

BUDOWA GEOLOGICZNA WSCHODNICH STOKÓW MASYWU PIETROSA W CZARNOHORZE (KARPATY UKRAIŃSKIE)

BARTOSZ ROGOZIŃSKI*, MICHAŁ KROBICKI**

** Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Kraków*

*** Zakład Geologii Podstawowej i Ochrony Środowiska,*

Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków

ZARYS TREŚCI: W pracy przedstawiono wyniki badań geologicznych północno-wschodniej części półwyspu tektonicznego Pietrosa w Czarnohorze (ukraińskie Karpaty Fliszowe). Na obszarze tym rozpoznano utwory należące do trzech jednostek tektonicznych: płaszczowiny czarnohorskiej oraz nasuniętej na nią jednostki olistostromowej wraz z płaszczowiną porkulecką. Przedstawiono ich stratyografię i tektonikę, natomiast w obrębie jednostki olistostromowej opisano zarówno olistolity utworów węglanowych, jak i skał wylewnych (bazalty, melafiry etc.) oraz sedymentacyjnych brekcji wulkaniczno-wapiennych. Na przekroju geologicznym ukazano wzajemny stosunek wymienionych jednostek, który odnosi się do kierunku tektonicznych nasunięć z południowego zachodu na północny wschód. Płaszczowina czarnohorska, reprezentowana jest przez utwory fliszu drobno- i średniorytmicznego piaskowcowo-łupkowego warstw czarnohorskich (górna kreda), natomiast do jednostki porkuleckiej zaliczono utwory piaskowcowo-zlepieńcowate fliszu gruborytmicznego formacji czarnogołowskiej (górna kreda) podścielonego pstryimi łupkami formacji porkuleckiej (alb-cenoman).

SŁOWA KLUCZOWE: Karpaty Fliszowe, płaszczowina czarnohorska, jednostka olistostromowa, płaszczowina porkulecka, olistolity wapienne, olistolity bazaltowe.

KEYWORDS: Flysch Carpathian Mts, Chornohora nappe, olistostrome unit, Porkulets nappe, carbonate olistolithes, basalt olistolithes.

WSTĘP

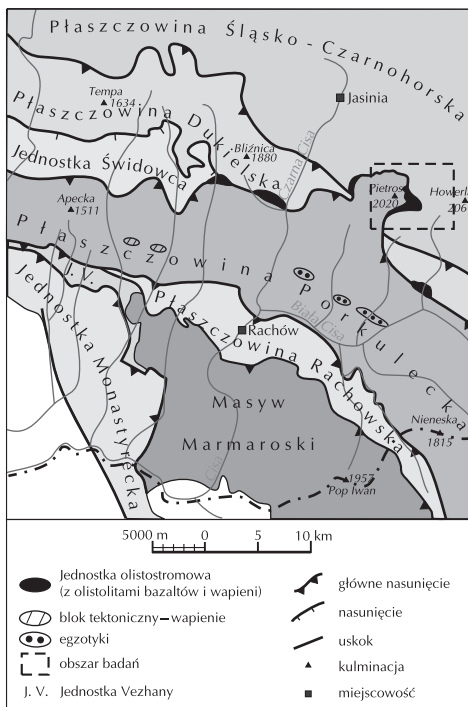
Geologiczne badania terenowe przeprowadzono w czasie obozu naukowego studentów UJ i AR w Krakowie „Czarnohora 2004”. Kartowaniem geologicznym zostały objęte wschodnie stoki masywu Pietrosa Czarnohorskiego oraz rejon przełęczy oddzielającej grupę Pietrosa od głównego wododziałowego grzbietu Czarnohory (fot. 1). Jest to strefa kontaktu płaszczowiny czarnohorskiej z płaszczowiną porkulecką (ryc. 1).

Powierzchnia obszaru badań wynosi około 42 km². Celem badań było rozpoznanie budowy geologicznej i określenie pozycji tektonicznej półwyspu Pietrosa w stosunku do jednostek podścielających. Badania tego obszaru zostały udokumentowane załączoną mapą geologiczną oraz przekrojem geologicznym (ryc. 2), jak i dokumentacją fotograficzną ilustrującą występujący tu fragment jednostki porkuleckiej oraz jej stosunek do jednostek niższych. Przedstawiono również ogólny profil litostratygraficzny płaszczowiny czarnohorskiej, jednostki olistostromowej i płaszczowiny porkuleckiej w rejonie tektonicznego półwyspu Pietrosa (ryc. 3).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ REGIONU

Rejon Czarnohory, w ukraińskiej części orogenu karpackiego, zdominowany jest przez kredowo-paleogeńskie utwory fliszowe należące do kilku płaszczowin wyróżnianych w tej części Karpat Fliszowych. Utwory fliszowe powstawały z turbidytowych prądów zawieszinowych w głębokomorskim basenie sedimentacyjnym. Płaszczowiny formowały się w miocenie jako tektoniczne jednostki odkłuwane od swego pierwotnego, krystalicznego i mezopaleozoicznego podłoża. Karpaty Ukraińskie są kluczowym obszarem dla zrozumienia zawiłości karpackiej geologii pomiędzy Karpatami Zachodnimi a wschodnimi Karpatami Rumuńskimi. Jednakże nie wszystkie występujące w nich jednostki strukturalne kontynuują się na zachód, gdzie można rozpoznać ich litofacjalno-tektoniczne odpowiedniki. Karpaty Ukraińskie w przygranicznej strefie z Rumunią ukazują skomplikowaną budowę geologiczną wielu jednostek strukturalno-tektonicznych. W rejonie Rachowa występują zarówno jednostki getycko-marmaroskie, jak i zewnętrznych dacydów-sewerynidów (Balintoni 1998; Oszczypko 2004; Oszczypko i in. 2005; Ślącza i in. 2005) (ryc. 1). Do pierwszej należy metamorficzny **masyw marmaroski** ze swoją górnopaleozoiczno-mezozoiczną pokrywą osadową (częściowo zmetamorfizowaną), który jest nasunięty na dolnokredowy flisz jednostek rachowskiej i porkuleckiej. Na zachód i południowy zachód od masywu marmaroskiego znajduje się **strefa skałek marmaroskich** i **fliszu marmaroskiego**. Strefa skałek marmaroskich jest wąską (od kilkuset metrów do 1,5 km szerokości) jednostką tektoniczną (od północy ograniczającą strefę fliszu marmaroskiego), w której bardzo liczne są olistolity zarówno skał magmowych i metamorficznych, jak i osadowych paleozoiczno-mezozoicznych (Oszczypko i in. 2005 z literaturą tam cytowaną). Natomiast flisz marmaroski składa się z dwóch stref facjalno-tektonicznych (Smirnow 1973): zewnętrznej jednostki *Vezhany* obfitującej w różnowiekowe olistolity (np. formacja olistostroma) sojmulska – alb-cenoman; Krugłow 1965), puchowskie pstre margle turonu-senonu oraz paleoceńskie zlepieńce i eoceńskie piaskowce, margle i łupki formacji metowskiej (Szakin i in. 1976; Burow 1986; Żytko 1999; Oszczypko i in. 2005 z literaturą tam cytowaną). Bardziej wewnętrzna jednostka *monastyrecka* zbudowana jest przez paleogeńskie pstre łupki i utwory fliszowe (m.in. warstwy szopurskie i dragowskie) (Ślącza i in. 2005). Jednostka *Vezhany* może być utożsamiana z jednostką jasielską oraz łuską przedmagurską północną we fliszowych Karpatach Zachodnich (zwłaszcza z rejonu Żywca) (Oszczypko 2004, 2006; Oszczypko i in. 2005; Oszczypko, Oszczypko-Clowes 2006), natomiast flisz marmaroski (monastyrecki) jest prawdopodobnie przedłużeniem jednostki magurskiej po polskiej stronie Karpat (Sandu-

