

**GEOLOGIA  
PIENNIN**

# GEOLOGY OF THE PIENINY MOUNTAINS, WEST CARPATHIANS, POLAND

KRZYSZTOF  
BIRKENMAJER

MONOGRAPHS OF THE PIENINY MTS.  
Volume 3

KROŚCIENKO ON THE DUNAJEC  
2017

# GEOLOGIA PIENIN

KRZYSZTOF  
BIRKENMAJER

MONOGRAFIE PIENIŃSKIE  
Tom 3

PIENIŃSKI PARK NARODOWY  
KROŚCIENKO NAD DUNAJCEM  
ROK 2017

Krzysztof BIRKENMAJER. Geologia Pienin — Monografie Pienińskie, t. 3

Projekt okładki / Cover design:

Mściwój OLEWICZ

Układ typograficzny i redakcja techniczna / Typographic design and technical edition:

Krzysztof KARWOWSKI

Sekretarz wydawnictwa / Desk secretary:

Krzysztof KARWOWSKI

Praca zawarta w tej książce winna być cytowana następująco / Book chapter should be cited as follows:

Birkenmajer K. 2017. Geologia Pienin — Monografie Pienińskie, **3**: 5–66.

© Copyright by Pieniński Park Narodowy

© Copyright by Krzysztof Birkenmajer

**ISBN 978-83-913898-4-3**

Printed in Poland

Druk i oprawa: Drukarnia Braci Grodzickich, Piaseczno

## Geologia Pienin

Geology of the Pieniny Mountains, West Carpathians, Poland

KRZYSZTOF BIRKENMAJER

*ul. Bartosza Głowackiego 58, 30-085 Kraków*

**Abstract.** The paper presents a general short explanation to a detailed geological map, 1:10,000 scale, of the Pieniny National Park (Poland), West Carpathians. This map, together with geological cross-sections to the same scale, summarizes the present state of knowledge of stratigraphy, tectonics and geomorphology of the Pieniny Klippen Belt of Poland between the Czorsztyn Castle and Szczawnica, mapped on a new topographic base. It includes the area of the famous Pieniny Gap of the Dunajec River, and marginal border faults of the Pieniny Klippen Belt – the northern and the southern ones in Poland, but not the neighbouring areas of Haligovce and southern slopes of the Małe Pieniny (Little Pieniny) mountain ranges, parts of Slovakia.

**Key words:** Geology, Pieniny Klippen Belt – Pieniny National Park, West Carpathians (Poland), explanations to detailed geological map 1:10,000 and geological cross-sections

*„O górze Kramnicy opowiadali, że powstała ze skały, co jóm diabol stracił, kie bez swiat leciol i worek mu sie oztargol. Miał tyk skał więcej, to je po całym prawie Podhalu tracił, a rešta wysula mu sie przy Krościenku i z tego Pieniny powstały.”*

ks. Józef Tischner 1997, *Historia filozofii po góralsku*

### WPROWADZENIE

W 2017 roku minęło 68 lat odkąd rozpocząłem badania geologiczne w Pieninach:

*„Z początkiem 1949 r., z inicjatywy dra (później profesora) Stanisława Sokołowskiego – znakomitego badacza Tatr, autora szczegółowych map geologicznych tych gór, na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego, przystąpiłem do profilowania rowów badawczych i wierceń, wykonywanych dla projektowanej zapory wodnej*

*pod Czorsztynem w Pieninach. Sokołowski, który wykonywał szczegółową mapę geologiczną terenu przewidywanego pod budowę zapory, nauczył mnie, jak należy przedstawiać graficznie i opisywać wyniki terenowych obserwacji i wierceń geologicznych. Pieniński pas skałkowy, którego częścią jest masyw górski Pienin, jego budowa i ewolucja geologiczna, jak też ochrona przyrody Pienińskiego Parku Narodowego należały odtąd do moich ulubionych tematów badań”* (Birkenmajer 2011).



**Fot. 1.** Trzy Korony (982 m n.p.m.) – widok od południa (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 1.** The Trzy Korony Massif (982 m) – view from the south (phot. K. Birkenmajer)

Nie było roku, bym nie poświęcił przynajmniej paru tygodni na terenowe studia pienińskiego pasa skałkowego, czy to reambulując mapy geologiczne tego obszaru w szczegółowej skali, sporządzone przez mojego nieżyjącego już poprzednika – dra Ludwika Horwita<sup>1</sup>, czy też wykonując nowe zdjęcia geologiczne obszarów dotychczas jeszcze szczegółowo nie badanych od czasów Wiktora Uhliga (1890a, b; 1891; 1912a, b).

W latach 50. ubiegłego stulecia badania geologiczne na Podhalu koncentrowały się wokół zagadnień związanych z projektowaniem, a później realizacją zapory wodnej na Dunajcu w okolicach Czorsztyna. Przygotowując wspólnie z prof. Stanisławem Sokołowskim szczegółową mapę geologiczną obszaru zapory w Przełomie Niedzickim w skali 1:500, przy pomocy specjalistów od systematyki i wieku

zespołów otwornic wydobytych ze skał odsłanianych w przełomie, mogliśmy ustalić zupełnie nowy schemat następstwa warstw jurajskich i kredowych. Stwierdziliśmy zarazem, że istnieje ciągłe przejście od białych wapieni pienińskich („tyton-neokom”) do zielonych, pstrych i czerwonych kredowych margli otwornicowych („margle globotruncanowe”), co zaprzeczało przyjmowanej przez niektórych geologów (np. Andrusova, 1945, 1953) fazie górotwórczej „pienińskiej”.

