

UWAGI O ROZWOJU MOLASY ROWU PRZEDGÓRSKIEGO KARPAT NA ŚLĄSKU CIESZYŃSKIM

UKD 551.263.22.036.551.782.1.022.4:551.243.12:551.3.051(438-924.51 Śląsk Cieszyński)

Analiza danych z wierzeń zlokalizowanych w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego między Jastrzębiem, Cieszynem i Skoczowem oraz wyniki badań rdzeni wiertniczych z otworów wykonanych w latach 1978–1982 pozwoliły na usystematyzowanie dotychczas wydzielonych i zdefiniowanie nowych jednostek litostratygraficznych w osadach molasowych wypełniających rów przedgórski Karpat, szerzej scharakteryzowanych przez Z. Bułę i D. Jurę (7). Na Śląsku Cieszyńskim w podłożu rowu występują skały paleozoiku budujące GZW i jego południowe obrzeżenie, przykryte osadami formacji kłodnickiej i molasą miocenną reprezentowaną przez formacje: zebrzydowicką, dębowiecką i skawińską.

Powierzchnia paleozoiku jest silnie zróżnicowana morfometrycznie o deniwelacjach wynoszących 500–900 m oraz ukształtowana w naprzemianległe pasma paleogrzbiętów i paleodolin (ryc. 1). Przebieg tych form w części zachodniej i centralnej obszaru jest równoleżnikowy, a we wschodniej odchyła się ku SEE, przyjmując ustawienie kulisowe. Na powierzchni podmiocennskiej (ryc. 1) wydziela się (idąc od południa) następujące jednostki orograficzne – paleogrzbiety: Cieszyna, Kaczyc (Ostrawy), Drogomyśla, Dziedzic i Pawłowic (ograniczający obszar od północy) oraz paleodoliny: Skoczowa (Bludovic), Kończyc (Detmarovic), Strumienia, Wilamowic.

W świetle dotychczasowych, wstępnych badań nad genezą powierzchni strukturalnej paleozoiku na Śląsku Cieszyńskim stwierdza się, że przeważają przesłanki za erozyjnym pochodzeniem form w podłożu molasy miocennskiej (6, 7, 8, 10). Istotnym faktem wskazującym na erozyjne ukształtowanie powierzchni podmiocennskiej jest jej ciągłe wyścielenie pokrywami zwietrzelinowymi (regolitem). Są to najczęściej osady gruboklastyczne, sięgające do kilkudziesięciu metrów miąższości, o charakterystycznym pstrym zabarwieniu, które w analogii do osadów z północnej części GZW (1, 3) tworzą jednostkę litostratygraficzną o nazwie formacja kłodnicka (3, 7). W stosunku do wyżejległych równoleżnikowych osadów morskich rowu przedgórskiego Karpat formacja ta zajmuje położenie diachroniczne.

Sedymentację molasy rozpoczynają zielonoszare iłowce (rzadziej mułowce) słabowapniste, poziomo i soczewkowo laminowane, tworzące formację zebrzydowicką (7). Osady te o miąższości ponad 100 m występują w najniższych, osiowych strefach paleodolin. Wiek iłowców formacji zebrzydowickiej określono na podstawie badań mikrofaunistycznych jako dolnomiocennski (informacja ustna: E. Łuczakowskiej, B. Olszewskiej, M. Otfinowskiego), a także przez korelację z warstwami szarymi (lub brązowymi) karpata Moraw (10) i z warstwami dolnego miocenu w wierceniach: Bielsko 4 (12) i Sucha IG-1 (14). W stropie osadów formacji zebrzydowickiej występuje strefa zwietrzlenia saprolitowego oraz rozwinięta pokrywa zwietrzelinowa pstrych brekcji i zlepieńców formacji kłodnickiej. Świadczy to o wycofaniu morza dolnomiocennskiego (zaniku sedymentacji morskiej), a także o późniejszej erozji sedymentacji lądowej (1, 2). Regresję morza dolnomiocennskiego potwierdza również sedymentacja warstw pstrych na Morawach (10).