lescu i in. 1981; Żytko 1999; Oszczypko 2004, 2006; Ślącza i in. 2005). Do drugiej jednostki (zewnętrznych dacydów-sewerynidów) zalicza się (ryc. 1): **płaszczowinę rachowską** reprezentowaną głównie przez wczesnokredowe (walażyn-hoteryw) piaskowce i zlepieńce turbidytowe warstw rachowskich, niekiedy z licznymi egzotykami (wapieni i skał wulkanicznych – głównie bazaltów; Łomize 1968; Laszkewicz i in. 1995; Krobicki i in. 2004, 2005); **płaszczowinę porkulecką** (nazywaną często w literaturze jednostką burkucką lub płaszczowiną Pietrosa – Nowak 1927; Guzik 1957; Oszczypko 2004) reprezentowaną przez kredowo-paleogeńskie utwory fliszowe z wkładkami zlepieńców egzotykowych (np. zlepieńce z Bronki) (barrem-alb), szare i pstre łupki oraz margle przekładane cienko- i średnioławicowymi piaskowcami turbidytowymi (najwyższy alb-turon), szary średniorytmiczny flisz warstw jałowiczorskich (koniak-kampan), gruboławicowe piaskowce turbidytowe warstw czarnogołowskich (kampan-eocen) oraz pstre i szare łupki przechodzące w gruboławicowe piaskowce (oligocen) (Ślącza i in. 2005); **płaszczowinę dukielską** (wraz z podjednostką świdowiecką) reprezentowaną przez silnie zróżnicowane litofacjalnie kredowo-paleogeńskie utwory fliszowe (np. warstwy szypockie czy bereźniańskie) oraz utwory pelagiczne (np. pstre łupki, warstwy menilitowe, margle globigerynowe) z wkładkami silikoklastycznego fliszu; **płaszczowinę czarnohorską**, która ze względu na położenie na północ od płaszczowiny dukielskiej oraz charakter wykształcenia utworów dolnej kredy, upodabniają ją najbardziej do jednostki śląskiej (Ślącza 1959; Ślącza i in. 2005), bywa nazywana również płaszczowiną śląsko-czarnohorską. Na obszarze badań, czyli w jej południowej części, wyróżniana jest jako podstrefa jałowiczorska (= howerlańska) (Głuszko, Krugłow 1986). Główny grzbiet Czarnohory/Howerli zbudowany jest z utworów warstw czarnohorskich tej jednostki. Jej sekwencję osadową można podzielić na trzy części: najstarsze to dolnokredowe cienkoławicowe utwory czarnego fliszu (warstwy szypockie – barrem-alb), młodsze łupki pstre i margle warstw porkuleckich (cenoman-turon) oraz górnokredowe grubo- i cienkoławicowe piaskowce oraz zlepieńce czarnohorskie (Guzik 1957; Ślącza i in. 2005).



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle głównych jednostek tektonicznych Karpat Ukrainińskich (wg: Szakin i in. 1976; Burow 1986; Oszczypko 2004; zmienione i uproszczone)

Fig. 1. Location of investigated area according to main tectonic units of the Ukrainian Carpathian Mountains (after: Szakin et al. 1976; Burow 1986; Oszczypko 2004; modified and simplified)

STRATYGRAFIA UTWORÓW OBSZARU BADAŃ

Jak wspomniano wyżej, obszar badań ograniczał się do najbliższej okolicy Pietrosa Czarnohorskiego, zwłaszcza jego południowo-wschodnich stoków (ryc. 1, 2). Zakwalifikowanie poszczególnych wydzieleń litologicznych do konkretnych jednostek litostratygraficznych opierało się głównie na podstawie lito-facjalnego podobieństwa kartowanych utworów do jednostek wyróżnionych wcześniej w literaturze.

