

Eugeniusz GŁOWACKI

○ dolomityzacji w jurze w zachodniej części przedgórza Karpat środkowych

WSTĘP

Skały dolomityczne są na ogół przedmiotem dużego zainteresowania tak pod względem gospodarczym, jak również naukowym.

Jeśli chodzi o znaczenie gospodarcze, to skały te mają w pierwszym rzędzie zastosowanie jako surowiec w różnych dziedzinach przemysłu, w tym również w przemyśle materiałów ogniotrwałych. Oprócz tego ze skałami tymi niekiedy związane są okruszcowania, jak na przykład w triasie na Górnym Śląsku, co szczególnie zwiększa ich znaczenie. W przemyśle naftowym dolomity ceni się bardzo ze względu na niejednokrotnie dużą ich porowatość i skawerowanie, dzięki czemu mogą one być w odpowiednich warunkach geologicznych bardzo obfitymi zbiornikami ropy i gazu ziemnego.

Badania naukowe, które trwają od przeszło pół wieku, prowadzone są głównie w dwóch kierunkach. a to: 1. ustalenia typów genetycznych i geologicznych form występowania dolomitów; 2. ustalenia warunków ich tworzenia się. Niezależnie od tego istnieje jeszcze trzeci kierunek badań, który zmierza do ustalenia stosunku ilościowego wapnia do magnezu w seriach węglanowych poszczególnych epok geologicznych. Tego rodzaju badania po raz pierwszy w Polsce zostały zapoczątkowane przez E. Czajor i J. Czerwińskiego (1960).

Publikacji na temat dolomitów, względnie objawów dolomityzacji w polskiej literaturze geologicznej jest niewiele. Na temat dolomityzacji w utworach jurajskich pisał we wcześniejszych latach A. Gawęł (1948). W pracy tej autor omawiając dolomity w jurze krakowskiej podaje również teoretyczne rozważania na temat procesu i wieku tworzenia się tych skał. Publikacja K. Smulikowskiego (1946), jakkolwiek dotyczy ona dolomitów triasowych Górnego Śląska, posiada jednak duże znaczenie.

Zjawisko dolomityzacji w utworach jurajskich, występujących na obszarze przedgórza Karpat środkowych, nie zostało dotychczas szerzej w literaturze poruszone. Zdaniem autora jest ono dość ważne i ciekawe, tak że zasługuje na to, aby poczynione już pewne wstępne obserwacje

podać do ogólnej wiadomości. Oczywiście dalsze badania i to w sposób bardziej szczegółowy muszą być prowadzone nadal. Badania te będą miały zapewne w przyszłości duże znaczenie, gdyż jak się można zorientować z coraz częściej pojawiających się w polskiej literaturze drobnych wzmianek, zjawisko dolomityzacji występujące w tej lub innej postaci w jurze na obszarze Polski jest dość powszechne.

UTWORY JURAJSKIE W ZACHODNIEJ CZĘŚCI PRZEDGÓRZA KARPAT ŚRODKOWYCH

Utwory jurajskie w zachodniej części przedgórze Karpat środkowych występują na bardzo dużej przestrzeni i zajmują znaczną pozycję w gmachu architektonicznym podłoża miocenu. Ich północny zasięg na

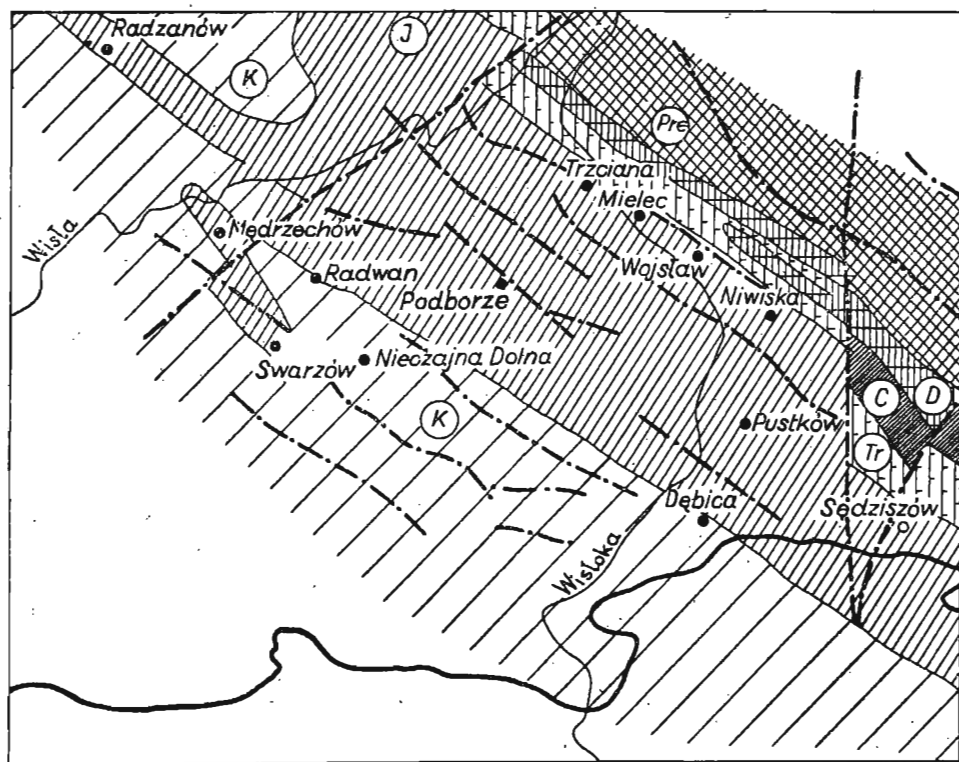


Fig. 1. Szkic geologiczny podłoża miocenu w SW części przedgórze Karpat środkowych →

Geological sketch of the Miocene substratum in the southwestern part of the Middle Carpathian Foreland

1 — kreda; 2 — jura; 3 — trias; 4 — karbon; 5 — dewon; 6 — prekamb; 7 — brzeg Karpat; 8 — dyslokacje; 9 — otwory wiertnicze

tym obszarze przebiega mniej więcej na linii Słupiec, Otałęż, Złotniki (koło Mielca) i Niwiska. Dalej na wschód, za poprzecznym uskokiem Niwisk zasięg ten, nie zmieniając swojego kierunku, cofa się nieco ku południowi.

