

JÓZEF KAŹMIERCZAK I ANDRZEJ PSZCZOŁKOWSKI

Nieciągłości sedymentacyjne w dolnym kimerydzie południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich

STRESZCZENIE: W pracy przedstawiono wyniki badań nad powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych występującymi w osadach węglanowych dolnego kimerydu pomiędzy Chmielnikiem a Olesznem. Na podstawie analizy faunistycznej i litologicznej wyróżniono „miękkie” i „twarde” powierzchnie nieciągłości określające różne etapy twardnienia osadu w okresie zwolnienia depozycji. Zebrane fakty wskazują na ekstremalnie płytkomorskie środowisko powstawania rozważanych powierzchni nieciągłości.

WSTĘP

Z problematyką przerw sedymentacyjnych w górnej jurze południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich autorzy zetknęli się w czasie wykonywania prac magisterskich w latach 1962—1963. Materiał terenowy zebrany został ostatnio przez drugiego z autorów w czasie badań nad wykształceniem facjalnym osadów malmu z możliwością wykorzystania w tych badaniach zdjęć lotniczych.

Powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych zostały stwierdzone w obrębie utworów zaliczonych do dolnego kimerydu (Kutek 1968), na obszarze pomiędzy Chmielnikiem a Olesznem (fig. 1).

Powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych, przedstawione na uproszczonym profilu zbiorczym (fig. 2), występują w obrębie osadów wapiennych i marglistych, o sumarycznej miąższości około 160 metrów. W najniższej części omawianego profilu przerwy w sedymentacji stwierdzone zostały w warstwach przedzielających dwa kompleksy wapieni kredowatych, w najwyższej zaś — pod kompleksem muszlowców z *Alectryonia* i *Exogyra*. Szczegółowe dane o litologii rozważanych kompleksów znajdują się w pracach H. Świdzińskiego (1931, 1962), C. Peszata (1964) i J. Kutka (1968).

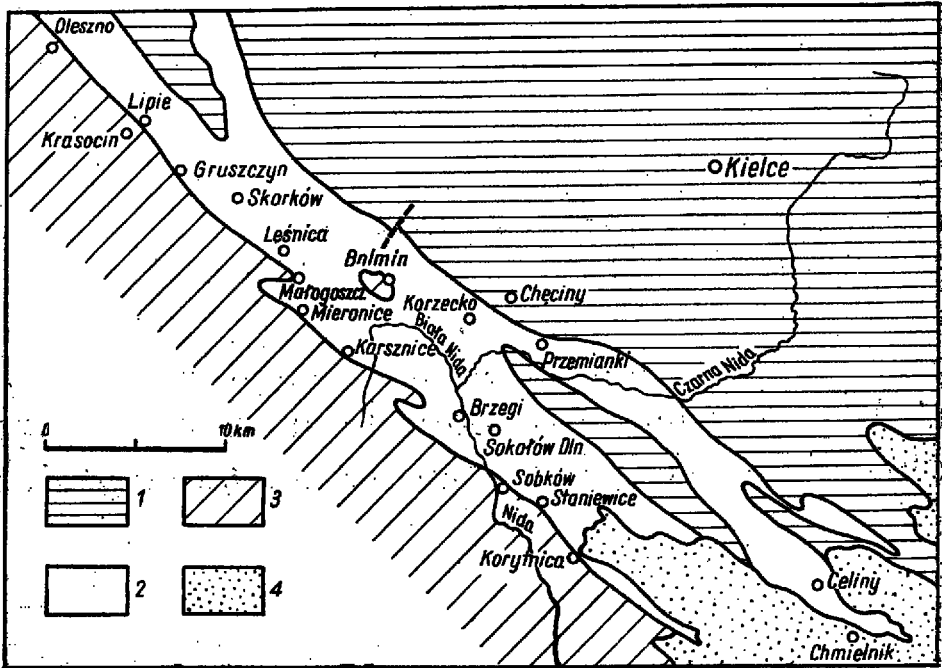


Fig. 1

Mapa lokalizacyjna (wykonana na podstawie mapy geologicznej w skali 1 : 300 000 J. Samsonowicza)

1 utwory starsze od jury górnej, 2 jura górna, 3 kreda, 4 miocen

Sketch map (based on the map by J. Samsonowicz)

1 deposits older than Upper Jurassic, 2 Upper Jurassic, 3 Cretaceous, 4 Miocene

Problematyka przerw sedimentacyjnych w osadach węglanowych, ze szczególnym uwzględnieniem powierzchni typu „twardego dna”, dopiero w ostatnich latach doczekała się dokładniejszych opracowań (Pożaryska 1952, Voigt 1959, Hecker 1960, Jaanusson 1961). Starsze prace dotyczące tego zagadnienia (m. in. Klüpfel 1917, Heim 1924, Bigot 1940) z reguły ograniczały się tylko do opisu powierzchni nieciągłości sedimentacyjnych z podaniem ich występowania stratygraficznego.

W literaturze polskiej dotyczącej górnej jury istniały do niedawna jedynie wzmianki o występowaniu powierzchni nieciągłości o charakterze twardego dna (Pożaryska & Pożaryski 1953, Dembowska 1957, Wilczyński 1962, Kutek 1962b, Kutek & Radwański 1965, E. Roniewicz 1966). Dopiero ostatnio ukazały się prace omawiające dokładniej niektóre po-

wierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych, a mianowicie u podstawy wapienia onkolitowego w Celinach (Kutek & Radwański 1967) oraz w obrębie wapieni pelitowych w Bukowej k. Skorkowa (P. Roniewicz 1967).

Autorzy dziękują serdecznie Prof. Dr Z. Kielan-Jaworowskiej i Prof. K. Guzikowi za życzliwe zainteresowanie wykonanymi badaniami oraz uwagi dotyczące tekstu pracy, zaś Prof. Dr K. Pożaryskiej i Doc. Dr Z. Kottańskiemu za konsultację w zakresie poruszonych problemów. Dr J. Kutkowi i Dr A. Radwańskiemu autorzy składają gorące podziękowanie za owocną dyskusję o problematyce sedymentologicznej niniejszego opracowania oraz informacje dotyczące stratygrafii jury badanego obszaru.

CHARAKTERYSTYKA POWIERZCHNI NIECIĄGŁOŚCI SEDYMENTACYJNYCH

Nieciągłości sedymentacyjne zaznaczone są wystąpieniami powierzchni o specyficznych cechach faunistycznych i morfologicznych odróżniających je od zwykłych powierzchni uławiczenia i warstwowania.

Przy określaniu charakteru powierzchni nieciągłości autorzy posługiwali się kryteriami głównie faunistycznymi, a także litologicznymi i morfologicznymi.

Autorzy rezygnują z opisu kolejnych powierzchni nieciągłości i koncentrują się na zilustrowaniu najbardziej charakterystycznych przykładów. Pełny materiał analityczny, ze szczególnym uwzględnieniem kartograficznej korelacji powierzchni nieciągłości, zostanie przedstawiony w oddzielnej pracy drugiego z autorów, dotyczącej litofacji kimerydu na omawianym obszarze.

Rozmieszczenie przestrzenne powierzchni nieciągłości

Na badanym terenie stwierdzono kilka zasadniczych powierzchni nieciągłości w sedymentacji, które obserwować można było na większym obszarze, chociaż, ze względu na nierównomierne rozmieszczenie odsłoneń, nie zawsze w sposób ciągły. Powierzchnię nieciągłości na granicy kompleksów 8 i 9 (patrz fig. 2) obserwowano na przestrzeni około 28 km, między kompleksami 9 i 10 — ponad 57 km. W stropie kompleksu 13 powierzchnia nieciągłości została stwierdzona na odcinku około 50 km. Mniej stałe, jak się zdaje, są powierzchnie występujące w obrębie kompleksu 2, w kompleksie 4 i na granicy kompleksów 6 i 7, chociaż także można je obserwować na odcinkach od kilku do kilkunastu kilometrów. Obecne są też powierzchnie efemeryczne, ograniczone do niedużych obszarów, a występujące w profilu najczęściej w bezpośredniej bliskości powierzchni nieciągłości o bardziej stałym charakterze.