Płaszczowina czarnohorska

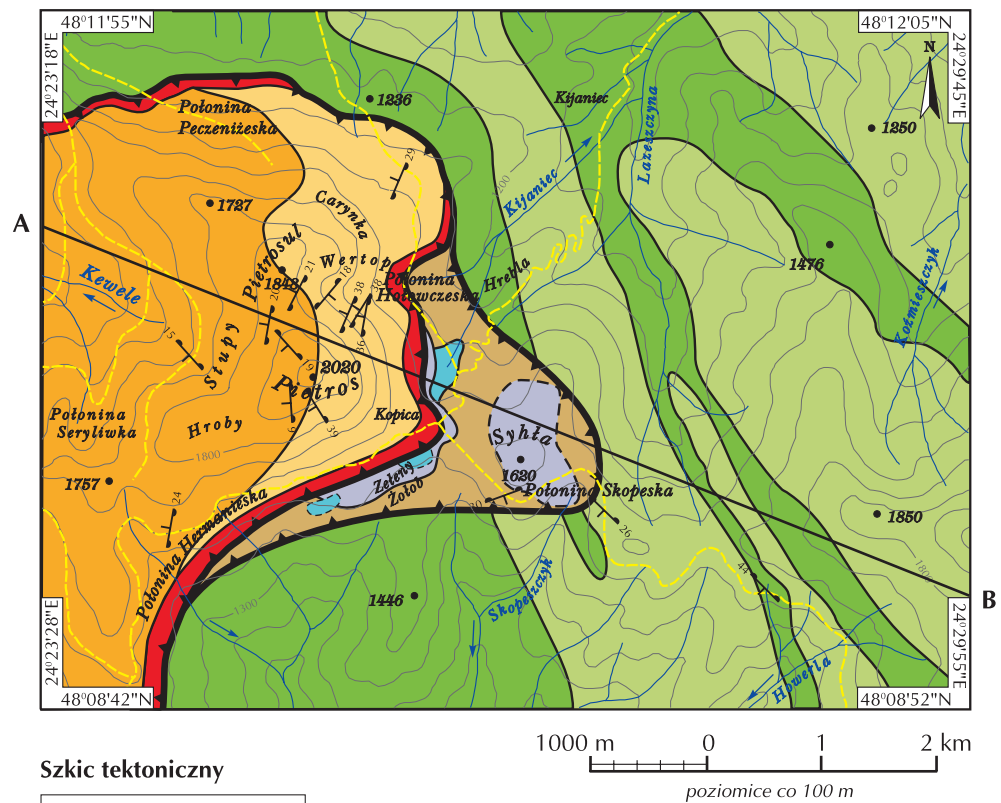
Na obszarze badań jedynymi utworami z profilu płaszczowiny czarnohorskiej są górnokredowe warstwy czarnohorskie (ryc. 3). Występują one w centralnej i wschodniej części obszaru pomiędzy Pietrosiem a Howerlą. Wschodnie ich obserwować można w ścieżce biegnącej z Howerli na masyw Pietrosa (fot. 2), na wschodnich zboczach Pietrosa (fot. 3) oraz w korytach kilku mniejszych potoków wypływających z rejonu Połoniny Hołowczeskiej (fot. 4). Warstwy czarnohorskie są tu głównie reprezentowane przez sekwencję turbidytową złożoną z piaskowców z wkładkami łupków. W badanych odsłonięciach występują piaskowce średnio- i gruboławicowe, w ławicach o grubości najczęściej od 40 cm do około 80 cm. Na świeżym przełamie są one stalowoniebieskawe i popielatoniebieskawe, a wietrzeją na jasnopopielate. Niektóre ławice tych piaskowców są silnie wapniste, frakcjonalnie uziarnione z widoczną laminacją poziomą, równoległą i konwolutną (fot. 5). W składzie tych piaskowców występują kwarc, skalenie, muskowit, rzadziej biotyty. Miejscami piaskowce te są popielate, bardzo silnie wapniste z dużą ilością tyszczyków. Piaskowcom towarzyszą łupki, zwykle ilaste, bezwapniste, koloru popielatego. W łupkach tych można zaobserwować pojedyncze wystąpienia muskowitu.

Jednostka olistostromowa

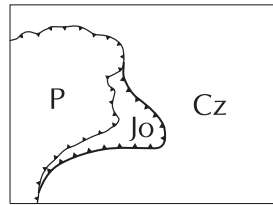
Chaotyczne utwory wydzielone na południowo-wschodnich stokach Pietrosa, reprezentowane są przez średnio- i drobnorytmiczny flisz łupkowo-piaskowcowy z olistolitami różnorodnych wapieni, skał wulkanicznych (głównie bazalty) i brekcji sedymentacyjnych wapienno-wulkanicznych bądź wulkaniczno-wapiennych (fot. 6-10). Nieuporządkowana struktura tej jednostki o charakterze zaburzonych warstw typu „debris flow” z olistolitami, została uznana za fragment większej struktury o cechach olistostromy. Matriks tych utworów stanowią zielonkawoszare i popielatoszare iłolupki z przeławiczeniami piaskowców. Wielkość olistolitów waha się od kilku centymetrów do kilkunastu metrów.

Olistolity wapienne

Różnej wielkości (od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów) bloki wapieni występują jako olistolity w obrębie utworów o charakterze olistostromy znajdującej się u czoła jednostki porkuleckiej (ryc. 2). Są to wapienie masywne, szaro- i białobezowe, a na zwietrzałych powierzchniach wapienie kredowobiałe oraz różowe i czerwone. Wśród nich dominują różnorodne wapienie organogeniczne i organodetrytyczne z liczną, przypuszczalnie górnourajską fauną amonitów, belemnitów,

