

JADWIGA PAWŁOWSKA

Instytut Geologiczny

WYBRANE PROCESY SEDYMENTACYJNE I DIAGENETYCZNE W SKAŁACH OTACZAJĄCYCH MINERALIZACJĘ CYNKOWO-OŁOWIOWĄ W TRZEBIONCE

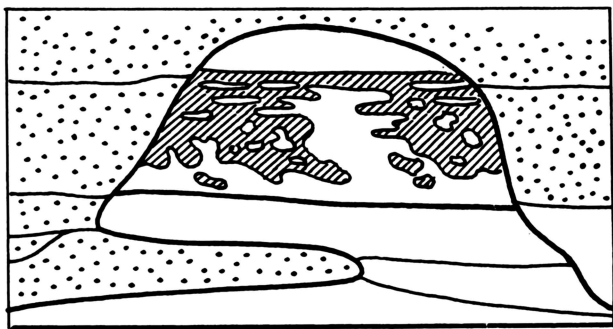
UKD 553.44.061.14/.16.061.4:552.543:551.761.2(438.232 Trzeblonka)

W rozważaniach uwzględniono badania przeprowadzone w obrębie wyższej części utworów węglanowych wapienia muszlowego dolnego z kopalni Trzeblonka*. Badania te miały na celu wyjaśnienie wpływu pierwotnych warunków sedymentacyjnych na lokalizację złóż cynku i ołowiu w stałych poziomach dolnego wapienia muszlowego (warstwy gorządzańskie, terebratulowe i karchowickie). Na badanym obszarze nie występują żadne większe dyslokacje ani uskoki, nie obserwuje się także brekcjowania

*) Opracowano na podstawie pracy: J. Pawłowska, M. Szwarzynski — Sedimentary and Diagenetic Processes in the Zn-Pb host rocks of Trzeblonka. Pr. Inst. Geol., w druku.

i wietrzenia powierzchniowego. W obrębie analizowanych profilów ponad 95% skał było zbudowane z dolomitów oraz w różnym stopniu zdolomityzowanych wapieni.

Wapienie nie zmetasomatyzowane zachowały się tylko w formie niewielkich ostańców. W grupie wapieni stwierdzono: wapienie gruzłowe, z ławicą plamista z żyłami i gniazdami brekcji; wapienie laminowane; wapienie zbite o teksturach bezkierunkowych. Dolomity były reprezentowane przez dużą grupę dolomitów wczesnodiaogenetycznych oraz tak zwane dolomity kruszczońskie o zróżnicowanej genezie. W grupie dolomitów wczesnodiaogenetycznych wyróżniono: dolomity laminowane, zawierające wkładki zlepień-



Ryc. 1. Ławice skały plamistej i wapienia gruzłowego w obrębie dolomitów kruszonośnych.

1 — relikty skały plamistej, 2 — ławica wapienia gruzłowego, 3 — dolomity kruszonośne.

Fig. 1. Layers of mottled rocks and lumpy limestones within ore-bearing dolomites.

1 — relics of mottled rock, 2 — layer of lumpy limestone, 3 — ore-bearing dolomites.

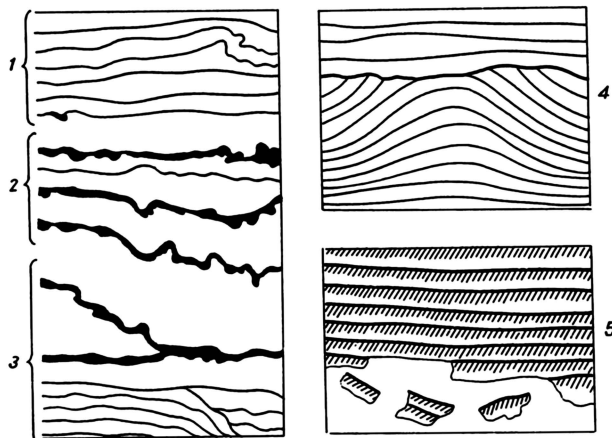
ców i brekcji śródformacyjnych; dolomity zbite nie ujawniające charakterystycznych tekstur; dolomity nakrapiane i dolomity ziarniste. We wszystkich skałach, a szczególnie w wapieniach i dolomitach wczesnodiaogenetycznych zaobserwowano różne pierwotne i diaogenetyczne struktury, niewiele zmienione w późniejszych procesach, a świadczące o warunkach sedimentacji węglanów. Badania składników strukturalnych skał dostarczyły dodatkowych dowodów na warunki facjalne powstawania tych utworów. Problemy te będą przedmiotem niniejszego opracowania.