W strefie północnej występują one bezpośrednio pod mioceniem, w południowej zaś mniej więcej na południowy zachód od Dąbrowy Tarnowskiej, przeważnie pod przykryciem utworów kredowych, wraz z którymi zanurzają się pod Karpaty (fig. 1).

Jura na omawianym obszarze rozwinięta jest od keloweju do kimerydu włącznie. Reprezentują ją głównie skały węglanowe, a więc wapienie, margle i niekiedy dolomity. Miąższość całej serii wynosi około 1000 m. Jest to, poza mioceniem, najgrubszy kompleks skalny. Bliższa charakterystyka wraz z próbą litostratygraficznego rozdzielania omawianych osadów jurajskich, występujących w części zachodniej, jak i wschodniej Przedgórze, została uwzględniona ostatnio w opracowaniu P. Karnkowskiego i E. Głowackiego (1961). Aby się nie powtarzać, załączam tu jedynie profile litologiczne trzech najbardziej interesujących wierceń, w których stwierdzono grubsze wkładki dolomitów (fig. 2). Trzeba tu zaznaczyć, że oddają one dość dobrze przestrzenny stosunek margli do wapieni, który mniej więcej zachowany jest w tej postaci w całej zachodniej części przedgórze. Margle występują głównie w środkowej partii profilu.

ZJAWISKO DOLOMITYZACJI

Zjawisko dolomityzacji w utworach jurajskich na obszarze zachodniej części przedgórze Karpat środkowych, zwłaszcza w postaci mniejszych lub większych objawów, spotykane jest dość często.

Z dotychczasowych obserwacji wynika, że słabe objawy dolomityzacji dotyczą w pierwszym rzędzie wapieni, a niekiedy i margli astartu i kimerydu, w mniejszym znacznie zaś stopniu niższych poziomów jury. W większości przypadków można je śledzić tylko pod mikroskopem, obserwując na tle wapiennym lub marglistym licznie rozsiane romboedryczne kryształki dolomitu. Silniejsze objawy tego procesu dadzą się zauważyć nawet makroskopowo. W tym przypadku skały są bardziej przekryształizowane, słabo burzą się na zimno z kwasem solnym oraz zawierają częściowo wylugowane szczątki organiczne.

W tym, co wyżej przedstawiono, nie byłoby nic szczególnego, gdyby nie zachodziła pewna prawidłowość. Okazuje się bowiem, że tej częściowej dolomityzacji ulegają skały bardziej porowate, a takie właśnie przeważają zarówno w astartacie, jak i kimerydzie. Skały rauraku i oksfordu są natomiast bardziej zbite i przebieg dolomityzacji ma w nich zupełnie inny charakter, o czym przekonamy się w dalszej części niniejszego artykułu.

Wapienie, które najłatwiej ulegają częściowej dolomityzacji, są zwykle drobnodetrytyczne i organodetrytyczne, o nieco porowatym i marglistym spoiwie. Dolomityzacji ulegają przede wszystkim partie spoiwa.

Bardziej zbite partie wapienne i szczątki organiczne są na ogół nie naruszone, a jeśli tak, to tylko w nieznacznym stopniu. Najbardziej odporne pod tym względem okazują się szczątki liliowców (tabl. I, fig. 4).

Kryształki dolomitu, które występują w częściowo zdolomityzowanych wapieniach i marglach, są przeważnie idiomorficzne i o romboedrycznych zarysach. Wielkość ich wynosi przeciętnie $0,01 \div 0,05$ mm. Na powierzchni poszczególnych osobników widoczne są tylko nieliczne wrostki, które w większości zdają się należeć do węglanu wapnia, pozostałości nie uległej metasomatozie. Kryształków o budowie pasowej raczej nie spotyka się.

Proces częściowej dolomityzacji w marglach przedstawia się podobnie, z tym tylko, że rozmieszczenie kryształków dolomitycznych jest bardziej równomierne na całej powierzchni. Dodać tu należy, że margle dolomityczne wykazujące wzbogacenie w kryształki są na ogół silnie zailone oraz zawierają niekiedy domieszkę detrytycznego kwarcu.

Partie skalne dotknięte dolomityzacją, o której była wyżej mowa, najczęściej stwierdzano dotychczasowymi badaniami w utworach kimerydu i astartu w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (Nieczajna Dolna 1 i 3, Radwan 1). Ma to swoje uzasadnienie, gdyż jeśli chodzi szczególnie o wapienie, to przeważają tu odmiany (detrytyczne oraz o swoiwej porowatym i marglistym), które najłatwiej ulegają procesowi częściowej dolomityzacji. Wśród margli natomiast znane są w tym rejonie nawet drobne przejścia do piaskowców marglistych z glaukonitem, na ogół rzadko w jurze spotykane.

