy regularnych niecek, wskazuje na ustalenie się w okresie jej sedymentacji równowagi charakterystycznej dla fazy transportu rytmicznego (Gilbert 1914, Dżułyński 1963). Ławice II/1 i II/4, które wyróżniają się w profilu znaczną miąższością i ciągłością występowania, powstały prawdopodobnie w okresach działania silniejszego prądu niosącego znacznie większe ilości piasku — faza miecenia.

Analizy próbek piaskowców z całego profilu wykazały stałość ich cech teksturalnych. Piaskowce Szczelińca są ortokwarcytami o zawartości krzemionki przekraczającej 95% objętości szkieletu ziarnowego, co pozwala przypuszczać, że pochodzą one przynajmniej częściowo z redepozycji starszych skał osadowych (karbon, czerwony spągowiec, niższe ogniwą górnej kredy). Należy zaznaczyć, że pierwotnym źródłem ziarn kwarcu z igielkami fibrolitu, występujących często w piaskowcach Szczelińca, były najprawdopodobniej gnejsy sowiogórskie.

Charakterystyczną cechą teksturalną piaskowców Szczelińca jest ich wyjątkowo dobre wysortowanie, właściwe piaszczystem osadom płytkomorskim. Cechy strukturalne piaskowców górnego piętra pozwalają również na porównanie ich z formami akumulacyjnymi tworzącymi się w strefie litoralnej dzięki działalności prądów dennych (Thompson 1937, Dżułyński 1950, Nalivkin 1956, Botvinkina 1962, Rudowski 1962, Dodge 1965, i inni). Trzeba jednak zaznaczyć, że struktur litoralnych sensu stricto wśród omawianych skał nie spotyka się. Powstały one nieco głębiej w warunkach okresowo pojawiających się prądów powrotnych od strony wyspy wschodniosudeckiej. Nagłe zmniejszenie się energii tych prądów jest zjawiskiem regionalnym (Jerzykiewicz op. cit.) i w omawianej serii zaznacza się dwudzielnością strukturalną, którą można wiązać ze splycieniem basenu sedymentacyjnego i rozwojem linii brzegowej.

*Pracownia Geologii Starych Struktur  
Zakładu Nauk Geologicznych PAN  
Wrocław, ul. Cybulskiego 30  
Wrocław, w listopadzie 1964 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- ANDERT H. 1934. Die Fazies in der sudetischen Kreide unter besonderer Berücksichtigung des Elbsandsteingebirges. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 86, H. 10. Berlin.
- BAGNOLD R. A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. (Methuen & Co. London.
- BOTVINKINA E. N. 1962. Sloistost' osadnych porod. Izd. Akad. Nauk. SSSR. Moskva.

- DODGE C. F. 1965. Genesis of an Upper Cretaceous offshore bar near Arlington, Texas. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 35, no. 1. Menasha.
- DZUŁYŃSKI S. 1950. Spostrzeżenia nad utworami litoralnymi jury brunatnej na południe od Krzeszowic (Littoral deposits of the Middle Jurassic South of Krzeszowice). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 19, z. 2. Kraków.
- 1963. Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych (Directional structures in Flysch). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 12. Warszawa.
- FLIEGEL K. 1904. Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. — *Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kultur. Breslau*.
- FOLK R. L. & WARD W. C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 27. Menasha.
- FRIEDMAN G. M. 1961. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. — *Ibidem*, vol. 31.
- GILBERT G. K. 1904. The transportation of debris by running water. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, no. 86. Washington.
- HARRINGTON J. W. & HAZLEWOOD E. L. 1962. Comparison of Bahamian land forms with depositional topography of Nena Lucia dune-reef knoll, Nolan County, Texas. Study in uniformitarianism. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 46. Tulsa.
- INMANN D. L. 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 22. Menasha.
- JERZYKIEWICZ T. 1966. New data about the sedimentation in the Upper Cretaceous sandstones of the Góry Stołowe (Middle Sudetes). — *Bull. Acad. Pol. Sci.*, vol. 14, no. 1. Warszawa.
- KNIGHT S. H. 1929. The Fountain and the Casper formations of the Laramie Basin. — *Univ. Wyoming Publ. Sci. Geol.*, 1.
- KIRUMBEN W. C. 1938. Size frequency distribution of sediments and the normal phi curve. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 8. Menasha.
- Mc KEE E. D. & WEIR G. W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 64. Burlington.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1954. Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 22, z. 4. Kraków.
- NALIVKIN D. V. 1956. Učenie o faccjach. T. 1. Izd. Akad. Nauk. SSSR. Moskwa.
- OTTO G. H. 1939. A modified logarithmic graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 9. Menasha.
- PEYRAUSCHECK W. 1933. Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. 26. Wien.
- 1944. Die Sudetenländer. — *Handb. der Regionalen Geologie*, Bd. I, Abt. 5. Heidelberger.
- PETIJOHN F. J. 1949. *Sedimentary rocks* (1st. ed.). Harper & Bros. New York.
- 1957. *Sedimentary rocks* (2nd. ed.). Harper & Bros. New York.
- POYNER P. E. & PETIJOHN F. J. 1963. *Paleocurrents and Basin Analysis*. Springer-Verlag. Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- PURDY E. G. 1961. Bahamian oolite sands, in *Geometry of sandstone bodies*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Tulsa.
- RADWAŃSKI S. 1957. Zagadnienie kredy na obszarze Ziemi Kłodzkiej. — *Przewodnik XXIX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej*. Wrocław.
- 1959. Budowa geologiczna Obniżenia Dusznickiego i wschodniej części Gór Stołowych (The geological structure of the Duszniki Basin and the eastern

