

MAŁGORZATA ĆWIZEWICZ, JOACHIM SZULC

Polska Akademia Nauk, Uniwersytet Jagielloński

WARUNKI KLIMATYCZNE ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI MARTWICY KARNIOWICKIEJ

UKD 552.54:551.836.1(438.232)

Dolnopermskie osady węglanowe, nazywane ogólnie martwicą karniowicką występują w NE obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, w rowie tektonicznym Sławkowa. Region ten jest wypiętrzoną częścią orogenu morawsko-śląskiego (9). Podczas orogenezy hercyńskiej uległ kompresji, co spowodowało utworzenie strefy uskoków kulisowych i systemu kulisowych brachyfałdów (1). Wydaje się, że rów Sławkowa jest ekstensyjną pohercyńską strukturą rozwiniętą w tej strefie. Podczas ruchów dysjunktywnych basen, ograniczony uskokami, został wypełniony osadami kontynentalnymi o charakterze molasy, miąższości ok. 600 m (25) (ryc. 1).

W niniejszym artykule podjęto próbę rekonstrukcji środowiska sedymentacji martwicy karniowickiej, która obok innych utworów kontynentalnych (zlepieńców, wulkanitów) wypełnia południową część rowu Sławkowa. Szczególną uwagę poświęcono interpretacji paleoklimatycznej wczesnego permu w tym rejonie paleo-Europy.

PRZEGLĄD WAŻNIEJSZYCH DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ MARTWICY KARNIOWICKIEJ

Martwica karniowicka stanowiła przedmiot badań geologów już od pierwszej połowy XIX w. (22). Na podstawie oznaczonych szczątków roślin, M. Raciborski (23) przypisał martwicy wiek „permokarboński”. Jej pozycję stratygraficzną dokładniej określił I. Lipiarski (10), na podstawie zespołu skamieniałości przewodnich (*Callipteris conferta*, *C. naumanni*) oraz gatunków charakterystycznych dla dolnego autunu, czyli niższego permu.

Według S. Siedleckiego (24) martwica karniowicka powstała jako osad wód juvenilnych lub jako osad z wód wypływających z Grzbietu Dębnickiego. A. Skórska (26) przyjmuje, że martwica jest osadem wód płynących zasilanych zarówno opadami atmosferycznymi, jak i źródłami powulkanicznymi.

E. Piekarska (21) – na podstawie rodzaju, ilości,

wielkości, ułożenia i sposobu zachowania skalfyfikowanych szczątków roślinnych — wyróżniła wiele mikrofacji i kilka stref depozycji osadu węglanowego.

A. Solem i E.L. Yochelson (27) porównali ślimaki słodkowodne występujące w martwicy karniowickiej, oznaczone przez E. Panowa (17) jako *Dendropupa.zarecznyi*, z innymi paleozoicznymi słodkowodnymi ślimakami oraz poddali badaniom izotopów stałych tlenu i węgla trzy próbki martwicy, potwierdzające jej słodkowodny charakter.

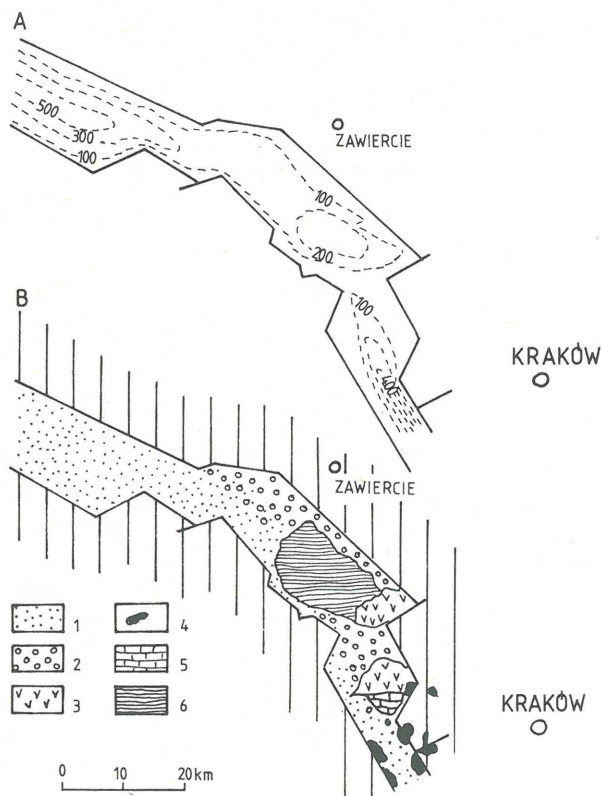
WYSTĘPOWANIE BADANYCH UTWORÓW

Na całym obszarze występowania, tj. na ok. 7 km², twarde i odporne wapienie tworzą wypukłe formy morfologiczne, jak np. na Wyżynie Karniowickiej (ryc. 2). W Jarach Dulowskich martwica tworzy urwiste ściany wąwozu poddane silnym zjawiskom krasowym. Duże odsłonięcia martwicy występują również w Dołach Karniowickich oraz na terenie wsi Filipowice.