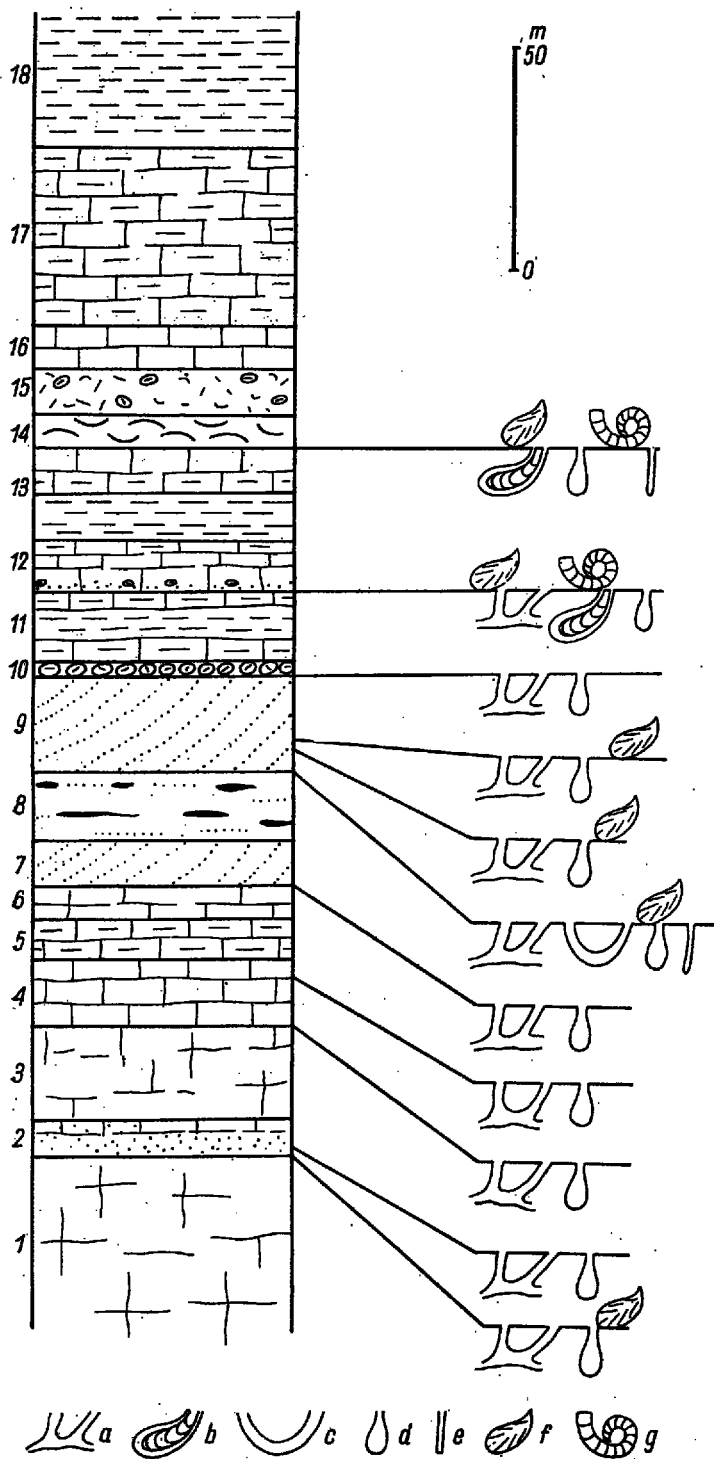


Fig. 2

Korelacja powierzchni stwierdzonych w poszczególnych odsłonięciach jest stosunkowo prosta w przypadku ich występowania na granicy kompleksów o wyraźnie różnej litologii. Pewne trudności, z powodu braku dobrych odsłoneń, istniały przy odnajdowaniu tych samych powierzchni na większych obszarach w obrębie kompleksów 2, 4, 9 i 12. Dodatkową, aczkolwiek nie mniej istotną komplikację stanowią tu zmiany facjalne, jednak i w tych przypadkach korelacja powierzchni nieciągłości jest na ogół możliwa.

Fig. 2

Uproszczony profil zbiorczy dolnego kimerydu między Chmielnikiem i Olesznem, ilustrujący rozmieszczenie powierzchni nieciągłości wraz z towarzyszącą im fauną. Lokalizacja fauny została ujęta zbiorczo; na tej samej powierzchni nieciągłości miejscami występować mogą zespoły struktur organicznych tylko „miękkiego lub tylko „twardego” dna (por. fig. 6)

1 wapień kredowate, 2 wapień pelitowe, oolitowe i organodetrytyczne, 3 wapień kredowate, 4 wapień pelitowe, miejscami detrytyczno-oolitowe, 5 wapień margliste i margle, 6 wapień pelitowe, 7 wapień oolitowe skośnie warstwowane, 8 wapień pasiaste z krzemieniami, 9 wapień oolitowe i oolitowo-detrytyczne, skośnie warstwowane, 10 wapień onkolitowy, 11 wapień margliste i ły, 12 wapień pelitowe, niekiedy z onkolitami i ooidami, 13 ły i wapień margliste, 14 muszlowiec z *Alectryonia*, 15 wapień organodetrytyczne z onkolitami i muszlowce z *Exogyra*, 16 wapień pelitowe, 17 wapień margliste i margle, 18 ły. a kanały typu *Thalassinoides*, b kanały typu *Rhizocorallium*, c kanały typu *Arenicolites*, d wydrążenia małżów, e kanały typu *Trypanites*, f ostrygi narastające, g serpule; (a, b, c struktury organiczne „miękkiego dna”; d, e, f struktury organiczne „twardego dna”)

Synthetic profile of the Lower Kimmeridgian between Chmielnik and Oleszno showing the distribution of discontinuity surfaces and their fauna. The localisation of fauna is synthetic i.e. on the same discontinuity surface there may locally occur communities either only of the „soft” or only the „hard” bottom type (comp. fig. 6)

1 chalky limestones, 2 pelitic limestones, oolitic and organodetrital, 3 chalky limestones, 4 pelitic limestones, locally detrital and oolitic, 5 marly limestones and marls, 6 pelitic limestones, 7 oolitic cross-bedded limestones, 8 banded limestones with flints, 9 cross-bedded, oolitic and oolitic-detrital limestones, 10 onkolitic limestone, 11 marly limestones and clays, 12 pelitic limestones, occasionally with onkolites and ooids, 13 clays and marly limestones, 14 lumachelle with *Alectryonia*, 15 organodetrital limestones with onkolites, and lumachelles with *Exogyra*, 16 pelitic limestones, 17 marly limestones and marls, 18 clays. a burrows of the *Thalassinoides* type, b burrows of the *Rhizocorallium* type, c burrows of the *Arenicolites* type, d borings of pelecypods, e borings of the *Trypanites* type, f encrusting oysters, g serpulids; (a, b, c, organic structures of the „soft bottom”; d, e, f organic structures of the „hard bottom”)

Przyjęte zasady podziału powierzchni nieciągłości

Na podstawie przeprowadzonych badań wyróżniono dwa zasadnicze typy powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej. Pierwszy — o charakterze „miękkiego dna”, z kanałami organizmów ryjących, oraz drugi — o charakterze „twardego dna”, najczęściej z fauną drążącą i narastającą. Wspólnymi cechami tych powierzchni są: ostry kontakt z osadem występującym bezpośrednio powyżej, wyraźne ślady erozji a często także nagła zmiana charakteru osadu wskazującego na sedymentację w bardzo ruchliwym środowisku wodnym. Związku genetycznego między wymienionymi typami powierzchni dowodzą wzajemne ich zastępowanie się oboczne w obrębie tej samej nieciągłości sedymentacyjnej oraz rozpatrzona dalej sukcesja faunistyczna. Terminy „miękkie” i „twarde dno” autorzy stosują w cudzysłowie z powodu niemożności określenia bezwzględnego stopnia konsolidacji osadu w okresie braku depozycji.

Powierzchnie nieciągłości typu „miękkiego dna”

Cechy faunistyczne

Powierzchnie nieciągłości typu „miękkiego dna” charakteryzują się obecnością licznych kanałów organizmów ryjących. Wśród kanałów tych stwierdzono następujące formy: *Thalassinoides* Ehrenberg, *Rhizocorallium* Zenker i *Arenicolites* Salter.

Kanały typu Thalassinoides Ehrenberg (pl. II, fig. 3 i 4). — Kanały tego typu tworzą zwykle większe systemy. Ścianki kanałów są ornamentowane delikatnymi prążkami i bruzdkami ułożonymi mniej więcej równolegle do osi kanału. W przekroju poprzecznym kanały posiadają zarys owalny lub okrągły, a ich średnica nie przekracza 3 cm. Na głębokości kilku centymetrów pod powierzchnią nieciągłości kanały rozgałęziają się dychotomicznie, rzadziej trójdzielnie w płaszczyźnie poziomej. W miejscach rozgałęzień średnica kanału jest znacznie powiększona i powstają wyraźne węzły (pl. II, fig. 4). Ślepe końce kanałów są również poszerzone i mają kształt butelkowaty. Kanały rozmieszczone są zazwyczaj w obrębie osadu piętrowo. Poszczególne piętra połączone są krótkimi odcinkami pionowymi, zazwyczaj cieńszymi od szerokich, spłaszczonych odcinków pionowych (pl. II, fig. 3). Kanały tego typu występują do głębokości 70 cm poniżej powierzchni nieciągłości, przy czym zagęszczenie ich zmniejsza się wyraźnie w miarę oddalania się od powierzchni. Biostruktury o identycznym pokroju opisane zostały z górnej jury Pomorza Zachodniego przez J. Weigelta (1929).

Kanały typu Rhizocorallium Zenker (pl. II, fig. 1 i 2). — Kanały tego typu posiadają bardzo charakterystyczny U-kształtny zarys i ścianki ornamentowane wąskimi, dłuższymi lub krótszymi rowkami i grzbiecikami (pl. II, fig. 1 i 2). W części centralnej, pomiędzy ramionami kanału peryferycznego, rowki i grzbieciki wyginają się stycznie w kierunku jego wylotów. Długość kanałów wynosi od kilku do kilkunastu centymetrów. Poszczególne kanały rozmieszczone są skośnie lub prawie

poziome w stosunku do powierzchni nieciągłości (fig. 3). Opisy podobnych form, łączonych w jedną grupę ichnologiczną *Rhizocorallidae*, znajdują się m. in. w pracach W. J. Arkella (1939), A. H. Müllera (1959) i V. P. Šujskiego (1966).

Kanały typu *Arenicolites* Salter (pl. IV, fig. 3). — Kanały typu *Arenicolites* są nader rzadkie w porównaniu z opisanymi wyżej *Thalassinoides* i *Rhizocorallium*, co może wynikać z trudności związanych z obserwacją przestrzenną tych form w odsłonięciach. Kanały te są U-kształtne, o szeroko rozwartych ramionach; odległość między wylotami kanału rzędu 20 cm, głębokość kanału około 10 cm. Wyloty kanału są lekko poszerzone. W przekroju poprzecznym kanał jest okrągły lub owalny, o średnicy 1,5–2 cm; ścianki posiada gładkie. Ogólnym pokrojem kanały tego typu podobne są do opisanych m. in. z górnej jury południowych Niemiec (Rieth 1931, fide Mägdefrau 1932).