- part of the Stolowe Mountains (Heuscheuengebirge) in the Sudeten). — *Bull. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 146. Warszawa.
- RONIEWICZ P. 1966. Klastyczne osady dolnego wierzchu (seisu) w Tatrach (Lower Werfenian (Seisian) clastics in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, nr 1. Warszawa.
- RUDCOWSKI S. 1962. Mikroformy strefy brzegowej Bałtyku w Polsce (Microforms of the Baltic shore zone in Poland). — *Ibidem*, vol. 12, nr 4.
- SCUPIN H. 1935. Die stratigraphischen Beziehungen der mittel- und nordsudetischen Kreide. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 87, Berlin.
- 1936. Zur Paläogeographie des sudetischen Kreidemeers. — *Ibidem*, Bd. 88.
- SHEPARD F. P. & YOUNG R. 1961. Distinguishing between beach and dune sands. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 31, Menasha.
- SHEROCK R. R. 1948. Sequence in layered rocks. McGraw-Hill, New York.
- TEISSIERE H. 1960. Regionalna Geologia Polski. Sudety, T. 3, z. 2. Kraków.
- THOMPSON V. O. 1937. Originale structures of beach, bars and dunes. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 6, 48. Burlington.
- TRASK F. D. 1932. Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf Publ. Co. Houston.
- TWENHOFEL W. H. 1926. Treatise on Sedimentation. The Williams a. Wilkins Co. Baltimore.
- UDDEN J. A. 1914. Mechanical composition of clastic sediments. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 25. Burlington.
- UNRUG R. & CALIKOWSKI A. 1960. Sedymentacja i petrografia warstw połomskich (Sedimentation and petrology of the Połomia beds). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 30, z. 2. Kraków.
- WADWELL H. A. 1935. Volume, shape and roundness of quartz particles. — *J. Geol.*, vol. 43. Chicago.
- WAHLSTROM E. E. 1955. Petrographic Mineralogy. J. Wiley a. Sons, Inc., New York. Chapman a. Hall, Ltd., London.
- WENTWORTH C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. — *J. Geol.*, vol. 30. Chicago.
- WERYHA A. 1964. Statystyka teoretyczna. Pols. Akad. Nauk. Warszawa.

T. JERZYKIEWICZ

## THE SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF SZCZELIŃEC SANDSTONES

(Summary)

**ABSTRACT:** A description is given of the sedimentary structures in marine sandstones of which the sole of Szczeliniec is made (Upper Cretaceous of the Intrasudetic basin). Cross-bedding measurements have been made in individual sedimentary units. They have been supplemented by the investigations of: 1° the grain-size, 2° the roundness and sphericity of grains, 3° the mineral composition of the sandstones. The writer's observations enabled him to characterize the current-flow associated with the deposition of the Szczeliniec sandstones as well as to determine the transport direction of the detrital material and to compare the sandstones with the forms of accumulation being built in the shelf zone. The writer believes that the sudden appearance in the section of the Szczeliniec sandstones of the small-scale cross-stratified units is connected with the development of the shoreline and the shallowing of the sedimentary basin.