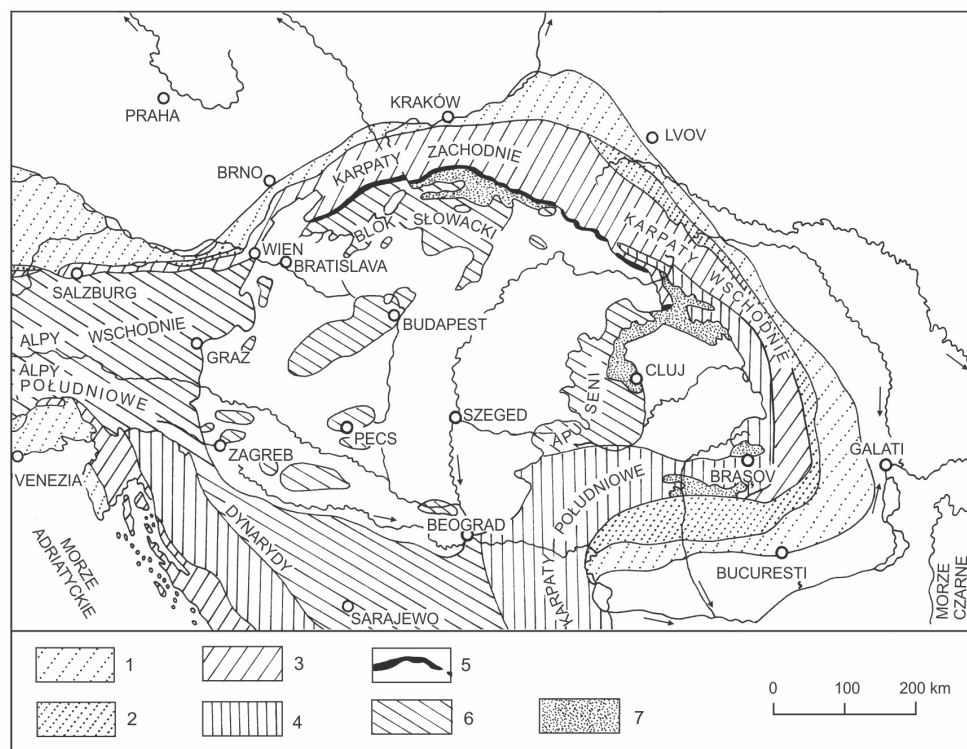
Badania te pozwoliły na wprowadzenie licznych poprawek do założeń projektu zapory, jej lokalizacji, czy wysokości korony zapory, a także przyszłych dróg dojazdowych i obiektów budowlanych, w miarę możliwości w oddaleniu od obszaru Pienińskiego Parku Narodowego. Liczne wiercenia geologiczne wprowadziły korekty do planowanego przebiegu tuneli hydrogeologicznych i lokalizacji obiektów energetycznych (Birkenmajer 1958g, 1966, 2011).

<sup>1</sup> Pośmiertnie wydana monografia i mapy geologiczne Pienin (Horwitz 1963a–c).

Pieniński pas skałkowy to przedziwna struktura geologiczna Karpat Zachodnich (Ryc. 1). Struktura ta zaczyna się na zachodzie, na obrzeżeniu zapadliska wiedeńskiego, skąd ciągnie się wzdłuż dolin Wagu (Váh) i Orawy (Orava) w Słowacji Zachodniej, następnie dorzeczem Dunajca (Kotlina Nowotarska) przez wzgórza Maruszyny, Pieniny Spiskie, Pieniny Czorsztyńskie i Pieniny Właściwe do Małych Pienin, gdzie stanowi pasmo graniczne Polski i Słowacji. Dalej ku wschodowi pieniński pas skałkowy kontynuuje się we Wschodniej Słowacji i Zakarpackiej Ukrainie aż po północno-zachodnią Rumunię (Poiana Botizei). Na całej swej długości blisko 600 km, pieniński pas skałkowy zachowuje

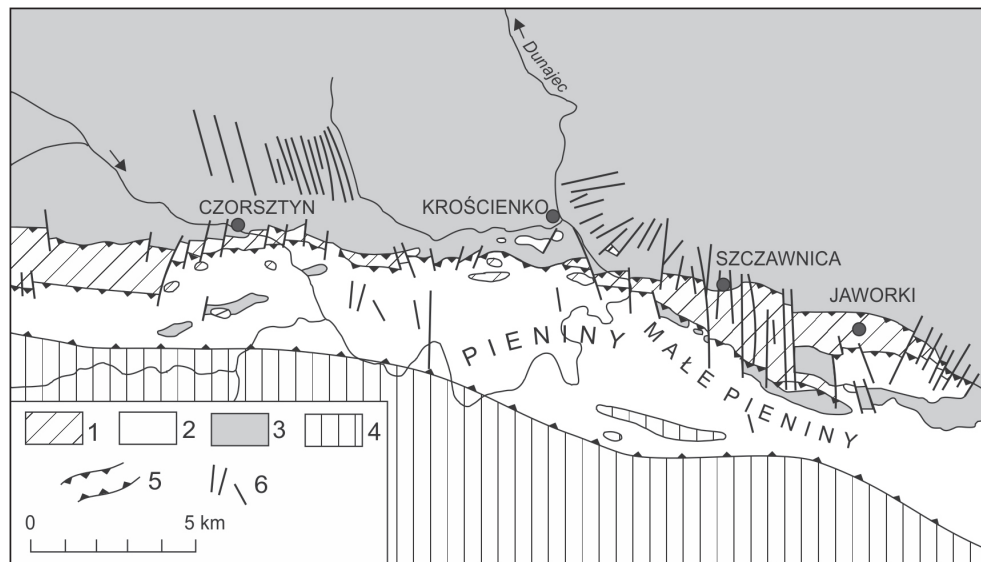
niewielką szerokość, nie przekraczającą kilku kilometrów, miejscami redukując się do kilkuset, a nawet kilkudziesięciu metrów.

