

ST. DŻUŁYŃSKI, A. RADOMSKI i A. ŚLĄCZKA

## UTWORY WIROWE W ŁUPKACH FLISZOWYCH KARPAT

(Tabl. X—XII i 2 fig.)

### *Sandstone whirl-balls in the silts of the Carpathian-Flysch*

(Pl. X—XII and 2 fig.)

Streszczenie. Autorowie opisują elipsoidalne i wrzecionowate bryły piaskowców w łupkach warstw przejściowych od menilitów do warstw krośnieńskich. Zdaniem autorów geneza tych form wiąże się z działaniem wirów zawieszinowych.

Geologom pracującym na terenach Karpat fliszowych znane są od dawna charakterystyczne „buły“ piaskowcowe w łupkach warstw przejściowych od warstw menilitowych do warstw krośnieńskich. Przypominają one swoim wyglądem konkretę lub niekiedy otoczaki. Są to przeważnie bryły niewielkich rozmiarów liczące do kilkudziesięciu cm w swoim najdłuższym przekroju, a najczęściej znacznie mniej. Kształtem przypominają elipsoidy obrotowe wydłużone lub przyplaszczone w kierunku osi obrotu. (Tabl. X, fig. 1, 2, tabl. XI, fig. 2, tabl. XII, fig. 1, 2).

Utwory te będziemy w dalszej części tej pracy nazywać *wirowcami* z uwagi na przypisywany im przez nas sposób powstania (uzasadnienie dla tej nazwy podane będzie w treści tego artykułu). Pojawiają się one jak wiemy masowo w warstwach przejściowych i są uważane za jeden z charakterystycznych rysów rozpoznawczych dla tego ogniwa stratygraficznego w rejonie centralnej depresji karpackiej i na przedpolu fałdów dukielskich. W nieznacznych ilościach znajduwane bywają w obrębie samych fałdów dukielskich, również w warstwach przejściowych, a także w najniższej części warstw krośnieńskich i w warstwach grybowskich w oknie tektonicznym Librantowej i Grybowa. W warstwach menilitowych zostały one znalezione jak dotąd jedynie w łusce Bystrego w okolicy Baligródu.

W literaturze geologicznej dotyczącej Karpat fliszowych nie ma, o ile nam wiadomo, publikowanych danych na temat pochodzenia opisywanych utworów. W praktyce polowej bywają one najczęściej uważane za konkretę, rzadziej za otoczaki piaskowcowe. W dostępnej nam obcej literaturze nie odnaleźliśmy również przykładów, które by można

było bez zastrzeżeń przyrównać do omawianych w tej rozprawie struktur<sup>1</sup>.

Wirowce są bez wątpienia piaskowcami zbudowanymi z ciasno upakowanych ziarn detrytycznego kwarcu, co przesądza problem ich kon-

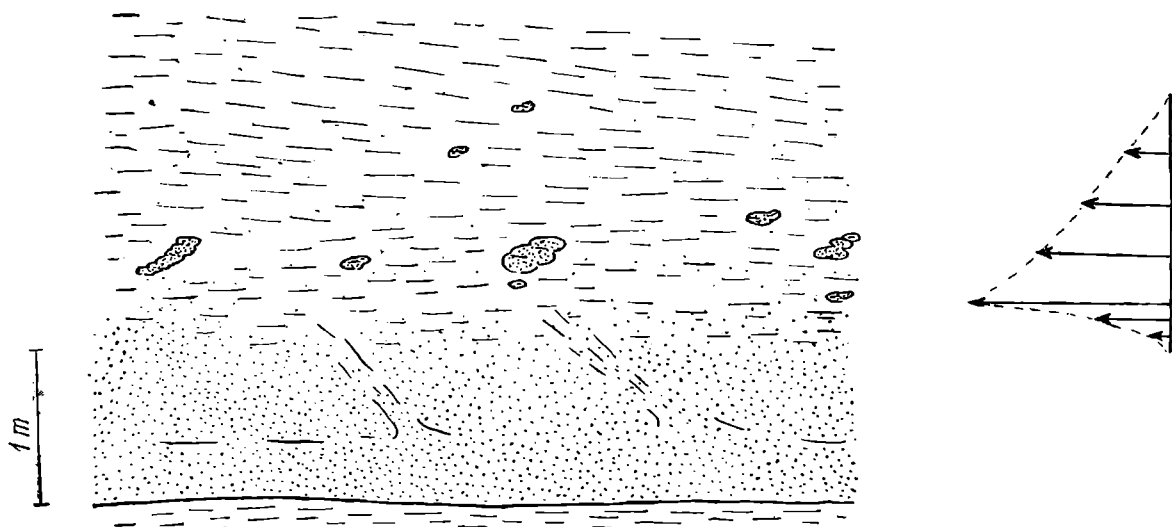


Fig. 1. Schematyczny rysunek odsłonięcia w Besku z przypuszczalnym rozkładem szybkości w prądzie zawiesinowym

Fig. 1. Schematic picture of the outcrop at Besko with probable plan of speed of progressive motion in the turbidity current

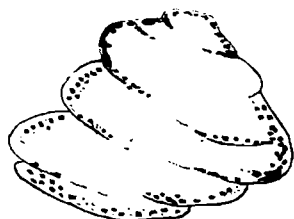


Fig. 2. Tworzenie się kongrecji pirytowych w wirowcach  
Fig. 2. Formation of pyrite concretions in a sandstone whirl-ball

krecyjnej natury jako całości. Hipoteza, według której utwory te są kongrecjami, jest jednakowoż częściowo słuszna. Jak się okaże w dalszej części tej pracy, powstałe w drodze mechanicznej nagromadzenia ziarn

<sup>1</sup> Geolog japoński H. Kimura (1955) ogłosił ostatnio pracę, w której zamieszcza interesujące dane o sedymentacji w wirach. Publikację tę otrzymaliśmy już po napisaniu tego artykułu. Jak można wnioskować z bogatego materiału ilustracyjnego i wykresów, autor oparł się na obfitym materiale doświadczalnym. Niestety praca ta jest napisana po japońsku, nader krótkie i lakoniczne streszczenie (abstract) nie pozwala na bliższe zaznajomienie się z jej rezultatami. Uprzejmości p. Haruhiko Kimury zawdzięczamy jednak obszerne objaśnienia do ilustracji, które nadesłał nam listownie w języku angielskim. Autor podaje w swej pracy bardzo cenne wykresy zależności między szybkością obrotową wiru a wielkością i ciężarem właściwym ziarn podnoszonych wzdłuż osi wiru. Szczególnie interesujące z naszego punktu widzenia są dane o sortowaniu materiału w wirze i jego spiętrzanie wzdłuż osi wiru w postaci kolumn i stożków. Analogiczne struktury odnalazł autor w osadach czwartorzędowych formacji Akashi (fig. 62 l.c. p 110) i interpretuje je jako rezultat oddziaływania wirów. Również nieregularne skupienia materiału muszlowego i gruboziarnistego (fossil enclosures) opisane z trzeciorzędu Japonii przez Ijiri i Fuita są uważane przez H. Kimurę jako powstałe na skutek działania wirów.

piaskowych stawały się zawiązkami konkretacji pirytowych i krzemionkowych.

Wirowce nie są przy tym zwyczajnymi otoczkami jakichś piaskowców, chociaż niektóre z nich mają kształty zbliżone do kulistych. Hipoteza ta nie da się utrzymać z uwagi na charakterystyczną formę tych brył (Tabl. X, fig. 1) i ich ułożenie w osadzie ilastym (patrz niżej str. 51).

Zamięszczamy niżej próbę naświetlenia genezy owych zagadkowych struktur z innego niż dotychczas punktu widzenia. Będziemy starali się wykazać, że te wrzecionowate i elipsoidalne bryły piaskowcowe to struktury wywołane ssącym działaniem wirów w prądach zawieszinowych.

W naszych rozważaniach opieramy się głównie na materiale zebranym z warstw przejściowych w Besku koło Rymanowa. Należy jednak podkreślić, że w innych rejonach zarówno środowisko, w którym występują wirowce, jak także ich pokrój i sposób występowania są analogiczne. Odsłonięcie w Besku jest natomiast bez wątpienia najlepsze ze wszystkich znanych nam odkrywek z wirowcami.