## INTRODUCTION

The separate mountain group of Szczeliniec is the highest elevation of the Stołowe Góry Mts. in the Intrasudetic basin (pl. I, fig. 1; text-fig. 1). Because of the lack of index fossils, considerable difficulties have been experienced in the dating of the Upper Cretaceous sandstones of which the mountain group is built. The German geologists (Flegel 1904; Petrascheck 1933, 1944; Andert 1934; Scupin 1935) did not agree in opinion concerning the age of the Szczeliniec sandstones. Eventually S. Radwański (1957, 1959) referred it to the Lower Turonian (*Inoceramus lamardi* horizon). According to the writer's latest investigation (Jerzykiewicz 1966) they are more likely referable to the Upper Turonian. The origin of the Szczeliniec sandstones has not raised any doubts and they are currently regarded as marine deposits though the exact character of their sedimentary conditions has not been determined. The object of the present paper is an attempt to reconstruct the sedimentary conditions that prevailed during the formation of the Szczeliniec sandstones.

This work has been financed by the Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences; it was conducted under the scientific guidance of Professor Dr. H. Teisseyre.

## SEDIMENTARY STRUCTURES

Because of a difference in the sedimentary structures, the Szczeliniec sandstone series may be divided into two sedimentary stages:

I. The lower stage, about 37 m. thick, consists of extremely thick-bedded units of sandstone, which form the base of the Szczeliniec mountain group. Their bedding is either parallel or massive. Cross stratification is sporadic.

II. The upper stage, about 13 m. thick, consists of a series of cross-stratified units which occur as continuous horizons throughout the Szczeliniec sandstone area (pl. III, text-fig. 2).

The sequence of the units when divided according to the character of their internal structure is as follows:

III/1. The boundary between the two above mentioned stages is erosional. The bottom unit (e. i. III/1) consists of planar cross-stratified beds (according to the systematics of Mc Kee & Weir 1953) which meet the upper surface of the lower stage at a fairly large angle. The beds are generally 2 cm. thick; they show laminated and fine-graded stratification. Figure 3 of the Polish text shows the directions and the inclination angles of the cross-stratified beds of which the whole bottom unit consists. The mean value of the directions of inclination of the beds is  $200^\circ$ . The mean angle of the inclination of beds is  $23^\circ$  (see fig. 4 in the Polish text).

III/2. Over the bottom unit there lies a series of small-scale cross-stratified units with a total thickness from 2.7 to 2.9 m. The thicknesses of the particular units decrease toward the top, ranging from a few to about 30 cm. Planar cross stratification is a rule (pl. IV, fig. 1); in the sections transversal to the direction of inclination there sometimes are trough cross stratifications (pl. IV, fig. 2). The orientation of the cross (foreset) beds in the considered here series is shown in figs. 5—6. The mean value of the directions of inclination of the beds is  $180^\circ$ , the mean angle of the inclination is  $17^\circ$ .

III/3. The unit is 0.4 to 0.5 m. thick; it is distinguishable in the considered here section by the character of its stratification. In contrast to forms with trough cross-bedding, sporadically encountered in series II/2, the cross beds of this series,

in sections transversal to the direction of inclination, from long festoons of troughs, uniform in dimensions (fig. 7). The directions of the inclination angles of the axes of troughs are shown in fig. 6; the mean of the directions is  $190^\circ$  and is nearly parallel to that of the cross stratification in the overlying as well as the underlying units. Such a type of bedding was first referred to by Knight (1929) as „festoon lamination“.

II/4. The thickness of the unit ranges from 1.2 to 1.4 m. The unit has tangential contact with the top-side of the II/3 unit and shows analogies with the bottom one (II/1), as far as the structure and orientation of the cross beds are concerned (figs. 9—10).

III/5. The top-side of the unit III/4 has been partly removed by subaqueous erosion. Therefore a type of trough cross stratification occurred in the erosional troughs (text-fig. III); it should be pointed out, that along with the planar one it is now regarded as another basic type of cross stratification (Potter & Pettijohn 1963). In places where the erosion surface was preserved, the bottom side of the series III/5 shows planar cross stratifications. This is overlaid by a series of thin units, from 5 to about 20 centimeters thick, most frequently with planar cross-bedding. The orientation of these beds is shown in figs. 12—13. The variations in the direction and the inclination angles of the cross beds are very marked, so much that in some cases, units have been deposited by currents having opposite directions. In such case the cross sections show Shrock's (1948) „herringbone cross-lamination“. Over the III/5 series there lie the massive or parallel bedded sedimentary units. They form the tops of cliffs in the Szczeliniec mountain group (pl. III).