Pieniński pas skałkowy oddziela dwie wielkie jednostki tektoniczne Karpat: Karpaty zewnętrzne (fliszowe) od strony północnej i Karpaty wewnętrzne (centralne) od strony południowej (Ryc. 2). Od obydwu tych jednostek oddzielony jest on wielkimi uskokami przesuwными, które powstały w niższym miocenie – akwitanie (ok. 23–21 mln lat temu). Jako strefy horyzontalnych przemieszczeń mas skalnych, uskoki te były następnie aktywne w ciągu kilku milionów lat, aż po miocen środkowy.



**Ryc. 1.** Położenie pienińskiego pasa skałkowego w Karpatach. 1 – niesfałdowane osady rowu przedgórskiego; 2 – sfaldowane osady rowu przedgórskiego; 3 – trzeciorzędowe płaszczowiny Karpat zewnętrznych (fliszowych) i ich odpowiedniki strukturalne; 4 – płaszczowiny i struktury Karpat Wschodnich i Południowych i ich odpowiedniki; 5 – pieniński pas skałkowy; 6 – jednostki tektoniczne Karpat Wewnętrznych i ich odpowiedniki w Alpach Wschodnich i Dynarydach; 7 – flisz wewnątrzkarpacki (głównie paleogen, częściowo górna kreda) i molassa (Birkenmajer 1988)

**Fig. 1.** Position of the Pieniny Klippen Belt in the Carpathians. 1 – autochthonous Neogene molasse (Foredeep, outer zone); 2 – allochthonous Neogene molasse (Foredeep, inner zone); 3 – Tertiary flysch nappes; 4 – Mid-Cretaceous nappes in East Carpathians and South Carpathians and equivalents elsewhere; 5 – Pieniny Klippen Belt; 6 – Mid-Late Cretaceous nappes in West Carpathians, and equivalents elsewhere; 7 – Intra-arc post-nappe cover (Palaeogene, partly Late Cretaceous); Foreland and intramontane molasse and volcanics in blank (Birkenmajer 1988)



**Ryc. 2.** Systemy głównych dyslokacji mioceńskich w pienińskim pasie skałkowym. 1 – jednostka Grajcarek; 2 – jednostki skałkowe (czorsztyńska, czertezicka, niedzicka, braniska, pienińska i haligowiecka); 3 – płaszczowina magurska i transgresywny paleogen skałkowy; 4 – autochtoniczny flisz podhalański; 5 – główne trzeciorzędowe uskoki podłużne; 6 – główne trzeciorzędowe uskoki poprzeczne. Pominięto mioceńskie intruzje (andezyty) oraz słodkowodne osady neogenu i czwartorzędu (Birkenmajer 1983)

**Fig. 2.** Main Miocene dislocations in the Pieniny Klippen Belt. 1 – Grajcarek Unit and transgressive Upper Cretaceous mantle in the Klippen Belt; 2 – Klippen Units (Czorsztyń-, Czertezik-, Niedzica-, Branisko-, Pieniny- and the Haligovce Units); 3 – Palaeogene of the Magura Nappe and the Magura Palaeogene mantle of the Klippen Belt; 4 – Podhale Palaeogene (also in the Klippen Belt); 5 – Main Tertiary longitudinal dislocations; 6 – Main Tertiary transversal dislocations. Miocene intrusions (andesites) and fresh-water Neogene and Quaternary deposits omitted (Birkenmajer 1983)

Na całej swej długości pieniński pas skałkowy podporządkowany jest mioceńskiej płaszczowinie magurskiej Karpat fliszowych, dla której stanowi strefę korzeniową.

#### PIEŃIŃSKI PARK NARODOWY I PIENIŃSKÝ NÁRODNÝ PARK

Pieniński Park Narodowy (PPN) obejmuje w większości Pieniny Czorsztyńskie i w całości Pieniny Właściwe. Do obszarów chronionych PPN należy też niewielka część Pienin Spiskich (Zielone Skałki) oraz fragment Małych Pienin (uroczyśko Kacze).

Słowacka część – Pieniński národný park (PIENAP) obejmuje prawobrzeżną partię doliny Dunajca w Przełomie Pienińskim, obszar Skał Haligowieckich (Haligovské vrchy), jak też przygraniczną partię doliny potoku Lesnica w Małych Pieninach, aż po Wysoką (Wysokie Skałki).

#### PODZIAŁ GEOGRAFICZNY PIENIN POLSKICH

Najbardziej zachodnią część pienińskiego pasa skałkowego w Polsce stanowią wzgórza Maruszyńskie. Jest to kilka niewysokich, równoległych wzgórz między doliną Białego Dunajca na wschodzie a zapadliskiem orawskim i plioceńskim stożkiem osadowym Domańskiego Wierchu na Zachodzie.

Jako pasmo Pienin określa się grzbiety górskie, rozciągające się między przełomową bramą skalną rzeki Białki na Podhalu, a wzniesieniami w okolicach Litmanovej we wschodniej Słowacji (Klimaszewski 1950/51).

Pieniny dzielimy na cztery odcinki:

**Pieniny Spiskie** – między Przełomem Białki (skałki Oblazowa i Kramnica) na zachodzie a Przełomem Niedzickim na wschodzie

**Pieniny Czorsztyńskie** – między Czorsztyńcem na zachodzie a doliną Straszego Potoku (Kąty koło Sromowiec Wyżnych) na wschodzie



**Pieniny Właściwe**, które obejmują odcinek doliny Dunajca od Straszego Potoku-Macelowej Góry na zachodzie do Szczawnicy Niżnej na wschodzie, w tym Przełom Pieniński

**Małe Pieniny** – między Szczawnicą Niżną (Byszczyk-Biała Skała) na zachodzie, a Białą wodą (Wierchliczka) po stronie polskiej i Litmanovą (po stronie słowackiej) na wschodzie.