Ryc. 2. Wyżyna Karniowicka. Martwica tworzy widoczną skarpe

Fig. 2. Karniowice Plateau developed on the freshwater limestones

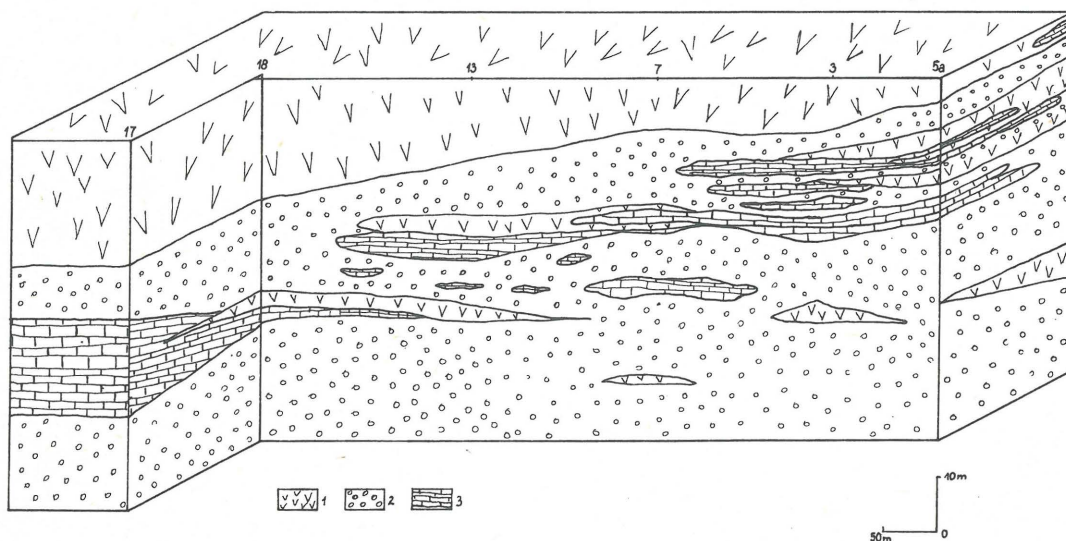


Ryc. 1. Występowanie (B) i miąższość (A) utworów permskich w rowie Slawkowa (25, nieco zmienione)

1 — piaskowce górnokarbońskie, 2 — zlepniecie myślachowickie, 3 — tufy, 4 — intruzje porfirowe, 5 — utwory węglanowe, 6 — gliny sławkowskie

Fig. 1. Occurrences (B) and thickness (A) of the Lower Permian basin fill of the Slawków Graben (25, slightly altered)

1 — Upper Carboniferous sandstones, 2 — Myślachowice Conglomerates, 3 — tuff, 4 — porphyry intrusions, 5 — carbonates, 6 — Slawków Clays



Ryc. 3. Przekrój przez Kowalską Górę, wykonany na podstawie danych archiwalnych (15) i własnych badań

1 — tuf, 2 — zlepniac, 3 — wapieni; 3, 5a, 7, 13, 17, 18 — numery otworów wiertniczych

Fig. 3. Kowalska Góra Section, based partly on the archival data (15)

1 — tuff, 2 — conglomerates, 3 — limestones

WARUNKI SEDYMENTACJI MARTWICY KARNIOWICKIEJ

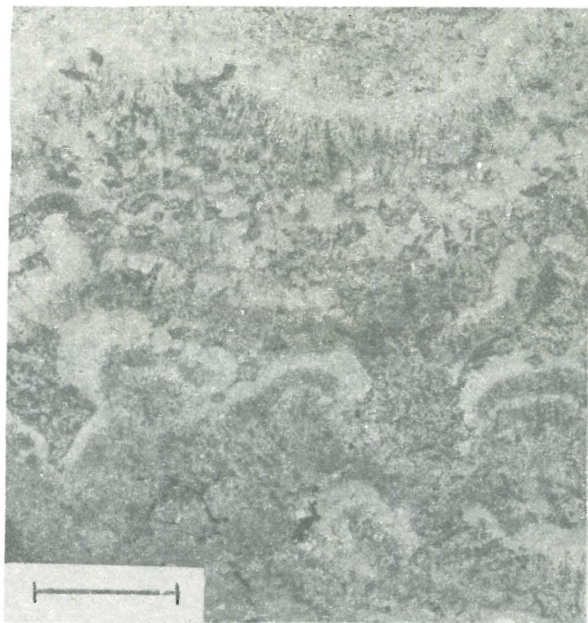
Omawiane kontynentalne osady wapienne południowej części rowu Sławkowa można podzielić – na podstawie badań terenowych, reinterpretacji archiwalnych danych z wierceń i szurfów (15), jak i na podstawie obserwacji mikrofacjalnych – na wiele indywidualnych ciał węglanowych (ryc. 3). Rozmiary tych ciał, granice między nimi, wzajemne relacje przestrzenne oraz rodzaj materiału budującego świadczą o zmiennym środowisku depozycji. Można wyróżnić wapienie masywne o strukturze porowatej, tworzące się bezpośrednio przy źródle dostarczającym rozpuszczony CaCO_3 , a wytrącane przy dużym udziale sinic. Szybkie tempo depozycji CaCO_3 spowodowało intensywną inkrustację nitek sinic, które z kolei reagowały aktywnym wzrostem („ucieczką”) i były poddane dalszej kalcyfikacji (6). Efektem tego był szybki przyrost wertykalny wapieni przyźródłowych. Powstałe w tym środowisku stromatolity przybierają różne formy, od regularnych spłaszczonych i (lub) kopułowych, poprzez kolumnowe, do nieregularnych trombolitowych struktur (11), (ryc. 4, 5). Osady te można nazwać **trawertynami sensu stricto**.