Cechy litologiczne i morfologiczne

Powierzchnie nieciągłości typu „miękkiego dna” obserwowane były najczęściej w stropie wapieni pelitowych lub marglistych, rzadko oolitycznych i detrytycznych. Granica z osadem występującym bezpośrednio

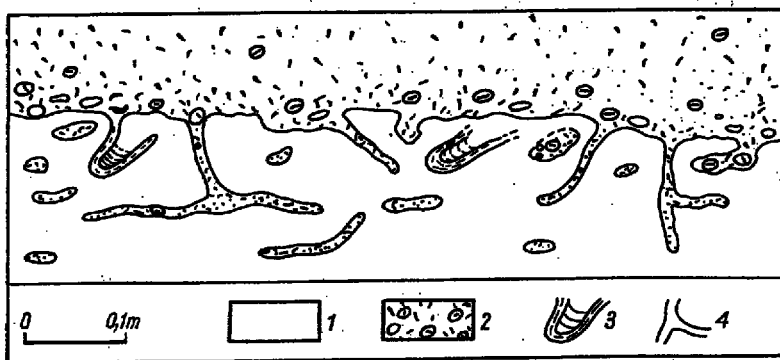


Fig. 3

Powierzchnia nieciągłości typu „miękkiego dna” na kontakcie wapienia marglistego z wapieniem detrytyczno-onkolitowym (kompleks 12, Sobków); widoczna nierówna powierzchnia stropowa wapienia marglistego z poszerzonymi erozyjnie wylotami kanałów organizmów ryjących

1 wapień marglisty, 2 wapień detrytyczno-onkolitowy, 3 kanały typu *Rhizocorallium*, 4 kanały typu *Thalassinoides*

Discontinuity surface of the „soft bottom” type on the contact of the marly limestone with the detrital-onkolitic limestone (set 12, Sobków) showing the uneven top surface of the marly limestone with canal outlets of burrowing animals erosionally modified

1 marly limestone, 2 detrital onkolitic limestone, 3 burrows of the *Rhizocorallium* type, 4 burrows of the *Thalassinoides* type

ponad powierzchnią jest zawsze ostra. Niekiedy ponad „miękkim dnem” występują w osadzie fragmenty pelitowe o charakterze intraklastów pochodzące z erozji dna. Fakt, iż niektóre intraklasty są obtoczone, wskazuje, że nie był to całkiem miękki muł, lecz osad już częściowo skonsolidowany. Wszystkie powierzchnie nieciągłości tego typu wykazują wyraźnie zróżnicowany relief pochodzenia erozyjnego.

Przykłady

Typowy przykład powierzchni nieciągłości o charakterze „miękkiego dna” występuje w stropie wapienia marglistego w obrębie kompleksu 12 (fig. 3) na wschód od Sobkowa. Powierzchnia stropowa wapienia marglistego jest nierówna, z zagłębieniami i kieszeniami powstałymi w wyniku erozyjnego poszerzania wylotów kanałów *Rhizocorallium* i *Thalassinoides*. Kanały te wnikają do 15 cm poniżej tej powierzchni i wypełnione są osadem detrytyczno-onkolitowym z domieszką materiału pelitowego oraz miękkich intraklastów pochodzących z erozji dna.

Powierzchnia „miękkiego dna” z dobrze zachowanymi kanałami typu *Thalassinoides* występuje w obrębie kompleksu 2 na Górze Moskarzowej k. Korzecka (pl. II, fig. 3 i 4). Cechy „miękkiego dna” posiadają także powierzchnie nieciągłości między kompleksami 6 i 7 odsłoniętymi w kamieniołomie w Sobkowie, między kompleksami 8 i 9 na północ od Małogoszcza (góra Grabki), w obrębie kompleksu 9 w Mieronicach (kamieniołom) oraz w obrębie kompleksu 2 w Gruszczynie (2 na fig. 6A).

Powierzchnie nieciągłości typu „twardego dna”

Cechy faunistyczne

Charakterystyczną cechą dla powierzchni nieciągłości typu „twardego dna” jest obecność fauny narastającej i drążącej. Do form narastających należą ostrygi (*Ostrea*, *Exogyra*) i serpule, do drążących — małże (*Gastrochaena*, *Lithophaga*, *Myopholas*) i wieloszczety (wydrążenia typu *Trypanites*).

Wydrążenia typu *Trypanites Mägdefrau* (fig. 5; pl. IV, fig. 2 i 3). — Wydrążenia w postaci wąskich kanalików o szerokości 1–2 mm, a długości do około 10 cm. Kanaliki są zwykle proste; rzadziej łukowato wygięte, o ściankach gładkich. W stosunku do powierzchni „twardego dna” usytuowane są one z zasady pionowo, czasami lekko skośnie. Zagęszczenie kanalików *Trypanites* jest miejscami znaczne, gdyż dochodzi do 60 na 1 dcm² powierzchni „twardego dna”. Morfologia kanalików wskazuje, że są one bardzo podobne do form o tej samej nazwie opisanych z wapienia muszlowego Turyni (Mägdefrau 1932, Müller 1956), od których różnią się nieco większymi rozmiarami.

Cechy litologiczne i morfologiczne

Powierzchnie nieciągłości o charakterze „twardego dna” obserwowane były w stropie wapieni marglistych, pelitowych, oolitowych, biodetrytycznych, onkolitowych; a także muszlowcowych. Morfologia omawianych powierzchni jest różnorodna; obok gładkich „twardych den” są powierzchnie o bardzo zróżnicowanej rzeźbie pochodzenia erozyjnego. Erozyjne cechy powierzchni podkreślone są obecnością ściętych, twardych elementów osadu: onkolitów, skorup małżów, koralii itp. Bezpośrednio ponad „twardym dnem” obserwować można okruchy pochodzące z niszczenia jego powierzchni, często zawierające wydrążenia skałotoczy.

Przykłady

Jako przykład powierzchni nieciągłości o charakterze „twardego dna” może posłużyć powierzchnia odsłonięta w Lipiu k. Krosocina, występująca w stropie wapienia kredowatego (kompleks 1), zakończonego wapieniem onkolitowym wyraźnie twardszym w najwyższej partii (20—30 cm). Strop wapienia onkolitowego jest gładki i posiada typowe cechy powierzchni erozyjnej, wyrażone ścięciem dużych onkolitów. Ponad powierzchnią erozyjną występuje wapień drobnodetrytyczny, wskazujący na ostrą zmianę warunków sedymentacji. Kilkaset metrów dalej, na tej samej powierzchni występują dość liczne wydrążenia małżów.

Do typowych „twardych den” należy także powierzchnia nieciągłości występująca w środkowej części kompleksu wapieni pelitowych (kompleks 4) w kamieniołomie na Krzyżowej Górze k. Małogoszcza (1 na fig. 6B). Powierzchnia ta wykazuje deniwelacje rzędu 3 cm na odcinku kilku do kilkunastu centymetrów. Bardziej wyniosłe partie powierzchni podrażone są przez małże, których z reguły nie obserwuje się w obniżeniach. Wydrążenia skałotoczy są prawie zawsze mniej lub bardziej ścięte. Cała powierzchnia impregnowana jest do głębokości około 1 mm substancją żelazistą barwy czerwono-burnatnej. Podobne cechy posiada ta sama powierzchnia odsłonięta w Leśnicy, w kamieniołomie Bukowa¹ i w przekopie kolejowym koło Gruszczyna.

Ostro zarysowany erozyjny charakter posiada powierzchnia „twardego dna” odsłonięta na kontakcie wapienia pasiastego z wapieniem oolitowym (kompleksy 8 i 9) w kamieniołomie w Mieronicach. Powierzchnia stropowa wapienia pasiastego jest wyraźnie nierówna, z szerokimi deniwelacjami dochodzącymi do 20 cm (pl. I, fig. 1). Erozyjne ukształtowanie tej powierzchni potwierdzają okruchy wapienia pasiastego, o lekko tylko

¹ Jest to jedna z powierzchni nieciągłości zanotowanych w pracy P. Roniewicz (1967).

obtoczonych krawędziach, leżące na i bezpośrednio ponad omawianą powierzchnią. Inne deniwelacje powstały w wyniku erozyjnego poszerzenia wylotów kanałów, które penetrują strefę przypowierzchniową „twardego dna” do głębokości około 70 cm. Kanały wypełnione są osadem oolitym i tworzą niezbyt regularny system złożony z odcinków poziomych i pionowych (fig. 4; pl. I, fig. 2). Morfologia kanałów wskazuje, że są nory typu *Thalassinoides* — pozostałość po miękkim etapie w rozwoju powierzchni nieciągłości. Najważniejszą cechą określającą „twardość” tej powierzchni nieciągłości są liczne wydrążenia małżów, które rozmieszczone są tutaj w sposób nierównomierny. Wydrążenia małżów występują także na niektórych fragmentach wapienia pasiastego w osadzie nad „twardym dnem” oraz w ściankach kanałów *Thalassinoides* (fig. 4).

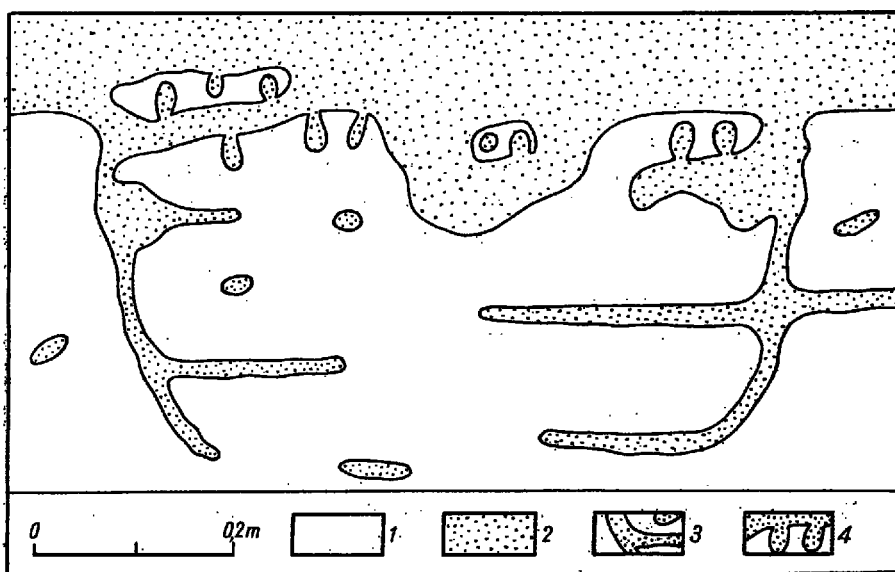


Fig. 4

„Twarde dno” na kontakcie wapienia pasiastego z wapieniem oolitym (kompleksy 8 i 9, kamieniołom w Mieronicach). Nierówności powierzchni oraz poszerzenia kanałów Decapoda zostały utworzone przez czynniki hydrodynamiczne; wydrążenia małżów w powierzchni twardego dna, w ściankach kanałów Decapoda i w fragmentach osadu wyrwanych z powierzchni są wyraźnie zabradowane.

1 wapień pasiasty, 2 wapień oolity, 3 kanały Decapoda, 4 wydrążenia małżów

„Hard bottom” on the contact of banded limestone with oolitic limestone (sets 8—9) in the Mieronice quarry, showing uneven surfaces and the modified crustacean (decapod) burrows, formed in high-energy environment. Pelecypod borings in the „hard bottom” surface, in walls of burrows and in fragments of sediment torn out from the surface, are distinctly abraded.