#### HISTORIA BADAŃ GEOLOGICZNYCH PIEŃIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO

Pieniński pas skałkowy, jako szczególna struktura geologiczna Karpat Zachodnich, budził zainteresowanie geologów i geomorfologów już od początków XIX wieku. W granicach ziem polskich (w XIX wieku: w Galicji) badania koncentrowały się początkowo przede wszystkim na stanowiskach z morską kopalną fauną jurajską, takich jak skałki w okolicach Nowego Targu (Rogoźnik, Maruszyna), grupa skałek zamku czorsztyńskiego i okolic Wąwozu Homole, a także skałki Litmanovej i Jarabiny we wschodniej Słowacji.

Spśród polskich badaczy XIX wieku należy tu wspomnieć zwłaszcza Stanisława Staszica (1815)<sup>2</sup>, Ludwika Zejsznera (1831, 1858) i G. G. (Jerzego Bogumiła) Puscha (1822). Z badaczy austriackich, skupionych przy Uniwersytecie Wiedeńskim i Państwowym Instytucie Geologicznym w Wiedniu, należy wymienić Melchiora Neumayra, Guido Stachego, Ericha von Mojsisovicsa, Carla M. Paula, a przede wszystkim Wiktora Uhliga. Z badaczy słowackich, pracujących dla austriackiej służby geologicznej, zasłużył się w tym czasie Dionýz Štúr (patrz: Birkenmajer 1953b; tamże spis cytowanej literatury starszej).

#### *Koncepcje starsze*

W pierwszej połowie XIX wieku, Ami Boué (1830, 1834), Ludwik Zejszner (1831, 1858) i Jerzy Bogumił Pusch (1833) oraz Lill v. Lilienbach (1834) zgodnie uważali, że twarde skałki wapienne Pienin i ich miękka osadowa osłona

są tego samego wieku. Skałki wapienne pasa skałkowego traktowali jako wkładki stratygraficzne w osłonie.

Do porzucenia tych poglądów przyczynili się E. W. Beyrich (1844) i R. Murchison (1849). Beyrich zastąpił teorię „wkładkowego” charakteru skałek teorią wulkaniczną. Według niego skałki wapienne przebiły się z głębszego podłoża przez osłonę skałkową dzięki siłom wulkanicznym. Dzisiaj wiadomo, że teoria ta nie ma uzasadnienia, natomiast rozróżnienie wiekowe skałek i ich osłony stało się wówczas ważnym elementem dla zrozumienia struktury pasa skałkowego.

Dionýz Štúr (1860) uważał, że skałki – zwłaszcza górnourajskie – mogły lokalnie być pozostałością raf koralowych. Ten pogląd został później odrzucony przez E. v. Mojsisovicsa. Według tego badacza pas skałkowy zawdzięczał swe powstanie głównie czynnikom tektonicznym. Tę linię rozumowania kontynuowali w swoich badaniach C. M. Paul, G. Stache, M. Neumayr, F. Hauer i V. Uhlig. Paul ustalił, że pas skałkowy ma formę antyklinalną. Neumayr (1871) zaobserwował przejścia między utworami skałek i osłony skałkowej. Uważał on, że pas skałkowy powstał w wyniku anormalnego fałdowania, jego specyficzny styl tektoniczny został wywołany stłoczeniem utworów na małej przestrzeni i różnicami w plastyczności skał, które go tworzą.

Klasyczne opracowania paleontologiczne bogatych jurajskich faun amonitów, ramienionogów i innych organizmów kopalnych Pienin przez L. Zejsznera, M. Neumayra, K. v. Zittela i V. Uhliga określiły wiek wielu utworów geologicznych pasa skałkowego w dolinie Dunajca i Popradu. W dolinie Wagu podobne badania prowadzili D. Štúr i C. M. Paul.

#### *Poglądy Wiktora Uhliga*

Uhlig (1890a, b; 1891) zestawiał całość rękopiśmiennych zdjęć geologicznych własnych i wymienionych wyżej autorów austriackich w postaci dwóch map geologicznych w skali 1:75 000, obejmujących okolice od Nowego Targu do Czorsztyna oraz od Szczawnicy do Lubowli (Stará L'ubovnia). Zostały one później powtórnie opublikowane w Atlasie Geologicznym Galicji (Uhlig 1890a, b; 1912a, b). Wraz ze znakomitą

<sup>2</sup> Prace z XIX wieku – patrz: Birkenmajer (1953b).

na owe czasy obszerną monografią geologiczną pienińskiego pasa skałkowego doliny Dunajca i Popradu. Mapy te stanowią kamień milowy w historii poznania tej jednostki geologicznej Karpat.

Uhlig podzielił utwory osadowe pasa skałkowego na facje (= serie) skałkowe i osłonę skałkową. W facjach skałkowych wyróżnił on: (1) *haligowiecką*, składającą się z ogniwi triasu i liasu, (2) *wapieni rogowcowych* (nazwaną później *serią pienińską*) w ogniwach od jury środkowej (doggeru) do kredy dolnej (neokomu) włącznie i (3) *skamieniałościową* (nazwaną później *serią czorsztyńską*) w ogniwach od jury środkowej (aalenu) do jury górnej (tytonu) włącznie. Zwrócił on uwagę na podobieństwa łączące facje pienińską i czorsztyńską. Osłona skałkowa, składająca się według niego z ogniwi górnokredowych i eoceńskich, miała w podobnym wykształceniu otaczać różne facje skałkowe.

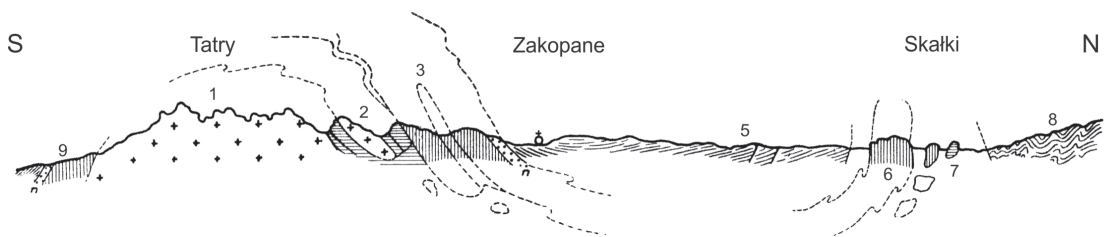
W pracy Uhliga z 1904 r. skałki miały być resztkami starych gór, które pod koniec okresu kredowego zostały potrzaskane uskokami i do pewnego stopnia sfałdowane. Na silnie zniszczony przez erozję górotwór transgredowały morza górnokredowe i paleogeńskie, które osadzały utwory osłony skałkowej, skałki zaś tworzyły w tym czasie wyspy archipelagu. Fałdowania

popaleogeńskie objęły zarówno skałki, jak i ich osłonę.