Od osadów źródłowych wyraźnie odróżniają się rytmicznie laminowane płaskie struktury glonowe (ryc. 6). Występujące na przemian warstewki, zbite i porowate, tworzą poziomy nie przekraczające 2 m miąższości. Warstewki zbite są tworzone przez sinice, porowate tworzą maty zielenicowe (ryc. 7). Miąższość jednego zestawu sinicowo-zielenicowego wynosi 1–12 cm i jest porównywalna ze współczesnymi stromatolitami środowisk słodkowodnych (7, 11, 28). Roczne przyrosty holoceni-



Ryc. 4. Stromatolity sinicowe facji źródłowej

Fig. 4. Blue-green algal stromatolites from spring subenvironment



Ryc. 5. Wewnętrzne struktury wzrostowe stromatolitu, płytka cienka, negatyw; skala: 5 mm

Fig. 5. Internal growth structure of the stromatolite, thin section, negative print; scale bar is 5 mm



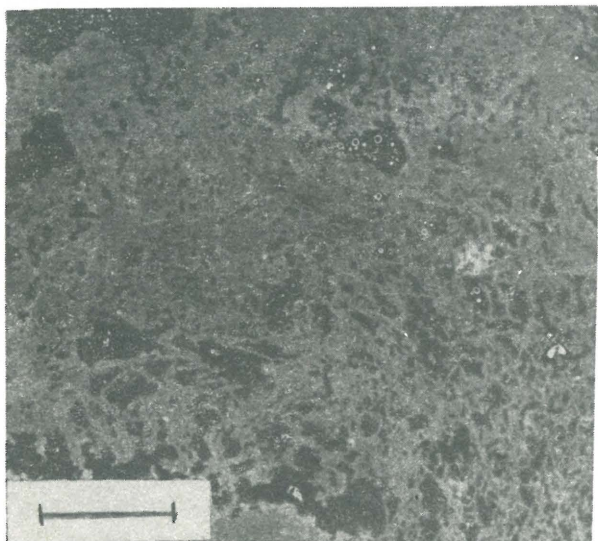
Ryc. 6. Alternatywne laminaty sinicowe-zielenicowe facji jeziornej

Fig. 6. Cyanophyta–Chlorophyta fabrics alternation, lacustrine subenvironment

kich słodkowodnych stromatolitów mogą sięgać 1,5 cm (28, 31) lub nawet przekraczać 2,5 cm (5). Badane przyrosty stromatolitowe reprezentują najprawdopodobniej sezonowe zmiany sedimentacji, odzwierciedlające sezonowe fizykochemiczne zmiany środowiska, zwłaszcza zaś termikę. Tę grupę utworów można nazwać osadami **facji jeziornej** w szerszym tego słowa znaczeniu, gdyż były to prawdopodobnie osady niewielkich zastoisk, stawków itp.

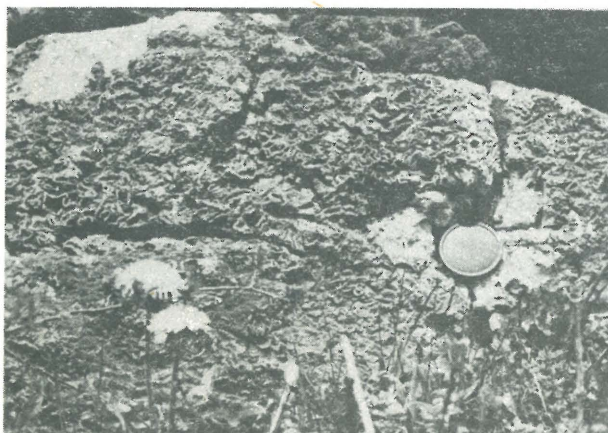
Utwory facji źródłowej (trawertyny s.s.) i utwory facji jeziornej przełamują się z osadami zawierającymi skalcyfikowany detryt szczątków roślin naczyniowych (ryc. 8). Rośliny i poszczególne kłęcza często są zachowane w pozycji przyżyciowej (ryc. 9). Detryt roślinny jest poobrastany przez glony i mszaki (21). J. Lipiarski (10) opisał nagromadzenie szczątków roślin jako typową roślinność niskich torfowisk (bagienna). Zachowana ma-lakofauna potwierdza rekonstrukcję botaniczną **facji bagiennnej** (11, 27).

Epizody aktywności **fluwialnej** zaznaczają się zarówno w środowisku jeziornym, jak i bagiennym; rejestrują one prawdopodobnie zjawiska burzowe (ryc. 10). Oprócz



Ryc. 7. Struktury zielonice facji jeziornej, płytka cienka, negatyw; skala: 5 mm

Fig. 7. Green algae fabrics, lacustrine subenvironment, thin section, negative print; scale bar is 5 mm



Ryc. 8. Skalcyfikowany detrytus roślinny facji bagiennnej

Fig. 8. Calcified plant detritus from palustrine subenvironment

wymienionych facji należy wspomnieć także o szczególnym rodzaju osadów — **węglanach pedogenicznych** (caliche), tworzących się w obrębie wszystkich wymienionych rodzajów osadów, a także w innych osadach molasy (18).