Ławica łupków z utworami wirowymi znajduje się w dnie Wisłoka kilkaset metrów wyżej mostu na drodze z Krosna do Sanoka a około 35 m poniżej pozostałości po zniszczonym niegdyś betonowym jazie. Ławica ta przechodzi w spagu stopniowo w rdzawy piaskowiec, który wyróżnia się swoją barwą spośród innych, zwyczajnie szarych piaskowców. Dzięki temu odnalezienie ławicy nie przedstawia żadnych trudności. Ponadto spiaszczone łupki z wirowcami okazały się odporniejsze na erozję od pozostałych łupków i leżą na wyższym poziomie.

Profil geologiczny w Besku był jak wiadomo wielokrotnie opisywany w literaturze geologicznej z punktu widzenia stratygrafii, sedymentologii, petrografii i tektoniki (St. Jaskólski 1931, H. Świdziński 1930, 1953, O. Ganss 1942, A. Oberc 1947, Z. Obuchowicz<sup>1</sup>).

Warstwy przejściowe w tym profilu wykształcone są pod postacią ławic czarnych łupków kilkumetrowej miąższości przegradzanych piaskowcami o typie zbliżonym do piaskowców krośnieńskich. Nie wchodząc w szczegóły petrograficzne należy podkreślić, że piaskowce mają na ogół charakter osuwiskowy z widocznymi strukturami spływowymi z powyginanymi i poprzesuwanymi soczwami dolomitycznych syderytów itp. Są wśród nich ławice nie mające charakteru osuwiskowego, a których struktura wskazuje na prądy zawieszinowe jako na mechanizm ostatniego aktu depozycji. Do takich właśnie należy wspomniana ławica rdzawego piaskowca razem z leżącym wyżej spiaszczonym łupkiem, w którym tkwią wirowce.

Prądy zawsze nowe i suwiska szły z zachodu<sup>2</sup>. Wprowadzały one epizodycznie materiał piaszczysty i ilasty w środowisko sedymentacyjne o cechach „menilitowych“, w zbiornik słabo przewietrzany, z utrzymującymi się warunkami redukcyjnymi. Stąd wywodzi się przewaga czarnych bitumicznych łupków z pirytem. Nie wszystkie te łupki utworzyły

<sup>1</sup> Praca nie publikowana, znana autorom z referatu wygłoszonego w r. 1954 na posiedzeniu naukowym P.T.G. w Krakowie.

<sup>2</sup> Szczegółowe pomiary zostały wykonane przez Z. Obuchowicza.

się jednak w drodze spokojnej sedymentacji. Niektóre powstały w wyniku szybkich i gwałtownych aktów sedymentacyjnych podobnie jak ławice piaskowców. Dotyczy to owych spiaszczonych łupków z toczęncami.

Nim przystąpimy do opisu utworów wirowych, zatrzymamy się nad szczegółami budowy ławicy rdzawego piaskowca i wyżej leżących spiaszczonych łupków. Wprowadzi nas to w zagadnienie mechanizmu depozycji tego osadu, który w naszych rozważaniach będzie jednym z najistotniejszych problemów.

#### STRUKTURA I TEKSTURA PIASKOWCA I ŁUPKU<sup>1</sup>

Mięszość ławicy rdzawego piaskowca wynosi blisko 1,3 m. Na jej spągu widoczne są wygładzone nierówności oraz słabo zarysowane hieroglify prądowe, które wskazują, że materiał piaskowy został przyniesiony z zachodu. W spągowej partii ławica ma jeszcze charakter związłego drobnodziarnistego piaskowca burzącego z HCl. Zaznaczają się tutaj dość niewyraźne powierzchnie płytowej oddzielności, które wyżej (ok. 30 — 40 cm nad spągiem) zanikają.

Wielkość ziarn kwarcowych w tej części ławicy waha się w granicach od 0,014 do 0,25 mm<sup>2</sup>. Przeciętny rozmiar wynosi 0,05 mm. Spoiwo nie jest jednolite. W znacznej części jest ono jeszcze wapienno-ilaste, aczkolwiek w szlifach widoczne są ziarna detrytycznego kwarcu zlepione krzemionką.

Wyżej tej partii spągowej piaskowiec traci swoją zwiezłość, znika oddzielność płytowa i na jej miejsce pojawiają się zagadkowe, lecz bardzo charakterystyczne dla tej ławicy spękania (Tabl. XI, fig. 1). Spoiwo jest odwapnione<sup>3</sup>, bardziej ilaste, a ziarna kwarcowe lepiej wysortowane (od 0,014 do 0,10 mm). Przeciętny wymiar średnic pozornych w płycie cienkiej wynosi 0,04 mm. Pojawiają się w tej części piaskowca faliste smugi substancji ilastej, które nadają tej skale charakter struktury fluidalnej.

W stropowej partii ławicy rozmiary ziarn kwarcowych wahają się w jeszcze mniejszych granicach (od 0,014 do 0,07 mm), a przeciętny rozmiar średnic pozornych wynosi 0,03 mm.

W odległości około 1 m wyżej spągu ławicy ilość substancji ilastej zaczyna gwałtownie wzrastać i piaskowiec przechodzi w spiaszczony łupek. Granica jest niewyraźna i rozstrzygająca zmiana litologiczna dokonuje się w około 30-centymetrowej „strefie stropowej“. Powyżej niej skała ma charakter spiaszczonego łupku z decydującą przewagą sub-

<sup>1</sup> Terminu „struktura“ i „tekstura“ używamy w znaczeniu przyjętym w literaturze anglosaskiej. Słowo „struktura“ oznacza zatem przestrzenne uporządkowanie składników w skale i ma to znaczenie, jakie przypisujemy temu terminowi, np. w tektonice.

<sup>2</sup> Rozmiary ziarn zostały zmierzone pod mikroskopem w płytkach cienkich.

<sup>3</sup> Obserwację o wtórnym odwapnieniu i silifikacji środkowych i górnych partii ławic podaje A. Gaweł (1951). Źródłem krzemionki w tym procesie wymieniony autor dopatruje się w łupkach, skąd substancja sylikująca przywędrowała we wczesnym okresie diagenety. Być może, w ten sposób uległo również sylikacji spoiwo wirowców (por. niżej str. 112).

stancji ilastej. W szlifach mikroskopowych dostrzega się nieregularne i bezładnie rozsiane skupienia detrytycznych ziarn kwarcowych.

Zapiaszczenie łupku zmniejsza się w miarę oddalenia od „strefy stropowej piaskowca“, jest jednak jeszcze makroskopowo dostrzegalne w odległości 2—3 mm od tej strefy. Maleją również stopniowo rozmiary rozsianych w łupku ziarn kwarcowych. Przejście do zwyczajnych czarnych łupków jest zupełnie stopniowe i nieuchwytnie.

Zmiany w stopniu zapiaszczenia łupku odbijają się w zmianach jego barwy. W sąsiedztwie „strefy stropowej“ piaskowca łupek jest rdzawy, wyżej szary i ciemnoszary wreszcie czarny tam, gdzie zapiaszczenie jest niewidoczne<sup>1</sup>.

Jak widzimy, ławica rdzawego piaskowca ma bardzo słabo zaznaczoną strukturę frakcjonalną jednokrotną (M. Książkiewicz 1952). Makroskopowo jest ona jednak niewidoczna i piaskowiec podpada także pod grupę „jednorodnych“.

Stopniowe przejście od piaskowca do spiaszczonego łupku wskazuje na to, że zarówno piaskowiec, jak łupek powstały w wyniku akumulacji jednego i tego samego prądu zawieszinowego.

#### STRUKTURA I TEKSTURA

Kształty utworów wirowych są dosyć zróżnicowane (tabl. X, fig. 1, 2, tabl. XI, fig. 2, tabl. XII, fig. 12).

Najpospolitszym typem wirowca są bryły o kształcie wrzecionowatym lub elipsoidalnym. Są również formy cylindryczne, lejkwate i wreszcie mniej lub więcej kuliste. Pomiedzy tymi różnymi formami istnieją ciągłe przejścia. Pomimo pewnych różnic w kształtach utwory te mają jedną wspólną cechę. Jest nią to, że wszystkie te bryły można odtworzyć za pomocą obrotu określonej masy wokół pewnej osi. Nie musi być tą osią linia prosta i zwyczajnie nią nie jest. Niemniej jednak ta właśnie wspólna cecha wszystkich omawianych utworów narzuca się już przy pobieżnej obserwacji i kojarzy się z ruchem obrotowym.

Dzisiejsze formy wirowców są mniej lub bardziej przypłaszczone. Wiąże się to zapewne z kompakcją osadu. Zmiany kompakcyjne zaznaczają się wyraźnie na powierzchniach wirowców w postaci zgrubień, drobnych przemieszczeń itp. (por. str. 52).