1 banded limestone, 2 oolitic limestone, 3 decapod burrows, 4 pelecypod borings

Powierzchnia „twardego dna” w stropie wapieni pasiastych odsłonięta jest także w okolicy Skorkowa. Brak tutaj tak wyraźnych deniwelacji erozyjnych jak w Mieronicach. Prócz gęsto rozmieszczonych wydrążeń małżów (*Gastrochaena*, *Myopholas*), bardzo licznie występują kanałiki *Trypanites*. Powierzchnia „twardego dna” obrośnięta była licznymi, małymi ostrygami (*Exogyra*), z których pozostały tylko silnie zerodowa-

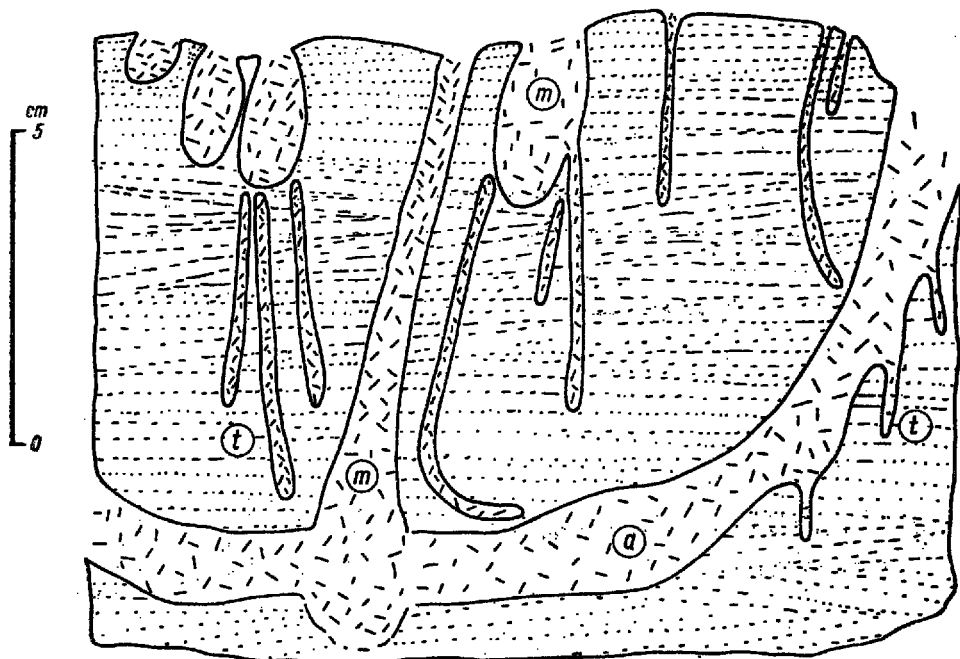


Fig. 5

„Twarde dno” w stropie wapieni pasiastych (kompleks 8) z okolic Skorkowa. Widoczne dwie generacje wydrążeń małżów (?*Myopholas*); z których starsze są silnie zabradowane. Warstewki osadu nie wykazują zaburzeń na kontakcie z kanałem typu *Arenicolites* (etap „miękki” powierzchni nieciągłości), jak również na kontakcie z wydrążeniami małżów i kanałami typu *Trypanites* (etap „twardy”)

Oznaczenia: *m* wydrążenia małżów (?*Myopholas*), *t* kanały typu *Trypanites*, *a* kanał typu *Arenicolites*. Rysunek wykonany na podstawie okazu przedstawionego na pl. IV, fig. 3

„Hard bottom” in the top of banded limestones (set 8) from the vicinity of Skorków, showing 2 generations of pelecypod boring (?*Myopholas*), of which the older ones are strongly abraded. The laminae of the sediment display no disturbance either on the contact with the burrow *Arenicolites* (phase of the „soft” discontinuity surfaces) or on the contact with pelecypod borings and *Trypanites* canals („hard” phase)

Marks: *m* pelecypod borings (?*Myopholas*), *t* canals of the *Trypanites* type, *a* burrow of the *Arenicolites* type. Drawing based on specimen figured in pl. IV, fig. 3

ne lewe skorupki (pl. III, fig. 1), pocięte gęsto przez wydrążenia typu *Trypanites*. Ponadto obecność *Arenicolites* (fig. 5; pl. IV, fig. 3) stanowi dowód, że rozważane „twarde dno” musiało w swojej ewolucji przejść przez etap „miękki”. Wszystkie wydrążenia i kanały wypełnione są grubokrystalicznym kalcytem z niewielką domieszką osadu pelitowego i drobnych ooidów.

Podobne powierzchnie „twardego dna” z lokalnie zmiennym zespołem fauny występują w obrębie wapieni pelitowych kompleksu 4 w ka-

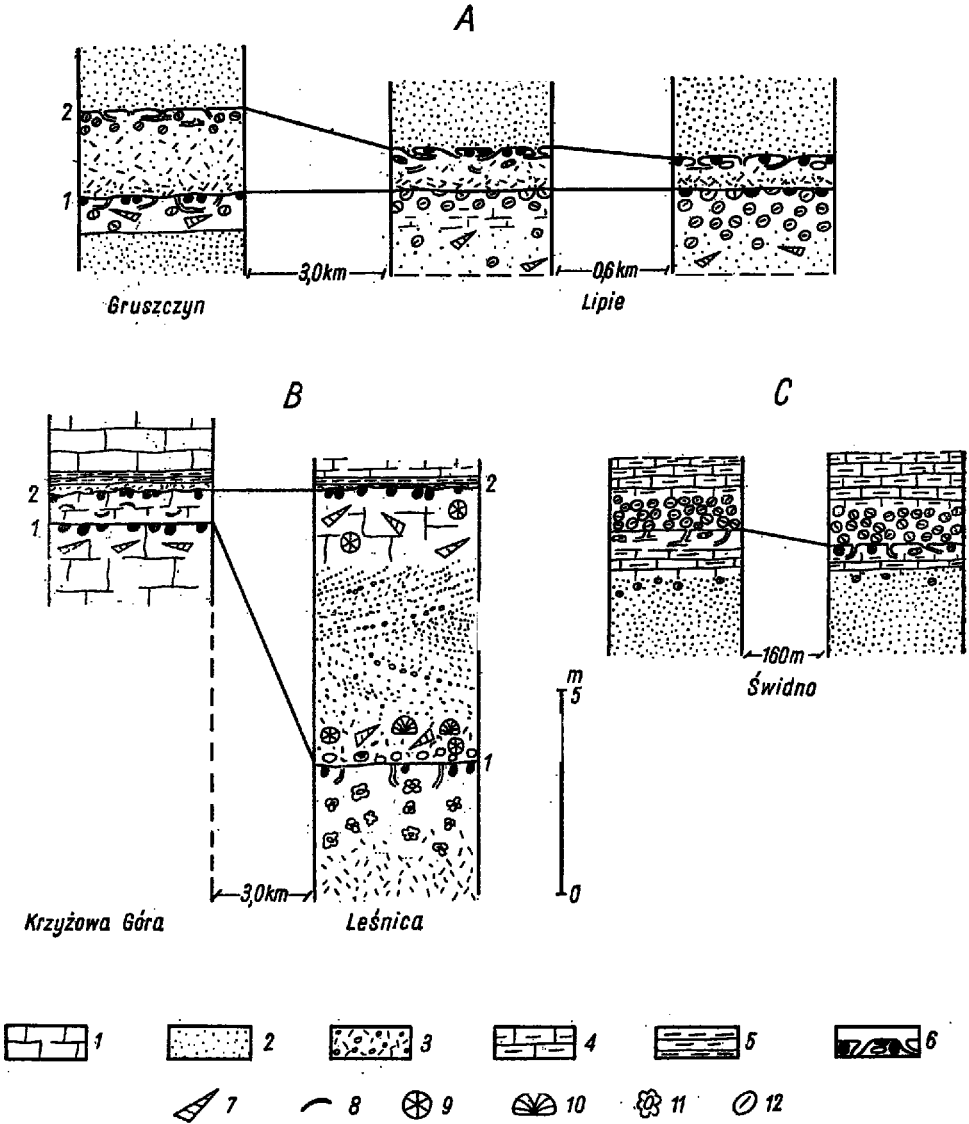


Fig. 6

mieniołomie na Krzyżowej Górze (fig. 6B) i w odsłonięciach na wschód od Sobkowa, a także w wapieniach marglistych kompleksu 11 na Łysej Górze w Korytnicy i na kontakcie kompleksów 11 i 12 między Sobkowem a Leśnicą.

Nieco inny charakter wykazuje powierzchnia „twardego dna” odsłonięta w starym okopie w Brzegach na kontakcie kompleksów 9 i 10. Rozwinięta jest ona tutaj w stropie wapienia marglistego z licznymi kanałami typu *Thalassinoides* wnikającymi do 40 cm w głąb i wypełnionymi osadem marglisto-onkolitowym. Powierzchnia „twardego dna”, do której dochodzą kanały, jest nierówna, z nieregularnymi kieszeniami głębokości do 20 cm, a na jej powierzchni występują wydrążenia małżów i narastające ostrygi. Bezpośrednio wyżej spoczywa marglisty wapień onkolitowy z licznymi jeżowcami (*Holcypoida*).

Innym przykładem jest powierzchnia „twardego dna” z dużymi ostrygami pocięta przez kanaliki *Trypanites* i małże drążące (*Gastrochaena*, *Myopholas*, rzadziej *Lithophaga*), występująca w stropie wapienia oolitowego o spoiwie pelitowym (kompleks 13) na wschód od Korytnicy koło Karsów. Duże ostrygi, przyrośnięte do powierzchni „twardego dna”, są prawie całkowicie ścięte, a ponad nimi pojawiają się masowo ostrygi (*Alectryonia*) często w pozycji przyżyciowej. Podobny typ powierzchni „twardego dna” można obserwować w szeregu odsłonień w obrębie wapieni oolitowych skośnie warstwowanych (kompleks 9), na odcinku od Celin do Lipia i między wapieniem oolitowym i onkolitowym (kompleksy 9 i 10) od Karsznicy do Lipia.