Wydaje się, że obszar sedimentacji opisanych facji węglanowych był terenem o niewielkich deniwelacjach (ryc. 11). Depresje, zagłębienia (stawki, jeziora, zastoiska) były pooddzielane niewielkimi wyniesieniami, na których odbywała się sedimentacja bagienna. Można przypuszczać, że głównym źródłem zasilania tego obszaru były wody krasowe wypływające z masywu Dębника (26), choć



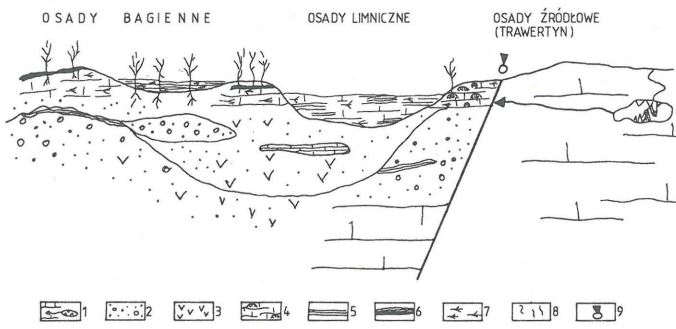
Ryc. 9. Kłęcza roślin naczyniowych zachowane w pozycji przyżyciowej

Fig. 9. Vascular plant rhizomes in life position, palustrine subenvironment



Ryc. 10. Kanał erozyjny wypełniony materiałem detrytycznym w obrębie laminatów jeziornych

Fig. 10. Runoff channel in algal varved lacustrine sediment



Ryc. 11. Schemat rozmieszczenia facji osadów węglanowych badanego terenu

1 — podłoże, 2 — zlepienie, 3 — tufy, 4 — trawertyny, 5 — laminowane wapień, 6 — caliche, 7 — detryt roślinny, 8 — korzenie roślin naczyniowych, 9 — źródło

Fig. 11. Lithofacies distribution within the basin

1 — bedrocks, 2 — conglomerates, 3 — tuff, 4 — spring carbonates, 5 — laminated limestones, 6 — pedogenic carbonate crust, 7 — plant detritus (calcified), 8 — vascular plants (rhizomes), 9 — spring outflow

wydaje się, że bezpośrednie zasilanie meteoryczne w postaci obfitych opadów mogło mieć pewne znaczenie w porze wilgotniejszej.

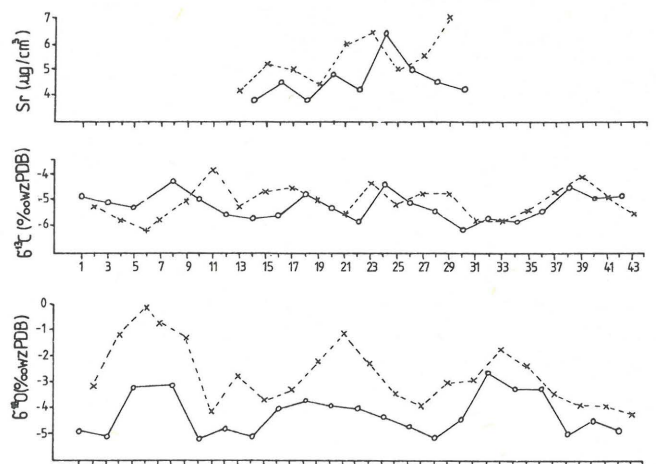
BADANIA GEOCHEMICZNE

W celu ilościowej rekonstrukcji klimatycznej zastosowano metody badań geochemicznych izotopów stałych tlenu i węgla oraz uzupełniających badań zawartości śladowych strontu. Przebieg zmienności izotopów stałych ^{18}O i ^{13}C wykorzystano do określenia zmian termicznych środowiska, wyróżnienia stref depozycji i udziału roślin niższych w wytrącaniu CaCO_3 . Skład izotopów stałych jest odnoszony względem wzorca PDB.

Przebieg zmienności zawartości izotopu węgla ^{13}C w badanych węglanach. Węgiel w węglanach słodkowodnych pochodzi z różnych źródeł (32): a) organicznego CO_2 , b) atmosferycznego CO_2 , c) węglanowych skał podłoża, d) z wód endogenicznych.

Głównym źródłem organicznego węgla w wodach podziemnych jest CO_2 produkowany w glebie przez rozkład materii organicznej i oddychanie korzeni roślin. CO_2 ma wartość $\sigma^{13}\text{C}$ od -15‰ do -25‰ (4). Skład atmosferycznego CO_2 zawiera się w przedziale $-7\text{‰} \pm 0\text{‰}$ (32). Wartość $\sigma^{13}\text{C}$ w węglu pochodzącym z węglanowych skał podłoża zmienia się między 0‰ i 4‰ (3, 8). Wartość $\sigma^{13}\text{C}$ z przedziału od -2‰ do $+5\text{‰}$ wskazuje wg B. Turiego (32) na CO_2 pochodzący z gorących źródeł. Ostateczna wartość $\sigma^{13}\text{C}$ w węglanach zależy od warunków sedymentacji osadu, to znaczy od rodzaju podłoża skalnego oraz warunków hydrodynamicznych przepływu (energii wody) (19).