OZNAKI SEDYMENTACJI I WCZESNEJ DIAGENEZY WĘGLANÓW

Warunki sedimentacji skał odtworzono na podstawie uławicenia, laminacji, warstwowania, uziarnienia, struktur erozyjnych i deformacyjnych. Charakterystyczną cechą uławicenia było ich poziome, lub prawie poziome, równoległe położenie, a ich granice rzadko były zacierane przez późniejszą dolomitację. Wiadać to na przykładzie tak zwanej „ławicy skały plamistej”, która mimo dużego stopnia przekształcenia dolomitów kruszonośnych zachowuje swój przebieg również w ich obrębie (ryc. 1). Podobnie też dolomity wczesnodiaogenetyczne przechodzące lateralnie z facji wapieni gruzłowych nie tracą pierwotnych cech struktur depozycyjnych.

Wiele dowodów na odtworzenie warunków sedimentacji dostarczyły badania laminacji. Szczególnie różnicowaną laminację obserwowano w dolomitach wczesnodiaogenetycznych, te skały były bowiem najmniej przekształczone, a proces krystalizacji działał, jak się wydaje niszcząco na zachowanie tych cech. Wyróżniono następujące typy laminacji: równoległa, falista, przekątna, soczewkowa, skośna, riplemarkowa oraz o typie warwowym (ryc. 2). W dolomitach kruszonośnych laminacja zachowała się w skałach drobnokrystalicznych, w innych natomiast albo całkowicie się zatarała, albo zachowała się w śladach, wskutek selektywnego procesu dolomitacji.

Warstwowanie skał obserwowano tylko w niektórych poziomach wapieni (warstewki detrytusku muszlowego lub krynoidów), a pojedyncze warstewki (ślimaków) w dolomitach wczesnodiaogenetycznych. W dolomitach kruszonośnych oraz w przekształczonych dolomitach ziarnistych granice warstwowania były prawie niewidoczne, jakkolwiek były tam wyróżniane ośrodki zdolomitowanej i przekształczonej fauny. Zdolomitowanie i przekształcenie nie zmieniło natomiast marglistości, żelazistości i ilości pierwotnie rozproszonych metali. Zanie-



Ryc. 2. Przykłady występowania różnych laminacji w wapieniach i dolomitach wczesnodiaogenetycznych

1 — równoległa, 2 — falista, 3 — przekątna, 4 — riplemarkowa, 5 — warwowa.

Fig. 2. Examples of various laminations present in early-diaogenetic limestones and dolomites.

Lamination: 1 — parallel, 2 — wavy, 3 — transversal, 4 — ripplemark, 5 — varved.

czyszczenia takie zarówno w węglanach pierwotnych, jak i zmienionych kontynuowały się na znacznych nieraz przestrzeniach wyznaczając sedimentacyjny przebieg warstwy. Rekrystalizacja, która prowadzi przede wszystkim do uporządkowania struktury wewnętrznej kryształu powodowała głównie usunięcie na zewnątrz kryształu tych domieszek, które nie brały bezpośrednio udziału w ich budowie. Widać to na przykładzie procesu neomorfizmu agradacyjnego (ryc. 3), przesłedzonego w obrębie skał zaliczanych do dolomitów ziarnistych, występujących w warstwach terebrałulowych i karchowickich. Badania mikroskopowe oraz analizy chemiczne wykazały, że zarówno skały gruzłowe zbudowane z mikrytu, jak i ich odpowiedniki ziarniste zawierały tę samą ilość siarczków. Znane są również podobne przykłady z serii dolomitów kruszonośnych.

W skałach nie dotkniętych procesami późniejszej diaogenezy syntezyfikacyjnej i całkowitej metasomatozy zachowały się również liczne struktury erozyjne i deformacyjne. Do grupy pierwszej zaliczyć należy zapewne powierzchnie typu „hardground” i kanały erozyjne (ryc. 4) ze śladami działalności skałotoczy i zachowanymi jamkami wirowymi. Struktury deformacyjne należą głównie do struktur spowodowanych niestatecznym warstwowaniem gęstościowym. Jako przykłady można podać wapienie gruzłowe, skałę plamistą, żyły brekcjowe w wapieniach (ryc. 5) i zlepnieńce oraz brekcje śródformacyjne w dolomitach wczesnodiaogenetycznych (ryc. 5b).