Powierzchnie zewnętrzne wirowców są na ogół bardzo wyraźne. Utwory takie wyłuskują się z łatwością z otaczającego je łupkowego osadu i można je odnaleźć w rumoszu lub w zwietrzelinie.

Nie wszystkie wirowce mają tak ostrą powierzchnię graniczną. Nie mają je np. te, które pojawiają się w „strefie stropowej“ piaskowca. Jest to spowodowane małymi różnicami w charakterze litologicznym między wirowcem a środowiskiem, w którym się on znajduje. Najwyraźniej zaznaczone powierzchnie zewnętrzne mają duże wirowce, które tkwią w spiaszczonym łupku wyżej wspomnianej strefy stropowej piaskowca.

<sup>1</sup> Rdzawe zabarwienie zarówno ławicy piaskowcowej, jak części spiaszczonego łupku jest przypuszczalnie wtórne. Pochodzi ono prawdopodobnie z utlenienia siarczków żelaza.

Utwory wirowe są poprzecinane powierzchniami oddzielności. Szczególnie u form dużych są one wklęsłe i miseczkowate, wypukłością zwrócone ku dołowi. W związku z kompakcyjnym przypłaszczeniem wirowców należałoby przypuszczać, że pierwotnie owe powierzchnie były bardziej wklęsłe niż obecnie.

Powierzchnie oddzielności szczególnie wyraźnie zarysowują się w tych wirowcach, które wystawione są przez dłuższy czas na działanie czynników atmosferycznych. Utwory takie rozpadają się wówczas wzdłuż tych powierzchni na oddzielne fragmenty. Niezwietrzałe formy są lite, ale potencjalna skłonność do oddzielności uwidacznia się w przekroju w postaci smug o większej zawartości substancji ilastej.

Na szczególną uwagę zasługuje stosunek powierzchni oddzielności w toceńcach wirowych do płaszczyzn złupkowacenia. Jeżeli oś (obrotowa) wirowca jest prostopadła do warstwowania, wówczas wspomniane powierzchnie oddzielności leżą w płaszczyznach złupkowacenia (Tabl. XII, fig. 1). Jeżeli natomiast oś ta jest skośna do uwarstwienia, powierzchnie oddzielności w toceńcach są nachylone pod pewnym kątem względem złupkowacenia (tabl. X, fig. 1).

Problem tych powierzchni oddzielności nie jest zupełnie jasny. Nie można w chwili obecnej rozstrzygnąć, czy są one czymś genetycznie niezależnym od ogólnego procesu kompaktacji, czy wyłącznie tym procesem wywołane<sup>1</sup>. Powierzchnie oddzielności w toceńcach były w każdym bądź razie powierzchniami późniejszych przesunięć (tabl. X, fig. 2), penetracji siarkowodoru itp. Na liniach intersekcji owych powierzchni oddzielności z powierzchnią zewnętrzną wirowca widzimy zwykle bądź zgrubienia, bądź zważenia w przekroju bryły wirowca.

Pod względem litologicznym dzisiejsze utwory wirowe przedstawiają się jako zbite drobnoziarniste piaskowce. Ilość spoiwa jest w nich zdumiewająco mała. Ziarna są bardzo gęsto upakowane i stykają się ze sobą ścianami. Spoiwo jest poza tym zwykle krzemionkowe. Stopień wysortowania detrytycznych ziarn kwarcu w wirowcach jest znacznie lepszy niż w piaskowcu podścielającym ławice spiaszczonego łupku. Przeciętna średnica ziarna wynosi 0,03—0,04 mm, a więc tyle samo co stropowej partii ławicy piaskowcowej. W porównaniu z otaczającym łupkiem obserwujemy większą ilość glaukonitu jak już wspominaliśmy, w wirowcach występują poza tym płatki i smugi substancji ilastej ułożone zgodnie z powierzchniami oddzielności. W niektórych wirowcach zaznacza się poza tym orientacja w tym kierunku wydłużonych ziarn kwarcowych.

Jak wspominaliśmy, każdy wirowiec można odtworzyć przez obrót określonej masy wokoło pewnej osi obrotu. Ułożenie przestrzenne tej osi w wirowcach jest bardzo charakterystyczne. Są one ustawione zawsze prostopadle lub skośnie do uwarstwienia<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Jeżeli omawiane powierzchnie oddzielności są pierwotnymi rysami, to wychylenie ich względem powierzchni złupkowacenia było pierwotnie większe (prostopadle do osi?). W ruchu wirowym cząsteczki poruszają się w płaszczyznach prostopadłych do osi.

<sup>2</sup> Na tym polega między innymi bardzo istotna różnica między opisywanymi wirowcami a zwyczajnymi toceńcami osuwiskowymi lub wydłużonymi otoczkami rzecznyymi. Osie nie stykających się z sobą, zwyczajnych toceńców osuwiskowych lub otoczek leżą w płaszczyźnie uwarstwienia.

W związku z ułożeniem osi wirowców należałoby jeszcze zwrócić uwagę na pewien interesujący szczegół obserwowany w opisywanym przez nas odsłonięciu w Besku. Otóż większość skośnych względem uwarstwienia osi jest pochylona w kierunku zachodnim, a więc w tę stronę, od której szedł prąd zawieszinowy. Do znaczenia tego nachylenia osi wrócimy jeszcze w dalszej części tej pracy.

#### ROZMIARY WIROWCÓW I ICH ROZMIESZCZENIE

Rozmiary utworów wirowych są różne. Najczęściej mieszczą się w granicach od kilku do kilkudziesięciu cm. Istnieje pewna zależność między wielkością wirowców a ich położeniem w profilu ławicy. Największe wirowce grupują się bowiem bezpośrednio nad „strefą stropową“ ławicy piaskowcowej. Im dalej od tej strefy, tym mniejsza z reguły wielkość wirowców. Nie ma tu mowy jednak o jakimś prawidłowym rozsortowaniu, ponieważ w pobliżu strefy stropowej ławicy piaskowca obok dużych wirowców widzimy również i małe.

Należy również podkreślić, że rozmiary ziarna u wirowców wyżej położonych w ławicy spiaszczonego łupku są nieco drobniejsze od rozmiarów ziarn w niżej leżących wirowcach.

#### PORÓWNANIE ODSŁONIĘCIA W BESKU Z INNYMI WYSTĄPIENIAMI WIROWCÓW

Jak już wspomnieliśmy, we wszystkich odkrywkach obserwujemy analogiczne wykształcenia i sposób występowania wirowców. Należy podkreślić, że zawsze pojawiają się one w zapiaszczonych łupkach. Bardzo często łupki owe przechodzą w spągu stopniowo w piaskowiec, litologicznie odpowiadający materiałowi, z którego zbudowane są wirowce. Nie jest to jednakowoż regułą. Znane są odsłonięcia, w których granica między spiaszczonym łupkiem a piaskowcem jest ostra i wyraźna, a strop tego ostatniego ujawnia ślady rozmycia (np. jedna z ławic z wirowcami w warstwach przejściowych odsłoniętych w Rudawce Rymanowskiej nad Wisłokiem). Interpretację tego zjawiska podamy w dalszej części tej pracy.

We wszystkich znanych nam odsłonięciach wirowce są drobnoziarnistymi piaskowcami. Odnosi się to również do ławic podścielających spiaszczony łupek z wirowcami i mających z tym łupkiem niewyraźną granicę.

#### MECHANIZM POWSTAWANIA WIROWCÓW

Utwory, które opisujemy, kojarzą się ze strukturami, które powstają podczas ruchu wirowego. Przez ruch wirowy w fizyce rozumie się ruch obrotowy pewnej ograniczonej masy cieczy obracającej się jak ciało stałe, z określoną prędkością kątową, wokoło pewnej osi obrotu. Czą-

steczki cieczy obracają się po kołach prostopadłych do osi zwanej osią lub linią wirową.

Przy nadmiarze siły odśrodkowej w wyżej położonych strefach wiru powstaje ssące działanie, które powoduje podnoszenie cięższych mas wzdłuż osi wiru od dołu ku górze (tak zwana pompa odśrodkowa).

Zjawiska tego rodzaju obserwujemy powszechnie podczas gwałtowniejszych wichrów w atmosferze, kiedy to przez lokalnie tworzące się wiry bywają z ziemi podnoszone tumany pyłu. Na większą skalę zjawiska tego typu występują jak wiadomo przy trąbach powietrznych, w których ssące działanie jest tak silne, że powoduje podnoszenie nawet bardzo ciężkich przedmiotów i poważne straty w budynkach.