#### DEFORMATIONS OF BEDS

Throughout the Szczeliniec sandstones the interesting, U-shaped deformations of beds are frequently encountered (pl. V, fig. 1). Also, tubular forms, probably casts of the canals burrowed out by worms are found (pl. V, fig. 3). They occur separately or just above the U-shaped features, sometimes crossing them (pl. V, fig. 2). The above described deformations of beds are most likely due to the activity of animals in the fresh sediment.

#### STRUCTURAL AND PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS

##### *Grain-size analysis*

Grain-size analyses have been carried out in all the above distinguished sedimentary units. The sampling sites are marked in the section (fig. 2). Chart 1 and fig. 14 show the results. The plotting of cumulative curves in semi-logarithmic coordinates (fig. 14) has made it possible to read out the critical size values required for the computation of statistical parameters characterising the obtained frequency distributions. The computation of the statistical parameters is based on Pettijohn's (1957) formulae (chart 2). Moreover, the statistical parameters have been computed on Inman's (1952) formulae (chart 3) by using the logarithmic scale introduced by Otto (1939) (fig. 15). As a result of these investigations the Szczeliniec sandstones are classified by the writer as medium-grained (according to Udden-Wentworth's scale 1922) and well sorted (Trask 1932). No essential changes are noted in the grain-size analyses of samples throughout the sections.

### *Roundness and sphericity*

The roundness and sphericity of grains from the 1—2 mm. fraction have been determined according to Pettijohn's scale (1949). The results obtained from the particular samples are shown in figs. 17 and 18. The mean values are shown in chart 4. On the whole, grains from the investigated fraction show in all the samples a predominance of medium roundness with the sphericity index slightly above medium.

### *Petrographic characteristics*

The mineral composition of the Szczeliniec sandstones is almost uniform throughout the section. Detritic quartz and grains of hornstone and quartzite form above 95 per cent of the framework fraction in all the examined thin sections and this accounts for the white or light-grey colour of the rock. Grains of blue quartz and those of quartz with fibrolite needles are also present.

Feldspars never exceed two per cent of the framework fractions and usually they are strongly kaolinized. Locally, kaolinite occurs also in the interstices of quartz grains which are coated sometimes with thin regeneration films. These phenomena of secondary cementation of the rock, connected with the weathering of feldspars are observable in the sandstones of the lower sedimentary stage. Sandstones in the upper stage are friable and the interstices between the larger grains are filled in by the finest fractions. There is no chemical binding material.

Zirkon, rutile, tourmaline and amphibole are the most common heavy minerals here. Epidote is less frequent.

After Pettijohn's (1957) nomenclature the writer classifies the Szczeliniec sandstones as orthoquartzites.

## INTERPRETATION OF THE OBSERVATIONS

The presence of cross-bedding in the sandstones of Szczeliniec indicates their formation in the conditions of a current-flow. The direction measurements of the cross-bedding in the distinguished sedimentary units of the upper stage furnish the evidence of variability of the direction of the current-flow during their deposition. Nearly all units consist of cross beds with the dip direction grouped in the southern quadrants. The greatest part of the measurements fits into the 170° to 220° range. Hence, it may be reasonably concluded that the Szczeliniec sandstones were formed by a current-flow from the north, where at the time lay the East-Sudetic Island (Scupin 1936, H. Teisseyre 1960).

The sudden change in the thicknesses of the units allowed us to divide the discussed here sandstone series into two sedimentary stages. They should be thought of as formed in somewhat different conditions.

The lower stage of the Szczeliniec sandstones consists mostly of horizontally bedded sedimentary units. The only cross-stratified unit, between ten and twenty meters thick, was observed in the eastern wall of Mt. Wielki Szczeliniec. The full development of such large-scale cross-stratified units is seen in the sandstones which from the main range of the Stołowe Góry Mts. (Jerzykiewicz 1966). The „undertow” (Shepard 1948) which displaces large ridges („tidal currents ridges”) on the sea-shelves (Purdy 1961, Harrington & Hazlewood 1962) was responsible for the formation of the cross-stratified units. The occurrence of nearly horizontal beds

in the units of the lower sedimentary stage of the Szczeliniec sandstones may be explained by the large-scale of these ridges (comp. Jerzykiewicz op. cit.).