ŚRODOWISKO POWSTAWANIA I FACJE SEDYMENTACYJNE

W wyniku analizy cech charakterystycznych dla sedimentacji osadów oraz przemian diaogenetycznych określono, że skały otaczające, goszczące dolomity kruszonośne oraz złoża cynku i ołowiu w rejonie Trzebieńki powstawały na obszarze równi pływowych, w warunkach słabych prądów zawieszinowych przerywanych okresami ruchów oscylacyjnych wody, przerwami w sedimentacji i wynurzeniem osadów. W niektórych miejscach prędkość prądów pływowych była znacznie wyższa niż na pozostałym obszarze równi, co zaznaczyło się głównie rozwojem kanałów pływowych. Część z nich mogła spełniać rolę kanałów odwadniających, a ich ogólny przebieg miał kierunek północ-południe. Jeśli przyjąć, że dolomitacja mułów aragonitowych następowała w płytszych partiach zbiornika (wapienie wschodniej części niecki chrzanowskiej przechodzą lateralnie w dolomity w kierunku zachodnim), to można wnioskować,

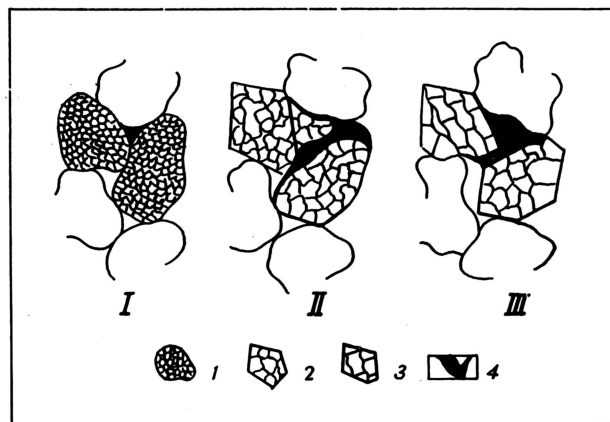
WSKAŹNIKI GENETYCZNE ORZ WARUNKI SEDYMENTACJI UTWORÓW REJ. TRZEBIONKI

Lp.	Typowe wskaźniki sedymentacyjne i diagenetyczne	Warunki sedymentacji	Środowisko depozycji
1	a) laminacja równoległa i soczewkowa b) rozwój życia organicznego i mat glonowych c) warstwowanie warwowe	slabe, powolne prądy zawieszinowe i płaski typ dna	równie pływowe
2	a) laminacja falista, przekątna, skośna b) riplemarki falowe c) drobne, słabo obtoczone grudki i toczące mulowe d) jamki wirowe	slabe ruchy oscylacyjne i niewielka burzliwość wody	równie pływowe
3	a) lineacja oddzielnościowa z warstewkami margli b) powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej c) spękania synerozyjne w mulach d) naprzemianległe warstwy mulowe i peloidowe e) wysychanie osadów (struktury oczkowe)	przerwy w sedymentacji i zmiany warunków depozycji	równie pływowe, rzeki
4	a) kanały i rozmycia erozyjne b) powierzchnie erozyjne c) zlepianie śródformacyjne	skoncentrowane przepływy, wody, prądy pływowe, wynurzanie osadów	rzeki, delty, równie pływowe
5	a) rozwój skał gruzłowych b) osuwiska i brekce wewnętrzzławicowe c) żyły klastyczne d) zlepianie śródformacyjne	prądy zawieszinowe ciężkie i związane z tym niestateczne warstwowanie gęstościowe, płytka cementacja podmorska	równie pływowe

że w okresie wysokiego stanu wody przyplawy następowały prawdopodobnie ze wschodu ku zachodowi. Spokojne, na ogół długookresowe, pływy przybrzeżne były również zaburzone okresami sztormów i gwałtownych przyborów lub obniżania się stanu wody. Te i inne cechy diagenetyczne świadczące o ogólnych warunkach sedymentacji są zestawione w tabeli I.