Monografia Uhliga i jego mapy geologiczne (Uhlig 1890a, b; 1891, 1912a, b) stały się punktem wyjścia dla badań geologicznych i geomorfologicznych pienińskiego pasa skałkowego na przełomie stuleci i w okresie między pierwszą i drugą wojną światową. Jego opisy profili geologicznych mogą być do dziś wzorem poprawności. Autorytet Uhliga sprawił, że aż do lat 20. ubiegłego stulecia, wielu badaczy, jak np. Maurice Lugeon, Mieczysław Limanowski i Jan Nowak, opierało się wyłącznie lub prawie wyłącznie na reinterpretowaniu jego publikowanych materiałów.

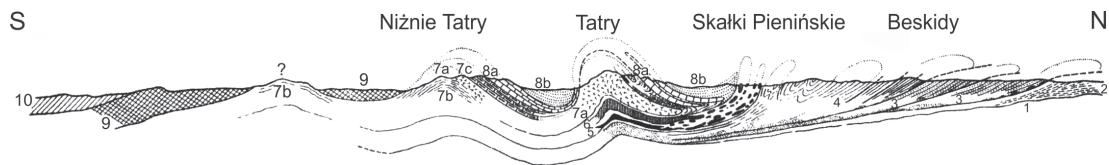
*Plaszczowinowa teoria budowy Karpat:  
Maurice Lugeon i Mieczysław Limanowski*

Poglądy Uhliga pozostały w zasadzie bez zmian aż do przewrotu w teorii powstawania gór fałdowych. Opierając się na **teorii plaszczowin** autorstwa francuskiego geologa Marcela Bertranda, szwajcarski geolog Maurice Lugeon (1903) dokonał nowej interpretacji danych zawartych w monografiach i mapach geologicznych Uhliga, odnoszących się do Tatr i Pienin. Przedstawił on rewolucyjne, całkowicie nowe ujęcie budowy Karpat Wewnętrznych w oświetleniu tektoniki



**Ryc. 3.** Przekrój przez Tatry, Podhale i pas skałkowy w interpretacji M. Lugeona, według rysunku Limanowskiego (1904). 1 – trzon granitowy Tatr wraz z pokrywą permu, triasu i jury wierchowej; 2 – płaszczowina wierchowa z jądrem granitowym; 3 – płaszczowina regłowa z dwiema dygitalcjami, wynurzająca się na linii pasa skałkowego (6); 5 – flisz podhalański; 6 – wapień jurajsko-neokomskie pasa skałkowego (seria regłowa); 7 – wapień krynowidowy jurajski (seria wierchowa); 8 – flisz Karpat zewnętrznych; 9 – mezozoik po południowej stronie Tatr Wysokich; n – wapień numulitowy oraz eocen-oligocen zagłębia spisko-liptowskiego

**Fig. 3.** Geological cross-section through the Tatra, Podhale and Klippen Belt Mountains (as interpreted by M. Lugeon (after a picture by Limanowski (1904)). 1 – Tatra granitic core, with Permian, Triassic and High Tatra Jurassic cover; 2 – Hightatric Nappe with granitic core; 3 – Subtatric Nappe with two digitations emerging at the Pieniny Klippen Belt line (6); 5 – Podhale flysch; 6 – Jurassic–Neocomian limestone of the Klippen Belt (Subtatric Series); 7 – Jurassic crinoidal limestone (Hightatric Series); 8 – flysch of the Outer Carpathians; 9 – Mesozoic rocks at southern slope of the High Tatra; n – nummulitic limestone and Eocene–Oligocene Spiš-Liptov depression



**Ryc. 4.** Przekrój geologiczny przez Karpaty według Uhliga (1907). 1 – przedmurze; 2 – miocen solonośny; 3 – płaszczowina subbeskidzka; 4 – płaszczowina beskidzka; 5 – płaszczowina czorsztyńska; 6 – płaszczowina pienińska; 7 – płaszczowina wierzchowa (7a – jądra granitowe, 7b – skały metamorficzne, 7c – skały osadowe); 8a – płaszczowina regłowa; 8b – flisz Podhala płaszczowiny regłowej; 9 – płaszczowina wewnętrznego pasa; 10 – płaszczowina węgierskiego międzycyżorza

**Fig. 4.** Geological cross-section of the Carpathians after Uhlig (1907). 1 – foreland; 2 – saliferous Miocene; 3 – Subbeskidic Nappe; 4 – Beskidic Nappe; 5 – Czorsztyn Nappe; 6 – Pieniny Nappe; 7 – Hightatric Nappe (7a – granitic cores, 7b – metamorphic rocks, 7c – sedimentary rocks); 8a – Subatric Nappe, 8b – Podhale flysch of the Subatric Nappe; 9 – A nappe of the inner belt; 10 – A nappe of the Hungarian Zwischengebirge

płaszczowinowej (Ryc. 3). Podczas wycieczki IX Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Tatry i Pieniny w 1903 r. miała miejsce słynna dyskusja między Uhligiem, który bronił swoich poglądów, a Lugeonem, który przedstawił nową interpretację budowy i powstania obydwu górotworów. Lugeon wyjaśniał powstanie skałek pienińskich wielkimi poziomymi przesunięciami mas skalnych o charakterze płaszczowinowym. Płaszczowiny Tatr i pasa skałkowego miały utworzyć się w trzeciorzędzie, po osadzeniu się fliszu podhalańskiego.