The decrease in the energy of the current-flow led to the formation of smaller-scale cross-stratified units, i. e. the upper sedimentary stage. Oscillations in the current's energy are also obviously less marked in the units of the upper stage. It may reasonably be supposed that the gradually weakening traction current is partly responsible for the formation of the units: II/1, II/2 and II/3 where we may observe a topwards decrease in the scale of cross-bedding (comp. Pettijohn 1957, p. 165). The structure of unit II/3, where in section transversal to the direction of the current-flow cross beds occur as regular troughs, indicates an equilibrium characteristic of the rhythmic transport phase which had been reached during the deposition (Gilbert 1914, Dżużyński 1963). Units: II/1 and II/4 which are of considerable thickness and continuity, were probably formed during a phase of the stronger activity of the current-flow, which carried then a large amount of sand i.e. the „second smooth phase” and probably „progressive sand waves”. Analyses of the sandstones samples collected throughout the section show some constancy of the textural features. The Szczeliniec sandstones are orthoquartzites; the framework fractions consist of more than 95 per cent of quartz. This suggests that at least partly they owe their origin to the redeposition of older sedimentary rocks (Carboniferous, Rotliegendes, lower members of the Cretaceous). It is interesting to note that the gneisses from the Sowia Góry Mts. were probably the original source area of quartz grains with fibrolite needles, which are present in the Szczeliniec sandstones.

Exceptionally good sorting, so frequently observed in the sandy shallow-sea deposits, is a characteristic textural feature of the Szczeliniec sandstones. The structural features of the sandstones of the upper stage are comparable with those of the accumulative formations which are being built up in the littoral zone by the action of bottom currents (Thompson 1937, Dżużyński 1950, Nalivkina 1956, Botvinkina 1962, Rudowski 1962, Dodge 1965 and others). It should be pointed out, however, that *sensu stricto* littoral structures are not encountered among the discussed here deposits, which were formed somewhat deeper, under conditions of the „undertows” advancing from the East-Sudetic Island. The sudden decrease in the energy of these currents is a regional phenomenon (Jerzykiewicz op. cit.). In the Szczeliniec sandstones, as well as in the main range of the Stołowe Góry Mts., it is expressed by structural bipartition which may be associated with the shallowing of the sedimentary basin and the development of the shoreline.

Laboratory of Old Structures  
of the Institute of Geological Sciences  
Polish Academy of Sciences  
Wrocław, ul. Cybulskiego 30  
Wrocław, November 1964

#### OBJAŚNIENIA DO PLANÓW I—V

#### DESCRIPTION OF PLATES I—V

#### PL. I

Cokół Szczelińca — widok ze Skalniaka  
Socle of Szczeliniec viewed from Mt. Skalniak

## PL. II

## Fig. 1

Mały Szczeliniec — widok z Karłowca. Zaznaczony obszar obejmuje następne zdjęcie

Mały Szczeliniec viewed from Karłów. The area indicated here includes the next photograph

## Fig. 2

Grupa skałek w zachodniej części Małego Szczelinca. Widoczny kontakt wydzielonych pięter sedymentacyjnych

A group of cliffs in the western part of Mały Szczeliniec showing the contact of the distinguished sedimentary stages

## PL. III

Typowa skałka górnego piętra na Małym Szczeliniecu  
A typical cliff of the upper sedimentary stage in Mały Szczeliniec