Wyróżniono sześć głównych grup składników strukturalnych: mikryty i szczątki fauny, peloidy, intraklasty oraz sparyty (sparyty charakteryzowały stan przeobrażenia skały i dla określenia genezy osadów nie tylko nie były przydatne, ale często utrudniały i zacierają pierwotny obraz). Mikryty, które charakteryzowały głównie fację mulową, były głównie pochodzenia organicznego, o czym świadczyła duża ilość glonów. Glony występowały niemal w całym profilu, jakkolwiek w różnych ilościach i, jak się wydaje, spełniały niekiedy podstawową rolę w sedymentacji niektórych warstw. Były one na ogół źle zachowane, a — jak to można sądzić na podstawie ogólnych cech — należały one głównie do gromady alg zielonych, spodarycznie tylko notowano obecność form przypominających algi niebiesko-zielone. Skład fauny był stosunkowo ubogi, ponadto zachowana była rzadko, poza warstewkami wspomnianych już muszłowców. Z mikrofauny przeważały małżoraczki. Peloidy i intraklasty reprezentowane były przez różne formy agradacyjne z bezpośredniego podłoża sedymentującego mułu węglanowego. Nigdzie nie znaleziono śladów abrazji i transportu składników z ładu.

W obrębie badanego obszaru wydzielono następujące facje: 1) mulowa z subfacją gruzełek mulowych; 2) peloidowa; 3) intraklastów z subfacją plamistą. Charakterystyka wyróżnionych facji jest przedstawiona w tabeli II, a przybliżone strefy ich powstawania na ryc. 6. Schemat ten nie oddaje w pełni wszystkich złożonych warunków sedymentacyjnych. Osady mulowe tworzyły się zarówno w strefie sedymentacji intraklastów, jak i częściowo na obszarach powyżej wysokiego i powyżej niskiego poziomu wody. Średnie poziomy wody niskiej i wysokiej też nie były zapewne stałe i zmieniały się w różnych okresach, o czym świadczą facje kilkakrotnie powtarzające się w profilu pionowym lub ząbwiąjące się ze sobą lateralnie. Nie uwzględniono tu



Ryc. 3. Neomorfizm agradacyjny gruzełków mulowych. 1 — gruzełki zbudowane z mikrytu, 2 — romboedry dolomitowe o nieregularnej strukturze wewnętrznej, 3 — kryształy dolomitowe, 4 — siarczki i substancje bitumiczne.

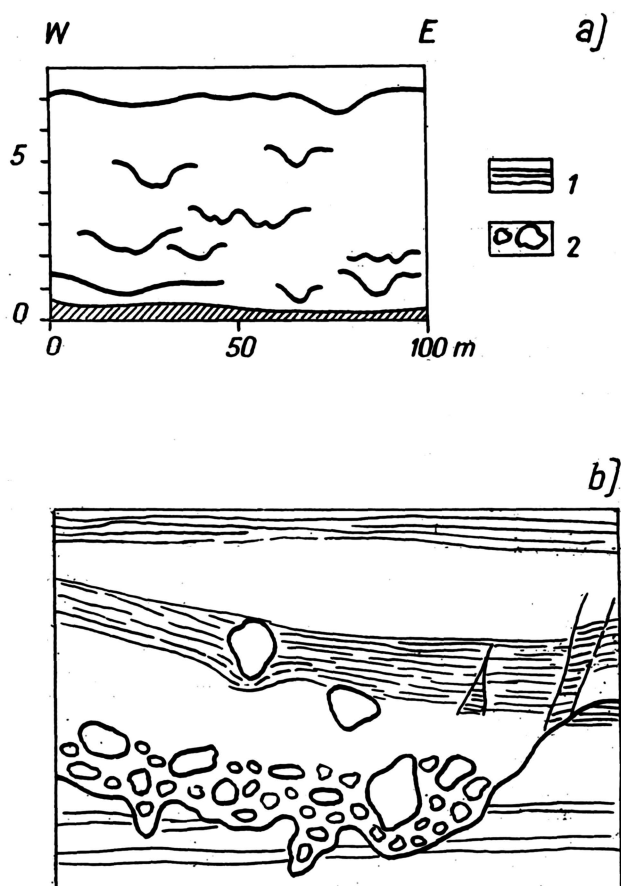
Fig. 3. Agradational neomorphism of mud lumps. 1 — lumps made of micrite, 2 — dolomite rhombohedrons with irregular internal structure, 3 — dolomite crystals, 4 — sulfides and bituminous matter.

rozwoju życia organicznego, szczególnie rozwoju glonów oraz plech i mat glonowych, rozwoju fitoplanktonu i zakwitów okrzemek oraz zunifikowanego składu fauny w warstewkach muszłowców. Można tylko powiedzieć, że facje reprezentowane dziś przez dolomity wczesnodiagenetyczne tworzyły się w strefach równi mulowych, położonych wyżej w przekroju pionowym równi niż wapienie gorążdżańskie z warstewkami muszłowców, które reprezentują zapewne nieco głębsze strefy równi piaszczysto-mulowych.