W badanych profilach węglanów, otrzymane wartości $\sigma^{13}\text{C}$ (z wyjątkiem dwóch próbek) są zawarte w przedziale od $-3,5\text{‰}$ do $-6,2\text{‰}$ vs. PDB (ryc. 12, 13). Otrzymane wartości są niższe niż wartości $\sigma^{13}\text{C}$ z węglanów wytrączanych z gorących i (lub) mineralnych źródeł prowincji magmowych (32). Z drugiej strony wartości te są bardziej pozytywne niż w słodkowodnych węglanach wytrączanych z wód krasowych krótkiej cyrkulacji (13, 20, 33). W związku z tym wydaje się, że skład izotopowy



Ryc. 12. Przebieg zmienności zawartości $\sigma^{18}\text{O}$ i $\sigma^{13}\text{C}$ (‰) oraz Sr ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$) z laminowanych wapieni jeziornych z Dolów Karłowickich

Oznaczenia: kółka — warstwy zielenicowe, krzyżyki — warstwy sinicowe, 1–44 — numery warstwek, z których pobrano próbki

Fig. 12. Profiles of $\sigma^{18}\text{O}$, $\sigma^{13}\text{C}$ (‰PDB) and Sr content ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$) from the algally varved lacustrine limestones. (Jary Dulowskie sites)

Open circle — *Chlorophyta* stromatolites, cross — *Cyanophyta* stromatolites, 1–44 — sample number

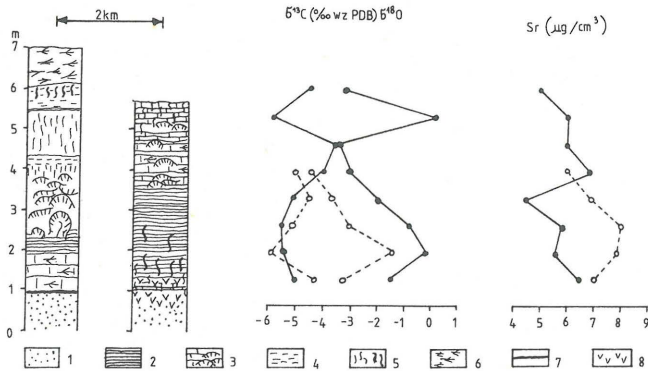
węgla z badanych węglanów jest charakterystyczny dla osadów wód meteorycznych głębokiego i (lub) długiego krążenia. Bardzo podobne wartości $\sigma^{13}\text{C}$ uzyskano z węglanów wytrączanych współcześnie z głębokich wód podziemnych w Karpatach wewnętrznych (20). Pozostałe dwa przykłady o wysokiej zawartości $\sigma^{13}\text{C}$ (-1‰ i $-2,9\text{‰}$) pochodzą z niższej części trawertynów i były formowane ze źródeł mineralnych zasilanych wodami meteorycznymi i w niewielkim stopniu wodami endogenicznymi.

Zawartość $\sigma^{18}\text{O}$ i warunki termiczne środowiska depozycji. Woda jest głównym źródłem tlenu w węglanach (32). Skład izotopowy tlenu w osadzie węglanowym różni się od składu izotopowego w roztworze, z którego został wytrącony osad. Różnice te są spowodowane zjawiskami frakcjonowania izotopowego tlenu, które w istotny sposób zależą od temperatury sedymentacji (19). Eksperymentalnie określona zależność współczynnika frakcjonowania izotopowego tlenu zawartego w kalcycie względem wody (α_{cw}) od temperatury (T) ma postać (16):

$$10^3 \ln \alpha_{cw} = 2,78 \cdot 10^6 T^{-2} - 2,89$$

Wyznaczenie z powyższego wzoru temperatury sedymentacji jest możliwe, jeśli jest znany skład izotopowy tlenu w wodzie i w kalcycie. Wartości $\sigma^{18}\text{O}$ dla wód opadowych permu mieszczą się w przedziale od -1‰ do -3‰ vs. SMOW (34). Dla badanych węglanów $\sigma^{18}\text{O}$ ma wartość od -5‰ do $+0,2\text{‰}$ vs. PDB i odpowiada wartościom dla innych słodkowodnych węglanów permu (8). Obliczona z powyższego wzoru temperatura bezwzględna środowiska mieści się w przedziale $17,2 - 25\text{°C}$ i jest zbliżona do współczesnych wartości temperatury, obliczonych dla stref subtropikalnych (2). Trudno jednak bezkrytycznie przyjąć obliczone wartości temperatury. Pewna zbieżność ze współczesnymi

Wyżynka Karniowicka Filipowice
Oznaczenie (*) Oznaczenie(*)
na wykresie na wykresie



Ryc. 13. Profil wapiennych osadów z Wyżynki Karniowickiej i Filipowice oraz przebieg zmienności zawartości $\sigma^{18}O$, $\sigma^{13}C$ (‰PDB) i Sr ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$)

1 – piaskowce górnokarbońskie, 2 – wapień laminowany, 3 – biohermy algalne, 4 – wapień pelityczny, 5 – korzenie roślin wyższych, 6 – detryt roślinny, 7 – czerwony ił, 8 – tuf

Fig. 13. $\sigma^{18}O$, $\sigma^{13}C$ and Sr – content, curves of the two fresh-water limestone profiles (sites: Wyżynka Karniowicka, Filipowice)

1 – sandstones, 2 – algally varved limestones, 3 – algal bioherms, 4 – pelitic limestones, 5 – rhizolites, 6 – plant detritus, 7 – red clays, 8 – tuff

temperaturami może być przypadkowa, zwłaszcza że w warunkach zbliżonych do równowagi izotopowej, w stanie naturalnym wytrącają się jedynie nieliczne kopalne i współczesne osady węglanowe (19).