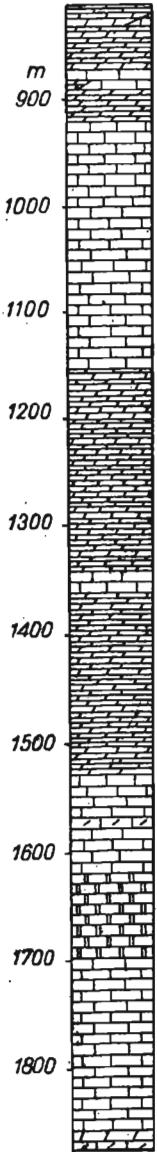
Poza omówionym wyżej zjawiskiem dolomityzacji częściowej, na obszarze zachodniej części przedgórza Karpat środkowych stwierdzono również dolomityzację całkowitą, to jest taką, która doprowadziła do powstania typowych dolomitów. Na podstawie obecnych danych dolomityzacja ta, w przeciwieństwie do poprzedniego typu, dotyczy przede wszystkim utworów oksfordu i częściowo rauraku.

Grube ławice typowych dolomitów stwierdzono dotychczas tylko w trzech otworach, a to: Podborze 10 i 16 oraz Nieczajna Dolna 3. Poza tym znane są cienkie wkładki, nie przekraczające kilku metrów miąższości, z wierceń w rejonie Radzanowa, Dębicy i innych. Kompleksy dolomityczne, wydzielone w wyżej wspomnianych trzech otworach na podstawie rdzeni oraz karotażów BSE, występują na następujących głębokościach: $1613 \div 1770$ m (Podborze 10); $1198 \div 1300$ m, $1390 \div 1455$ m i $1480 \div 1560$ m (Podborze 16) oraz $1620 \div 1700$ m (Nieczajna Dolna 3). Kompleksy te uwidocznione są na profilach litologicznych (fig. 2).

Jak widać z powyższego zestawienia, omawiane dolomity najbardziej rozwinięte są w otworze Podborze 16. Zaznaczają się tu trzy ławice, najwyższa z nich występuje w partii przejściowej od oksfordu do rauraku. Dolomity są szare, dobrze przekryształizowane, bardzo porowate i skawernowane, a także miejscami silnie spękane. Kawerny są nieregularne, o średnicy dochodzącej niekiedy do kilku centymetrów (tabl. I, fig. 3). Wewnątrz tych kawern wykrystalizowane są liczne kryształki dolomityczne, tworzące wyraźne szczotki. Spękania przebiegają najczęściej pionowo, tworząc cały system płaszczyn gęsto przebiegających obok siebie, względnie przecinających się pod niewielkim kątem (tabl. I,

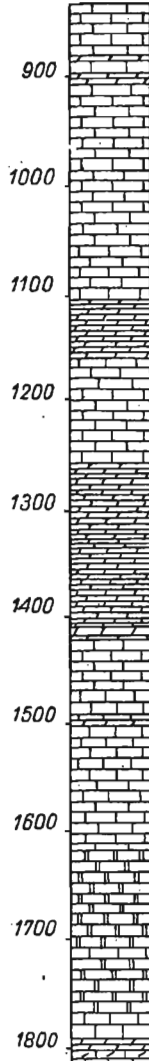
Nieczajna Dolna 3

Wys. n.p.m. 180m



Podborze 10

Wys. n.p.m. 180m



Podborze 16

Wys. n.p.m. 180m

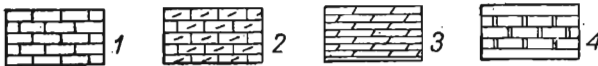
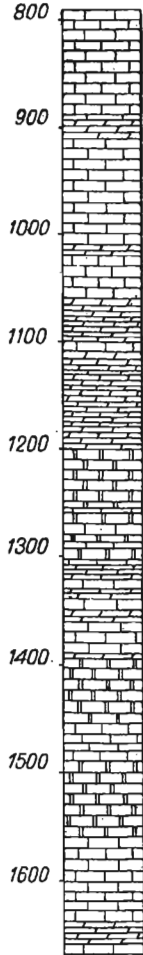


Fig. 2. Profile litologiczne utworów jurajskich

Lithological profiles of the Jurassic sediments

- 1 — wapień; 2 — wapień marglisty; 3 — margiel; 4 — dolomit
 1 — limestone; 2 — marly limestone; 3 — marl; 4 — dolomite

ig. 4). Na płaszczyznach spękań, podobnie jak w kawernach, wytracone są również grubsze kryształki dolomitu, dzięki czemu niektóre spękania wykazują częściowe zablźniaczenia i dają o sobie znać dopiero po uderzeniu młotkiem. Kawerny i szczeliny spękań wypełnione są dość często drobnokrystalicznym anhydrytem i gipsem reprezentowanym zwykle przez odmianę barwy białej, zwaną alabastrem (tabl. I, fig. 3). Minerale ten wykrył jest również w licznych porach i mikroskopijnych szczelinkach (tabl. II, fig. 7).

Jest rzeczą charakterystyczną, że stopień mineralizacji siarczanem wapnia zwiększa się w pobliżu lub na samym kontakcie z wapieniami w partiach spagowych, a także w partiach o stosunkowo dużej zawartości nie przeobrażonych okruchów wapieni. Jest on również duży w obrębie cienkich wkładek dolomitycznych (np. w Radzanowie i Dębicy).