Lugeon był pierwszym, który sugerował możliwość strukturalnego połączenia skałek pienińskich z płaszczowinami tatrzańskimi. Wyraził on pogląd, że skałki facji skamieniałościowej (= czorsztyńskiej) zostały oderwane od płaszczowiny górotatrzańskiej (= wierzchowej) przez nasuniętą od południa masę dolnotatrzańską (= regłową), która w pasie skałkowym występuje jako facja wapieni rogowcowych (= pienińska).

Dwa lata później Limanowski (1904, 1905, 1906), który był również uczestnikiem wycieczki kongresowej w 1903 r., przedstawił własny pogląd na płaszczowinową budowę Karpat. Uznał on, że skałki serii czorsztyńskiej stanowią starsze ogniwo „płaszczowiny dynarydzkiej” (= magurskiej), przywleczone po oligocenie z rejonu położonego na południe od Tatr. Przemieszczając się na północ, płaszczowina dynarydzka miała oderwać część skał z podłoża, które stanowiła płaszczowina regłowa Tatr lub inna jednostka. Te porwaki tektoniczne, które dały początek serii pienińskiej, pomieszane z czorsztyńskimi, znalazły

się – jako denna brekcja tektoniczna – na linii dzisiejszego pasa skałkowego.

#### *Replika Wiktora Uhliga*

W 1907 r. Uhlig zmodyfikował swoje dawniejsze poglądy na budowę pienińskiego pasa skałkowego. Zaakceptował teorię płaszczowinową w zastosowaniu do budowy geologicznej Karpat, ale był zdania, że serie skałkowe stanowią element samodzielny, całkowicie niezależny od jednostek tatrzańskich, pierwotnie osadzony w basenie morskim, położonym na północ od strefy basenów tatrzańskich (Ryc. 4). Według jego zmodyfikowanych poglądów, płaszczowiny skałkowe są zakorzenione daleko na południu, pod masywem granitowym Tatr. W pienińskim pasie skałkowym Uhlig wyróżnił teraz płaszczowinę subpienińską (= czorsztyńską – północną, niższą) i pienińską (południową, wyższą). Utwory fliszowej płaszczowiny beskidzkiej (= magurskiej) miały powstać w basenie morskim na północ od pasa skałkowego, a nie – jak chciał Limanowski – daleko na południu, w rejonie dynarydzkim.

#### *Modyfikacje poglądów Mieczysława Limanowskiego*

Pod wpływem nowego ujęcia, przedstawionego w monografii tektonicznej Karpat przez Uhliga (1907), także Limanowski zmodyfikował swoje poglądy. Początkowo (w 1913 r.) utrzymywał on w dalszym ciągu, że pierwotny rejon sedymentacyjny pasa skałkowego znajdował się na południe od tatrzańskiego, później jednak

(w 1922 r.) podzielił pogląd Uhliga, że osady pasa skałkowego utworzyły się na północ od jednostek tatrzańskich. Po osadzeniu się utworów mezozoicznych serii czorsztyńskiej i pienińskiej, jeszcze przed cenomanem, miało nastąpić pierwsze nasunięcie płaszczowinowe z południa na północ. Transgresje cenomańska i paleogeńskie miały wkraczać na już gotowy gmach płaszczowinowy tworząc osłonę skałkową. Drugi etap tworzenia się płaszczowin miał nastąpić po osadzeniu się paleogeńskich fliszów – magurskiego i podhalańskiego. Tym razem jednak fałdowania miały nastąpić w wyniku nacisku tektonicznego z północy na południe („wstecznie”), co spowodowało nasunięcie się skałek razem z fliszem magurskim na flisz podhalański.

#### *Zdjęcia geologiczne pasa skałkowego po I wojnie światowej*

Po zakończeniu I wojny światowej rozpoczęto rewizję map geologicznych pienińskiego pasa skałkowego. Prace te na terenie Polski początkowo wykonywał Ferdynand Rabowski wraz z Ludwikiem Horwitzem, później zaś sam Horwitz, w Słowacji Wschodniej i Zachodniej – Dimitrji Andrusow, zaś na terenie słowackiej Orawy – Joseph Oppenheimer. Każdy z tych autorów miał własną koncepcję genezy pienińskiego pasa skałkowego. Badania uzupełniały studia dużych otwornic dla określenia wieku paleogenu skałkowego (Franciszek Bieda) oraz badania formy geologicznej i petrografii andezytów pienińskich (Małkowski 1921).

#### *Koncepcje Ferdynanda Rabowskiego*

Poglądy Lugeona na budowę i pochodzenie skałek pienińskich podzielał początkowo Ferdynand Rabowski (w latach 1922–1925), łącząc jednostki skałkowe z jednostkami tatrzańskimi. Pierwsze ruchy płaszczowinowe miały nastąpić – przez analogię z Tatrami – po albie, a przed cenomanem, zaś cenoman i wyższe twory osadowe miały tworzyć osłonę górotworu skałkowego.

W miarę bliższego rozpoznania w terenie budowy geologicznej Tatr i Pienin, Rabowski (w latach 1929–30) porzucił tę koncepcję i podzielił poglądy Uhliga z 1907 r. Istotnym dowodem były przejścia facjalne między jednostkami

subpienińską (= czorsztyńską) a pienińską, zaobserwowane przez Uhliga jeszcze w 1890 r., a potwierdzone podczas wspólnych badań Horwitza i Rabowskiego (1930) oraz, niezależnie, przez Andrusova (1927). W podłożu skałek i na ich północnym przedpolu Rabowski przyjmował obecność masywu krystalicznego, z którego miały pochodzić tzw. egzotyki – okruchy i otoczaki skał obcych, znajdujące w utworach kredy i eocenu pasa skałkowego. Na sztywnym podłożu tego masywu miało nastąpić spiętrzenie skałek, z niego także miała pochodzić magma andezytów pienińskich.