Obserwacja drobnych, tworzących się w atmosferze wirów jest szczególnie pouczająca, jeśli chodzi o poruszony w tej pracy problem utworów wirowych. Widzimy wówczas często, jak podnoszone tumany pyłu układają się w wirujące masy o kształcie wrzecionowatym. Oderwane od ziemi utrzymują się czas jakiś w powietrzu i bywają z zachowaniem (krótkotrwałym oczywiście) kształtu unoszone z ruchem postępowym mas powietrza.

W środowisku wodnym zjawiska tego typu można wywołać doświadczalnie. Poza tym obserwuje się je zwyczajnie przy przepływie łodzi w płytkiej wodzie nad piaszczystym dnem. Podniesiona przez wir w cieczy masa piaszczysta może również przybierać formy wrzecion, słupów, brył elipsoidalnych itp.

Oczywiście w powietrzu lub w czystej wodzie podniesione z dna masy natychmiast opadną z powrotem z chwilą ustania ruchu wirowego ewentualnie nawet, gdy zmaleje jego natężenie. W układzie dyspersyjnym il-woda może natomiast dojść do utrwalenia się obrazu ruchu wirowego.

Ogólnie rzecz traktując, problem wirowej genezy opisywanych struktur należy rozpatrzyć z dwu punktów widzenia:

1) możliwości wirów i efektywnego działania ssącego w prądach zawieszinowych,

2) możliwości utrwalenia się obrazu wiru w postaci pozostania podniesionych mas piaszczystych w utworze łąstym.

Jeżeli chodzi o pierwszy z poruszonych warunków, to należy zaznaczyć, że ruch wirowy jest zwyczajną konsekwencją przepływu prądu zawieszinowego nad dnem zbiornika. Jest to nie tylko uzasadnione teoretycznie, ale i poparte doświadczeniami, z których wynika, że przepływ takiego prądu jest burzliwy (turbulentny). Do utworzenia się ruchu wirowego w prądzie zawieszinowym wystarczy już sam fakt przesuwania się prądu wzdłuż nierównej powierzchni dna morskiego lub nierównomierne obciążenie prądu niesionym materiałem. Można by powiedzieć, że nie istnieje żaden naturalny prąd zawieszinowy bez wirów, podobnie jak nie ma bez wirów naturalnej rzeki.

Efektywne podnoszące oddziaływanie wiru zależy od wielu okoliczności, takich jak szybkość ruchu wirowego, gęstość cieczy (ośrodka, w którym powstaje wir). Dla naturalnych cieczy są to wszystko zagadnienia nie dające się ująć we wzorach i mało jeszcze zbadane. Im szybszy jest ruch obrotowy w wirze, tym większe są natężenia ssącego



działania<sup>1</sup>. W gęstszych od wody układach dyspersyjnych il-woda nawet stosunkowo wolne wiry, mogą podnosić piasek z dna (zwłaszcza drobnoziarnisty).

W układach dyspersyjnych il-woda istnieją warunki dla zachowania się wszelkiego rodzaju struktur fluidalnych oraz struktur tego typu jak omawiane przez nas toczące wirowe. Polega to na tym, że w określonych warunkach układ dyspersyjny zawierający w fazie rozproszonej il i piasek może przeistoczyć się szybko z substancji o charakterze cieczy w substancję o własnościach ciała stałego. Zjawisko to znane jest pod nazwą synerezis<sup>2</sup>. Obecność piasku do 20% według H. J ü n g s t a 1934, a 30% według R. C. M i e l e n z a i M. E. K i n g a 1955 w układzie il-woda zwiększa wydatnie nasilenie tego procesu. Powyżej 30% piasku krzywa szybkości konsolidacji szybko opada.

Szlify mikroskopowe spiaszczonych łupków z toczącami wykazują zawartość rozproszonego w nich piasku mniejszą od 30%, zatem konsolidacja prądu mogła nastąpić wystarczająco szybko, by struktury wirowe mogły się być zachować.

Pomimo pospolitości ruchu wirowego w prądach zawieszinowych struktury wirowe bynajmniej nie należą do częstych. Świadczy o tym chociażby fakt, że ich znane dotychczas wystąpienia ograniczają się niemal wyłącznie do jednego ogniwa stratygraficznego. Na to, aby się mogły utworzyć i zachować struktury wirowe, muszą być najwidoczniej spełnione określone warunki, które w historii sedimentacji fliszu nieczęsto się powtarzały. Rozpatrzmy zatem różne okoliczności, jakie towarzyszyć mogą wirom w prądach zawieszinowych.

Jeżeli prąd zawieszinowy niesie ze sobą i osadza jednorodny materiał piaszczysty chociażby z domieszką substancji ilastej, nie ma możliwości ku temu, aby powstały wyodrębniające się wirowce. Z tych powodów, jak wspominaliśmy, w strefie stropowej opisanej ławicy z Beska trafiające się rzadko wirowce nie miały wyraźnych form zewnętrznych, pomimo że substancji ilastej było tam znacznie więcej niż w zwyczajnych ławicach piaszkowych.

Jeżeli materiał piaszczysty transportowany przez dany prąd zawieszinowy jest zróżnicowany, również w większości przypadków nie dochodzi do utworzenia się i zachowania struktur wirowych.

W niektórych ławicach w warstwach dolno-krośnieńskich odnajdowaliśmy słupowe i wrzecionowate skupienia gruboziarnistego materiału, których osie skierowane były prostopadle lub skośnie do powierzchni uwarstwienia. Z uwagi na charakter cementacji w osadach piaszczystych skupienia te nie mogą dawać wyizolowanych toczących wirowych.

Ruch wirowy może np. być zbyt słaby na to, by podnosić ciężki gruboziarnisty materiał ssącym oddziaływaniem. Przypuśćmy jednak, że wir taki posiada wystarczającą energię po temu, by podnieść ciężki

---

<sup>1</sup> Szybkość ruchu wirowego zależy od prędkości ruchu postępowego w prądzie zawieszinowym. Jak wykazały obserwacje nad współczesnymi prądami zawieszinowymi, to szybkości ich są duże. Na przykład znany prąd, który szedł po skłonie Great Bank, przesunął się z szybkością (przeciętną) 16,4 m/sek, prąd zawieszinowy wzbudzony przez trzęsienie ziemi w Orleansville posiadał prędkość do 22 m/sek.

<sup>2</sup> W chemii fizycznej spontaniczna i gwałtowna separacja faz w jednorodnym układzie koloidalnym.

gruboziarnisty materiał ku górze (co jest zresztą w przypadku naturalnych prądów zawieszinowych bardzo prawdopodobne), warunki dla zachowania się takiej struktury będą nadal znikome. Przede wszystkim w prądach tego typu nie ma zjawiska, które określiliśmy mianem synerezis. Zamieranie ruchu odbywa się znacznie wolniej, czego dowodem jest selektywne wypadanie materiału (uwarstwienie frakcyjne). Innymi słowy wytworzona struktura wirowa opadnie na dno z chwilą ustania wiru lub w momencie zmniejszania się jego prędkości obrotu, podobnie jak się to dzieje w powietrzu czy w wodzie.

Widzimy zatem, że prądy zawieszinowe, które unosiły ze sobą głównie materiał piaszczysty, nie pozostawiały typowych struktur wirowych.

Wirowce są zatem związane przede wszystkim z prądami unoszącymi ił w fazie rozproszonej z odpowiednią domieszką piasku. Ale nawet samo istnienie takiego prądu nie jest jeszcze wystarczającym warunkiem do powstania wirowców. Jeżeli bowiem głównym składnikiem prądu jest obok wody ił i skoro prąd taki przepływa nad twardym dnem, warunki dla tworzenia się wirowców będą nadal niekorzystne.

Wszystko to wskazuje, że zarówno tworzenie się wirowców, jak ich zachowanie wymagało specyficznych warunków. Odpowiedzi na pytanie, jakie to były warunki, daje nam analiza odsłonięcia w Besku (por. fig. 1).

Jak wspominaliśmy, zarówno piaskowiec, jak leżący nad nim spiaszczony łupek należy traktować jako wynik sedymentacji jednego prądu zawieszinowego. Odkrywka w Besku przedstawia nam pewien fragment zjawiska, które rozegrało się na niepomiarnie większym obszarze i równocześnie daje nam obraz ostatnich etapów ruchu w prądzie zawieszinowym.