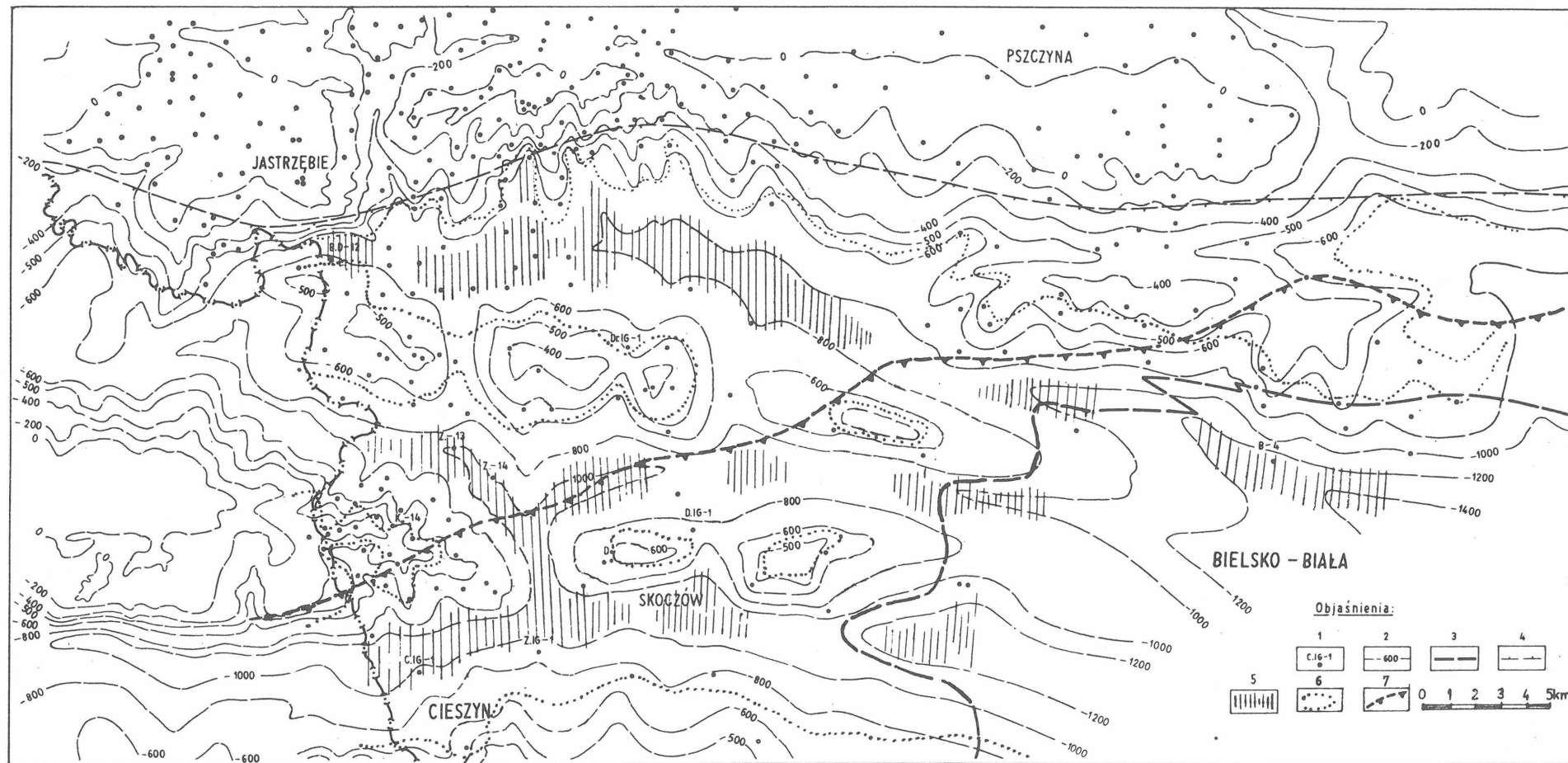
Kolejny etap sedymentacji rozpoczyna się w badenie osadami wykształconymi w charakterystycznym cyklu. Spąg molasy badeńskiej tworzy olistostroma ogniwa zamarskiego w formacji dębowieckiej (7). Olistostroma zbudowana jest ze skał fliszowych jednostki podśląskiej, porwaków skał paleozoicznych i iłowców dolnego miocenu. Ogniwo zamarskie występuje na północnym zboczu paleogrzbietu Cieszyna, wypełnia paleodolinę Skoczowa do wysokości kilkudziesięciu metrów i zalega zarówno na regolicie (brekcja formacji kłodnickiej), jak i na formacji zebrzydowickiej. Ku górze olistostroma przechodzi w kompleks gławowiskowy, zawierający olistolity skał fliszowych Karpat i paleozoicznego podłoża o miąższości ok. 30 m (wiercenie Zamarski IG-1).