## PL. IV.

## Fig. 1

Zespół cienkich ławic (II/2) wykazujących warstwowanie skośne płaskie

A set of thin sedimentary units (II/2) with planar cross-bedding

## Fig. 2

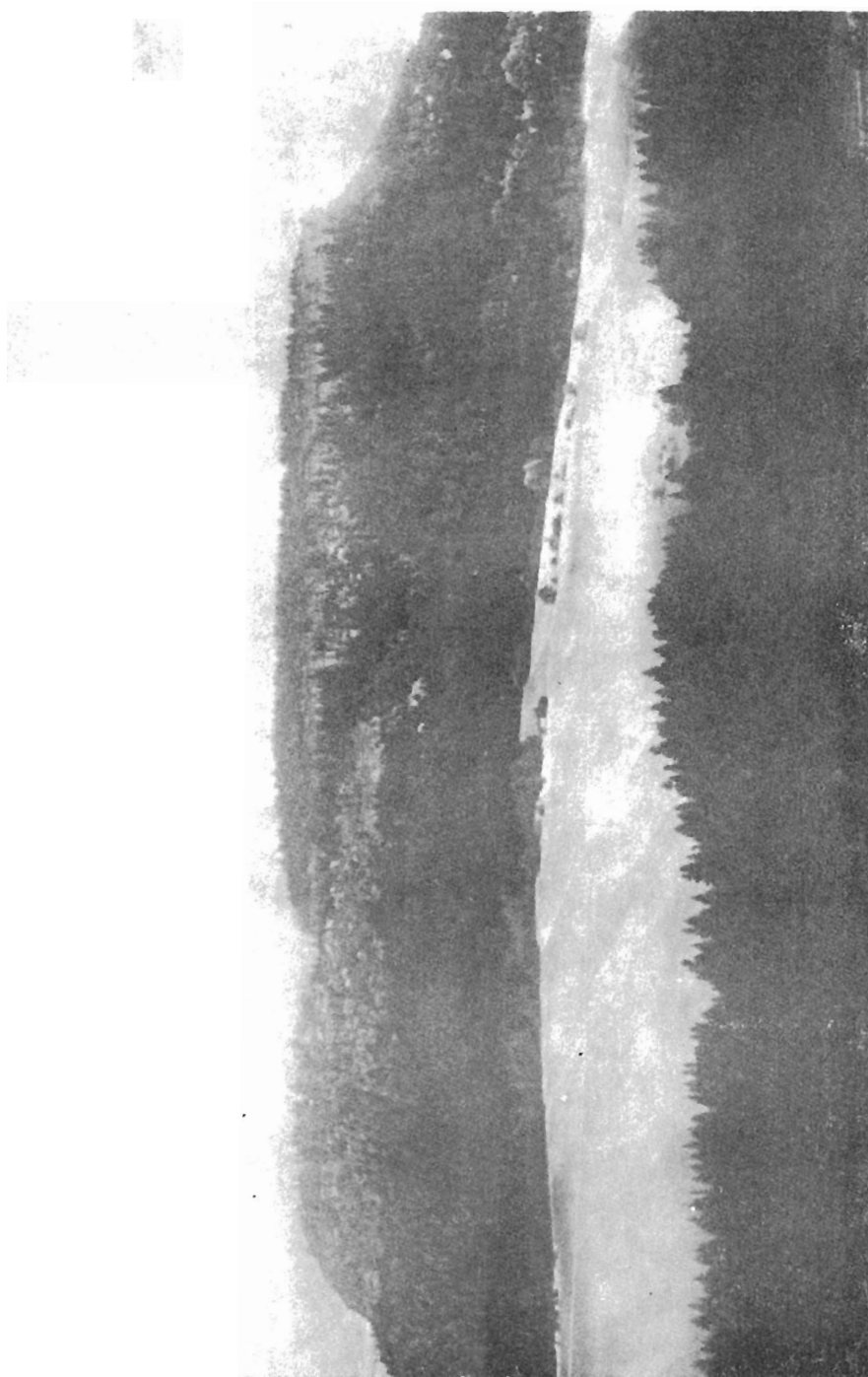
Forma nieckowata widoczna w przekroju poprzecznym do warstw skośnych  
Trough structure shown in section transversal to cross beds

## PL. V

- 1 — Deformacje warstw.  
Deformations of beds.
- 2 — Deformacje warstw i ślad chodnika.  
Deformations of beds and relicts of burrowed canal.
- 3 — Fragment odlewu chodnika utworzonego przez robaka.  
Fragment of the cast of worm burrowed canal.