Prąd zawieszinowy jest rozwarstwiony na dwa układy. Jeden z nich bardziej gęsty i piaszczysty jest w stadium zamierania<sup>1</sup> (stagnacji), drugi układ, którego głównym składnikiem fazy stałej był ił, dysponował w tym etapie jeszcze znacznym zasobem energii kinetycznej.

Górne partie piaszczystego układu znajdowały się jeszcze nadal w ruchu, lecz przesuwały się wolniej od nieco wyżej płynącego prądu iłowego. W tym całym, już w tym etapie dwudzielnym układzie dyspersyjnym istniał poziom, w którym ruch postępowy był najszybszy. Poziom maksymalnej prędkości postępowej leżał bezpośrednio nad strefą stropową dzisiejszego piaskowca. (Istnieją na to dowody, o których będzie mowa poniżej). Wyżej nad tym poziomem ruch prądu był coraz wolniejszy z uwagi na tarcie o nie objęte prądem masy wód.

Wiry tworzące się w „iłałym“ prądzie zawieszinowym mogły bez większych trudności podnosić w takich warunkach drobnoziarnisty materiał piaszkowy. Okolicznością sprzyjającą było to, że piasek leżący bezpośrednio pod poziomem maksymalnej prędkości postępowego ruchu nie był osiadły.

Jeżeli skreślony wyżej obraz oddaje w pewnym stopniu rzeczywiste stosunki, to w ukształtowaniu i rozmieszczeniu toczniców powinniśmy znaleźć potwierdzenie dla teoretycznych rozważań. W szczególności wirowce powinny spełniać następujące warunki:

---

<sup>1</sup> W czasie poprzedzającym zupełną depozycję.

- 1) rozmiar wirowców ku górze powinien maleć;
- 2) istnienie maksymalnej prędkości przepływu w dolnej części „ilastego“ układu powinno się uwidocznic w wychyleniu osi wirowców.

Jak już wspominaliśmy, obydwa warunki są w przypadku badanych wirowców spełnione. Pierwszy, obszernie omówiony na innym miejscu (str. 53) nie wymaga już bliższych komentarzy. W związku z nachyleniem osi wirowców należy przypomnieć, że dolne partie większości wirowców są odchyłone ku wschodowi, a zatem w kierunku ruchu prądu. Są one porywane prądem szybciej niż górne w związku ze zmniejszaniem się prędkości ruchu postępowego w pionie. Przy tej sposobności dochodzi nie tylko do pochylenia osi (tabl. X, fig. 1), ale i rozerwania włókien wirowych.

Oderwane od podłoża wirujące masy piaskowe mogły być unoszone z prądem na dalsze odległości. Tym należy wyjaśnić występowanie w niektórych odkrywkach utworów wirowych nad ławicami piaskowcowymi o wyraźnej powierzchni stropowej ze śladami rozmycia. Dodatkową wskazówką, która by potwierdzała prawdopodobieństwo tego wyjaśnienia; jest to, że wirowce w takich przypadkach są z reguły drobne.

Zgodność z obserwacjami wniosków wyprowadzonych z rozważań teoretycznych nad prądami zawieszinowymi, potwierdza naszym zdaniem hipotezę o wirowej naturze opisywanych w tej pracy struktur. Dalszym dowodem prawdopodobieństwa tej hipotezy jest wysoki stopień wysortowania ziarn piaskowych zwłaszcza w oddalonych od ławicy macierzystej wirowcach.

Hipoteza wirowego pochodzenia omawianych struktur piaskowcowych w łupkach wyjaśnia również wysoki stopień upakowania ziarn. Działanie ssące wiru polega bowiem na tym, że wzdłuż osi wiru wytwarza się rozrzedzenie ośrodka wirującego, tzn. w przypadkach omawianych układu il-woda. Ze strefy wirującej mogą być częściowo odprowadzone składniki ilaste i w strefie osiowej układ dyspersyjny będzie się składał głównie z wody i ziarn piaskowych. W trakcie synerezis woda zostanie wypchnięta, a zawieszona w niej ziarna zostaną natychmiast zgrupowane blisko siebie pod wpływem wszechstronnie działającego ciśnienia koagulującego się gelu.

Pozostaje nam jeszcze problem, w jakich warunkach tworzyły się prądy zawieszinowe, w których powstawały wirowce. Jak wspominaliśmy, były to prądy niosące obok drobnoziarnistego piasku olbrzymie ilości substancji ilastej nie w postaci okruchów, ale w subtelnej zawieszinie koloidalnej.

Prądy takie mogły powstawać jedynie w pierwszych stadiach dźwignania się podwodnych wałów (kordylier) pokrytych świeżym zupełnie nie zdiagenezowanym osadem ilastym. W obrębie geosynkliny karpackiej najkorzystniejsze dla takich prądów warunki musiały istnieć u schyłku sedymentacji łupków menilitowych, kiedy to ruchy tektoniczne objęły połacie dna geosynkliny przykryte na olbrzymich obszarach subtelnym ilem.

Ponieważ osady ilaste diagenezują szybko, warunki sprzyjające dla tworzenia się olbrzymich ilastych prądów zawieszinowych ustają w mo-

mencie usunięcia ze skłonów wałów powierzchniowej warstwy nie zdiagnozowanego osadu. Prądy zawieszinowe powstające w dalszym ciągu na podnoszących się kordylierach niosą wprawdzie wielkie masy piasków (które bardzo późno ulegają cementacji), ale ilość świeżej koloidalnej zawiesiny ilastej jest mniejsza. Gorsze są zatem warunki dla tworzenia się i zachowania struktur wirowych. Tym należy wyjaśnić fakt braku wirowców w warstwach krośnieńskich i ich wystąpienia ograniczone do serii przejściowej.

Na zakończenie należałoby jeszcze zwrócić uwagę na zagadkowe spękania w rdzawym piaskowcu podścielającym spiaszczony łupek z toczkami wirowymi. Sposób wykształcenia tych spękań (tabl. X, fig. 1) nasuwa przypuszczenie, że mogły one wytworzyć się w wolnych wirach w spływającej „brai“ piaszczystej. Niestety nie znamy przekroju prostopadłego do osi tych struktur i to nie pozwala na wyciągnięcie pewniejszych wniosków odnośnie do genezy tych spękań. Należy jednak podkreślić, że ten typ spękań nie pojawia się w innych ławicach piaskowcowych.

Wyniki tej pracy zostały przedstawione na posiedzeniu naukowym Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Krakowie 25. XI. 1956. Jest naszym miłym obowiązkiem podziękować w tym miejscu prof. drowi M. Książkiewiczowi, prof. drowi A. Gawłowi oraz prof. drowi H. Świdzińskiemu za dyskusję w trakcie pisania tej pracy.

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna  
Polskiej Akademii Nauk  
w Krakowie

Zakład Geologii UJ w Krakowie  
Stacja Karpacka Instytutu Geologicznego  
w Krakowie

#### WYKAZ LITERATURY REFERENCES

1. Boswell P. H. G. (1948), A preliminary examination of the thixotropy of some sedimentary rocks. *Quart. Journ. Geol. Soc.* London vol. 104.
2. Boswell P. H. G. (1949), Thixotropic and allied phenomena in geological deposits. *Proc. Liverpool Geol. Soc.* vol. 20.
3. Dżułyński St. i Radomski A. (1955), Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawieszinowych. (Origin of groove casts in the light of turbidity currents hypothesis. *Acta Geol. Pol.* vol. 5.
4. Gawęł A. (1950), O procesach sylifikacji w karpackich utworach fliszowych (La silification dans le Flysch Carpathique), *Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, vol. 20.
5. Heezen B. C. & Ewing M. (1955), Orleansville earthquake and turbidity currents. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 39.
6. Jaskólski St. (1931), Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa. (Contribution to the geology and petrography of the Carpathian Flysch in the vicinity of Rymanów), *Spraw. P. I. Geol. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, vol. 6.
7. Jüngst H. (1934), Zur geologischen Bedeutung der Sunärese. *Geol. Rundschau*, B. 25.