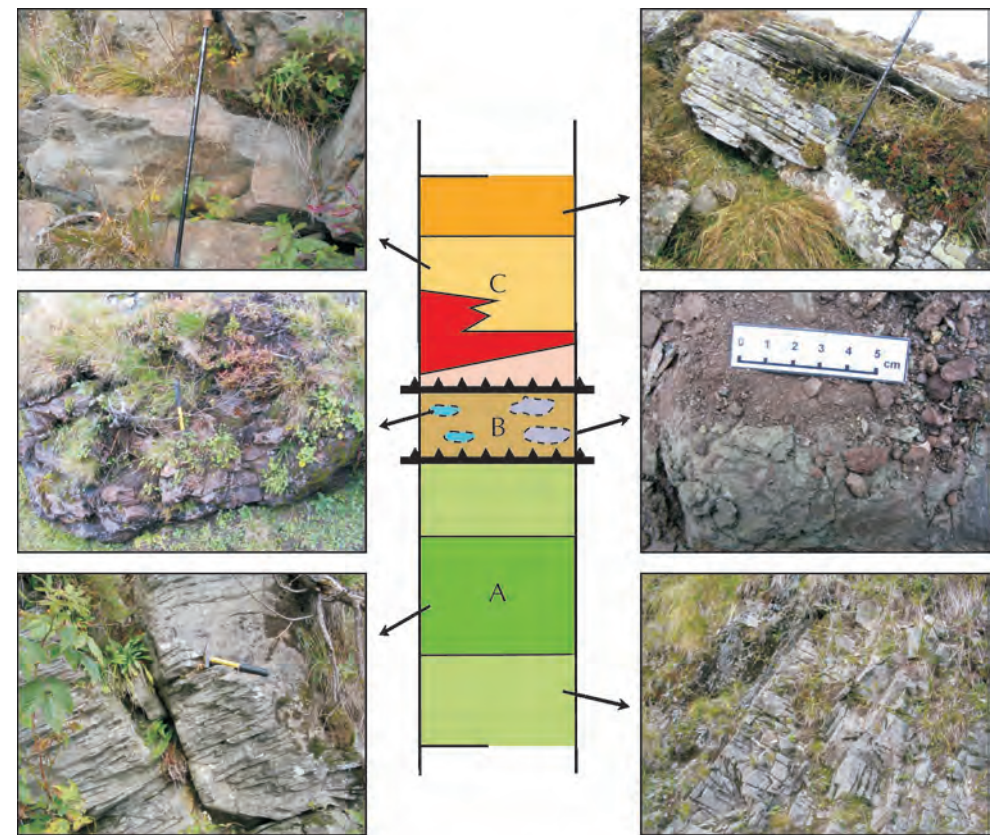
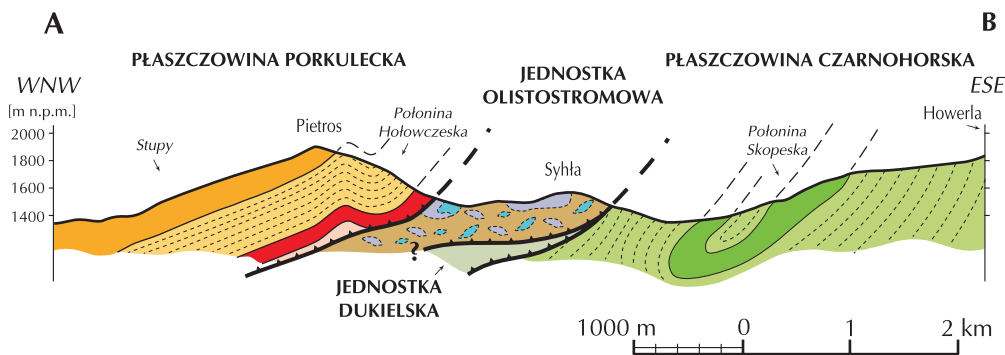


Szkiec tektoniczny

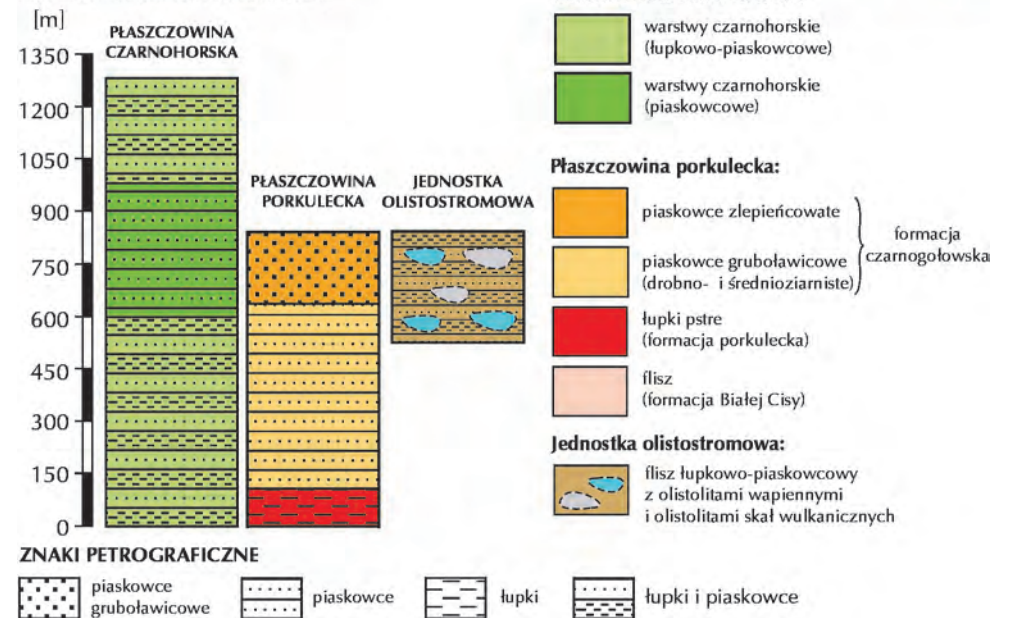


P – płaszczowina porkulecka
Jo – jednostka olistostromowa
Cz – płaszczowina czarnohorska

- A — B linia przekroju
- granice nasunięć
- granice ogniw stratygraficzno-facjalnych i dyslokacje:
 - stwierdzone
 - - - - - przypuszczalne
- kulminacja
- potok
- - - - - droga polna



PROFILE LITOSTRATYGRAFICZNE



Ryc. 2. Mapa geologiczna okolic Pietrosa i przekrój geologiczny przez płaszczwinę porkulecką, jednostkę olistostromową i płaszczwinę czarnohorską (we wschodniej części wg Waszczenko 1985). Objaśnienia patrz rycina 3

Fig. 2. Geological map of the Mt Pietros and geological cross-section by Porkulets nappe, olistostrome unit and Chornohora nappe (in eastern part after Waszczenko 1985)

Ryc. 3. Profil litostratygiczny płaszczowiny czarnohorskiej (A), jednostki olistostromowej (B) i płaszczowiny porkuleckiej (C) w obszarze badań

Fig. 3. Lithostratigraphical section of the Chornohora nappe (A), olistostrome unit (B) and Porkulets nappe (C) in the investigated area



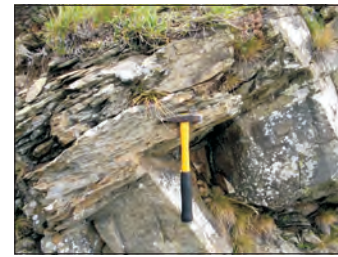
Fot. 1. Czarnohora. Pietros 2020 m n.p.m., najwyższe wzniesienie na badanym terenie
Photo. 1. Chornohora. Pietros 2020 m a.s.l., highest point of the investigated area



Fot. 2. Howerla – Pietros. Piaskowce czarnohorskie z wkładkami łupków szarych i pojedynczymi wkładkami łupków czarnych
Photo. 2. Howerla – Pietros. Chornohora sandstones with grey shales intercalations and isolated intercalations of black shales



Fot. 3. Howerla – Pietros. Piaskowce czarnohorskie z klastami czarnych łupków
Photo. 3. Howerla – Pietros. Chornohora sandstones with black shales clasts