Fig. 6

Przykłady zmian w miąższości niektórych ogniw litologicznych w związku z przerwami w sedymentacji: A, C erozyjna redukcja miąższości, B redukcja miąższości spowodowana erozją i brakiem depozycji. Przykłady A oraz C ilustrują oboczne przejście powierzchni nieciągłości typu „miękkiego dna” w „twarde dno”, co zaznacza się zastępowaniem fauny ryjącej przez formy drążące

1 wapień pelitowy, 2 wapień oolitowy, 3 wapień detrytyczny, 4 wapień marglisty, 5 margle, 6 powierzchnie nieciągłości z kanałami Decapoda i wydrążeniami małżów, 7 ślimaki, 8 małże, 9 koralce, 10 Solenoporaceae, 11 Codiaceae (*Martiniella*), 12 onkolity

Changes in thickness of some lithological links connected with breaks in sedimentation: A, C erosional reduction in thickness, B reduction in thickness due to erosion and non-deposition. A and C illustrate lateral passage of the „soft bottom” into the „hard bottom”, expressed by the succession of the boring fauna after the burrowing forms

1 pelitic limestones, 2 oolitic limestones, 3 detrital limestones, 4 marly limestones, 5 marls, 6 discontinuity surfaces with crustacean (decapod) burrows and pelecypod borings, 7 gastropods, 8 pelecypods, 9 corals, 10 Solenoporaceae, 11 Codiaceae (*Martiniella*), 12 onkolites

ANALIZA STRUKTUR ORGANICZNYCH

Znaczenie badań paleoekologicznych dla odtwarzania warunków powstawania powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych typu „hard ground” podkreślał wielokrotnie R. F. Hecker (1935, 1941, 1960) opisując biocenozy związane z powierzchniami nieciągłości z utworów ordowiku i dewonu platformy rosyjskiej. Podobne badania dla górnokredowych powierzchni „hard ground” w Europie Środkowej prowadził E. Voigt (1959), który w oparciu o kryteria paleoekologiczne i morfologiczne zaproponował klasyfikację zbadanych powierzchni. Klasyfikacja ta ma jednak charakter opisowy i nie uwzględnia genetycznych aspektów zjawiska nieciągłości sedymentacyjnych; nie znajduje ona zatem zastosowania w przypadku powierzchni nieciągłości obserwowanych przez autorów w dolnym kimerydzie Gór Świętokrzyskich, gdzie często widoczne są oboczne zmiany charakteru faunistycznego i morfologicznego poszczególnych powierzchni nieciągłości (fig. 6). Można tutaj natomiast przeprowadzić charakterystykę sukcesji biocenoz. Każdy etap przerwy w sedymentacji odznaczał się obecnością określonego zespołu organizmów bentonicznych, dostosowanych trybem życia do charakteru podłoża oraz do specyficznych warunków hydrodynamicznych panujących w tej strefie zbiornika.

Biocenozy „miękkiego dna”

Pośród form wchodzących w skład tych biocenoz, a mówiąc dokładniej ichnocenoz, autorzy zidentyfikowali kanały typu: *Thalassinoides* Ehrenberg, *Rhizocorallium* Zenker i *Arenicolites* Salter. Są to nory organizmów ryjących w przypowierzchniowych partiach osadu, zachowane w postaci mniej lub bardziej regularnych systemów, penetrujące często do kilkudziesięciu centymetrów w głąb od powierzchni dna. Kanały tego typu obserwowane były najczęściej w osadzie marglisto-pelitowym, rzadziej oolitowo-detrytycznym.

W oparciu o wyniki badań aktuopaleontologicznych, szczególnie w zakresie ekologii organizmów żyjących w strefie międzyplywowej, można wyrazić pogląd, że intensywne działanie organizmów ryjących związana jest ze strefą o zwolnionej, bądź zahamowanej sedymentacji (Ricketts & Calvin 1948, Reineck 1958, Farrow 1966, Reineck et al. 1967).

Kanały typu *Thalassinoides* są podobne do systemów nor niektórych współczesnych skorupiaków z rzędu Decapoda (np. *Callinassa*, *Upogebia*), ryjących w osadach strefy międzyplywowej (Ehrenberg 1938, MacGinitie & MacGinitie 1949, Schäfer 1956, Weimer & Hoyt 1964, i in.). Głębokość penetracji kanałów budowanych przez dzisiejsze Decapoda ograniczona jest dolną granicą pływów i w skrajnych przypadkach wynosi 150 cm, przy czym wymagana jest odpowiednia zwartość osadu, za-

pewniająca trwałość wykopanym budowlom. Stosując zasadę aktualizmu wnioskować można, że masowe wystąpienia nor w dolnym kimerydzie badanego obszaru są świadectwem maksymalnego spłylenia zbiornika, być może aż do osiągnięcia strefy pływów włącznie.

Podobny wniosek można wyciągnąć z obecności w strefie powierzchni nieciągłości kanałów *Arenicolites*, które wiąże się z działalnością pierścienic podobnych do współczesnych form litoralnych (Richter 1928, Abeł 1935, Lessertisseur 1955, Goldring 1962, i in.), przetrwających substancje organiczne zawarte w osadzie. Z badań przeprowadzonych przez G. Chapmana i G. F. Newella (1947) nad zależnością pomiędzy obecnością współczesnej *Arenicola* a konsystencją podłoża wynika, że zahamowanie działalności tych pierścienic następuje w momencie, kiedy osad zmienia konsystencję z plastycznej na zwartą. Podobnie niekorzystne warunki rozwoju powstają ze wzrostem depozycji osadu, utrudniającym czynności respiracyjne.

Powstanie struktur typu *Rhizocorallium* przypisuje większość badaczy skorupiakom (Weigelt 1929, Häntzschel 1962, Šujskij 1966), chociaż niektórzy nie wykluczają możliwości tworzenia tego typu kanałów przez pierścienice (Arkell 1939). Górną granicę twardości podłoża zasiedlanego przez organizmy, które budowały kanały *Rhizocorallium*, ilustruje przykład rozmieszczenia tych struktur na powierzchni transgresji kredy na paleozoiczne ily z ławicami piaskowców w Kazachstanie (Šujskij 1966). Występujące tam *Rhizocorallium* unikały ławic piaskowcowych, licznie natomiast zasiedlały zwarty il.

Z obserwacji zespołu organicznego występującego w strefie „miękiego dna” wynika zatem, że wstrzymanie działalności zwierząt ryjących następowało w efekcie postępującego twardnienia przypowierzchniowej partii osadu. Ślady działalności zwierząt ryjących w osadzie stanowią niewątpliwie dobry wskaźnik okresu znacznie zwolnionej sedymentacji, bądź też całkowitego jej przerwania, na co zwracali już uwagę E. Voigt (1959) i R. F. Hecker (1960).

Biocenozy „twardego dna”

W procesie postępującego twardnienia dna, zespoły organizmów ryjących zastępowane były stopniowo formami drążącymi i obrastającymi. Zmiana zespołów odbywała się zapewne wolno i w niektórych miejscach na powierzchniach nieciągłości rejestruje się współwystępowanie kanałów skorupiaków i pierścienic oraz nielicznych wydrążeń skałotoczy. Powierzchnie takie charakteryzują się rzadkimi, izolowanymi od siebie skupieniami wydrążeń małżów występujących na lekko wyniosłych obszarach. Twardnienie osadu na dnie w okresie przerwy sedymentacji musiało być niejednakowe na całej powierzchni i małże drążące zasiedlały

tylko miejsca twardsze. Muszle tych małżów najczęściej nie zachowują się i oznaczenia wykonano w większości przypadków w sposób przybliżony, w oparciu o morfologię i wielkość wydrzeń. Najczęściej występują przedstawiciele (pl. III, fig. 3 i 4) rodzaju *Gastrochaena* Spengler, rzadziej *Lithophaga* Bolten i *Myopholas* Douvillé. Problemem nierozwiązanym pozostaje odtworzenie bezwzględnej twardości osadu drążonego przez małże w okresie przerwy w sedymentacji. Twardość obiektów drążonych przez współczesne małże jest bardzo zróżnicowana. Drążone są zwarte muły i zawodnione torfy, wapienie, jak i w skrajnych przypadkach skały magmowe (Schäfer 1939, MacGinitie & MacGinitie 1949). Trudno też wykonać rekonstrukcję twardości podłoża na podstawie zagęszczenia wydrzeń na jednostkę powierzchni „twardego dna”, gdyż wielkość populacji małżów drążących może być bardzo zmienna i zależeć np. od ruchliwości wody. Znaczną ruchliwość środowiska w okresie rozwoju badanych małżów drążących potwierdza fakt erozyjnego ścięcia poszczególnych generacji wydrzeń, niekiedy do 2/3 pierwotnej długości (pl. IV, fig. 1).

Prócz wydrzeń małżów, „twardy” charakter dna w okresie przerwy w sedymentacji określają także kanaliki oznaczone jako *Trypanites* Mägdefrau, które występują zwykle w znacznym zagęszczeniu. Bardzo podobne formy interpretowane były jako kanały drążących w twardym osadzie wieloszczetów (Mägdefrau 1932, Müller 1956, Hecker 1960). Obserwowane przez autorów wydrzenia *Trypanites* przecinają pierwotnie twarde elementy osadu, np. ostrygi lub onkolity, a wnikając w osad warstwowany nie wywołują w nim bioturbacji (fig. 5; pl. IV, fig. 3). Kanaliki *Trypanites* nie przecinają się wzajemnie i wykazują fobotaksję również w stosunku do wszystkich innych drążeń i kanałów występujących w ich sąsiedztwie. Obecność *Trypanites* w ściankach kanałów po organizmach ryjących (fig. 5) świadczy o heterochroniczności obu struktur i jest również dowodem braku sedymentacji od czasu opuszczenia kanału przez organizm ryjący.

Innym dowodem twardości dna i znacznej burzliwości środowiska w okresie przerwy w sedymentacji są ostrygi (*Ostrea*, *Exogyra*), występujące na ogół wspólnie ze skałotoczami. Ostrygi przytwierdzają się do „twardego dna” całą powierzchnią lewej skorupki (pl. III, fig. 1), a większość jest podrażona przez skałotoczce; prawie wszystkie noszą na sobie ślady wyraźnej erozji.