*Fotografie wykonał autor*  
*Photographs by the author*





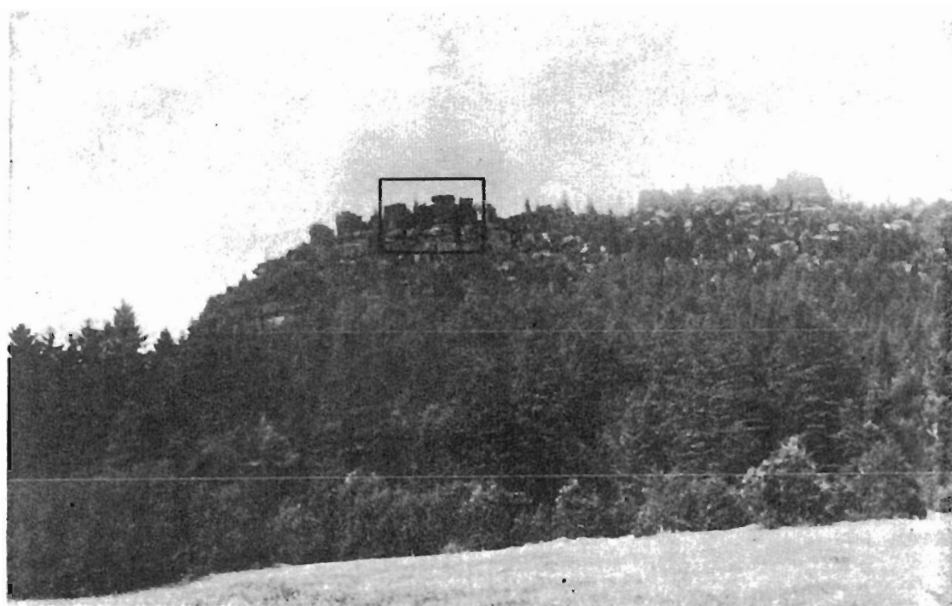
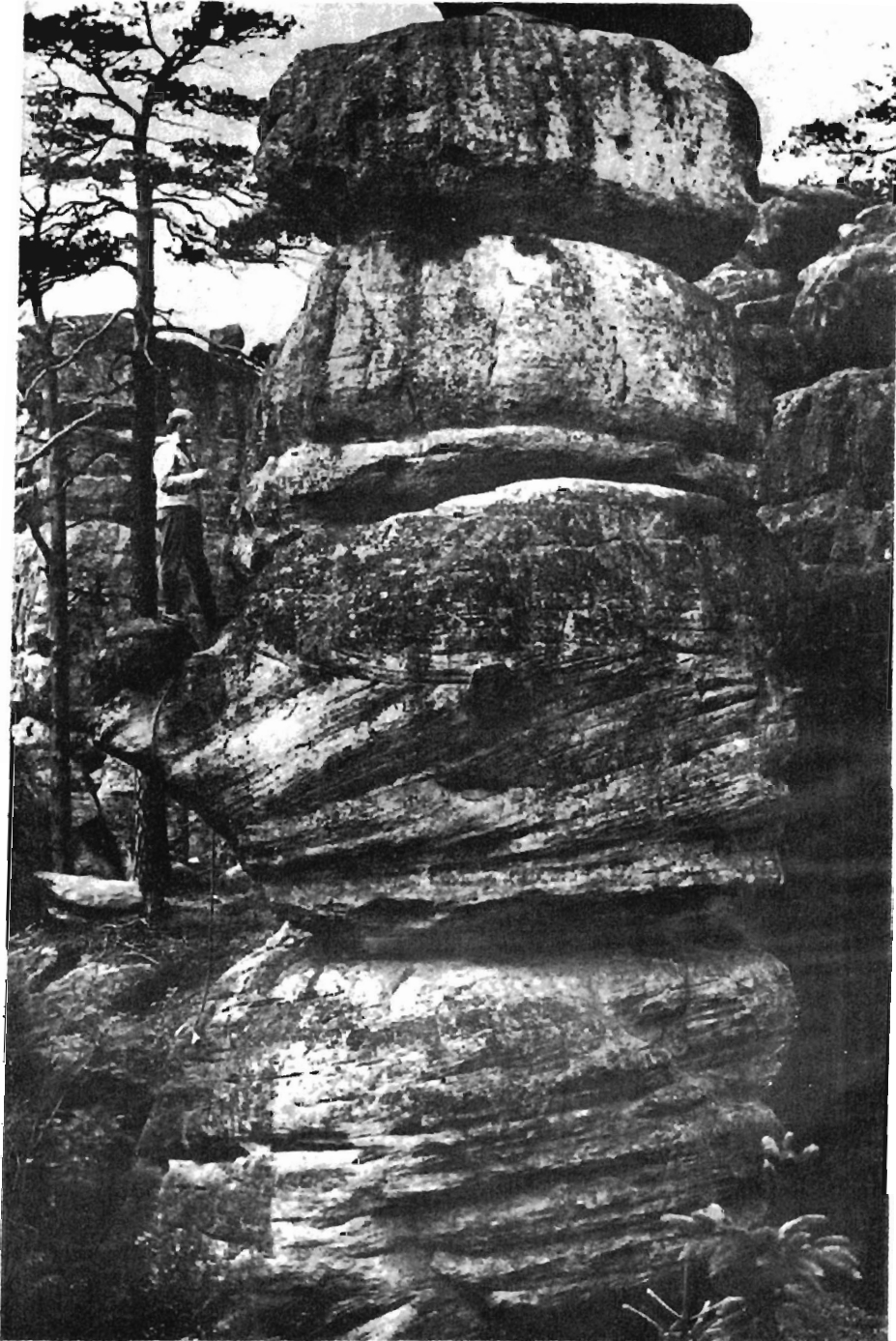