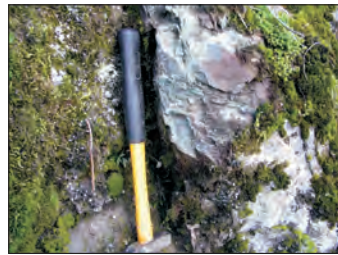
Fot. 4. Polonina Holowczeska. Piaskowce warstw czarnohorskich
Photo. 4. Polonina Holovtszheska. Sandstones of the Chornohora beds



Fot. 5. Pod Pietrosem. Warstwowanie konwolutive w piaskowcach czarnohorskich
Photo. 5. Under the Pietros. Convolute lamination in the Chornohora sandstones



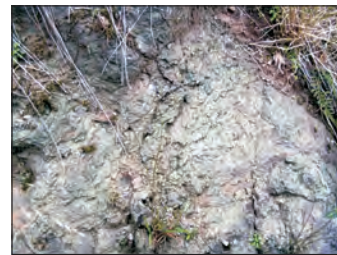
Fot. 6. Pietros. Skalka bazaltowa, olistolit w jednostce olistostromowej
Photo. 6. Pietros. Basaltic klippe, olistolith within olistostrome unit



Fot. 7. Pietros. Olistolity skał wulkanicznych w jednostce olistostromowej
Photo. 7. Pietros. Olistoliths of volcanic rocks within olistostrome unit



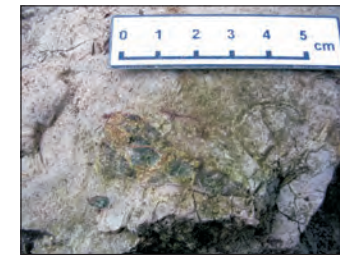
Fot. 8. Droga na Szeszul. Olistolit wapienny jednostki olistostromowej.
Photo. 8. Road to Szeszul. Carbonate olistolith of olistostrome unit.



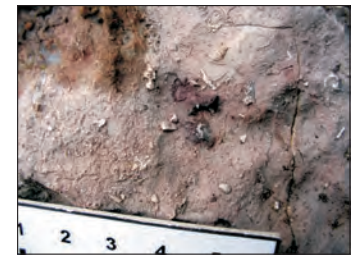
Fot. 9. Droga na Szeszul. Olistolit skał wulkanicznych jednostki olistostromowej
Photo. 9. Road to Szeszul. Olistolith of volcanic rocks of olistostrome unit



Fot. 10. Pietros. Olistolit czerwonych wapieni
Photo. 10. Pietros. Olistolith of red limestones



Fot. 11. Pietros. Wapienny olistolit z ramienionogami.
Photo. 11. Pietros. Carbonate olistolith with brachiopods.



Fot. 12. Pietros. Wapienna skalka (olistolit) z fragmentami łodyg liliowców (trochitów)
Photo. 12. Pietros. Carbonate klippe (olistolith) with fragments of crinoid trochites



Fot. 13. Pietros. Wapienna skalka (olistolit) z koralami
Photo. 13. Pietros. Carbonate klippe (olistolith) with corals



Fot. 14. Pietros. Wapienny olistolit z belemnitami
Photo. 14. Pietros. Carbonate olistolith with belemnites



Fot. 15. Pietros. Wapienny olistolit z amonitami
Photo. 15. Pietros. Carbonate olistolith with ammonites



Fot. 16. Pietros. Wapienny olistolit z licznymi amonitami
Photo. 16. Pietros. Carbonate olistolith with numerous ammonites



Fot. 17. Potok pod Pietrosem. Porfir kwarcowy jako olistolit w jednostce olistostromowej
Photo. 17. Under Pietros stream. Quartz porphyritic olistolith in the olistostrome unit



Fot. 18. Potok pod Pietrosem. Olistolit brekcji wulkanicznej w jednostce olistostromowej.
Photo. 18. Under Pietros stream. Volcanic breccia olistolith in the olistostrome unit

Fot. 1-24. B. Rogoziński



Fot. 19. Pietros. Polonina Holowczeska, ścianka – odstonienie gruboławicowych piaskowców formacji czarnogołowskiej płaszczowiny porkuleckiej
Photo. 19. Pietros. Polonina Holovtszheska, klippe – outcrop of thick-bedded sandstones of Chornoholowa Formation of the Porkulets nappe



Fot. 20. Pietros. Gruboławicowe piaskowce formacji czarnogołowskiej płaszczowiny porkuleckiej
Photo. 20. Pietros. Thick-bedded sandstones of the Chornoholowa Formation of the Porkulets nappe



Fot. 21. Pietros. Piaskowce formacji czarnogołowskiej płaszczowiny porkuleckiej z widocznymi w spągu pograżami
Photo. 21. Pietros. Sandstones of the Chornoholowa Formation of the Porkulets nappe with flut casts visible on the sole



Fot. 22. Pietros. Gruboławicowe piaskowce zlepiercowate formacji czarnogołowskiej płaszczowiny porkuleckiej
Photo. 22. Pietros. Thick-bedded conglomeratic sandstones of the Chornoholowa Formation of the Porkulets nappe



Fot. 23. Pietros. Piaskowce gruboławicowe formacji czarnogołowskiej płaszczowiny porkuleckiej
Photo. 23. Pietros. Thick-bedded sandstones of the Chornoholowa Formation of the Porkulets nappe



Fot. 24. Pietros. Piaskowce zlepiercowate gruboławicowe formacji czarnogołowskiej płaszczowiny porkuleckiej
Photo. 24. Pietros. Thick-bedded conglomeratic sandstones of the Chornoholowa Formation of the Porkulets nappe

gąbek, małży, ramienionogów, koralii, mszywiolów i krynoidów (pokruszone trochity) (fot. 8, 11-16). Wśród tych wapieni analiza mikrofacjalna wykazała całe spektrum płytkowodnych środowisk sedimentacji węglanowej, począwszy od wapieni mikroonkoidowych, wapieni krynoidowych, poprzez wapienie gąbkowe z amonitami aż do wapieni mikrobialnych ze strukturami stromataktis (fragmenty kopców mułowych). Obok fauny wapienie zawierają domieszkę materiału detrytycznego, reprezentowanego głównie przez ziarna kwarcu.