Środowisko omawianej równi pływowej położone było zapewne z dala od brzegów zbiornika i nie stanowiło odciętego jeziora lub zatok lagunowych. Świadczą o tym takie wskaźniki, jak: 1) obecność wyłącznie morskiej fauny, 2) brak łądowych osadów terygenicznych, 3) brak śladów raf algowych i koralowych, osadów barier, łąch piaszczystych i stożków przelewowych. Badania izotopów tlenu i węgla

CHARAKTERYSTYKA FACJI

Nazwa facji i subfacji	Charakterystyka facji i subfacji	Strefa równi pływowej
1. Mułowa	<ul style="list-style-type: none"> — ilość kryptogenicznego mikrytu w granicach 80—90% — zapylenie i marglistość — brak lub pojedyncze ślady wyłącznie morskiej fauny — obecność różnych form laminacyjnych — ślady spękań wielobocznych o powierzchniach powleczonej ciemną substancją 	międzypływowa różne strefy nadpływowa
1a. Gruzelek mułowych	<ul style="list-style-type: none"> — ilość gruzelek mułowych powyżej 10% — wyraźna ziarnistość i porowatość — nieregularne przejścia w grubokrystaliczne dolomity (bez kruszców) — tekstura bezkierunkowa 	nadpływowa nadpływowa
2. Peloidowa	<ul style="list-style-type: none"> — ilość grudek i agregatów mułowych powyżej 10% — szczątki oraz szkielety makro- i mikrofauny, warstewki muszlowców — mikroporowatość po wylugowanych grudkach i mikrofaunie, struktury oczkowe 	
3. Intraklastów	<ul style="list-style-type: none"> — obecność płaskich otoczków, okruchów brekceji i toczeńców mułowych — liczne oznaki erozji i wietrzenia — struktury stromatolitowe i porowatość oczkowa — laminacje skośne i riplemarkowe — powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnej powleczone substancją bitumiczną lub ziemistym pirytem — ślady organizmów żerujących w mule i skałotoczy 	nizejpływowa nadpływowa różne strefy różne strefy nadpływowa różne strefy
3a. Plamista	<ul style="list-style-type: none"> — obecność wapiennych gruzłów — marglistość spoiwa wapiennego i dolomitowego — laminacja falista i stylolity w spoiwie gruzłów 	nizejpływowa nizejpływowa nizejpływowa

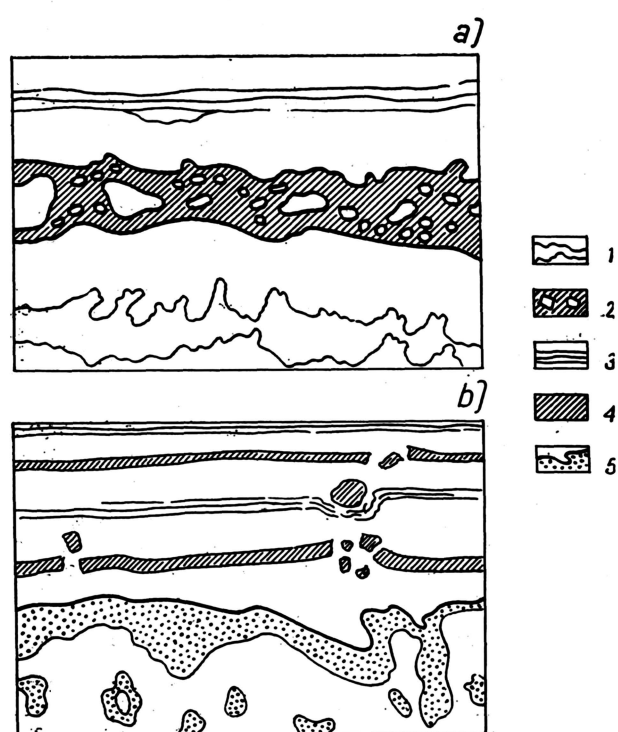


Ryc. 4. Struktury erozyjne: a — powierzchnie erozyjne na ociosie, b — budowa kanału.