Dolomity nie są jednorodne głównie tam (Podborze 10 i 16, Nieczajna Dolna 3), gdzie stwierdzono grubsze ich pakiety. Wśród dolomitów silnie porowatych i skawernowanych, barwy jasnoszarej i szarej występują dolomity ciemniejsze i bardziej zbite oraz zdolomityzowane margle, które makroskopowo przypominają nieco skały piaszczyste. Zróznicowanie to leży niewątpliwie u podstaw różnych skał wyjściowych, które uległy przeobrażeniu.

Struktura mikroskopowa tych skał jest zmienna, pokrywająca się w dużym stopniu z cechami makroskopowymi, na podstawie których można było wyróżnić trzy wyżej wspomniane odmiany. Dolomity zbite i lekko margliste oraz zdolomityzowane margle wykazują przeważnie strukturę drobnokrystaliczną. Struktura dolomitów czystych, silnie porowatych i skawernowanych, jest od drobno- do grubokrystalicznej. Wielkość kryształków dolomitycznych dochodzi w nich do 0,5 i więcej mm średnicy. Kryształki dolomityczne o zarysach romboedrycznych ograniczają się głównie do zdolomityzowanych margli. W pozostałych skałach dolomitycznych przeważają kryształki nieregularne, wzajemnie się ząbiające.

Pozostałości nie przeobrażonego węgla wapnia, a także wrostki związków żelaza w kryształkach dolomitycznych są na ogół nieliczne. Wzrost tych produktów obserwujemy przede wszystkim w partiach przejściowych do wapieni. Ponadto w tych partiach licznie występują kryształki dolomitu wykazujące budowę pasową. Budowa taka wynika z silnego przyprószenia różnymi produktami partii centralnych kryształków, a pozostawienia czystych brzegów (tabl. II, fig. 8).

Przykładowo wykonana analiza chemiczna próbki dolomitu z otworu Podborze 16 dała następujący wynik:

CaCO_3	52,89%
MgCO_3	35,54%
CaSO_4	5,14%
Fe_2O_3	1,34%
Części nierozpuszczalne 4,08%	

Analizowana próbka pochodzi z partii rdzenia w pobliżu kontaktu z wapieniami, silnie przepojonej anhydrytem.

TYP I GENEZA DOLOMITYZACJI

Genetyczne typy dolomitów mogą być różne. Obecnie powszechnie przyjmowane są trzy zasadnicze typy: sedymentacyjny (1), diagenetyczny (2), epigenetyczny (3).

Dolomity typu sedymentacyjnego powstają wprost z roztworu wodnego jako typowe osady chemiczne. Następne dwa typy są wynikiem procesu metasomatozy, a więc zastąpienia węglanu wapnia przez dolomit. Różnica między nimi polega na tym, że tworzenie się pierwszego z nich przypada na okres wczesnej diagenезy, drugiego zaś — po skonsolidowaniu osadu. Pogląd taki między innymi w dalszym ciągu podtrzymuje N. M. Strachow (1956) w swoim artykule o typach i genezie skał dolomitycznych. Kryteria podziału, chociażby na wspomniane trzy typy, nie są zupełnie ścisłe. Wynika to stąd, że wiele cech jest wspólnych, szczególnie dla dolomitów sedymentacyjnych i diagenetycznych, a następnie diagenetycznych i epigenetycznych. Stosując się do kryteriów zestawionych ostatnio przez S. G. Wiszniakowa (1956) wydaje się, że w przypadku omawianej dolomityzacji jurajskiej na przedgórzu Karpat mamy do czynienia tylko ze zjawiskiem dolomityzacji dia- i epigenetycznej.

Wspomnieć tu należy, że dolomity sedymentacyjne najbardziej rozpowszechnione są w prekambrze i starszym paleozoiku. W młodszym paleozoiku natomiast rozwijały się, mniej więcej na równi, dolomity sedymentacyjne i diagenetyczne. W mezozoiku i kenozoiku rola dolomitów wśród osadów węglanowych znacznie spadła i ogólnie przeważa typ dolomitów diagenetycznych nad epigenetycznymi (L. Cayeux, 1916, 1935; N. M. Strachow, 1949, 1956). We współczesnych osadach objawy dolomityzacji są bardzo znikome i spotyka się je w nielicznych miejscach.

Według współczesnych poglądów wielu autorów dolomity sedymentacyjne są najbardziej typowe dla silnie zasolonych zbiorników zamkniętych i lagun. Morze jurajskie, jak ogólnie wiadomo, było morzem otwartym i przypuszczalnie niezbyt zasolonym, tak że tworzenie się dolomitów tego typu mogło mieć miejsce jedynie w strefie przybrzeżnej.

Do dolomityzacji diagenetycznej w naszym przypadku byłbym skłonny zaliczyć przede wszystkim mniejsze lub większe objawy tego procesu, stwierdzone przeważnie wśród utworów astartu i kimerydu. Wskazuje na to w dużym stopniu wykształcenie i rozmieszczenie kryształków dolomitu, jak również sam sposób (bardzo nieregularny) występowania partii w ten minerał wzbogacony. Wspomniane objawy dotyczą skał porowatych i marglistych. Proces dolomityzacji mógł więc nastąpić z jednej strony — na skutek ułatwionej wędrówki soli magnezowych, z drugiej zaś — w wyniku absorpcyjnych własności substancji ilastej. Istotne jest jeszcze to, że dolomityzacja diagenetyczna najprawdopodobniej przebiegała w zbiornikach bardzo płytkich (około 15 m), a takie warunki przypuszczalnie panowały w okresie kimerydu i astartu.