8. Kimura Haruhiko (1955), A fundamental study of sedimentation (part 5) — Sediments produced by vortex. *Journ. Soc. Geol. of Japan*, vol. 61, No 714.
9. Książkiewicz M. (1952), Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fli-szu karpackim. (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch), *Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, vol. 22.
10. Kuenen Ph. H. (1952), Estimated size of the Grand Bank turbidity current. *Amar. Journ. Sci.*, vol. 250.
11. Kuenen Ph. H. (1953), Graded bedding with observations on lower paleozoic rocks of Britains. *Ver. Kon. Ned. Ak. Wett. Amsterdam*, vol. 20.
12. Kuenen Ph. H. & Menard H. W. (1952), Turbidity currents, graded and non graded deposits. *Journ. Sed. Petrology*, vol. 22, no 2.
13. Mielenz R. C. & King M. E. (1955), Physical-chemical properties and engineering performance of clay. *California Div. Min., Bull.* 169.
14. Oberc A. (1947), Statigraphie des Couches de Krosno en vertu des minéraux lourds. *Acad. Pol. Sci. C. R. mens. Cl. sc. math. et nat.* nr 4/6.
15. Świdziński H. (1930), Badania geologiczne w okolicach Rymanowa (Recherches géologiques dans les environs de Rymanów, Karpathes), *Spraw. P. I. Geol. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, vol. 5.
16. Świdziński H., Wdowiarz J. (1951), Przewodnik do wycieczki XXIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Karpatach Krośnieńskich. *Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, vol. 21.

## SUMMARY

Abstract: This paper deals with the isolated sandstone balls found in the Eocene silts of the Carpathian Flysch. According to the proposed hypothesis these bodies were produced by vortices developed in mud-flows.

Geologists working in the Carpathian Flysch are familiar with the peculiar sandstone balls occurring in the Upper Eocene silts of the Middle Carpathians. They are generally small elongated bodies imbedded in silts or sandy shales of the „Passage beds“ between the Menilite (Upper Eocene) and Krosno (Upper Eocene-Oligocene), beds.

It has been thought that these isolated sandstone bodies are either concretions or pebbles.

They should not be considered concretions „sensu stricto“ since they are composed of closely packed angular grains of detritical quartz. The clusters of these grains are enclosed in a silt which shows much less sand than the balls in question. It is not intended however to be implied that their siliceous or even pyrite cement is not concretionary.

Neither is the term „pebbles“ applicable, because many of them show rough, irregular surfaces and shapes (Pl X, fig. 1, Pl. XII, fig. 1).

Since the longer axes of these bodies are generally perpendicular or steeply inclined to bedding planes, the bodies discussed should not be identified with sand-balls or mud-balls owing their origin to slumping of sediments.

The present writers suggest that the balls in question were produced by vortices developed in dense turbidity currents or mud-flows. According to the proposed explanation of their origin the term „sandstone whirl-balls“ will be used in this paper.

## MODE OF OCCURRENCE OF THE SANDSTONE WHIRL-BALLS

Our considerations will be restricted to the outcrops of Passage beds exposed in the Wisłok valley near the Besko in the vicinity of Krosno. It should however be emphasized, that the mode of occurrence and the structure of the whirl-balls found in other outcrops of Passage beds are similar.

The Passage beds in the discussed cross-section are black shales and silts containing thick-bedded sandstones which show often slump structures with contorted and displaced lenses of dolomitic siderites. The beds showing no slump structures are somewhat less common. These beds owe their origin to the turbidity currents<sup>1</sup>.

The direction of slide movements and that of current marks or groove casts, displayed on the bottom of sandstone layers implies that the source for sediments probably lay to the West with respect to the present position of the Passage beds.

The sediments were laid down in a restricted and poorly ventilated basin, deprived of oxygen and causing the favorable condition for formation of black-shales.

The balls in question are imbedded in silts (3 m thick) which pass downwards into reddish sandstone (fig. 1). The sandstone shows a slight graded bedding which may be detected by microscope only.

The passage from silt to sandstone is not sharply marked and rather gradual. The distinct change of lithological properties is confined to 30 cm „transition zone“. We should return once more to the significance of this zone for the suggested mode of origin of the sandstone whirl-balls.

The lower surface of the discussed sandstone displays many smoothed irregularities and poorly developed current marks. The basal part of the sandstone is very compact and fractured parallelly to bedding (fig. 1). Quartz grains in this part range in dimensions from 0,014 to 0,25 mm. The mean diameter is 0,05 mm. The grains are cemented by calcite, clayey substance and occasionally by silica.

The middle part of the sandstone is rather poorly cemented and friable. It is due to the increase of clayey substance in the matrix and leaching off the calcite.

Quartz grains are fairly well sorted. Their diameter range from 0,014 to 0,10 mm. The mean diameter is 0,04 mm. The lumps and patches of clayey substance spread in the middle and upper part of the bed are arranged in somewhat fluidal pattern. The fractures parallel to bedding are no more visible but there are very remarkable fractures of unknown origin (Pl. XI, fig. 1).

The size of the grains in the upper part of the layer discussed and in the previously mentioned „transition zone“ is confined to a close range from about 0,014 to 0,07 mm. The mean diameter is 0,03 mm. As was noted previously the amount of clay in this zone increases rapidly and the sandstone passes into the typical silt.

---

<sup>1</sup> Most of the beds showing slump structures probably were deposited previously by turbidity currents, but after deposition the sediments were set to move as submarine slumpings.

Thin slides of this silt show fine isolated grains of quartz and glauconite scattered in the brown matrix of the clay matter. There are also small clusters of fine sand scattered at random in the silt.

The amount of sand the size of grains decrease gradually upwards. These grains are however still visible up to the 2,3 m above the mentioned „Transition zone“.

Changes in the amount of sand may be readily determined by colour of silt. The lower part of it is distinctly reddish, the middle show gray or brown colours and ca 2 m above the „transition zone“ the sand grains are very scanty and the shales are black. It may be noted that the red colour is probably due to the oxidation of the iron sulphide which is a common constituent of shales and sandstones in the Passage beds.

#### DESCRIPTION OF THE SANDSTONE WHIRL-BALLS

The whirl-balls may be of various shapes. Some are spindle-like or tubular, some are ellipsoidal or spherical. Nevertheless they all show circular or slightly ovoidal shape when seen in cross sections perpendicular to their longer axis (Pl. X, fig. 1, 2, Pl. XI, fig. 2, Pl. XII, fig. 1, 2).

It is evident that all these bodies may be formed by the rotation of a given mass of sand around the rotation axis. Generally this axis is not a straight line but it may be curved.

The inclined axes of the sand-balls found in the cross-section of Besko are tilted westwards i. e. in the direction where the turbidity currents and slides came from.

The whirl-balls range in dimensions from 1 cm to several decimeters. The largest hitherto found exemplar was ca 80 cm long.

It should however be emphasized that the whirl-balls situated well above the „transition zone“ are usually much smaller than those near it. Nevertheless it does not exclude that the small balls are frequently found in the lower parts of the exposed silts.

The present shapes of the whirl-balls are somewhat flattened. This appears to be due to the compaction of sediments. Deformations caused by compaction are moreover clearly visible on the surfaces of the balls.

These balls are usually sharply defined from the enclosing rock owing to the differences between the material of the balls and that of the enclosing silt. Only the whirl-balls found in the transition zone have somewhat less sharply defined outer surfaces. The differences between the balls and the enclosing rock are in this zone smaller than above it.

The whirl-balls are composed of fine sand particles of dimensions ranging between 0,03 and 0,04 mm. Quartz grains are well sorted and extremely close packed. The chief cementing material is silica. There is usually some amount of pyrite of secondary origin. The balls in question have also comparatively more glauconite than the enclosing silt.

Since silica is often their chief cement, the whirl-balls may accumulate as residual debris and gravels when the enclosing silts are washed out by differential weathering.

The cementing of some unweathered balls is in some cases so strong that fractures may occur across the lamination visible in polished sections (see below).

In many cases the sandstone whirl-balls when seen in cross section along their longer axis show successive laminae of clay matter. These laminae form usually the surfaces of discontinuity slightly concave upwards.

Quartz grains if elongated may show also some orientation. They are lying approximately parallel to the surfaces in question, having at the same time their longer axes in the plane which passes through the main axis of the ball.

If this main axis is perpendicular to bedding it is also the axis of symmetry for the concave surfaces. This is not the case when the main axis of the ball is oblique to bedding planes. The deviation may possibly be attributed to later deformation, i. e., tilting during the compaction of sediments.

The surfaces of discontinuity are probably the primary features of the whirl-balls. During diagenesis hydrogen sulphide ( $H_2S$ ) in solutions penetrated inwards along the surfaces discussed and crystallized as pyrite (fig. 2).