1 — laminacja, 2 — bruk skalny i zlepienie śródformacyjne.

Fig. 4. Erosional structures: a — erosional surfaces on mining face, b — construction of channel.

1 — lamination, 2 — rock pavement and intraformational conglomerates.

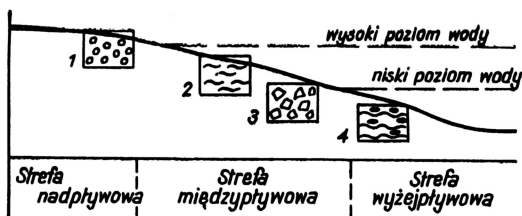


Ryc. 5. Struktury deformacyjne: a — brekcja żyłowa w wapieniach, b — brekcja śródformacyjna w dolomitach.

1 — stylolity, 2 — brekceje, 3 — laminacje, 4 — warstewki częściowo zbrekcowane, 5 — powierzchnie typu „hardground” z pirytem.

Fig. 5. Deformational structures: a — vein breccia in limestones, b — intraformational breccia in dolomites.

1 — stylolites, 2 — breccias, 3 — laminations, 4 — partly brecciated layers, 5 — „hardground” type surfaces with pyrite.



Ryc. 6. Środowisko sedimentacji w rejonie Trzebieńki.

1 — subfacja gruzełek mulowych, 2 — facja mulowa, 3 — facja intraklastów, 4 — facja peloidowa.

Fig. 6. Sedimentary environment from the Trzebieńka region.

1 — subfacies of muddy lumps, 2 — mud facies, 3 — intraclast facies, 4 — pelletoid facies.

wykazały, że możliwa była w pewnych okresach obecność obszarów wysłodzonych. Być może w tym okresie zdarzały się gwałtowne ulewę, które mogły wysładzać płytki zbiornik.

PROCESY DIAGENETYCZNE I DOLOMITYZACJA

Wpływ procesów diagenetycznych na powstanie dolomitów był głównym problemem do rozwiązania w ramach prezentowanych obecnie badań. Te skały były bowiem przedmiotem kontrowersji, a ich geneza stanowiła niekiedy podstawowy argument badaczy przemawiający za takim lub innym pochodzeniem złóż kruszców.

Diagenеза oznacza wszystkie zmiany fizyczne i chemiczne, które zachodzą w skałach osadowych w czasie między ich sedimentacją a takim stanem skały lub minerału, kiedy podwyższająca się temperatura i ciśnienie dosięgnie granicy, powyżej której zajdą zmiany metaformiczne. Procesy diagenetyczne przebiegają w trzech głównych etapach: podmorskim (wczesny), podziemnym (środkowy) i podpowierzchniowym (późny).

Procesy zachodzące na etapie późnej diagenезы zaliczane są przez wielu badaczy do zjawisk epigenetycznych. W przypadku dolomitów powstających na tym etapie powszechnie nazywa się je epigenetycznymi, wówczas kiedy dolomityzacja zachodzi po całkowitym zunifikowaniu wapieni i jest spowodowana cyrkulującymi roztworami meteorycznymi lub hydrotermalnymi, pochodzącymi spoza zmienionego litosomu.

W obrębie dolomitów rejonu Trzebieńki wyróżnione były skały, które powstawały na etapie wczesnej diagenезы podmorskiej (dolomity wczesnodiagenetyczne) oraz takie, które powstały w warunkach diagenезы głębokiej, podziemnej oraz podpowierzchniowej. Obecne są również skały, które można zaliczyć do dolomitów epigenetycznych, bowiem na ich powstanie miały wpływ roztwory mineralizujące doprowadzone spoza układu i działające po całkowitym zlityfikowaniu i scementowaniu skał wyjściowych.

Dolomity wczesnodiagenetyczne ilościowo przeważają w obrębie serii dolomitowych. Wykazują one wiele cech diagnostycznych, charakteryzujących wczesny etap diagenезы podmorskiej:

1) dolomityzacja mułków aragonitowych i kalcytowych. O obecności aragonitu w pierwotnym osadzie świadczy występowanie zielenicy i innych glonów oraz małżoraczków. Żadna z tych form nie buduje swoich skorupki z dolomitu;

2) malkrytyzacja skorupki fauny, która zachodzi w wyniku drażniącej działalności alg i grzybów oraz bakterii współdziałających w procesie chemicznego strącania węglanu wapnia;

3) rozwój dolomitów warstw scementowanych typu „handground” oraz zjawiska niestatecznego warstwowania gęstościowego w obrębie dolomitów;

4) lityfikacja nie zmieniała pierwotnych struktur osadowych, w tym typowych dla mułków węglano-

wych, takich jak: laminacja, ślady żerowania organizmów, przerwy w sedimentacji, allochemy abradowane z podłoża i inne.