Wyżejległe kompleksy formacji dębowieckiej to: zlepieńcowy o miąższości do 80 m i piaskowcowy sięgający grubości 160 m. Stwierdzone w profilu tej formacji normalno-gradacyjne następstwo warstw pozostaje w ścisłej zależności zarówno od ukształtowania podłoża, jak i odległości od linii paleogrzbietu Cieszyna. Zależność tę potwierdza wypełniający charakter sedymentacji materiału dębowieckiego oraz progresywne zmiany facjalne tych osadów, polegające na zmniejszeniu się uziarnienia i miąższości w kierunku północnym i NNW (7).

Również bardzo zróżnicowany skład petrograficzny otoczków (od ziarn iłowcowych i okruców węgla kamiennych, przez wapienie, do granitów i kwarcu) wykazuje selekcję w kierunku północnym, gdzie dominuje materiał najodporniejszy (głównie otoczki skał z GZW). Rozprzestrzenienie litosomu formacji dębowieckiej (ryc. 1) sugeruje również położenie obszaru alimentacyjnego na południu, który najprawdopodobniej wyznaczał ówczesny brzeg wypiętrzanych Karpat. Kierunek dostawy materiału z południa wyznacza też olistostroma ogniwa zamarskiego zsuwająca się tu lokalnie po stoku paleogrzbietu Cieszyna. Rozwijające się na ogromną skalę sploty masowe łączą się z zalewem morza badenu, w którym sedymentują kolejno gradacyjnie coraz drobniejsze formacje żwirów, a następnie piasków. Jest to sekwencja przekraczająca, wskazująca sedymentację na stożkach.

Dopełnieniem jej jest nadległy kompleks skał ilasto-mułowcowych formacji skawińskiej wyróżnionej przez S.W. Alexandrowicza (1, 4), kontaktujący z formacją dębowiecką sedymentacyjnie, stopniowo (6, 7). Ỉłowce i mułowce są warstwowane poziomo i faliście, zawierają liczne cienie przewarstwienia piaskowców frakcjonalnie uziarnionych, żwirówców ilastych, rzadziej tufitów i szczątki fauny dolnego badenu. Miąższość formacji skawińskiej jest zróżnicowana i wynosi od kilku do 1000 m, w zależności od ukształtowania podłoża. Formacja skawińska zamyka sedymentację molasy na Śląsku Cieszyńskim (1, 2). W części południowej przykrywa ją nasunięcie jednostek karpackich, a na północ od paleogrzbietu Pawłowic w kontakcie sedymentacyjnym rozwija się depozycja osadów salinarnych formacji wielickiej (1, 5).