Organizmami porastającymi powierzchnię „twardego dna” są także serpule, które często pojawiają się na kontakcie kompleksów 13 i 14 (w rejonie Leśnicy i Sobkowa), gdzie tworzą cienkie naskorupiaki wspólnie z ostrygami. Były one też spotykane na ściankach pustych kanałów *Rhizocorallium* (pl. III, fig. 4). Serpule były niejednokrotnie notowane jako formy charakterystyczne dla górnokredowych powierzchni „hard ground” (Voigt 1959), podobnie jak w dewonie (Hecker 1960) pokrewny im *Spirorbis* Daudin.

GENEZA POWIERZCHNI NIECIAĞŁOŚCI W SEDYMENTACJI

Zagadnienie wczesnego twardnienia osadu

Wyróżnione typy powierzchni nieciağłości przedstawiają różne etapy w procesie twardnienia osadu wapiennego na dnie w czasie przerwy w sedymentacji. Warunki, w jakich następuje lityfikacja osadów wapiennych w środowisku morskim, nie są jeszcze całkowicie wyjaśnione. Dopiero ostatnio J. L. Gevritz i G. M. Friedman (1966) stwierdzili w Morzu Czerwonym lityfikację cienkich warstewek wapiennych poprzez cementację aragonitem, uznając to za dowód, że wczesna lityfikacja przypowierzchniowej strefy osadu w warunkach podmorskich w ogóle jest możliwa. Autorom niniejszej pracy nie udało się jednak znaleźć przykładów podobnej cementacji.

Nie wydaje się, aby geneza omawianych powierzchni nieciağłości była związana z erozją osadów o znacznej miąższości i dotarciem do utworów już poprzednio zlityfikowanych, jak to zakładał R. F. Hecker (1960), a co zresztą poddał w wątpliwość V. Jaanusson (1961). W przypadku dolnokimerydzkich powierzchni nieciağłości istotne znaczenie mogło mieć, poza czysto chemicznymi procesami, utwardzanie osadu w efekcie powolnego odwadniania. Na taki sposób konsolidacji osadu może wskazywać przechodzenie powierzchni o cechach „miękkich” w powierzchnie „twarde”. Można z dużym prawdopodobieństwem stwierdzić, że stopień stwardnienia obu typów powierzchni był na ogół mniejszy, niż to się zazwyczaj sądzi w odniesieniu do kopalnych twardych den. Dzięki temu osad mógł stosunkowo łatwo podlegać niszczącemu działaniu czynników erozyjnych.

Wpływ erozji

W czasie przerw w sedymentacji miała miejsce erozja o różnej intensywności, której wynikiem jest urozmaicona morfologia powierzchni nieciağłości oraz, miejscami (por. fig. 6), redukcja miąższości niektórych warstw. Zmniejszenie miąższości wapienia detrytycznego o ponad 60% (fig. 6A) na odcinku 3,5 km między Gruszczynem i Lipiem, według autorów, jest spowodowane erozją. Interpretacja taka pozostaje w zgodzie z przekształceniem powierzchni nieciağłości o cechach „miękkiego dna” (Gruszczyn) w „twarde dno” (Lipie). Przykład następny (fig. 6B) jest bardziej złożony. Nie wydaje się, aby brak utworów o łącznej miąższości prawie 7 m w kamieniolomie na Krzyżowej Górze koło Małogoszcza, a występujących w profilu Leśnicy, można było w całości przypisać działaniu erozji w czasie późniejszej (powierzchnia 2) przerwy w sedymentacji. Zapewne istotne znaczenie miał tutaj czas trwania przerwy w de-

ponowaniu osadów w obu miejscach (powierzchnia 1). Można przyjąć, że w okolicach Leśnicy nastąpiło wcześniejsze wznowienie sedymentacji, co objawiło się powstaniem blisko 5-metrowego zespołu wapieni organodetrytycznych i detrytyczno-oolitowych, skośnie warstwowanych. Te ostatnie zawierają miejscami otoczaki wapieni pelitowych. Jest prawdopodobne, że akumulacja powyższego zespołu była związana z równoczesną erozją w innych miejscach, m. in w okolicach Krzyżowej Góry.

Dominującą rolą czynników hydrodynamicznych w modelowaniu większości powierzchni nieciągłości nie ulega raczej wątpliwości. Występowanie okruchów i otoczków pochodzących z niszczenia tych powierzchni (pl. III, fig. 5), nierówność powierzchni oraz ścięcie struktur organicznych dowodzi silnego wpływu erozji mechanicznej. Wpływ ten mógł być jeszcze większy w tych przypadkach, w których we wczesnym etapie przerwy w sedymentacji dochodziło do erozji luźnego osadu. Znaczenie erozji chemicznej było prawdopodobnie mniejsze. O jej udziale i intensywności sądzić można na podstawie obecności cienkich powłok żelazistych, występujących na niektórych powierzchniach, a także na podstawie zmiany zabarwienia skały, sięgającej niekiedy głębiej. To ostatnie zjawisko zaznaczyło się też w przypadku, gdy impregnacją żelazistą objęte zostały ścianki kanałów organizmów ryjących. Wzbogacenie przypowierzchniowej strefy osadu w związku żelaza spowodowane było zapewne rozpuszczającym działaniem wody morskiej, a stopień zażelazienia byłby uzależniony przede wszystkim od zawartości tych związków w osadzie (por. Jaanusson 1961).

Przyczyny przerw w sedymentacji

Najbardziej stałe powierzchnie nieciągłości związane są z istotną zmianą charakteru sedymentacji (między kompleksami: 8 i 9, 9 i 10, 13 i 14). Fakt ten w powiązaniu ze znacznym ich rozprzestrzenieniem skłania do interpretacji rozważanych przerw w sedymentacji jako zjawiska o szerszym niż lokalne znaczeniu. Jest to stwierdzenie istotne dla dyskusji o przyczynach przerw w sedymentacji w dolnym kimerydzie na badanym obszarze.

Dotychczasowe poglądy dotyczące powstawania powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych w osadach węglanowych („*hard grounds*” — Voigt 1959; „*corrosion zones*” — Prokopovich 1955, Weiss 1958; „*discontinuity surfaces*” — Jaanusson 1961) dopuszczają możliwość subaeralnej jak i subakwalnej ich genezy. W stosunku do powierzchni nieciągłości opisanych w niniejszej pracy przyjęta została koncepcja genezy subakwalnej. Do takiego wniosku skłania autorów brak jednoznacznych dowodów na ekspozycję subaeralną osadu, przede wszystkim brak faktów świadczących o wietrzeniu atmosferycznym. Wprawdzie V. Jaanusson

(1961) brak takich faktów wiązał z późniejszą submersją i erozją, jednak trudno tu przyjmować taką kolejność wydarzeń w świetle faktów dotychczas zebranych w kimerydzie świętokrzyskim. Niemniej jest rzeczą oczywistą, że rozważane powierzchnie nieciągłości powstały w strefie bardzo płytkiej. Wskazuje na to szczególnie obecność w nich kanałów typu *Thalassinoides*. Uwagę zwraca także wyraźne zgrupowanie powierzchni nieciągłości w obrębie i pod utworami powszechnie uznawanymi za wskaźniki maksymalnej ruchliwości i płytkowodności środowiska morskiego, jak np. osady oolitowe, onkolitowe, ławica ostrygowa i inne. J. Kutek i A. Radwański (1965) dla onkolitów górnojurajskich Gór Świętokrzyskich podają głębokość od kilku do kilkunastu metrów, jako przypuszczalną strefę powstawania tych struktur. Podobnie w oparciu o obserwacje nad współczesną sedymentacją oolitową (Newell et al. 1960), głębokość powstawania dolnokimerydzkich osadów oolitowych ocenić można na kilka metrów wszędzie tam, gdzie istnieją przesłanki, że tworzyły się na miejscu (por. także Kutek & Radwański 1965). Nie wydaje się, aby głębokość płytkiego zbiornika w dolnym kimerydzie nie podlegała *żadnym* zmianom. Nawet nieznaczne wahania batymetryczne musiały znajdować odbicie w charakterze sedymentacji. O możliwości spłyceń morza w dolnym kimerydzie w poziomie *Ataxioceras hypselocyclum* w regionie przedborsko-radomszczańskim, w związku z powierzchniami rozmytymi w wapieniach płytkowych, wspominał J. Kutek (1962b). Nie należy oczywiście każdej powierzchni nieciągłości w sedymentacji uważać za efekt kolejnej zmiany głębokości zbiornika. Zagadnienie genezy tych powierzchni jest bardziej złożone i trzeba je rozpatrywać łącznie z innymi faktami. Przykładowo, utworzenie powierzchni „twardego dna” w obrębie wapienia oolitowego (kompleks 9) mogło być związane ze zmianą reżimu hydrodynamicznego lub ekspozycją osadu ponad średni poziom morza.

W opinii autorów dla wytłumaczenia genezy omawianych przerw w sedymentacji nie wystarczy przyjęcie czynników takich jak prądy wytworzone przez okresowe silne wiatry czy też lokalne zmiany morfologii dna. Przyczyn częstego i na znaczną skalę rozwiniętego zjawiska przerw w sedymentacji można doszukiwać się w okresowym zwolnieniu tempa subsydencji dna zbiornika, co przy płytkowodnym charakterze środowiska prowadzić musiało do ekstremalnych spłyceń i powstawania rozległych mielizn podlegających następnie niszczeniu, choć położonych z dala od strefy brzegowej jakiegokolwiek ładu.

Zakład Paleozoologii
Polskiej Akademii Nauk

Pracownia Kartografii Geologicznej
Zakładu Nauk Geologicznych
Polskiej Akademii Nauk
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warszawa, w kwietniu 1967 r.