Olistolity skał wulkanicznych

Skały wulkaniczne, reprezentowane głównie przez bazalty, są barwy ciemnoszarej do czarnej, skrytokrystaliczne z licznymi, nieregularnymi fragmentami o barwie ciemnozielonej. Utwory te znane były stąd już wcześniejszym badaczom (Łomize 1968; Laszkewicz i in. 1995) lub z najbliższej okolicy – Połonina Rohńska (Goldschlag 1914). Największy olistolit, o rozmiarach przekraczających kilkanaście metrów średnicy stanowi wyraźną grzędę w samym centrum olistostromy i jest wykształcony jako bazaltowe lawy poduszkowe, których pojedyncze „poduszki” dochodzą do pół metra średnicy (fot. 6). Ponadto spośród skał wylewnych wyróżnić można utwory wulkaniczne typu melafirów i porfirów, o różnym stopniu migdałowcowej struktury (fot. 17).

Olistolity brekcji sedimentacyjnych

Bardzo interesujące są olistolity konglomeratów wapienno-wulkanicznych i wulkaniczno-wapiennych budujących brekcje sedimentacyjne (fot. 18). Proporcje zawartości fragmentów poszczególnych litologii w olistolitach są bardzo zmienne, ale typowy jest ostrokrawędzisty ich charakter. Spojone są one albo wulkanicznym matriks, albo grubokrystalicznym (sparytowym) spoiwem wapiennym. Wulkaniczne klasty reprezentowane są zarówno przez bazalty, jak i melafiry oraz utwory przejściowe między nimi. Podobnie utwory wapienne są zróżnicowane, reprezentując kilka ich odmian od wapieni organogenicznych do mikrytowych. Na kontaktach okruszków skał wapiennych ze skałami wulkanicznymi widoczne są zmiany termiczne, wyraźne odbarwieniem utworów węglanowych. Formowanie się brekcji sedimentacyjnej może wskazywać na ten sam wiek utworów węglanowych i wulkanicznych, które prawdopodobnie tworzyły się w trakcie podmorskiej działalności wulkanicznej na dnie basenu sedimentacyjnego.

Płaszczowina porkulecka

Łupki pstre (formacja porkulecka)

Albsko-cenomańskie łupki pstre formacji porkuleckiej, występujące w zachodniej części badanego obszaru, stanowią najstarsze ogniwo tej płaszczowiny odsłaniające się na powierzchni, znajdujące się na kontakcie z jednostką olistostromową. W nawiązaniu do syntetycznych profili jednostek fliszowych Karpat Ukraińskich przedstawionych przez A. Ślączkę i in. (2005, fig. 5), przypuszczalnie są one tutaj podścielone przez drobnorytmiczny flisz należący do formacji Białej Cisy (lub piaskowców burkuckich), nie odsłaniających się jednak na badanym obszarze (por. ryc. 2). Łupki pstre zdominowane są przez bezwapniste łupki ilaste o kolorze czerwono-brunatnym, praktycznie

pozbawione wkładek piaskowcowych. Tylko w obszarze północno-zachodnim, tam gdzie występują one przy powierzchni nasunięcia, zaobserwowano występowanie łupków o barwie czerwono-brunatnej z podrzędnie występującymi przeławieniami łupków szarzielonych.

Piaskowce drobno- i średnioziarniste oraz piaskowce zlepieńcowate (formacja czarnogołowska)

Formacja ta reprezentowana jest przez górnokredowy kompleks gruboławicowych piaskowców z ławicami o miąższościach dochodzących do kilku metrów, chociaż trafiają się ławice cieńsze, około 1 m miąższości (fot. 19-23). Są to piaskowce masywne, fluksoturbidytowe, o spoiwie ilasto-węglanowym. Niektóre ławice są rozsypliwe. Barwa piaskowców jest szara, beżowa albo rdzawoszara, na świeżych przełamach szaroniebieskawa. Na powierzchniach przełamów widoczne są blaszki jasnych łuszczaków. Niekiedy w piaskowcach tych występują klasty ciemnych, mikowych łupków marglistych. Wyższa część tej formacji reprezentowana jest przez piaskowce zlepieńcowate. Są to masywne piaskowce barwy szarej, beżowej z rozproszonym glaukonitem (fot. 24).

Należy zaznaczyć, że wyróżniana w obrębie płaszczowiny porkuleckiej górnokredowa formacja jałowiczowska, zbudowana z fliszu średniorytmicznego, a występująca zazwyczaj pomiędzy pstrymi łupkami formacji porkuleckiej a fliszem formacji czarnogołowskiej (Ślącza i in. 2005), nie została rozpoznana na badanym terenie bądź to na skutek braku należytych odsonień, bądź w wyniku tektonicznego wyłoczenia tych utworów, co w świetle lokalizacji badanej strefy tuż u czoła nasunięcia (ryc. 2) jest bardzo prawdopodobne.

TEKTONIKA

Rejon szczegółowych badań obejmował jedynie mały fragment załączonej mapy geologicznej (ryc. 1 – prostokąt), u czoła nasunięcia płaszczowiny porkuleckiej na płaszczowinę dukielską i czarnohorską. Na tym obszarze płaszczowina ta wkracza od zachodu w postaci niezbyt szerokiego, ale wydłużonego półwyspu tektonicznego Pietrosa, o ogólnym kierunku osi NNE-SSW. Płaszczowina ta nasunięta jest na utwory jednostki olistostromowej i czarnohorskiej (ryc. 2, 3). Specyfiką tego obszaru jest wyjątkowy charakter tektonicznego półwyspu Pietrosa, który daleko na północny wschód odbiega od łagodnego i zwartego przebiegu brzeżnej granicy nasunięcia tej płaszczowiny (ryc. 1). To sprawia, że wyjątkowo tylko w tym rejonie mamy do czynienia z bezpośrednim tektonicznym kontaktem płaszczowiny porkuleckiej i czarnohorskiej. Analogicznie, przebieg północnej granicy sąsiednich płaszczowin również jest bardzo nieregularny (jednostka Świdowca i dukielska – ryc. 1), co wynika z relatywnie płaskich nasunięć tych płaszczowin na jednostki niższe. Co prawda w bardziej wewnętrznych częściach płaszczowiny porkuleckiej powierzchnia nasunięcia zapada bardzo stromo (nawet do 80° – Ślącza i in. 2005), jednak kształt brzeżnej części płaszczowiny wyklucza taki jej charakter w części północno-wschodniej. Dlatego też na załączonym przekroju (ryc. 2) linie nasunięć nie przekraczają nachylenia rzędu dwudziestu kilku stopni. Takie położenie nasunięcia pozwalają przypuszczać, że poniżej

jednostki olistostromowej znajduje się rozwleczona tektonicznie płaszczowina dukielska (ryc. 2), podobnie jak w kierunku na północny zachód od obszaru badań, przy swojej północnej granicy, ma ona charakter paru półwyspów tektonicznych (por. ryc. 1).