Zdaniem wielu autorów, odtworzenie paleotemperatur dla obszarów położonych w strefie klimatu kontynentalnego powinno być oparte na badaniach zmian sezonowych $\sigma^{18}O$ (29, 30). W badanym profilu wapieni laminowanych z Dołów Karniowickich przebieg otrzymanej krzywej $\sigma^{18}O$ nawiązuje do zmian litologicznych; bardziej pozytywne wartości $\sigma^{18}O$ otrzymano z lamin zbitych (sinicowych), niższe zaś – z lamin porowatych (zielenicowych) (ryc. 12). Zatem warstwy sinicowe reprezentowałyby sezon cieplejszy, a zielenicowe – chłodniejszy, czyli otrzymana krzywa $\sigma^{18}O$ jest odzwierciedleniem zmian sezonowych.

W celu odtworzenia termiki środowiska, wyznaczono sezonowy gradient temperaturowy (c), po przyjęciu następujących założeń:

- 1) sezonowe różnice $\sigma^{18}O$ ($\Delta\sigma^{18}O$) przedstawione na krzywej (ryc. 12) odzwierciedlają sezonowe zmiany temperatury, czyli amplitudę roczną,
- 2) podczas wczesnego permu rów Sławkowa był położony w strefie subtropikalnej,
- 3) warunki klimatyczne tej strefy we wczesnym permie mogą być porównywalne z warunkami klimatycznymi panującymi we współczesnej strefie subtropikalnej,
- 4) roczna amplituda temperatury we wczesnym permie (Ap) jest porównywalna ze współczesną (Ar).

Współczesne wartości Ar otrzymane dla stref subtropikalnych (pustynia Kalahari, środkowa Australia, SE Ameryka, Sahara) wynoszą 10–15°C, a dla ekstremalnie suchego rejonu Sahary ponad 20°C (2).

Współczynnik $\Delta\sigma^{18}O$ temperatury otrzymanej z krzywej (mierzonej między wartościami próbek 6 i 7) wynosi 3‰.

Według założeń:

- 1) $\Delta\sigma^{18}O/\text{‰} \sim Ap^\circ\text{C}$
 - 4) $Ap^\circ\text{C} \sim Ar^\circ\text{C}$
- } z tego wynika, że:

$\Delta\sigma^{18}O/\text{‰} \sim Ar^\circ\text{C}$, w związku z tym:

$$3\text{‰} = cX 10^\circ\text{C}$$

$$\downarrow$$

$$c = 0,3\text{‰}/^\circ\text{C}$$

$$3\text{‰} = cX 15^\circ\text{C}$$

$$\downarrow$$

$$c = 0,2\text{‰}/^\circ\text{C}$$

Obliczony z powyższego wzoru współczynnik (sezonowy gradient) temperatury $\Delta\sigma^{18}O/\text{‰}$ zawiera się w przedziale 0,2–0,3‰/°C i jest zbliżony do obliczonych wartości współczynnika dla współczesnych utworów jeziornych Europy 0,25–0,4‰/°C (14), co wskazywałoby na słuszność przyjętych założeń.

Syntetyczna interpretacja wyników badań geochemicznych. Charakterystyczne jest, że w badanych profilach z głównych stanowisk (Doły Karniowickie, Filipowice, Wyżynka Karniowicka) obserwuje się przeciwną tendencję zmian wartości izotopów tlenu i węgla – wzrostowi $\sigma^{18}O$ towarzyszy spadek wartości $\sigma^{13}C$ (i na odwrót) (ryc. 12, 13). Podobną zależność zaobserwowano podczas badań holocenijskich martwic z rejonu Wolbromia (31) i tłumaczono ją uwalnianiem CO_2 podczas rozkładu materii organicznej w czasie ciepłych okresów. Wyjaśnienie to zdaje się być słuszne dla strefy klimatu umiarkowanego, gdzie istnieje dodatni budżet wilgoci, a temperatura jest głównym czynnikiem warunkującym zmiany środowiskowe (19). W klimacie ciepłym i suchym obserwowane przeciwne tendencje zmian wartości izotopów $\sigma^{18}O$ i $\sigma^{13}C$ można wiązać z okresową pluwializacją i arydyzacją klimatu w strefie subtropikalnej.

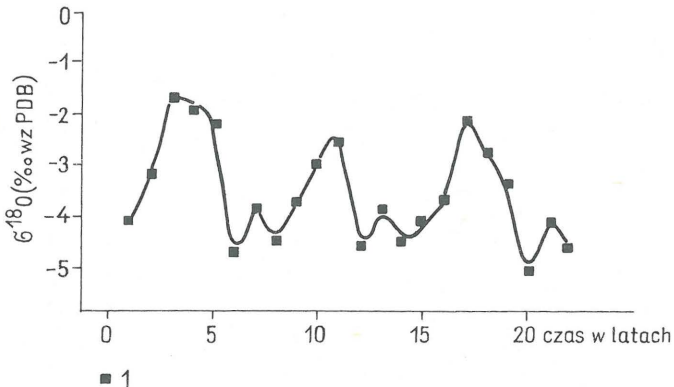
W profilach oddalonych od siebie o ok. 2 km (Wyżynka Karniowicka i Filipowice) obserwuje się ogólnie równoległy trend krzywych $\sigma^{18}O$, jak i $\sigma^{13}C$. Wzrostowi wartości $\sigma^{18}O$ z Filipowice towarzyszy wzrost wartości $\sigma^{18}O$ z Wyżynki Karniowickiej; podobnie $\sigma^{13}C$ (ryc. 13). Dowodzi to uniwersalności przyczyn warunkujących zmienność składu izotopowego (tu może to być klimat) i pozwala wykluczyć wpływ przypadkowych lokalnych czynników.