LITERATURA CYTOWANA

- ABEL O. 1935. Vorzeitliche Lebensspuren. Jena.
- ARKELL W. J. 1939. U-shaped Burrows in the Corallian Beds of Dorset. — *Geol. Mag.*, vol. 76, no. 904. Hertford.
- BIGOT A. 1940. Les surfaces d'usure et les remaniements dans le Jurassique de Basse-Normandie. — *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 5, vol. 10. Paris.
- CHAPMAN G. & NEWELL G. F. 1947. The role of the body fluid in relation to movement in soft-bodied vertebrates. 1, The burrowing of *Arenicola*. — *Proc. Roy. Soc.*, vol. 134 B. London.
- DEMBOWSKA J. 1957. Malm i kreda dolna w okolicach Kcyni (Malm and Lower Cretaceous in the region of Kcynia, north-western Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 1, z. 2. Warszawa.
- EHRENBERG K. 1938. Bauten von Decapoden (*Callianassa* sp.) aus dem Miozän (Burdigal) von Burgschleinitz bei Eggenburg im Gau Nieder-Donau (Niederösterreich). — *Paläont. Z.*, Bd. 20, H. 3/4, Berlin.
- FARROW G. E. 1966. Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. — *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, vol. 2, no. 2. Amsterdam.
- GEVIRTZ J. L. & FRIEDMAN G. M. 1966. Deep-sea sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 36, no. 1. Menasha.
- GOLDRING R. 1962. The trace fossils of the Baggy Beds (Upper Devonian) of North Devon, England. — *Paläont. Z.*, Bd. 36, H. 3/4. Stuttgart.
- HÄNTZSCHEL W. 1962. Trace fossils and problematica. In: R. C. Moore (Ed.), *Treatise of Invertebrate Paleontology, Part W (Miscellanea)*. Lawrence.
- HECKER R. F. 1935. Javlenija prirastanija i prikrepnenija sredi verchnedevonskoj fauny i flory Glavnovo devonskovo polja. — *Trudy Paleozool. Inst. Akad. Nauk SSSR*, t. 4. Moskva.
- 1941. Otklozhenija, fauna i flora Glavnovo devonskovo polja. Fauna devonskovo polja. Vyp. 1. Moskva.
- 1960. Iskopajemaja facja gladkovo kamennovo morskovo dna. — *ENSV Teaduste Akadeemia Geologia Instituudi Urimused*, 5. Tallinn.
- HEIM A. 1924. Über submarine Denudation und chemische Sedimente. — *Geol. Rundschau*, Bd. 15. Berlin.
- JAANUSSON V. 1961. Discontinuity surfaces in limestones. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, vol. 40. Uppsala.
- KLÜPFEL W. 1917. Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. — *Geol. Rundschau*, Bd. 7. Leipzig.
- KUTEK J. 1962a. Problematyka stratygraficzna kimerydu i najwyższego oksfordu Polski (Stratigraphic problems of the Kimeridgian and Uppermost Oxfordian in Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 12, no. 4. Warszawa.
- 1962b. Górny kimeryd i dolny wołg pn.-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Le Kiméridgien supérieur et le Volgien inférieur de la bordure mesozoïque nord-ouest des Monts de Sainte Croix). — *Ibidem*.
- 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts., Central Poland. Part I. Stratigraphy). — *Ibidem*, vol. 18, no. 3.
- KUTEK J. & RADWAŃSKI A. 1965. Upper Jurassic onkolites of the Holy Cross Mts. (Central Poland). — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 13, no. 2. Varsovie.

- KUTEK J. & RADWAŃSKI A. 1967. Problematyka sedymentologiczna poziomu onkolitowego w dolnym kimerydzie Celin (Sedimentological problems of Lower Kimmeridgian oncolitic horizon at Celiny in the Holy Cross Mts.). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 37, z. 2. Kraków.
- LESSERTISSEUR J. 1955. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. — *Mém. Soc. Géol. France, N. sér.*, vol. 34, Mémoire, no. 74. Paris.
- MacGINITIE G. E. & MacGINITIE N. 1949. Natural history of marine animals. New York.
- MÄGDEFRAU K. 1932. Über einige Bohrgänge aus dem Unteren Muschelkalk von Jena. — *Paläont. Z.*, Bd. 14, H. 3. Berlin.
- MÜLLER A. H. 1956. Weitere Beiträge zur Ichnologie, Stratonomie und Ökologie der germanischen Trias, Teil I. — *Geologie*, Bd. 5, H. 4/5. Berlin.
- 1959. Weitere Beiträge zur Ichnologie, Stratonomie und Ökologie der germanischen Trias, Teil II. — *Ibidem*, Bd. 8, H. 3.
- NEWELL N. D., PURDY E. G. & IMBRIE J. 1960. Bahamian oolitic sand. — *J. Geol.*, vol. 68, no. 5. Chicago.
- PESZAT C. 1964. Litologia jurajskich skał węglanowych między Tokarnią a Chmielnikiem (The lithology of the Jurassic carbonate rocks, southeastern margin of the Holy Cross Mts., Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, no. 1. Warszawa.
- POŻARYSKA K. 1952. Zagadnienia sedymentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław (The sedimentological problems of Upper Maestrichtian and Danian of the Puławy environment — Middle Vistula). — *Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 81. Warszawa.
- POŻARYSKA K. & POŻARYSKI W. 1953. Wycieczka A — Na przełom Kamiennej w Bałtowie i Pętkowicach. In: Przewodnik Wycieczkowy Narady Państwowej Służby Geologicznej 1953 r. Warszawa.
- PROKOPOVICH N. 1955. The nature of corrosion zones in the Middle Ordovician of Minnesota. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 25, no. 3. Menasha.
- REINECK H. 1958. Wühlbau-Gefüge in Abhängigkeit von Sediment-Umlagerungen. — *Senckenbergiana*, Bd. 39, H. 1/2. Frankfurt a.M.
- REINECK H., GUTMANN W. F. & HERTWECK G. 1967. Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. — *Ibidem*, Bd. 48, H. 3/4.
- RICKETTS E. F. & CALVIN J. 1948. Between Pacific Tides. Stanford.
- RICHTER R. 1928. Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer. — *Paläont. Z.*, Bd. 9. Frankfurt a.M.
- RONIEWICZ E. 1966. Les Madréporaires du Jurassique supérieur de la bordure des Monts Sainte-Croix, Pologne. — *Acta Palaeont. Pol.*, vol. 11, no. 2. Warszawa.
- RONIEWICZ P. 1967. Ripple marks in the Upper Jurassic limestones of the Holy Cross Mts. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 15, no. 2. Varsovie.
- SCHÄFER W. 1939. Fossile und rezente Bohrmuschel-Besiedlung des Jade-Gebiets. — *Senckenbergiana*, Bd. 21, H. 3/4. Frankfurt a. M.
- 1956. Wirkungen der Benthos-Organismen auf den Jungen Schichverband. — *Ibidem*, Bd. 37, H. 3/4.
- SUJSKI V. P. 1966. O nekotorych osobennostiach raspolożenia Rhizocorallium v razreze i ich prirode. In: *Organizm i sreda*. Moskva.
- SWIDZIŃSKI H. 1931. Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą (Dépôts jurassiques entre Małogoszcz et la Czarna Nida, versant sud-ouest du Massif de Ste Croix). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 6, z. 4. Warszawa.
- 1962. Kilka przekrojów przez górną jurę południowo-zachodniego zbocza Gór

- Świętokrzyskich (Some cross-sections through the Upper Jurassic of the south-western slope of the Holy Cross Mts.). — *Przegląd Geol.*, nr 9. Warszawa.
- VOIGT E. 1959. Die ökologische Bedeutung der Hartgründe („Hardgrounds“) in der oberen Kreide. — *Paläont. Z.*, Bd. 33, H. 3. Stuttgart.
- WEIGELT J. 1929. Fossile Grabschächte Brachyurer Decapoden als Lokalgeschiebe in Pommern und das Rhizocorallium-problem. — *Z. Geschiefeforsch.*, Bd. 5, H. 1/2. Berlin.
- WEIMER R. & HOYT J. H. 1964. Burrows of *Callianassa major* Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments. — *J. Paleont.*, vol. 38, no. 4. Tulsa.
- WEISS M. P. 1958. Corrosion zones: a modified hypothesis of their origin. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 28, no. 4. Menasha.
- WILCZYŃSKI A. 1962. Stratygrafia górnej jury w Czarnogłowach i Świętoszewie (La stratigraphie du Jurassique supérieur à Czarnogłowy et Świętoszewo). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 12, no. 1. Warszawa.

J. KAZMIERCZAK & A. PSZCZÓŁKOWSKI

**SEDIMENTARY DISCONTINUITIES
IN THE LOWER KIMMERIDGIAN OF THE HOLY CROSS MTS.**

(Summary)

ABSTRACT: Results of investigations of the discontinuity surfaces in the Lower Kimmeridgian limestones and marls of the south-western Mesozoic margin of the Holy Cross Mts. are reported. Sedimentary discontinuities, indicated by surfaces representing the various stages of the consolidation of the deposit during non-deposition, have been distinguished on the basis of paleoecological and lithological analyses. The evidence now available suggests a very shallow zone of the formation of these surfaces in high-energy marine environment. Breaks in sedimentation were probably connected here with intermittently retarded subsidence.

Within the area under consideration (figs. 1—2) discontinuity surfaces occur in limestones and marls assigned by Kutek (1968) to the Lower Kimmeridgian. Some of the surfaces occur unbrokenly and have been traced along a distance of several up to over 50 kilometres. On paleontological and lithological criteria two main types of discontinuity surfaces have been distinguished: a) the „soft bottom“ type, b) the „hard bottom“ type. These two definitions are used in inverted commas because of the difficulties met in accurately determining the degree of consolidation of the bottom deposit during the non-deposition time. The two above types of surfaces are genetically related, as is reasonably suggested by their mutual lateral passages (fig. 6).

The „soft bottom“ type of surfaces have been observed chiefly in the top of pelitic and marly limestones. Their characteristic feature is the presence of numerous tunnels after burrowing animals (Decapoda, Annelida) that penetrate as

deep as some tens. of centimetres into the bed. The contact with the overlying deposit is always sharp (fig. 3).

The „hard bottom” type of surfaces are much more frequent than the former one. This is easily explicable by the fact that in most cases here considered the „hard bottom” represents the final stage of the consolidation of the bottom deposit. These surfaces are characterized by the presence of the boring and encrusting fauna, often of abraded hard elements of the deposit, e.g. of onkolites. Morphologically among such surfaces we may distinguish smooth ones and those distinctly corrugated (fig. 4; pl. I, figs. 1—2).

Organic structures connected with discontinuity surfaces were of essential importance in determining their character. Paleocological criteria led to the identification of biocoenoses whose successive changes depended on the substratum, particularly on its hardness.