Wyróżniona w tej pracy jednostka olistostromowa może być ekwiwalentem podstrefy Białej Cisy, zbudowanej głównie z utworów dolnokredowych. Jest to jedna z czterech podstref tektonicznych (Ślącza i in. 2005) wyróżnianych w tej części płaszczowiny porkuleckiej (obok podstref: czarnogołowskiej, Turja Poljana i Łysycziw). Cechą charakterystyczną jednostki Białej Cisy jest z jednej strony obecność skał wulkanicznych i tufogenicznych u jej czoła, a z drugiej zaś bardzo intensywna tektonika.

Widoczny na rycinie 2 styl tektoniczny brzeżnej partii płaszczowin nasuwających się od południowego zachodu na północny wschód (z odchyleniem na wschód), ukazuje zarówno wewnętrzne deformacje najwyższej płaszczowiny (może nawet odłączenia i wytłoczenia tektoniczne), jak też transportowaną w brzusznej strefie jednostkę olistostromową (prawdopodobnie przykrywającą strzępy płaszczowiny dukielskiej) i syntektonicznie zafałdowane utwory warstw czarnohorskich płaszczowiny czarnohorskiej.

PODSUMOWANIE

Szczegółowe zdjęcie geologiczne rejonu Pietrosa wykazało obecność trzech jednostek tektonicznych: płaszczowiny czarnohorskiej zbudowanej z górnokredowych utworów fliszowych, chaotycznych osadów jednostki olistostromowej oraz jednostki porkuleckiej reprezentowanej przez górnokredowo-paleogeńskie pstre łupki formacji porkuleckiej i gruboklastyczny flisz formacji czarnogołowskiej.

Według autorów najbardziej interesującym zagadnieniem na badanym obszarze są olistolity utworów wulkanicznych i węglanowych w obrębie jednostki olistostromowej, które najlepiej widoczne są w rejonie Połoniny Hołowczeskiej. Interpretowane one były przez ukraińskich geologów jako fragmenty sekwencji ofiolitowej (Laszkewicz i in. 1995) i według tych autorów mogą ewentualnie wskazywać na oceaniczny charakter dna basenu sedymentacyjnego (patrz dyskusje – Golonka i in. 2004; Krobicki i in. 2004, 2005). Dalsze badania terenowe, jak i laboratoryjne (analiza biostratygraficzna fauny w wapiennych olistolitach, analizy geochemiczne utworów wulkanicznych itd.) pozwolą określić zarówno dokładny wiek badanych utworów, jak i ich wzajemną genetyczną relację. Ma to znaczenie zwłaszcza w odniesieniu do skomplikowanej geotektonicznie ewolucji procesów podmorskiego wulkanizmu, jaki miał miejsce w tej części basenów karpackich na przełomie jury i kredy (Golonka i in. 2003, 2004; Krobicki i in. 2004, 2005).

PODZIĘKOWANIA

Autorzy pragną złożyć podziękowania osobom, które w istotny sposób przyczyniły się do obecnego kształtu niniejszej pracy. Panu Zygmuntowi Gałądze za pomoc w trakcie terenowych prac kartograficznych. Szczególnie gorąco pragniemy podziękować dr. hab. inż. Janowi Golonce, prof. AGH, za wszelkie krytyczne uwagi i liczne dyskusje dotyczące poruszanego zagadnienia. Dziękujemy również prof. dr. hab. inż. Nestorowi Oszcypce i dr. hab. inż. Markowi Cieszkowskiemu (Instytut

Nauk Geologicznych UJ) za cenne uwagi w trakcie przygotowywania pracy do druku. Dr. Mateuszowi Trollowi (Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ) dziękujemy za twórcze zaangażowanie zarówno w trakcie badań terenowych, jak i na etapie nadszych redakcyjnych prac nad tekstem. Dziękujemy również dr. Iwanowi Kruhlłowowi za udostępnienie mapy geologicznej zlewni Lazeszczyny (Waszczenko 1985). Praca była współfinansowana z grantu AGH (11.11.140.888). Prace terenowe jednego z autorów (MK) były prowadzone przy wsparciu członków Koła Naukowego Geologów (Sekcja Stratygrafii) na Wydziale Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH w osobach: Jana Hejnar, Filipa Klimkiewicza, Michała Kosowskiego i Kamila Krzyszyńskiego, którym należą się podziękowania za wszelką pomoc.

LITERATURA

- Balintoni I., 1998, *An evolutionary model for the rift of external Carpathian flysch basin*, *Studia Universitatis Babeş-Bolyai: Geologia*, 31, s. 557-578.
- Burow W.S. (red.), 1986, *Tektonika Ukrainskich Karpat. Objasnitelnaja zapiska k tektoniczeskoj karte Ukrainskich Karpat* (po rosyjsku), *Min. Geol. USSR, Kiew*, s. 1-152.
- Głuszko W.W., Krugłow S.S., 1986, *Tectonic map of the Ukrainian Carpathians*, scale 1:200 000, *Ministerstwo Geologii, Kiew*.
- Goldschlag M., 1914, *O występowaniu skały wybuchowej w połoninie Rohonieskiej na Czarnohorze*, *Kosmos*, 39, 1-3, s. 188-189.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczypko N., Ślęczka A., Słomka T., 2003, *Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic – earliest Cretaceous)*, [w:] T. McCann, A. Saintot (red.), *Tracing tectonic deformation using the sedimentary record*, *Geological Society, London, Special Publications*, 208, s. 138-158.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczypko N., Słaby E., Słomka T., Popadyuk I., Netchepurenko A., 2004, *Mesozoic volcanism associated with triple-junction zone of the Eastern Carpathians (Ukraine)*, *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne*, 24, s. 45-50.
- Guzik K., 1957, *Budowa geologiczna Karpat Wschodnich w górnych partiach dorzeczy Białego i Czarnego Czeremoszu, Prutu i Białej Cisy*, *Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa*, ss. 56.
- Krobicki M., Budzyń B., Golonka J., Krugłow S.S., Malata E., Michalik M., Oszczypko N., Skiba M., Słaby E., Słomka T., Zych B., 2005, *Petrography and mineralogy of the Late Jurassic – Early Cretaceous volcanic rocks in the Ukrainian part of the Carpathians*, *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne*, 25, s. 323-328.
- Krobicki M., Golonka J., Lewandowski M., Michalik M., Oszczypko N., Popadyuk I., Słaby E., 2004, *Volcanism of the Jurassic-Cretaceous triple-junction zone in the Eastern Carpathians*, *Geolines*, 17, s. 60-61.
- Krugłow S.S., 1965, *O prirode marmaroszkich utjosov Sovetskich Karpat* (po rosyjsku), *Geołogiczeskij Sbornik Lvovskogo Geologiczeskogo Obszczestva*, 9, s. 41-54.
- Laszkewicz Z.M., Medwedew A.P., Krupskij Y.Z., Wariczew A.S., Timoszczuk W.R., Stupka O.O., 1995, *Tektonomagmaticzeskaja ewolucija Karpat* (po rosyjsku), *Naukowaja dumka, Kiew*, ss. 131.
- Łomize M.G., 1968, *Pozdniejurskij wulkanizm Wostocznych Karpat* (po rosyjsku), *Westnik Moskowskogo Uniwersiteta*, 6, s. 42-58.
- Nowak J., 1927, *Zarys tektoniki Polski*, *Exquisse de la Tectonique de la Pologne*, II Zjazd Słowiańskich Geografów, Kraków.