Na podstawie cech litologiczno-sedymentologicznych molasy i rozmieszczenia poszczególnych jednostek litostratygraficznych miocenu (1, 2, 7), na Śląsku Cieszyńskim wydziela się dolnomiocennski i dolnobadeński etap zasypy-



Mapa strukturalna powierzchni paleozoiku (podmiocenijskiej) na Śląsku Cieszyńskim

Structural map of top surface of the Paleozoic (basement of the Miocene) in the Cieszyn Silesia

1 – punkty projekcyjne wierceń, 2 – izohipsy powierzchni paleozoiku (podłoża miocenu), 3 – granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, 4 – paleomorfologiczna strefa uskokuwa ruptawska, 5 – zasięg formacji zebrzydowickiej, 6 – zasięg formacji dębówickiej, 7 – brzeg Karpat

1 – borehole projection points, 2 – isohypses of top surface of Paleozoic (Miocene basement), 3 – boundary of Upper Silesian Coal Basin, 4 – Ruptawa paleomorphological fault zone, 5 – extent of the Zebrzydowice Formation, 6 – extent of the Dębówiec Formation, 7 – margin of Carpathians

wania rowu przedgórskiego Karpat. W pierwszym etapie wypełniania osadzają się ilowce formacji zebrzydowickiej. Odkrycie tych osadów w dnach paleodolin rozszerza możliwości interpretacyjne paleogeografii dolnego miocenu. Między innymi można uściślić kierunek wkraczania morza, które zgodnie z przebiegiem paleodolin transgredowało od strony wschodniej, wykorzystując ich kulisowy układ, a nie od Moraw, jak dotychczas przyjmowano (11, 12, 13, 14). W związku z tym w najbardziej zewnętrznych, wyżej położonych paleodolinach osady formacji zebrzydowickiej zanikają lub przechodzą w osady brakiczne i lądowe formacji kłodnickiej (7, 12, 13). Natomiast na południu (wiercenia: Cieszyn IG-1, Sucha IG-1 i obszar Moraw) osady ilaste występują w facji morskiej i zawierają redeponowaną mikrofaunę (10).

Ze względu na położenie obszaru cieszyńskiego w północnej, peryferycznej strefie basenu dolnomiocenijskiego dominowała tu sedimentacja drobnoklastyczna, podczas gdy w rejonie południowym (Suchej) i dalej na wschód stwierdzono przede wszystkim osady gruboklastyczne i mułowcowo-ilaste o dużych miąższościach (13, 14). Zakończenie dolnomiocenijskiego etapu zasypywania rowu wyznacza regresja morza, prawdopodobnie w karpacie (10) oraz rozwijająca się erozja. Lokalnie trwa sedimentacja lądowa brekcji i zlepieńców formacji kłodnickiej (wiercenia Zebrzydowice 13 i 14).

Drugi etap wypełniania molasą rowu przedgórskiego Karpat wyznaczają cyklicznie sedimentujące osady badenu. Najpełniej wykształcony cykl stwierdzono w rejonie Cieszyna (6, 7). Rozpoczyna go depozycja olistostromy, najprawdopodobniej w warunkach subaeralnych. Zsuwające się masy jednostki podśląskiej Karpat są ku górze zasztywane spływami rumoszowymi z olistolitami i głazami oraz zlepieńcami deponowanymi w paleodolinach, głównie ze spływów grawitacyjnych. Świadczy o tym normalno-gradacyjne następstwo kompleksów formacji dębowieckiej, mułowce i ilowce formacji skawińskiej. Jest to sedimentacja regresywna, której pełny cykl kończy się całkowitym wycofaniem morza lub regresją podkreśloną sedimentacją salinarną (tu osady formacji wielickiej). Wyróżniony cykl molasowy może być przerywany transgresją lub częściowo zerodowany, a nawet wykazywać braki poszczególnych kompleksów. Na przykład w rejonie Śląska Cieszyńskiego brak najwyższego odcinka cyklu, który najprawdopodobniej został zerodowany (erozyjna granica stropu formacji skawińskiej) lub nie osadzony, wskutek przemieszczenia płaszczowin karpackich. Zagadnienia związane z cyklicznością sedimentacji molas są przedmiotem dalszych szczegółowych badań.