Dolomity kruszczońskie są skałami krystalicznymi, masywnymi, zazwyczaj o ciemnej barwie. Tworzą one ciała o wyraźnych granicach z otaczającymi je wapieniami i wczesnodiagenetycznymi dolomitami. Badania wykazały, że stanowią one grupę skał, które powstały w wyniku: 1) metasomatozy wapieni; 2) neomorfizmu agradacyjnego dolomitów wczesnodiagenetycznych; 3) wypełniania wolnych przestrzeni. W procesie ich powstawania współdziałały: procesy głębokiej, podziemnej i podpowierzchniowej diagenезы oraz roztwory epigenetyczne, (ascenzyjne i descenzyjne), z których część mogła mieć charakter podgrzanych solanek. Ilościowy udział poszczególnych procesów jest trudny do ustalenia, jakkolwiek na podstawie badań izotopów tlenu i węgla można przypuszczać, że udział roztworów gorących w procesie metasomatozy wapieni nie był duży. Współczynnik frakcjonowania izotopów tlenu wykazują zazwyczaj stan równowagi izotopowej w wapieniach i w powstałych z nich dolomitach w temperaturze od 25 do 30°C.

Przewagę ilościową miały zapewne roztwory reliktowe, porowe, kapilarnie oraz przesączające się z góry wody z basenów sedimentacyjnych, które w okresie osadzania się utworów warstw terebratulowych, karchowickich i dolomitów diploporowych były niewątpliwie bardzo zasolone i nasycone związkami magnezu.

Dolomity kruszczońskie rozpoczynały swój rozwój od lateralnych i pionowych kontaktów facjalnych wapieni i dolomitów wczesnodiagenetycznych, a w miarę dalszego postępu dolomityzacja rozprzestrzeniała się ogarniając coraz większe partie skał, powodując przemiany metasomatyczne w wapieniach i wzrost kryształów w dolomitach.

KONCENTRACJA METALI

Oznaczenia zawartości cynku i ołowiu wykazały, że skały płonne, w których nie występowały widoczne makroskopowo ani ślady, ani większe ciała złożowe siarczków, charakteryzują się podwyższoną koncentracją tych metali. Ilość cynku i ołowiu w utworach retu, dolnego wapienia muszlowego i dolomitów diploporowych jest co najmniej dwukrotnie wyższa niż w utworach dewonu i górnego wapienia muszlowego i wynosi od 0,01 do 0,1% Zn oraz od 0,001 do 0,1% Pb. Zawartość cynku jest niemal stała we wszystkich ogniwach stratygraficznych, natomiast ołowiu zmienia się nawet w obrębie jednego ogniwa litostratygraficznego. Metale koncentrowały się pierwotnie w glonach i innych roślinach, w skorupkach fauny i w bakteriach. Były one również absorbowane przez minerały ilaste. Przypuszcza się, że przyczyną stosunkowo wysokiej koncentracji metali w wodzie morskiej, z której były one absorbowane przez organizmy, było głównie: 1) zmywanie do osadów zdeintegrowanych i zwietrzałych skał starszych (okres erozji i wietrzenia trwał od górnego karbonu do permu i górnego piaskowca); 2) okresowych połączeń ze zbiornikiem alpejskim, w którym już od górnego anizyku zaznaczyły się porfirowe i bazaltowe erupcje wulkaniczne oraz sedimentacja tułów (połączenie zostało przerwane pod koniec wapienia muszlowego).

Koncentracje te były przemieszczane w procesach diagenезы i krystalizowały w postaci siarczków. Były to jednak drobne wprysnięcia lub co najwyżej siarczki rozproszone, ziarniste i warstwowe, które na podstawie badań ontogenicznych zaliczono do pierwszego etapu formowania, odrębnego od etapu rud brekcyjowych oraz horyzontów rud skorupowych i generacji późniejszych. Być może rudy diagenetyczne reprezentowane są przez rudy o strukturach odziedziczonych po pierwotnych strukturach sedimentacyjnych. Nie występują jednak często. Główne generacje złożowe powstawały w procesach epigenetycznych, lokując się we wcześniej uformowanych dolomitach kruszcowych.