Geneza typowych skał dolomitycznych, stwierdzonych wśród utworów oksfordu i częściowo rauraku, jest niewątpliwie epigenetyczna. Wskazuje na to dobitnie charakter dolomitów, jak również spotykane

w nich nie uległe przeobrażeniu okruchy wapieni (tabl. II, fig. 9). Warto jednak zwrócić uwagę na niektóre szczegóły. Otóż, jak wykazały badania mikroskopowe, w strefie przejściowej od wapieni do dolomitów dolomityzacja postępuje od płaszczyzn spękań, a drobne żyłki dolomityczne wnikają niejednokrotnie dość daleko w obręb litych wapieni. Jeszcze dalej przenikają pojedyncze kryształki tego minerału (tabl. II, fig. 7). Stosunkowo najdalej od kontaktu z właściwymi dolomitami występują ślady metasomatozy w wapieniach marglistych, co najprawdopodobniej jest związane z większą ich przepuszczalnością. Zjawisko anhydrytyzacji jest niewątpliwie procesem późniejszym, co wyraźnie wynika ze stosunku anhydrytu do dolomitu w szczelinach wapieni. Na płaszczyznach spękań najpierw tworzy się warstewka dolomityczna, a następnie anhydrytowa.

Odnosnie do grubych partii dolomitycznych nie wystarczy tylko stwierdzić, że są one epigenetyczne, lecz należałoby wyjaśnić, w jakim czasie i warunkach mogły one powstać.

W poprzednim rozdziale wspomniano, że dolomity te nie są jednorodne i obok dolomitów silnie skawernowanych występują wkładki bardziej zbitych lub zdolomityzowanych margli. Zróznicowanie to jest niewątpliwie wynikiem przeobrażenia różnych skał wyjściowych. Wyklucza się zatem możliwość, że dolomityzacji uległy jakieś partie wapieni grubodetrytycznych, utworzonych w czasie sedymentacji, jakkolwiek wapienie tego typu są gdzieś tam spotykane. Wniosek zatem jest taki, że dolomityzacji uległy normalne osady wapienne, przeławicane miejscami marglami.

Na podstawie obecnych obserwacji nie można dopatrzeć się jakiegś ważniejszej przyczyny jak tylko pewnych naruszeń tektonicznych, które mogły ułatwić krążenie zmineralizowanej wody morskiej, będącej bezpośrednim czynnikiem zaszych zmian w pierwotnym osadzie. Wykluczyć należałoby tu jakikolwiek wpływ wód juvenilnych, jak to przyjmuje S. Klimek (1956) w przypadku dolomityzacji utworów karbońskich w rejonie Dębника, ponieważ działalność wulkaniczna na tym obszarze nie przejawiała się od jury do trzeciorzędu włącznie.

Osady oksfordu i rauraku są niewątpliwie osadami morza głębszego. Zatem nie jest wykluczone, że pod koniec rauraku zaznaczyły się pewne ruchy wypiętrzające, powodujące w niektórych strefach pęknięcia i zluźnienia tektoniczne. Ruchy takie mogły zachodzić też w ciągu tych dwóch okresów, ponieważ na przejściu od rauraku do astartu nie obserwuje się w zasadzie wyraźniejszych nagłych zmian facjalnych. Jestem jednak skłonny twierdzić, że dolomityzacji uległy nie wapienie grubodetrytyczne, lecz normalne. Przyczyniły się do tego jakieś naruszenia tektoniczne zaszłe w ciągu jury.

A. Gawel (1948) przyjmuje wprawdzie górną kredę za okres dolomityzacji w utworach jurajskich rejonu krakowskiego, lecz tam soczewy dolomityczne pochodzą z partii kontaktowej z osadami kredowymi. W naszym przypadku trudno jest jednak przypuszczać, ażeby wody morza kredowego miały możliwość krążenia niemal do spągu utworów jurajskich, skoro ich miąższość wynosi około 1000 m i występują wśród nich warstwy słabo przepuszczalne.

FORMY GEOLOGICZNE

Jest rzeczą ogólnie wiadomą, że tylko dolomity sedymentacyjne występują w postaci dość regularnych warstw, ciągnących się niekiedy na dużej przestrzeni. Dolomity diagenetyczne i epigenetyczne takich warstw nie tworzą. Często ich soczewkowate formy przebiegają niezgodnie do uławicenia skał otaczających. To właśnie najbardziej różni je od dolomitów typu sedymentacyjnego.

Jakie formy geologiczne tworzą zdolomityzowane partie skalne w utworach jurajskich na przedgórzu Karpat, trudno jest na podstawie obecnych danych bliżej ustalić. Z dość odległych od siebie wierceń można by przede wszystkim wnioskować o częstości i intensywności dolomityzacji w poszczególnych wierceniach.

Wydaje się, że dociekanie, jakie formy tworzą partie z drobnymi tylko objawami dolomityzacji, nie ma większego znaczenia. Zapewne będą to jakieś gniazda lub niezbyt dużych rozmiarów soczewy. Ciekawą tylko rzeczą byłoby stwierdzenie, czy nie wiążą się one głównie z pewnymi horyzontami, tak jak stwierdzono w astarcie i kimerydzie.

Ustalenie form geologicznych dla partii o pełnej dolomityzacji byłoby rzeczą nie tylko ciekawą, lecz również wskazaną ze względu na wybitne ich własności kolektorskie i możliwości występowania w nich obfitych złóż ropy i gazu ziemnego.