Cykliczny rozwój sedimentacji molasowej musiał być wynikiem określonych procesów inicjujących. Dla ich sprecyzowania niezbędne jest ustalenie obszaru alimentacyjnego i określenie związku sedimentacji z działalnością diastroficzną, zarówno w Karpatach, jak i w rowie przedgórskim. Jest to bardzo szeroka problematyka wymagająca wielu studiów i nowych badań. Niemniej na podstawie dotychczasowych wyników badań na Śląsku Cieszyńskim można stwierdzić, że dolnomiocenijska molasa powstała ze zniszczenia wypiętrzonych Karpat w fazie sawskiej. Analogiczny badeński cykl molasowy jest wynikiem epejrogenicznej fazy starostyryjskiej, doprowadzającej do wypiętrzenia Karpat i przemieszczenia olistostromy, której czoło dotarło do paleodoliny Skoczowa. Obecny erozyjny brzeg Karpat zbudowany również z olistostromy (wiercenia Cieszyn IG-1, Zamarski IG-1, Dębowiec IG-1) byłby przemieszczony głównie w fazie młodostyryjskiej.

Autorzy wyrażają serdeczne podziękowanie uczestni-

kom posiedzeń naukowych, na których przedstawili tematy poruszone w tym artykule, między innymi z Instytutu Geologicznego w Krakowie i Warszawie, Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Sosnowcu, Krakowie i Wrocławiu.

L I T E R A T U R A

- Alexandrowicz S.W. — Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim. Pr. Inst. Geol. 1963 t. 39.
- Alexandrowicz S.W. — Przejawy tektoniki miocenijskiej w Zagłębiu Górnośląskim. Acta Geol. Pol. 1964 nr 2.
- Alexandrowicz S.W. — Pozycja stratygraficzna warstw kłodnickich w miocenie Zagłębia Górnośląskiego. Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN w Krakowie 1970 nr 2.
- Alexandrowicz S.W. — Profil wzorcowy warstw skawińskich (badenian) w Skawinie koło Krakowa. Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN w Krakowie 1974 nr 1.
- Alexandrowicz S.W., Garlicki A., Rutkowski J. — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. Kwart. Geol. Spraw. 1982 nr 2.
- Buła Z., Jura D. — Geneza morfologii stropu karbonu w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. IV Symp. Geol. Form. Węgl. Pol. AGH Krak. Spraw. 1981.
- Buła Z., Jura D. — Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. Zesz. Nauk. AGH Krak. Geol. 1982 z. 1.
- Jura D. — Kierunki morfologiczne powierzchni spągu miocenu w zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Pr. Nauk. UŚl. Geol. Kat. 1980 t. 4.
- Jura D. — Morfotektonika stropu karbonu z obszarów górniczych rejonu Jastrzębia. IV Symp. Geol. Form. Węgl. Pol. AGH Krak. Spraw. 1981.
- Jurkova A., Novotna E. — Facie a stavba karpatu na SV Morave. Sbor. GPO Ostrava 1974 nr 12.
- Konior K. — Rola miocenu w budowie i tektonogenezie brzeżnej strefy Karpat obszaru Cieszyn-Wadowice. Prz. Geol. 1981 nr 1.
- Konior K., Krach W. — Zlepieńce dębowieckie i fauna miocenijska z wiercenia B4 koło Bielska. Acta Geol. Pol. 1965 nr 1.
- Ney R., Burzewski W. et al. — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie 1974 nr 82.
- Ślącza A. — Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG-1. Kwart. Geol. 1977 nr 2.

S U M M A R Y

In the Cieszyn Silesia, the Carpathian Foredeep is infilled with Miocene molasse strata, assigned to the following lithostratigraphic units: Zebrzydowice, Dębowiec and Skawina formations. The basement of molasses is built of Paleozoic rocks of the Upper Silesian Coal Basin, covered with regolith. The regolith is developed as breccias and mottled conglomerates up to some tens meters thick and assigned to the Kłodnice Formation, diachroneous in relation to Miocene molasses.