Fig. 1



Fig. 2



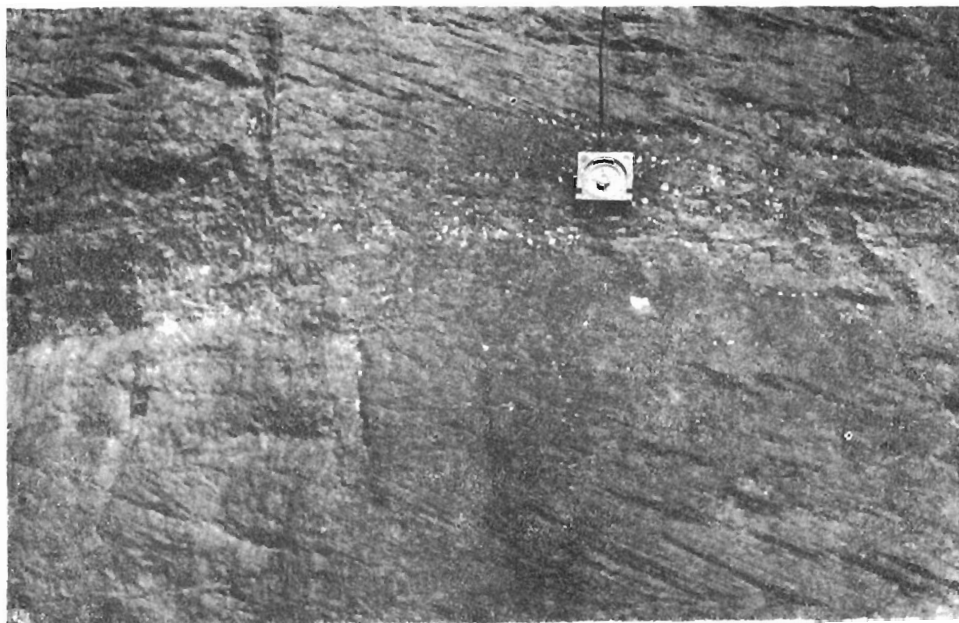


Fig. 1

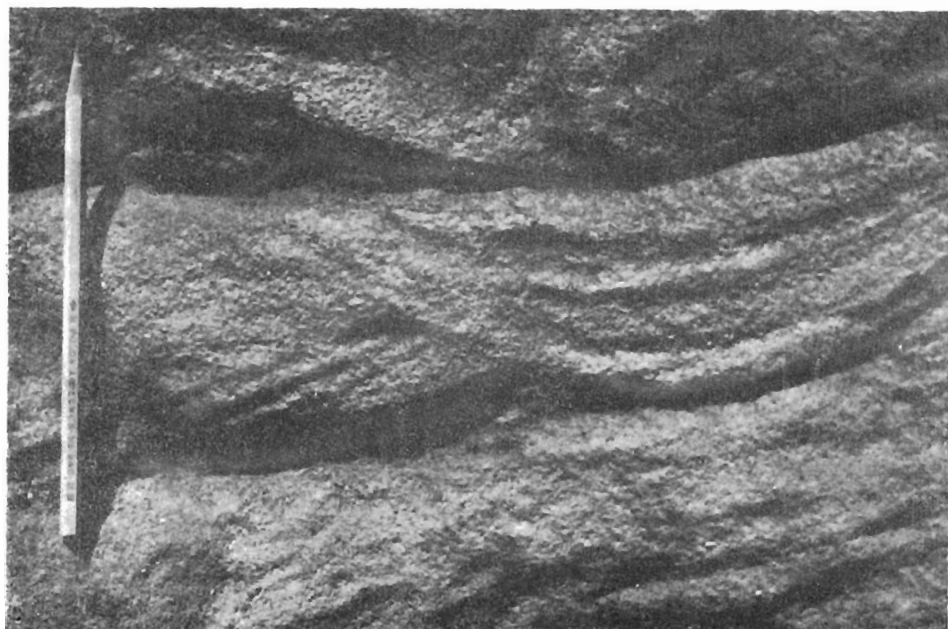


Fig. 2