The biocoenoses that populated the bottom during the early period of non-deposition were characterized by life activity of burrowing animals in the subsuperficial parts of the bottom. The burrows that have been preserved represent a characteristic ichnocoenosis. The burrows encountered belong to the types: *Thalassinoides* Ehrenberg (vide pl. II, figs. 3—4), *Rhizocorallium* Zenker (vide pl. III, figs. 1—2) and *Arenicolites* Salter (vide fig. 5; pl. IV, fig. 3a). Burrows of the *Thalassinoides* type are ascribed to crustacean decapods from the intertidal zone (Schäfer 1956 et al.). Similarly the formation of burrows of the *Rhizocorallium* type is also generally connected with life activity of the crustacean decapods (Weigelt 1929, Häntzschel 1962 et al.). Tunnels of the *Arenicolites* type are referable to annelids whose mode of life approaches that of the recent *Arenicola* (comp. Abel 1935, Lessertisseur 1955). The occurrence of ichnocoenosis indicates retarded or stopped sedimentation in shallow water environment with strong waving and currents. The degree of consolidation of the substratum populated by these animals must have been rather poor, justifying the name „soft bottom” used in this paper.

The „hard bottom” biocoenoses consisted of boring and encrusting fauna. The boring organisms are represented chiefly by pelecypods (*Gastrochaena*, *Lithophaga*, *Myopholas* — fig 5; pl. III, figs. 2—3; pl. IV, fig. 3), locally also by extremely numerous canals of the type *Trypanites* Mägdefrau, interpreted as borings of polychaetes (Mägdefrau 1932). The encrusting fauna consists chiefly of oysters (*Ostrea*, *Exogyra*), locally of serpulids (pl. III, figs. 1 and 4). Assemblages of animals occurring in sediments directly under- or overlying the discontinuity surfaces often seem closely connected with biocoenoses of both, the „soft bottom” and the „hard bottom” type. These forms are characteristic of shallow, strongly turbulent environments. Mention may be made of the mass occurrence above the discontinuity surfaces of the oysters (*Alectryonia* and *Exogyra*), also calcareous algae (*Marinella*, Codiaceae) and onkolitic structures.

As the hardening of the sediment increased, the biocoenoses of the „soft bottom” type were gradually replaced by those of the „hard bottom” type. The hardening of the sediment probably resulted from the slow drainage of the subsuperficial part of the bottom sediment. Its is reasonable to suppose that the consolidation of the sediment here was less advanced than is currently believed. Hence the bottom sediment was relatively more susceptible to erosion.

The presence of the discontinuity surfaces in the lithological profile is often connected with the erosionally reduced thickness of beds (fig. 6). The effect of mechanical erosion on the development of relief of the above discontinuity surfaces is shown by pebbles and rock fragments from the reworking of the previously hardened sediment (pl. III, fig. 5), as well as by the presence of erosionally truncated borings of pelecypods (fig. 5; pl. III, fig. 1; pl. IV, fig. 1) and of oysters

directly encrusting the „hard bottom” surface. Chemical erosion was probably less important here; its influence may be evaluated by the iron-oxides impregnation of some surfaces.

The lack of conclusive evidence of the subaerial exposition of the sediment, particularly of reliable proofs of terrestrial weathering, reasonably suggests a subaquatic origin of discontinuity surfaces. Their formation occurred in a very shallow and turbulent zone. This is also indicated by their abundance in deposits (comp. fig. 2) currently regarded as confined to high-energy and shallow marine environments (oolites, onkolites, oyster layer). Breaks in sedimentation would then be the effect of the maximum shallowing of the sea basin. It is thought reasonable to ascribe the minor changes in the bathymetry of the shallow Lower Kimmeridgian basin of the Holy Cross Mts. to the intermittent decrease in the subsidence rate. The paleogeographical data now available do not indicate that the area where breaks in sedimentation took place was directly connected with any shoreline.

*Palaeozoological Institute
of the Polish Academy of Sciences
and
Laboratory of Geological Cartography
of the Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, April 1967*

OBJASNIENIA DO PLANSZ I—IV

DESCRIPTION OF PLATES I—IV.

PL. I

Fig. 1

Deniwelacje erozyjne „twardego dna” na kontakcie wapieni pasiastych z wapieniem oolitycznym (kompleksy 8 i 9) w kamieniołomie w Mieronicach. Odcinek widoczny na trzonku młotka równy jest 20 cm

Erosional irregularities of „hard bottom” on the contact of banded limestones with oolitic limestone (sets 8—9) in the Mieronice quarry. Marks in the handle of hammer = 20 cm

Fig. 2

Zbliżenie innego fragmentu tego samego „twardego dna” z wydrążeniami małżów i kanałami Decapoda, zwykle erozyjnie przetworzonymi

Close-up view of the same „hard bottom” with pelecypod borings and crustacean (decapod) burrows, erosionally modified

PL. II

- 1—2 — Kanały typu *Rhizocorallium* (przekrój podłużny) z wapienia marglistego (strop kompleksu 13) z okolic Sobkowa i Staniewic w. n.
Burrows of the *Rhizocorallium* type (longitudinal section) from marly limestone (top of set 13) from the vicinity of Sobków and Staniewic nat. size
- 3 — Fragment systemu kanałów typu *Thalassinoides* w przekroju poprzecznym do powierzchni nieciągłości. Okaz z wapienia pelitowego (kompleks 2. Góra Moskarszowa k. Korzecka) w. n.
Fragment of a burrow-system of the *Thalassinoides* type in section vertical to the discontinuity surface. Specimen from pelitic limestone (set 2), Moskarszowa hill near Korzecko nat. size
- 4 — To samo w położeniu równoległym do powierzchni nieciągłości w. n.
Same, parallel to the discontinuity surface nat. size

PL. III

- 1 — Powierzchnia „twardego dna” ze stropu wapienia pasiastego (kompleks 8) z okolic Skorkowa; widoczne silnie zabradowane wydrążenia małżów oraz późniejszej narosniętej ostrygi (*Exogyra* sp.) w. n.
„Hard bottom” surface from top of banded limestone (set 8) in the vicinity of Skorków, showing strongly abraded pelecypod borings followed by encrusting oysters (*Exogyra* sp.) nat. size
- 2 — Małż-skałotocz *Gastrochaena* sp. Okaz z „twardego dna” w stropie kompleksu 9, Korytnica-Karsy × 2,5
Boring pelecypod *Gastrochaena* sp. Specimen from the „hard bottom” in top of set 9, Korytnica-Karsy × 2.5
- 3 — Małż-skałotocz *Lithophaga* sp. Okaz z muszłowca egzogyrowego (kompleks 15), Bolmin × 1,5
Boring pelecypod *Lithophaga* sp. Specimen from *Exogyra lumachelle* (set 15), Bolmin × 1.5
- 4 — *Serpula* sp. przyrośnięta do ścianki kanału typu *Rhizocorallium* pod powierzchnią „twardego dna” (strop kompleksu 13), Leśnica × 3
Serpula sp. attached to wall of the burrow *Rhizocorallium* below the „hard bottom” surface (top of set 13), Leśnica × 3
- 5 — Przekrój poprzeczny „twardego dna” z wydrążeniami małżów (strop kompleksu 13) z okolic Sobkowa. Ponad „twardym dnem” widoczny osad z onkolitami, ooidami oraz fragmentami wapienia marglistego drążonymi przez skałotocz (zaznaczone strzałkami) w. n.
Section of „hard bottom” with pelecypod borings (top of set 13) from the vicinity of Sobków. Overlying the „hard bottom” is a sediment with onkolites, ooids and fragments of marly limestones, the latter bored by pelecypods (indicated by arrows) nat. size

PL. IV

- 1 — Powierzchnia „twardego dna” w stropie wapienia pelitowego (kompleks 4) z okolic Staniewic. Widoczne zabradowane wydrążenia małżów wypełnione materiałem organodetrytycznym w. n.

- „Hard bottom” in top of pelitic limestone (set 4) from the vicinity of Staniewice, showing abraded pelecypod borings filled in with organodetrital material nat. size
- 2 — Drażenia typu *Trypanites* w obrębie „twardego dna” w stropie wapieni pasiastych (kompleks 8) z okolic Skorkowa w. n.
Borings of the *Trypanites* type in the „hard bottom” from top of banded limestones (set 8) from the vicinity of Skorków nat. size
- 3 — Powierzchnia nieciągłości ze strukturami organicznymi „miękkiego” i „twardego” dna (por. fig. 5 w tekście). Strop wapieni pasiastych (kompleks 8) z okolic Skorkowa w. n.
Discontinuity surface with organic structures of the „soft” and „hard” bottom (comp. text-fig. 5). Top of banded limestones (set 8) from the vicinity of Skorków nat. size

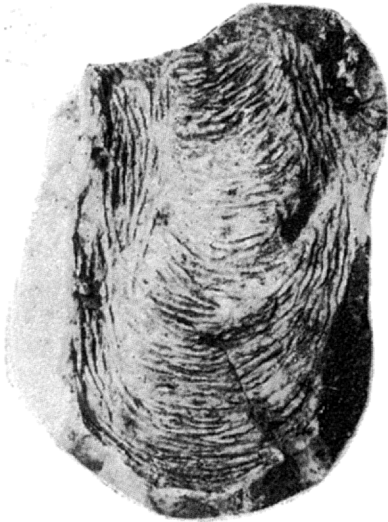
Fotografie wykonał J. Kaźmierczak
Photographs by J. Kaźmierczak



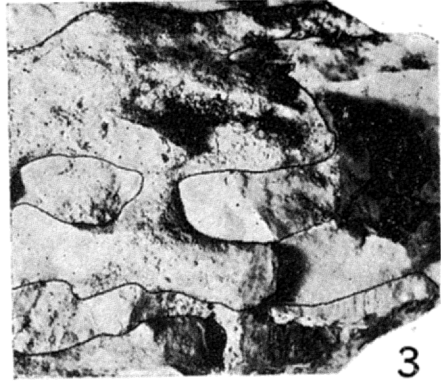
Fig. 1



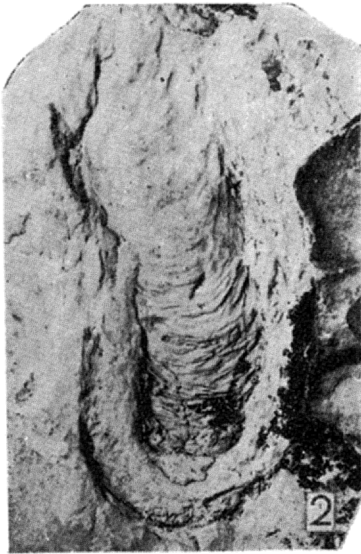
Fig. 2



1



3



2



4