W badaniach omawianych węglanów prześledzono także zmiany zawartości strontu, oddające zmiany udziału tego pierwiastka w roztworach, z których był wytrącany osad (ryc. 12, 13). Przebieg krzywej zawartości strontu w wapieniach laminowanych z Dołów Karniowickich (ryc. 12) wykazuje wyraźną dwudzielność. Warstwy zbite (sinicowe), powstałe w sezonie ciepłym, wykazują większą zawartość strontu niż warstwy porowate (zielenicowe), reprezentujące sezon zimny. Jest również obserwowany równoległy trend krzywych Sr i $\sigma^{13}C$. Zakładając, iż wartość strontu w wodach obszarów krasowych odzwierciedla intensywność ługowania podłoża (12), z przebiegu krzywej wnioskuje się, że zmiany ługowania podłoża są opóźnione w stosunku do zmian klimatycznych odczytanych z krzywej $\sigma^{18}C$.

Podobne opóźnienie zmian ługowania podłoża w stosunku do zmian klimatycznych obserwuje się w profilach z Filipowice i Wyżynki Karniowickiej. W tych profilach zaznacza się również dwudzielność krzywej. Większe koncentracje Sr występują w węglanach deponowanych w stagnującym środowisku niż w wapieniach fluwialnych ze znacznym udziałem detrytu. Podczas badań martwic holocenijskich z rejonu Wolbromia (31), zauważono podobny trend krzywych Sr , $\sigma^{13}C$ i $\sigma^{18}O$. Można przypusz-

zczać, że jednolitość tendencji w zmienności zawartości strontu i izotopów stałych wskazuje na niewielki zakres wpływu późniejszych zmian diagenetycznych.

Wieloletnie cykle klimatyczne. Krzywa $\sigma^{18}\text{O}$ (ryc. 12) ma charakterystyczny sinusoidalny przebieg, oddający prawdopodobnie długookresowe fluktuacje klimatyczne. Numeryczne wygładzenie danych (ryc. 14) pozwoliło na znalezienie 7-letniego cyklu, w obrębie którego wahania $\sigma^{18}\text{O}$ sięgają 4‰ . Zgodnie z wcześniej zastosowaną metodą oceny temperatury, ta wartość odpowiadałaby zmianom temperatury sięgającym 20°C . Tak gwałtowny skok średniej rocznej temperatury w okresie kilku lat jest niemożliwy, przyczynę więc długoterminowych zmian $\sigma^{18}\text{O}$ należy widzieć w okresowych zmianach opadów.



Ryc. 14. Numerycznie wygładzony przebieg średniej zawartości $\sigma^{18}\text{O}$ w profilu z ryc. 12

Fig. 14. Numerically smoothed profile of the mean $\sigma^{18}\text{O}$ value from fig. 12

WNIOSKI

W dolnym autunnie w południowej części rowu Sławkowa tworzyły się słodkowodne utwory węglanowe nazywane ogólnie martwicą karniowicką. Utwory te są jednym z wielu komponentów molasy, wypełniającej tę pohercyńską strukturę.

Na podstawie przeprowadzonych badań, wyróżniono trzy podstawowe facje węglanowe. Ogólnie są to facje: źródłowa (trawertyny s.s.), jeziorna i bagienna. Sporadycznie występują osady facji fluwialnej. Sedymentacja węglanów odbywała się na obszarze aozy zasilanej wodami krasowymi.

Na tym obszarze, o niewielkich deniwelacjach, lokalne zagłębienia (jeziorka, stawki) były oddzielone płaskimi wzniesieniami, które pokrywała roślinność niskich torfowisk (bagna).

Warunki klimatyczne badanej strefy mogą być porównywalne z warunkami klimatycznymi, panującymi we współczesnej strefie subtropikalnej z dwiema porami — gorącą i chłodniejszą. Średnia temperatura wynosiła $17,2\text{--}25^\circ\text{C}$. Wydaje się także, że klimat nie był ekstremalnie suchy, choć bilans wilgotności był ogólnie negatywny, o czym świadczy istnienie pokryw caliche. Wykryte 7-letnie cykle klimatyczne wiąże się z wieloletnimi zmianami sumy opadów na badanym terenie.

Autorzy pragną podziękować Panom: dr K. Różańskiemu, mgr inż. J. Rzepce, P. Obrockiemu z Międzyresortowego Instytutu Fizyki i Techniki Jądrowej AGH za pomoc w przygotowaniu badań izotopowych oraz Pani dr A. Pazdur z Politechniki Gliwickiej za numeryczne opracowanie materiałów.