The first stage in infilling of the Foredeep was connected with sedimentation of claystones of the Zebrzydowice

Formation, found in the deepest, axial zones of paleovalleys (Fig. 1). These sediments are correlable with gray and brown beds of the Carpathian in Moravia and they represent littoral facies of Early Miocene basin. The most complete sequences of this basin are known from the Sucha area and eastern parts of the Foredeep. Regression of that sea has presumably taken place in the Carpathian, at which time are dated erosion and sedimentation of continental breccias and conglomerates of the Klodnice Formation.

The second stage in infilling of the Foredeep is marked by cyclic sedimentation of Lower Badenian strata. In the Skoczów paleovalley, the cycle began with deposition of olistostrome built of rocks of Carpathian Subsilesian unit, Paleozoic exotics and Lower Miocene claystones. On slopes of the Cieszyn paleoelevation, slides were replaced by debris flows with olistoliths and boulders, passing upwards into gravels and sandstones. All the rocks form the Dębowiec Formation, infilling paleovalleys up to the level of about 100–130 m. Regressive sedimentation is closed by mudstones and claystones of the Skawina Formation, up to 1000 m in thickness. In the south, the formation contacts translocated Carpathian nappes, and in the north of the Pawłowice crest — salinary sediments of the Wieliczka Formation which end this cycle.

The origin of Lower Miocene molasse is mainly due to destruction of the Carpathians uplifted in the Saavian phase whereas the Lower Badenian one developed in result of epeirogenesis and translocations of the Carpathians in the Early Syrian phase.

РЕЗЮМЕ

Предгорная впадина Карпат в Цешинской Силезии заполнена миоценовой молассой, которая разделяется на следующие литостратиграфические единицы: зебжидовицкая формация, дембовецкая формация, скавинская формация. В основании моласс находится палеозой

Верхнесилезского угольного бассейна прикрытый дресвой (реголитом) представленной брекчиями и пёстрыми конгломератами мощностью в несколько десятков метров. Эти отложения образуют клодницкую формацию, диахроническую по отношению к миоценовым молассам. В первом этапе заполнения предгорной впадины осаждались уплотненные глины зебжидовицкой формации, которые находятся в самых глубоких осевых зонах прадолин (рис. 1). Эти отложения коррелируются с серыми и коричневыми слоями карпата Моравии и составляют собой береговую фацию нижнемиоценового бассейна. Самое полное развитие осадков этого бассейна наблюдается в районе местности Суха и в восточной части предгорной впадины. Регрессия моря состоялась вероятно в карпате и тогда происходила эрозия и седиментация континентальных брекчий и конгломератов клодницкой формации.

Второй этап заполнения впадины определяют циклически седиментирующие осадки нижнего бадена. В палеодолине Сковоча цикл начинается осаждением олистостромы сложенной породами подсилезской единицы Карпат, отторженцами палеозоя и уплотненными глинами нижнего миоцена. Оползни на склоне палеохребта Цешина заменяются сползанием осыпей с олистолитами и валунами, проходящими кверху в гравий и песчаники, составляющими вместе дембовецкую формацию, которая заполняет палеодолины до высоты около 100–300 м. Регрессивную седиментацию кончат алевриты и уплотненные глины скавинской формации, имеющие мощность до 1000 м. К югу эта формация имеет контакт с перемещенными карпатскими тектоническими покровами, а к северу от хребта Павловиц — с заканчивающими цикл соляными осадками велицкой формации.

Нижнемиоценовая моласса образовалась главным образом вследствие разуплотнения выдвинутых в савской фазе Карпат, а нижнебаденская моласса образовалась путём эпейрогенеза и перемещения Карпат в древне-стирийской фазе.