- Oszczypko N., 2004, *The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians*, Przegł. Geol., 52, 8/2, s. 780-791.
- Oszczypko N., 2006, *Pozycja polskich Karpat Zewnętrznych w łuku alpejskim oraz etapy ich rozwoju*, [w:] N. Oszczypko, A. Uchman, E. Malata (red.), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*, Wyd. Poligrafia ITS, Kraków, s. 9-18.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2006, *Rozwój basenu magurskiego*, [w:] N. Oszczypko, A. Uchman, E. Malata (red.), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*, Wyd. Poligrafia ITS, Kraków, s. 133-164.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Golonka J., Krobicki M., 2005, *Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians)*, Acta Geologica Hungarica, 48, 3, s. 259-282.
- Sandulescu M., Krautner, H., Balintoni, I., Russo-Sandulescu D., Micu M., 1981, *The structure of the East Carpathian (Moldavia–Maramuresh area)*, Carpathian-Balkan Geological Association, XII Congress Bucharest, Romania, Guide to Excursion B1, s. 1-92.
- Smirnow S.E., 1973, *Paleogen marmaroszkoy i pieninskoj zon Ukrainskich Karpat* (po rosyjsku), Nedra Press, Moskwa, s. 1-120.
- Szakin W.A., Burow W.S., Wjałow O.S., Głuszko W.W., Krugłow S.S., Petraszkewicz M.I., Temniuk F.P., 1976, *Geologiczeskaja karta Ukrainskich Karpat i prilegajuszczich progibow* (po rosyjsku), Massztab 1:200 000, Min. Geol. USSR, Kiev.
- Ślęczka A., 1959, *Stratygrafia łuski Bystrego, Karpaty środkowe*, Biul. Inst. Geol., 131, s. 203-286.
- Ślęczka A., Krugłow S.S., Golonka J., Oszczypko N., Popadyuk I., 2005, *Geology and hydrocarbon resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: general geology*, [w:] J. Golonka, F.J. Picha (red.), *The Carpathians and their foreland: geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir, 84, s. 221-258.
- Waszczenko W., 1985, *Geologiczeskaja karta bassejna Łazeszczyny* (po rosyjsku), Massztab 1:50 000, Ukrzachidgeologija.
- Żytko, K., 1999, *Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich*. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168, s. 135-164.

THE GEOLOGY OF THE EASTERN SLOPES OF MT PIETROS IN THE CHORNOHORA RANGE (THE UKRAINIAN CARPATHIAN MOUNTAINS)

SUMMARY

Three tectonic units were found in the study area, where tongue-like tectonic structure occur near Mt Pietros in the western Chornohora (Ukrainian Carpathian Mountains): the Chornohora nappe under the Porkulets nappe and olistostrome unit between them. The stratigraphy and tectonics were identified in each of the units, whereas within olistostrome complex carbonate and extrusive (basalt, melaphyre etc.) olistolithes have been distinguished as well as volcanic-carbonate sedimentary breccias. Geological cross-section indicates tectonic relationships between several units, which are connected with tectonic movements from south-west to north-east. The Chornohora nappe is represented here by fine- and medium-bedded flysch deposits with sandstones and shales of the Chornohora beds (Upper Cretaceous), while the Porkulets unit consists of thick-bedded sandstones and conglomerates (Upper Cretaceous) lined with red shales of Porkulets Formation (Albian-Cenomanian).

According to the authors the most interesting topic encountered in the study area is related to the olistolithes of volcanic and carbonate rocks within the olistostrome unit, as best seen around the Polonina Holovtsheska. The volcanic rocks, primarily basalts, are cryptocrystalline dark grey to black with numerous irregular dark-green fragments. The largest olistolithes built by basalt pillow lavas measure more than ten meters. These basaltic rocks were interpreted by Ukrainian geologists as part of the ophiolitic sequence (Laszkewicz et. al. 1995) originated on the basin oceanic floor (see: discussions Golonka et. al. 2004; Krobicki et. al. 2004, 2005). The limestone olistolithes are dominated by various organogenic and organodetritic limestones with numerous ammonites, belemnites, sponges, bivalves, brachiopods, corals, bryozoans, crinoids (mainly trochites) probably of Late Jurassic age. Additionally, numerous kinds of volcanic-carbonate sedimentary breccias occur, probably indicate the same age.

A microfacies analysis indicates a full spectrum of shallow-water carbonate sedimentation of micro-oncoidal, crynoidal, and sponge limestones with ammonites as well as microbial limestones with stromatactis structures (fragments of mud mounds).

Further fieldwork and laboratory testing (including biostratigraphic analysis of the fossils discovered in the limestone olistolithes and geochemical analysis of the volcanic rocks etc.) would help determine the age and mutual relationship in the development of the studied units. This would be most important from the geotectonic point of view according to Jurassic/Cretaceous evolution of the Carpathian basins.