1. Bogacz K. — Roczn. Pol. Tow. Geol., 1980 t. 50 s. 183–208.
2. Chromow S. — Meteorologia i klimatologia. PWN, 1973 ss. 481.
3. Craig H. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1953 no. 3 p. 53–92.
4. Deines P. — [In:] P. Fritz, J.Ch. Fontes (eds) — Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier Amsterdam, 1980 p. 329–406.
5. Geurts N.A. — Acta Geogr. Lovaniensa, 1976, no. 16 s. 70.
6. Golubic S. — [In:] N.C. Carr, B.A. Whitton (eds) — The Biology of Blue-Green Algae. Blackwell Sci. Publ., 1973 p. 434–472.
7. Irion G., Müller G. — [In:] G. Müller, G. Friedman (eds) — Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer Berlin, 1968 p. 157–171.
8. Keith M.L., Weber J.N. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1964 no. 28 p. 1787–1816.
9. Kotas A. — Przewodnik LIV Zjazdu PTG Sosnowiec, 1982 p. 45–72.
10. Lipiarski I. — Pr. Inst. Geol., 1971 z. 1 s. 5–80.
11. Monty C.L.V. — [In:] M.R. Walter (ed.) — Stromatolites, Development in Sedimentology. Elsevier Amsterdam, 1976 vol. 20 p. 193–259.
12. Müller G. — [In:] G. Müller, G.M. Friedman (eds) — Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer Berlin, 1968 p. 116–128.
13. Müller G., Botz R., Linz E. — N. Jb. Miner. Mh., 1986 H. 7 p. 289–296.
14. Morner G., Wallin F. — Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 1977 no. 21 p. 113–138.
15. Oberc A., Parachoniak W., Burek J. — Wyniki badań geologicznych i górniczo-poszukiwawczych na obszarze Kowalskiej Góry w Filipowicach koło Krzeszowic. Centr. Arch. Geol. Warszawa, 1952.
16. O'Neil J.R., Clayton R.M., Mayeda T. — J. Chem. Phys., 1969 no. 30 p. 5547–5558.
17. Panow E. — Roczn. Pol. Tow. Geol., 1936 t. 12 s. 36–42.
18. Paszkowski M. — Prz. Geol., 1987 nr 4 s. 192–194.
19. Pazdur A. — Zesz. Nauk. Pol. Śl. Ser. Mat.-Fiz., 1987 z. 54, Geochronometria nr 3 s. 9–88.
20. Pazdur A., Pazdur M.F., Starkel L., Szulc J. — Quat. Res., 1988 vol. 30 p. 177–187.
21. Piekarska E. — IAS 7th Europ. Reg. Meet. Guidebook. Cracow — Poland. Ossolineum, 1986 s. 180–182.
22. Pusch B. — Geognostische Beschreibung von Polen. Stuttgart, 1833 t. 1 pp. 340.
23. Raciborski M. — Rozpr. Wydz. Mat.-Prz., 1891 t. 21 s. 526–533.
24. Siedlecki S. — Biul. Państw. Inst. Geol., 1954 nr 73 s. 6–210.
25. Siedlecka A. — Roczn. Pol. Tow. Geol., 1964 nr 2 s. 310–394.
26. Skórska A. — Kwart. Geol., 1959 nr 2 s. 267–274.
27. Solem A., Yochelson E.L. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1979 no. 10171.
28. Stirn A. — Abh. Karst. — u. Hochlenk., Reihe E (Bot.), 1964 H. 1. pp. 92.

29. Straaten van der C., Mook W.G. — [In:] Palaeoclimates and Palaeowaters. IAEA Vienna, 1983 p. 53—64.
30. Stuiver M. — J. Geophys. Res., 1970 no. 75 p. 5247—5257.
31. Szulc J. — Sedymentacja czwartorzędowych martwic wapiennych Polski południowej. Rozp. dokt. ING PAN Kraków, 1984.
32. Turi B. — [In:] P. Fritz, J. Fondes (eds) — Handbook of Environments Isotope Geochemistry. Elsevier Amsterdam, 1986 p. 207—235.
33. Usdowski E., Hoefs J., Menschel G. — Earth. Planet. Sci. Lett., 1979 no. 42 p. 267—276.
34. Yurtserwer M., Gat J.R. — Tech. Rep. Ser. IAEA Vienna, 1981 no. 210 p.125—143.

SUMMARY

The post-Hercynian Sławków Graben of Southern Poland, was filled with typical continental molasse assemblage. Freshwater carbonates, occurring in the southern part of the basin, are composed of travertines, lacustrines and palustrine limestones, deposited in a spring-fed oasis basin.

Stable isotopes composition ($\sigma^{18}\text{O}$, $\sigma^{13}\text{C}$) of these rocks was used for paleoclimatic reconstructions. Periodic shifts in $\sigma^{18}\text{O}$ value is ascribed to the season temperature variation, with more arid, hot season (summer) and more fresh one (winter).

The mean annual temperature was probably as much

17—25°C. The observed 6—7 year cycle was probably the result of changes in rainfall amount.

Translated by the authors

РЕЗЮМЕ

В нижнем отэне в южной части впадины Славкова образовались пресноводные карбонатные отложения, называемые карнёвицким туфом. Они являются одним из компонентов молассы, заполняющей эту послегерцинскую структуру.

На основании проведенных исследований были выделены три основные карбонатные фации: источниковая (травертины), озерная и болотная. Спорадически встречаются осадки речной фации. Седиментация карбонатных осадков происходила на территории оазиса питанного карстовыми водами.

На этой территории с небольшой относительной высотой, местные впадины (озера, пруды) были разделены плоскими возвышенностями покрытыми растительностью низких торфяников (болота).

Климатические условия исследованной зоны можно сравнивать с климатическими условиями существующими в современной субтропической зоне с двумя порами — жаркой и более холодной. Средняя температура равнялась 17,2—25°C. Кажется также, что климат не был крайне сухой, хотя баланс влаги был вообще отрицательным, о чем свидетельствует существование покровов каличе. Обнаруженные семилетние климатические циклы связываются с многолетними изменениями суммы атмосферных осадков на исследованной территории.