Z profilów litologicznych (fig. 2) wynika, że partie dolomityczne w poszczególnych otworach występują w różnych horyzontach i na różnych głębokościach. Odległość pomiędzy otworami (Podborze 10 i 16) wynosi tylko 1700 m, pomimo to różnice w profilach są bardzo duże. W otworze Podborze 10 występuje tylko jeden horyzont dolomityczny — w najniższym oksfordzie, a w otworze Podborze 16 — co najmniej trzy, na przestrzeni od oksfordu do rauraku. W takich głębokich otworach, jak Trzciana, Mielec, Niwiska, Wojsław i inne nie stwierdzono w ogóle horyzontów dolomitycznych. A zatem wynikałoby, że mają one dość lokalne i ograniczone rozprzestrzenienie.

W związku z wypowiedzianym w poprzednim rozdziale przypuszczeniem, że dolomity te najprawdopodobniej związane są z naruszeniami tektonicznymi, nasuwają się dwa dalsze wnioski. Po pierwsze — mogą one występować wzdłuż pewnych stref (linii tektonicznych), a po drugie — ich formy geologiczne mogą mieć charakter żył lub bardzo nieregularnych soczew. Na pewien ich związek z uskokami i pęknięciami mogą wskazywać dość często obserwowane intensywne spękania i zdrzutotania.

Związek między formami występowania dolomitów a uskokami wyobrazić sobie można w ten sposób, że procesy dolomityzacji zachodzą w miejscach leżących dalej od szczelin i prowadzą do powstania nieregularnych form soczewkowatych. Trudno jest jednak chociażby w przybliżeniu określić wielkość tych soczew.

Zarówno formy soczewkowate, jak i żyłowe mogą w pewnych sprzyjających warunkach geologicznych tworzyć „pułapki“ ropo-gazowe. Poszukiwania takich form nie są jednak łatwe. Trudności polegają głównie

na tym, że nie wiemy, czy wiążą się one z dyslokacjami rejestrowanymi przez sejsmikę w anhydrytach i powierzchni podmiocenińskiej, czy też innymi. Dotychczas natrafiono na dolomity silnie zawodnione z zapa-chem H_2S .

Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Jaśle
Nadesłano dnia 22 grudnia 1962 r.

PIŚMIENICTWO

- CAYEUX L. (1916) — Introduction a l'étude petrographique des roches sédimentaires. Paris.
- CAYEUX L. (1935) — Les roches sédimentaires de France: Roches carbonatés (calcaires et dolomies). Masson et Cie. Paris.
- CZAJOR E., CZERMIŃSKI J. (1960) — Zmienność zawartości wapnia i magnezu w skałach węglanowych na obszarze Polski bez Karpat. Kwart. geol., 4, p. 459—466, nr 2. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. (1952) — Powstawanie wapieni skalistych jury krakowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 21, p. 125—180, nr 2. Kraków.
- GAWEŁ A. (1946) — Dolomitacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa. Roczn. Pol. Tow. Geol., 18, p. 292—308. Kraków.
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E. (1961) — O budowie geologicznej utworów podmiocenińskich przedgórze Karpat środkowych. Kwart. geol., 5, p. 372—416, nr 2. Warszawa.
- KLIMEK S. (1956) — Występowanie dolomitów w wapieniu węglowym na północno-wschodnim skrzydle antykliny Dębniaka. Roczn. Pol. Tow. Geol., 25, p. 121—129, nr 2. Kraków.
- РОНОВ А. В. (1956) — Химический состав и условия формирования палеозоических карбонатных толщ русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). Труды ГИ Ак. Наук СССР, вып. 4. Москва.
- SMULIKOWSKI K. (1946) — O dolomicie z Imieliną na Górnym Śląsku. Roczn. Pol. Tow. Geol., 16, p. 159—167. Kraków.
- СТРАХОВ Н. М. (1949) — О периодичности и необратимой эволюции в истории Земли. Изв. Ак. Наук СССР, сер. геол. № 6. Москва.
- СТРАХОВ Н. М. (1956) — О типах и генезисе доломитовых пород. Труды ГИН Ак. Наук СССР, вып. 4, Москва.
- ТЕОДОРОВИЧ Г. И. (1947) — Карбонатные фации сакмарско- ртинских и верхнекаменноугольных отложений Татарии, Западной Башкирии и прилегающих районов в связи с поисками месторождений нефти. ИГи Ак. Наук СССР. Москва.
- ТЕОДОРОВИЧ И. И. (1950) — Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Вольской области. Изв. Ак. Наук СССР. Москва.
- ВИШНЯКОВ С. Г. (1956) — Типы доломитовых пород северо-западной окраины русской платформы. Труды ГИ. Изд. Ак. Наук СССР, вып. 4. Москва.

Эугениуш ГЛОВАЦКИ

О ДОЛОМИТИЗАЦИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРЕДГОРЬЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КАРПАТ

Резюме

В настоящей статье автором затрагивается явление доломитизации, наблюдающееся в юрских отложениях западной части предгорья Центральных Карпат (фиг. 1).

На основании произведенных наблюдений было установлено, что это явление распространено в виде более или менее значительных химических изменений и в виде полной доломитизации.

Явления доломитизации в юрских отложениях вышеуказанного района наблюдаются, в основном, в кимериджских и астартовых породах. Эти процессы проявляются в мелкодетритовых и органодетритовых, слегка мергелистых, известняках и сильно глинистых мергелях и были выявлены в результате микроскопических исследований. Частично доломитизированные известняки и мергели содержат в довольно большом количестве рассеянные или в виде мелких скоплений ромбоздрические кристаллики доломита.

Полная доломитизация, которая привела к образованию типичных доломитизированных пород, установлена выполненными до сих пор работами в пределах свиты массивных известняков и мергелей рауракского и оксфордского возрастов. Наиболее мощные комплексы этих пород были встречены в трех буровых скважинах (фиг. 2).