Weathered balls break always into fragments along the described surfaces of discontinuity.

#### THE SEDIMENTS PRODUCED BY VORTEX MOTION

According to the proposed hypothesis the balls in question are produced by vortical motion. We shall now discuss some problems connected with sediments produced by vortical motion.

It is well known that the vortical motion develops the suction. If the centrifugal force is greater in the upper part of the vortex heavy particles may be raised along its axis.

The swarms of raised particles tend to concentrate into rotating clusters which frequently show shapes similar to the shapes of the balls discussed.

Although vortices are very common types of movements in water, turbidity currents, mud-flows etc., there is still very little known about the sediments produced by such movements<sup>1</sup>.

Detailed study of actual sediments produced by vortex was recently published by H. Kimura (1955)<sup>2</sup>.

The mentioned author estimated experimentally angular velocities necessary to raise the particles of various specific weight and dimen-

---

<sup>1</sup> The vortical motion in turbidity currents is closely connected with turbulent flow. The significance of turbulent flow for the sedimentation was clearly recognized and appreciated by many authors (Ph. Kuenen and H. Menard 1952 and others). It is also known that whirl-pools play an important role in the development of many hieroglyphs e.g. current marks.

<sup>2</sup> The paper of H. Kimura is unfortunately published in Japanese with only a short English abstract. The present writers are much indebted to Dr. Haruhiko Kimura for sending them explanations in English of figures and diagrams published in this paper.



sions along the vortex axis. The sections made by H. Kimura through sediments produced by these artificial vortices show sorted material forming heaps and tubular structures. Some sedimentary structures developed as heaps of sorted coarse material or „fossil enclosures“ (Ijiri and Fuita)<sup>1</sup> from Tertiary and Quarternary strata of Japan were considered by H. Kimura (1955) as sediments produced by vortices.

It should be noted however that all these structures produced artificially or found in natural conditions are formed by settling down of raised particles after the vortical movement ceased. They do not represent preserved vortex structures in suspension. The present writers observed similar heaps of coarse material in the Krosno Beds. These structures also may be attributed to the vortices in turbidity currents.

#### SUGGESTED MODE OF ORIGIN OF THE SANDSTONE WHIRL-BALLS

Since the whirl-balls discussed are believed to be produced by vortices developed in mud-flows some general remarks should be advanced about the conditions governing the deposition of sandstone and silt layers in which these balls occur.

The layers in question were probably deposited by dense turbidity currents and subaqueous mud-flows. Possibly the sandstone bed as well as silt were laid down by the same turbidity-current which in its late stage was transformed into a mud-flow. An alternative explanation is that the turbidity current which carried and deposited sand, triggered off another current or mud-flow immediately following the first one. In either cases the conditions preceding the deposition of silt were similar, that is, the mud-flow or dense turbidity current loaded with clay flowing across the bottom just lately covered by fine-grained sands.

It is important to bear in mind that this second current or mud-flow mingled with sand deposited immediately before and that the grains were set in motion once more, or they were not yet settled thoroughly. This accounts for the previously described „transition zone“ and for the lack of a well defined borders between the sandstone bed and the covering silt.

In such conditions even comparatively slow vortical motion might be able to raise grains of sand (particularly as they were very fine) and concentrate them along vortical axes. There were, however, another agents which facilitated the lifting of grains. It should be noted that the difference in weight between these grains and that of water loaded with mud was much smaller than would be in the case of pure water and sand. As we shall see this explanation accounts for the preservation of vortical sediments suspended in silts.

It has been stated that the grains lifted from the floor tend to produce rotating clusters of tubular or spindle-like shape.

We have now come to the point when the question should be answered why the suspended clusters did not settle down when the mud flow ceased.

---

<sup>1</sup> After H. Kimura 1955.

It is evident that such structures can be preserved neither in atmosphere nor in water.

The favorable conditions for preservation of suspended vortical structures may, however, exist in mud-flow or very dense turbidity currents heavily loaded with clay since they represent moving colloidal systems.

It has been determined that syneresis — i. e. a spontaneous separation of initially homogenous colloidal system in two phases is in some times almost instantenous. This is followed by a very rapid cessation of motion. It should be noted that the addition of fine sand to the colloidal clay material increses the syneresis which according to R. G. Mielenz and M. B. King (1955) attains the maximum with 30% of sand and after H. J ü n g s t (1934) with 20% of sand (by wight).

The examination of silts containing whirl-balls leads to the conclusion that they contain somewhat less than 30% by weight of sand particles which favored a rapid syneresis.

As the instanteous syneresis may be accelerated by agitation trough development of gels from dense geloids settled by gravity or centrifuging (Heller 1937)<sup>1</sup> the vortices might have played an important role in the syneresis of the silt discussed.

If the suggested hypothesis should be accepted it must account for many peculiarities observed in outcrops containing the balls in question. We shall now discuss some characterist features of balls and their occurences from this point of view.

It has been stated that the axes of the whirl-balls dip towards the direction of translational movement of the mudflow. As was pointed by Ph. K u e n e n (1953) the bottom part of turbidity current moves more rapidly than the upper one. In such conditions the rotating elongated clusters of sand concentrated in the central parts of vortices should be tilted as the lower part of the vortex moves more rapidly than the upper one.

Another charakteristic feature of sand balls in question is their — extremly close packing.

It is known that the medium in which vortices develope must be rarified along the vortical axis. If this medium consists of colloidal clay and water system. The clay particles should be removed from the central part of the vortex and the raised quartz grains are suspended in medium consisting largely of water. During the syneresis the sand clusters are compressed and the grains must been packed together.

The proposed hypothesis accounts also for concentration of larger balls in the lower part of the silt and for the slight grading of grains in various balls at different levels.

The particles in the central part of the vortex move along the planes roughly perpendicular to the axis of vortex. This explains the arrangement of elongated grains and perhaps accounts for the existence of planes of discontinuity.

There is a „transition zone“ at the bottom of most silt layers with embledded whirl-balls. This zone shows sometimes irregular structures

---

<sup>1</sup> After R. G. Mielenz and M. B. King 1955.

which may be compared to the „heaps“ described by H. Kimura (1955).

In few cases silts with embedded whirl-balls lay on a washed out and well defined surface of a sandstone. The whirl-balls in such silts were small and the tubular forms among them less common than in the outcrops showing a „transition zone“. Probably the small balls in question were not developed directly from the washed out sands below the silt. It is suggested that they originated in other places where the conditions have been similar to that of Besko section. The rotating clusters were afterwards carried away from their „birth places“ by translational motion of the mud-flow. The distance between the „birth place“ of — the clusters and the place of their deposition was certainly very short. During this course the clusters have lost some sand by dispersion what accounts for their smaller dimensions.

The sandstone whirl-balls such as are described in this paper although widely distributed are practically confined to a single stratigraphical unit — the Passage beds. Up to the present they have not been reported from other beds.

Such restricted occurrence should be explained. The mudflows which involved such favorable conditions were certainly rare in the geological history of the Carpathian geosyncline. This may be proved by the remarkable rarity of silts which are similar in every respect to those of the Passage beds in the section of Besko.

During the late Eocen the sedimentary conditions prevailing over the vast areas of the Carpathian geosyncline were certainly exceptional. The bottom was covered by enormous quantity of fine black mud which accumulated during the Menilite sedimentation. Occasionally this bottom was covered by fine-grained sands carried over great distances by turbidity currents of low density.

The orogenic movements which took place at the end of Menilite sedimentation were followed by differential uplift of the bottom. Large mud-flows produced by sliding of unconsolidated muds must have flown down the slopes of raising geanticlinal belts. The slopes were shortly afterwards deprived of the cover of unconsolidated muds. They have been still the source for sediments of the Krosno beds but slides and turbidity currents involved more consolidated muds and carried mostly sand material (which consolidates less rapidly than muds). Consequently the mud-flows grew smaller and ceased. The new conditions which prevailed during the sedimentation of the Krosno beds were unfavorable for the preservation of vortical structures.

Laboratory of Geology and Stratigraphy,  
Polish Academy of Science, Cracow  
Geological Department, Jagiellonian  
University of Cracow  
Geological Institute, Carpathian Station,  
Cracow.