SUMMARY

The studies of higher parts of Lower Muschelkalk carbonate series were aimed at estimating the influence of original sedimentary conditions on distribution of Zn-Pb ores in certain horizons of the Triassic (i.e. in the Gorazdže, Terebratula and Karchowice Beds). Original horizontal or almost horizontal stratification of these rocks was not obscured by subsequent epigenetic dolomitization (Fig. 1). There were differentiated several types of lamination: parallel, wavy, transversal, lenticular, oblique, ripplemark and varve-like (Fig. 2). The stratification is macroscopically visible only in rocks not altered by dolomitization. When rocks are effected by dolomitization, stratification may be traced with the use of chemical analyses and detailed microscopic studies (Fig 3). Early diagenetic rocks also display numerous erosional and deformational structures (Figs. 4—5).

Three main sedimentary facies and two subfacies are distinguished. Tables 1 and 2 and Figure 6 show features of their sedimentary environments. The sediments originated in the tidal flat and mainly in the intertidal and low-tide zones not connected with land areas.

Ore-bearing dolomites originated in result of: (1) limestone metasomatism, (2) agradation neomorphism of early diagenetic dolomites and (3) infilling of free spaces. Alterations took place mainly in result of strong diagenesis and the contribution of hot solutions was not large. Formation of the ore-bearing dolomites began at lateral and vertical facies contacts of limestones and early diagenetic dolomites.

Deposits of the Lower and some parts of Middle Muschelkalk are characterized by increased concentration of Zn and Pb. These metals were mainly absorbed by algae and other plants, animal shells and bacteria. High salinity of marine water resulted from: (1) washing of disintegrated and weathered deposits and (2) seasonal connections with Alpine basin. Diagenetic processes resulted in formation of sulfides of the 1st generation whereas the main horizons of crust and breccia ores resulted from epigenetic processes developing in earlier formed ore-bearing dolomites.

РЕЗЮМЕ

Исследованиям подвергнуто верхнюю часть карбонатных отложений нижнего ракушечного извест-

няка. Целью исследований было определение влияния первичных седиментационных условий на размещение месторождений цинка и свинца в триасовых горизонтах (горажджанские, теребратулевые и краховицкие пласты). Слоистость этих пород почти горизонтальная, не сглажена позже, эпигенетической доломитизацией пород (фиг. 1). Выделены разные типы ламинации: параллельная, волнистая, диагональная, линзовая, наклонная, связанная с волноприбойными знаками и варвового типа (фиг. 2). Макроскопически видна слоистость наблюдается только в породах не преобразованных доломитизацией. В доломитизированных породах определение первичной слоистости возможно путем химических анализов и детальных микроскопических исследований (фиг. 3). В раннедиагенетических породах встречаются также многие эрозионные и деформационные структуры (фиг. 4 и 5).

Выделены три основные седиментационные фации и две субфации. Условия их седиментации представлены в таб. 1, 2 и на фиг. 6. Седиментация осадков происходила на плавной плоскости, главным образом в между- и нижеплавной зонах. Седиментационные зоны не были соединены с сушей.

Образование рудоносных доломитов было результатом: 1) метасоматоза известняков, 2) аградационного неоморфизма раннедиагенетических доломитов, 3) заполнения свободного пространства. Преобразование происходило главным образом в процессах глубокого диагенеза, а участие горячих растворов было небольшое. Развитие рудоносных доломитов начиналось с латеральных и вертикальных фациальных контактов раннегенетических известняков и доломитов, что стало причиной метасоматоза в известняках и роста кристаллов в доломитах.

Осадки верхнего и частично среднего ракушечного известняка характеризуются увеличенной концентрацией цинка и свинца. Абсорбентами металлов были водоросли, раковины фауны, бактерии, растения и глинистые минералы. Причины большой солёности морской воды следующие: 1) смывание десинтегрированных и выветренных осадков эрозионного покрова, 2) временное соединение с альпийским бассейном. Процессы диагенеза стали причиной образования сульфидов первой генерации, по главные горизонты коркообразных и брекчиевых руд образовались в раньше сформированных рудоносных доломитах в ходе эпигенетических процессов.