Рассматриваемые доломиты преимущественно сильно пористые и кавернозные, трещиноватые и местами пропитанные ангидритом. Наряду с сильно пористыми и кавернозными доломитами встречаются также более плотные доломиты и доломитизированные мергели. Последние внешним видом напоминают немного песчанистые породы.

На основании произведенных исследований доломитизацию проявляющуюся в юрских отложениях западной части предгорья Центральных Карпат можно отнести к диагенетическому и эпигенетическому типам.

По мнению автора диагенетическими являются мелкие проявления этого процесса, которые наблюдаются преимущественно в кимериджских и астартовых образованиях. Доломиты же, распространенные в рауракском и оксфордском ярусах следует отнести к эпигенетическому типу, что подтверждается рядом петрографических и геологических предпосылок.

Геологические формы частично доломитизированных, т. е. с проявлениями доломитизации, комплексов пород представлены, по всей вероятности, в виде линз и нерегулярных гнезд. Типичные доломиты образуют скорее всего какие-то жилы и нерегулярные линзы и связаны, по всей вероятности, с некоторыми нарушениями распространенными вдоль сбросов.

По мнению автора процессы как диагенетической так и эпигенетической доломитизации начались в юрское время.

Eugeniusz GŁOWACKI

**ON DOLOMITIZATION IN THE JURASSIC OF THE WESTERN PART
OF THE MIDDLE CARPATHIAN FORELAND**

S u m m a r y

In his paper the author discusses the phenomena of dolomitization occurring in the Jurassic of the western part of the Middle Carpathian Foreland (Fig. 1).

As far as hitherto observed, the process occurs in the shape of minor and major symptoms, and in the form of total dolomitization.

The symptoms of dolomitization in the Jurassic of the area discussed have mainly been recorded in the Kimmeridgian and Astartian sediments. The phenomena occur as fine-detrital and organo-detrital, slightly marly limestones and strongly clayey marls. These symptoms were discovered by microscopic examinations. The partly dolomitized limestones and marls contain small rhombohedral dolomite crystals, either amply scattered or grouped in small concentrations.

The total dolomitization, which caused formation of typical dolomite rocks was ascertained by investigations within a series of rocky limestones and marls of the Rauracian and Oxfordian. The thickest banks of these rocks were encountered in three bore-holes (Fig. 2).

For the most part, the dolomites under discussion are highly porous, cavernous and cracked, locally filled with anhydrite. Alongside of strongly porous and cavernous dolomites, also more compact dolomites and dolomitized marls occur. In their appearance, the latter resemble, in some degree, the arenaceous rocks.

The investigations made show that the dolomitization occurring in the Jurassic of the western part of the Middle Carpathian Foreland may be referred to that of diagenetic and epigenetic type.

The author considers diagenetic to be these minor symptoms of that process, which mostly were recorded amidst the Kimmeridgian and Astartian sediments. On the other hand, the dolomites occurring in the Rauracian and Oxfordian should be assigned to the epigenetic type, as indicated by various petrographical and geological features.

Geological forms of the rock parts being dolomitized in some degree, i.e. these which show symptoms of dolomitization, most probably appear mainly in the form of lenticles and irregular nests. The typical dolomites form rather veins and irregular lenticles, and are, presumably, connected with certain displacements occurring along the faults.

In the author's opinion, the dolomitization processes, both diagenetic and epigenetic, must have taken place during the Jurassic time.

TABLICA I

- Fig. 3. Dolomit silnie porowaty i skawernowany (Podborze 10, głęb. 1639 ÷ 1643 m). Zdjęcie rdzenia z boku, pow. 1,28 ×
Dolomite strongly porous and cavernous (Podborze 10, depth 1639 ÷ 1643 m). Side view of core, × 1,28
- Fig. 4. Pionowe spekania w dolomicie (Podborze 10, głęb. 1639 ÷ 1643 m). Zdjęcie rdzenia z góry, pow. 1,12 ×
Vertical joints in dolomite (Podborze 10, depth 1639 ÷ 1643 m), Top view of core, × 1,12
- Fig. 5. Dolomit zdruzgotany i scementowany anhydrytem (Podborze 16, głęb. 1547 ÷ 1555 m). Zdjęcie rdzenia z boku, pow. 1,3 ×
Brecciated dolomite, cemented by anhydrite (Podborze 16, depth 1547 ÷ 1555 m). Side view of core, × 1,3
- Fig. 6. Wapień organodetrytyczny z licznymi kryształkami dolomitycznymi — objawy dolomitizacji (Nieczajna Dolna 1, głęb. 766 ÷ 772 m). Pow. 25 ×
Organo-detrital limestone with numerous tiny dolomitic crystals; symptoms of dolomitization (Nieczajna Dolna 1, depth 766 ÷ 772 m). × 25

TABLICA II

- Fig. 7. Anhydrytowe wypełnienia por i szczelin w dolomicie (Podborze 10, głęb. 1621,3 ÷ 1629,4 m). Pow. 40 ×, nikole skrzyżowane
Anhydrite fillings in pores and fissures of dolomite (Podborze 10, depth 1621,3 ÷ 1629,4 m). Crossed nicols, × 40
- Fig. 8. Dolomit wapnisty z kryształkami dolomitycznymi o pasowej budowie (Podborze 16, głęb. 1390,3 ÷ 1390,9 m). Pow. 40 ×
Calcareous dolomite with tiny dolomitic crystals of banded structure (Podborze 16, depth 1390,3 ÷ 1390,9 m). × 40
- Fig. 9. Dolomit z fragmentami nie przeobrażonego wapienia — zjawisko metasomatozy (Podborze 10, głęb. 1613,4 ÷ 1621,3 m). Pow. 40 ×, nikole skrzyżowane
Dolomite with fragments of unaltered limestone. Phenomenon of metasomatoses (Podborze 10, depth 1613,4 ÷ 1621,3 m). Non-crossed nicols, × 40
- Fig. 10. Żyłka oraz pojedyncze kryształki dolomityczne w wapieniu ze strefy kontaktowej wapieni z dolomitami (Podborze 10, głęb. 1665,1 ÷ 1671,1 m). Pow. 40 ×
Veinlet and scattered tiny dolomitic crystals in limestone from contact zone of limestones and dolomites (Podborze 10, depth 1665,1 ÷ 1671,1 m), × 40