#### *Koncepcje Ludwika Horwitza*

W poglądach Horwitza na budowę pienińskiego pasa skałkowego można wyróżnić trzy ujęcia.

(1) W 1930 r. Horwitz i Rabowski wyróżnili w pasie skałkowym trzy płaszczowiny nasunięte na siebie od południa na północ: najniższą – czorsztyńską, wyższą – pienińską i najwyższą (za J. Nowakiem 1927 r.) – haligowiecką. Płaszczowiny te składać się miały z utworów jury (w płaszczowinie haligowieckiej także triasu), kredy i paleogenu. W tym ujęciu osłona skałkowa została połączona z seriami skałkowymi. W konsekwencji Horwitz przesunął czas pierwszych fałdowań płaszczowinowych w pienińskim pasie skałkowym na eocen. W środkowej kredzie mało wydadne ruchy górotwórcze miały spowodować powstanie kompleksów fliszowych wieku środkowo- i górnokredowego oraz paleogeńskiego, odrębnych dla każdej facji (serii) skałkowej. Rejon sedimentacyjny pasa skałkowego miał znajdować się – zgodnie z poglądem Uhliga (1907) – na północ od jednostek tatrzańskich.

Dalsze ruchy górotwórcze – po eocenie środkowym – miały spowodować powstanie jednostek tektonicznych drugiego rzędu, o charakterze dygitacji. W płaszczowinie haligowieckiej miały powstać dwie dygitacje, w płaszczowinie pienińskiej także dwie, z których każda dzieliła się jeszcze na dwa ramiona. W płaszczowinie czorsztyńskiej miały powstać trzy dygitacje, z których środkowa dzieliła się na dwa ramiona. Koncepcja ta została przedstawiona podczas wycieczki naukowej Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny w 1929 r.

(2) Rabowski, współautor pierwszej – jak widać bardzo skomplikowanej – koncepcji budowy pienińskiego pasa skałkowego, jeszcze tego samego roku (1930) wycofał się z niej. Natomiast Horwitz, pod wpływem krytyki, jaka spotkała go ze strony Andrusova (1929), w latach 1933–1935 zmodyfikował swoje poglądy. Przede wszystkim liczba dygitacji została zredukowana do czterech, nowe dygitacje składały się równocześnie z płaszczowiny czorsztyńskiej i pienińskiej, ponownie została też wyróżniona osłona skałkowa. Płaszczowina haligowiecka została usunięta z zespołu płaszczowin skałkowych. Za J. Nowakiem (1927) i D. Andrusovem (1929) została ona zaliczona do zespołu jednostek wierzchowych.

Płaszczowiny skałkowe – czorsztyńska (utwory jurajskie) i pienińska (utwory jury i dolnej kredy) miały powstać w apcie, a płaszczowina pienińska w tym czasie niecałkowicie przykryła płaszczowinę czorsztyńską. Na obu płaszczowinach transgredowała teraz środkowo- i górnokredowa, być może także paleogeńska, osłona skałkowa. Cztery wsteczne dygitacje: Homoli (najwyższa), Jarmuty, Flaków-Rabsztyna i Trzech Koron (najniższa), miały powstać dopiero w środkowym eocenie.

(3) Końcowa modyfikacja poglądów Horwita (1935; 1937a, b; 1938; także w pośmiertnie wydanej monografii z 1963 r.), polegała na dalszej redukcji liczby dygitacji, do dwóch: dolnej i górnej. Do dygitacji górnej miały należeć jednostki Homoli i Jarmuty oraz fałd dolny, zbudowany niemal wyłącznie z utworów masyfury osłony skałkowej, do dygitacji dolnej – jednostka Rabsztyna-Wysokich Skałek (w innym znaczeniu niż dawniejsza dygitacja Flaki-Rabsztyn) oraz jednostka Trzech Koron, stanowiąca fałd dolny. Po fałdowaniach płaszczowinowych miała nastąpić transgresja osłony starszej (cenoman – santon z luką stratygraficzną w cenomanie górnym-turonie i santonie), a następnie (po przerwie w kampanie) transgresja osłony młodszej (masyfury-paleocen z luką na granicy kredy i trzeciorzędu).

Poglądy tektoniczne Horwita nie utrzymały się. Główną zasługą tego badacza jest natomiast opracowanie faun jury („warstw posidonionych”) (Horwitz 1937a, b) oraz cenomanu w pasie skałkowym Polski, jak też przygotowanie szczegółowej

mapy geologicznej Pienińskiego Parku Narodowego w skali 1:10 000 (arkusz wschodni i zachodni), wraz z objaśnieniami tekstowymi (Horwitz 1963a–c).

#### *Poglądy Josepha Oppenheimera*

Oppenheimer (1927) uważał, że w pasie skałkowym Słowackiej Orawy była pierwotnie tylko jedna seria skałkowa, która dopiero w wyniku ruchów górotwórczych miała ulec rozbięciu na poszczególne kompleksy skalne, dając tektoniczne jednostki skałkowe. Koncepcja ta nie zyskała potwierdzenia przez Andrusova (patrz niżej). Natomiast prawidłowe stwierdzenie Oppenheimera o ciągłości stratygraficznej i sedymentacyjnej między neokomem a albem, zaprzeczało przedalbskiej fazie fałdowań przyjmowanej przez Andrusova.