OBJAŚNIENIA TABLIC X—XII  
EXPLANATION OF PLATES X—XII

Tablica X  
Plate X

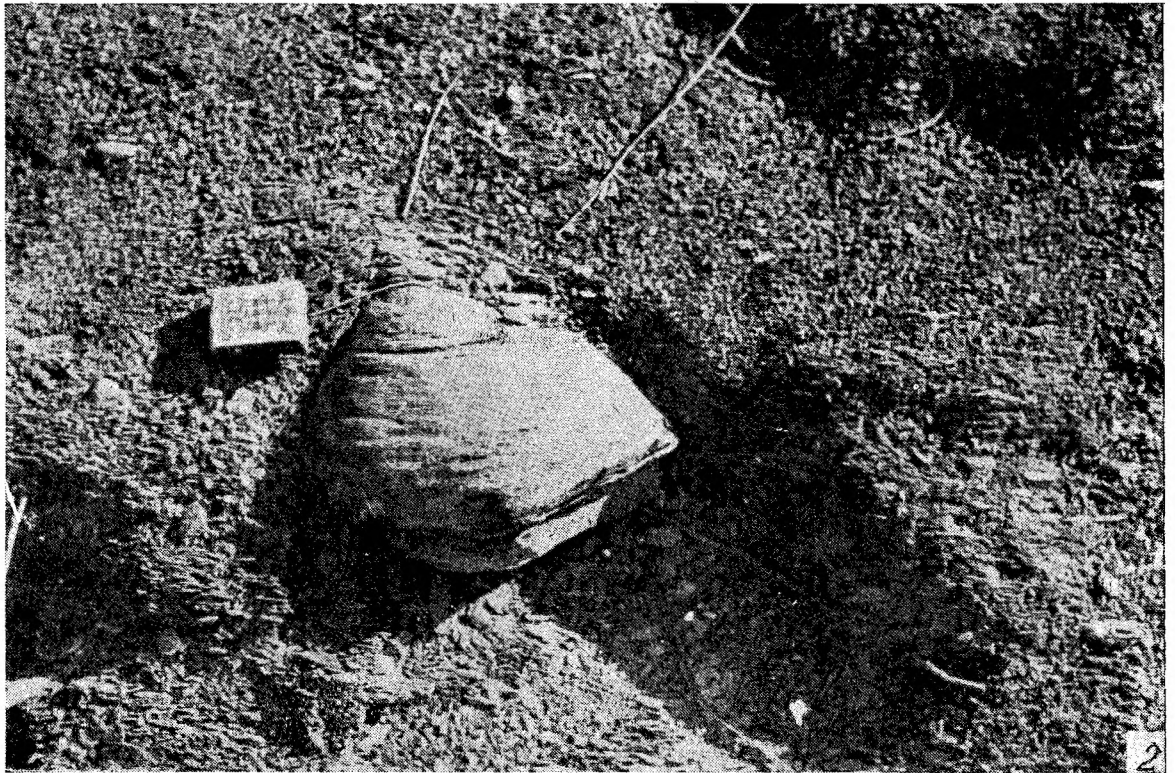
- Fig. 1. Wydłużone wirowce w spiaszczonych łupkach z warstw przejściowych między warstwami menilitowymi a krośnieńskimi, Besko  
Fig. 1. The sandstone whirl-balls of tubular shape imbedded in the Upper Eocene silt. Besko  
Fig. 2. Wirowiec o kształcie elipsoidalnym. Warstwy przejściowe, Besko  
Fig. 2. The sandstone whirl-ball of ellipsoidal shape. Upper Eocene. Besko

Tablica XI  
Plate XI

- Fig. 1. Charakterystyczne spękania w ławicy piaskowcowej. Warstwy przejściowe. Besko  
Fig. 1. The sandstone layer with overlying silts. Note the characteristic fractures of the sandstone. Upper Eocene. Besko  
Fig. 2. Górna część ławicy piaskowcowej („strefa przejściowa“). Poniżej ołówka widoczna jest wydłużona struktura wirowa  
Fig. 2. The upper part of sandstone layer („transition zone“). Below the pencil a fractured vortex structure

Tablica XII  
Plate XII

- Fig. 1 i 2. Wirowiec o skomplikowanej strukturze w dolnej partii ławicy łupkowej. Warstwy przejściowe, Besko  
Fig. 1 and 2. The composite sandstone whirl-ball exposed in the lower part of the silt layer. Upper Eocene, Besko  
Fig. 3. Obraz mikroskopowy płytki cienkiej z zapiaszczonego łupku  
Fig. 3. Thin slide of the silt courtaining the whirl-balls  
Fig. 4. Obraz mikroskopowy płytki cienkiej z wirowca. Widoczne ciemne punkty są kryształkami pirytu i ziarnami glaukonitu  
Fig. 4. Thin slide of the sandstone whirl-ball. The dark patches are the crystals of pyrite and the grains of glaukonite

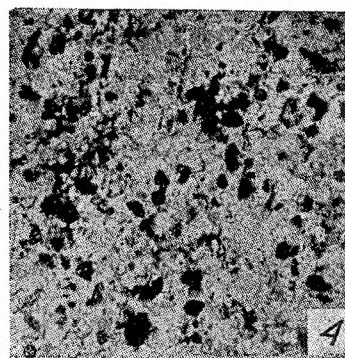
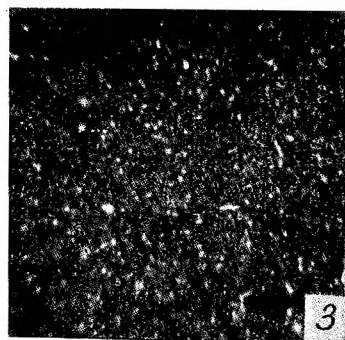
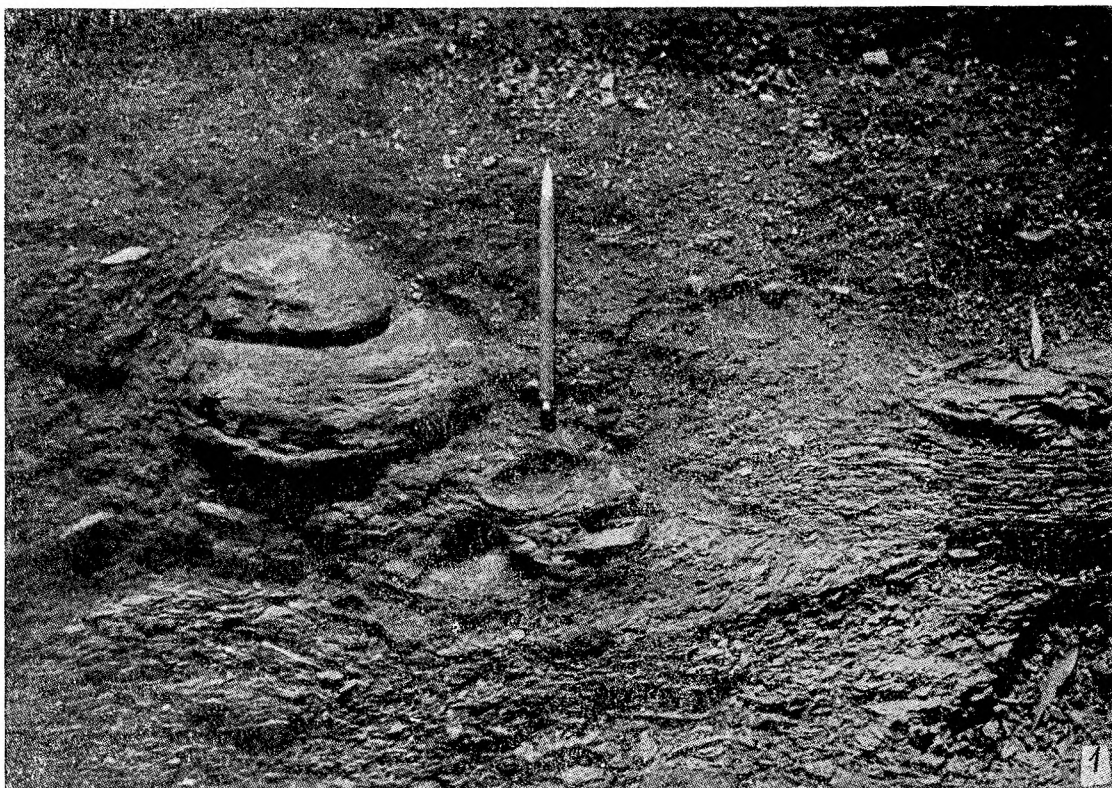


*St. Dżułyński, A. Radomski i A. Ślącza*





St. Dżułyński, A. Radomski i A. Ślącza



*St. Dżułyński, A. Radomski i A. Ślączka*