Fig. 3

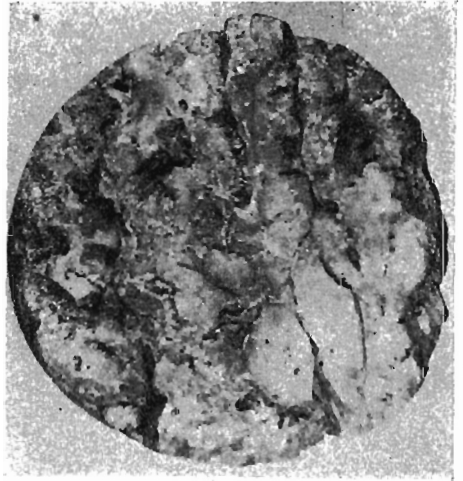


Fig. 4



Fig. 5

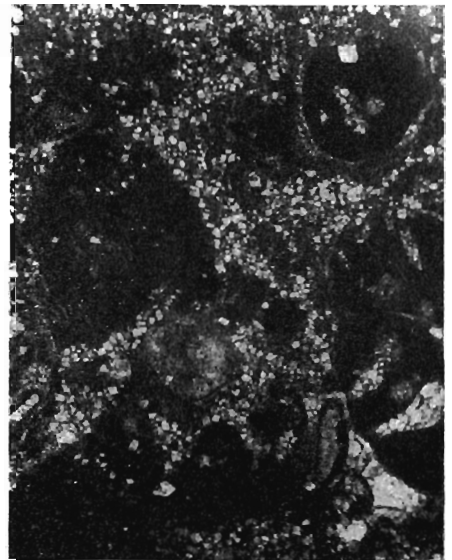


Fig. 6



Fig. 7

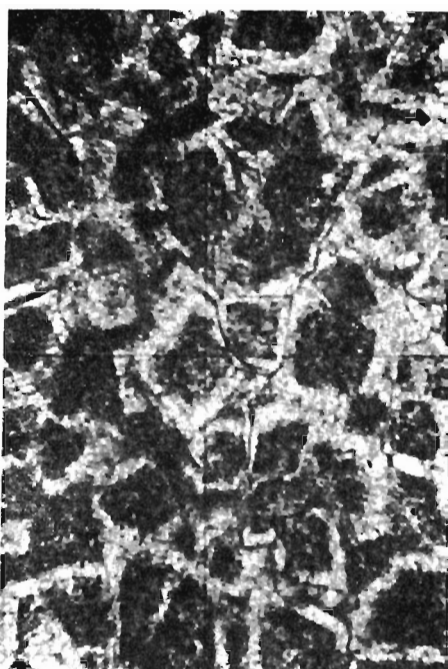


Fig. 8

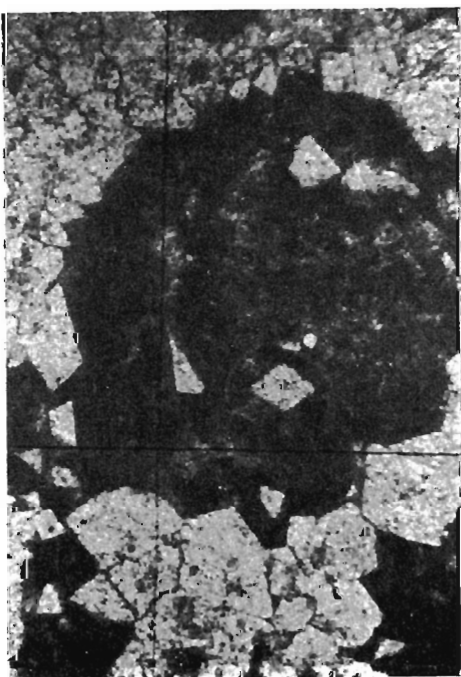


Fig. 9

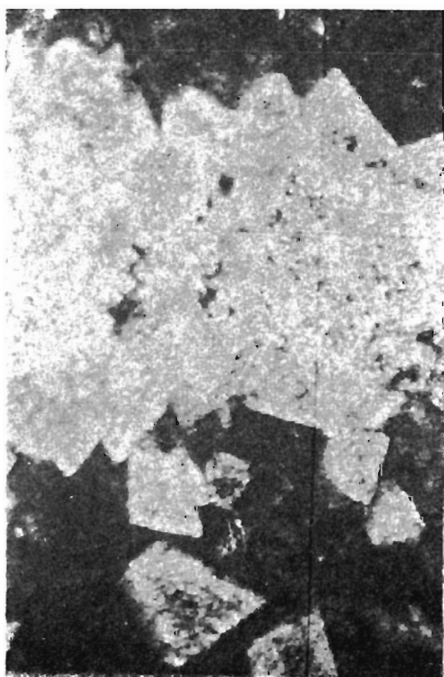


Fig. 10