#### *Poglądy Dimitrija Andrusova*

Badania Andrusova (publikacje z lat 1927–1953) objęły wykonanie nowego zdjęcia geologicznego, głównie w skali 1:25 000, pienińskiego pasa skałkowego doliny Wagu i Orawy oraz studia porównawcze w pozostałych partiach pasa. Mapy i szczegółowo opisane profile geologiczne, oznaczenia nowych zbiorów makro- i mikrofauny oraz ocena ich wartości stratygraficznej, ponadto wszechstronna analiza tektoniczna, stanowią o nieprzemijającej wartości naukowej jego publikacji z lat 1931, 1938, 1945 i 1953. Co więcej, Andrusov stworzył szkołę słowackich geologów i mikropaleontologów, którzy – jak Viera Kantorová, Ervín i Viera Scheibnerowie, Josef Salaj, Ondrej Samuel i Karel Borza – przyczynili się do rozpoznania stratygrafii kredy pienińskiego pasa skałkowego.

Już w pierwszym etapie swoich badań Andrusov (1927) wyróżnił nową jednostkę skałkową – przejściową między jednostkami pienińską i subpienińską (= czorsztyńską). W tej jednostce wyróżnił on typ facjalny kisucki (najbardziej zbliżony do pienińskiego), podbielski i pruski (najbardziej zbliżony do czorsztyńskiego). Te trzy jednostki skałkowe, które miały powstać w wyniku fałdowań po-neokomskich a przedalbskich, w fazie górotwórczej pienińskiej, zostały objęte wspólną nazwą pienidów (Matějka,

Andrusov 1931). Andrusov odkrył także w dolinie Wagu występowanie izolowanych odsłoneń skał triasu środkowego i górnego, które zaliczył odpowiednio do serii czorsztyńskiej i kisuckiej. W czasie fałdowań fazy pienińskiej (alb/cenoman), na jednostkę (serię) czorsztyńską miała nasunąć się od południa płaszczowina pienińska z dwiema dygitaacjami: dolną, utworzoną z serii przejściowej (głównie kisuckiej) i górną – pienińską typową. Na tę ostatnią miała nasunąć się w tym czasie seria manińska, która razem z haligowiecką, należała według niego do odpowiedników serii wierchowej Tatr (tatrydów).

Alb i cenoman miały tworzyć starszą osłonę skałkową, natomiast osady górnego santonu, kampanu i mastrychtu, oddzielone luką stratygraficzną spowodowaną wynurzeniem (turon – dolny santon) – osłonę młodszą. W skład pasa skałkowego miały również wejść fragmenty płaszczowin reglowych (granidów) Karpat Wewnętrznych – skałki kosteleckie, nasunięte na pas skałkowy od południa w fazie laramijskiej. Ważnym stwierdzeniem Andrusova było, że transgresja paleogenu magurskiego pokryła cały pas skałkowy, natomiast transgresja paleogenu podhalańskiego – tylko jego margines południowy. Te osady paleogeneńskie, wraz ze starszą strukturą skałkową, zostały z kolei silnie sfałdowane w fazie górotwórczej sawskiej, między paleocenem a mioce-  
nem (burdygałem): w tej właśnie fazie wytworzył się tektoniczny styl skałkowy i nastąpiło wsteczne obalenie skałek ku południowi.

#### *Nowe poglądy na genezę pienińskiego pasa skałkowego*

O ile badania geologiczne Andrusova z lat 1927–1953 w zasadzie ustaliły główny schemat ewolucji pienińskiego pasa skałkowego na Słowacji, o tyle szczegółowe badania geologiczne rozpoczęte w polskich Pieninach po II wojnie światowej, spowodowały zasadnicze zmiany w poglądach na stratygrafię, tektonikę i ewolucję geologiczną tej jednostki tektonicznej. W latach 1952–53 Stanisław Sokołowski (1954) i Krzysztof Birkenmajer (1953a, b) stwierdzili obecność przejść między tytonem-neokomem a „starszą osłoną” (alb-cenoman) serii skałkowych, co zaprzeczało „fazie fałdowej pienińskiej” Andrusova. Birkenmajer

(1953a, b) wydzielił natomiast – za Andrusovem – oprócz jednostek (serii) pienińskiej i czorsztyńskiej także **jednostki (serie) przejściowe: branską** (częściowy odpowiednik serii kisuckiej Andrusova) – najbliższą pienińskiej, **niedzicką** (bardziej północną), następnie (Birkenmajer 1959a) nową jednostkę – **czerteziacką** (najbliższą czorsztyńskiej). Z uwagi na podobieństwa w rozwoju jury i kredy do serii skałkowych, **jednostka haligowiecka** została uznana za najbardziej południową jednostkę pierwotnego basenu skałkowego (Birkenmajer 1959b).

Dalsze ustalenia stratygraficzne na podstawie badań m.in. amonitów (Birkenmajer, Znosko 1955; Myczyński 1973, 2004; Myczyński [w:] Birkenmajer, Myczyński 1977, 1994; Wierzbowski, Remane 1992; Wierzbowski i in. 1999), aptychów (Gąsiorowski 1962), liliowców (Głuchowski 1987), ramienionogów (Barczyk 1972, 1991, Krobicki 1994), otwornic (Pazdro [w:] Birkenmajer, Pazdro 1963, 1968; Jednorowska 1980; Jednorowska [w:] Birkenmajer, Jednorowska 1976, 1983a, b, 1984, 1987a, b; Bąk K. 1998; Tyszka 1994; Tyszka [w:] Birkenmajer, Tyszka 1996), radiolari (Widz 1992; Bąk M. 1993, 1995, Widz [w:] Birkenmajer, Widz 1995), tintinnidów (Birkenmajer 1975; Obermajer 1986; Wierzbowski, Remane 1992), wapiennego nannoplanktonu (Dudziak 1979, 1985, 1986, 1993) i dinocyst (E. Gedl 2007; P. Gedl [w:] Birkenmajer, Gedl 2004–2017) znacznie wzbogaciły jurajski i dolnokredowy schemat stratygraficzny sukcesji skałkowych.

Najwięcej problemów przez wiele lat sprawiała stratygrafia kredy górnej. Dopiero zastosowanie badań mikropaleontologicznych do tych utworów na Słowacji przez D. Andrusova i V. Kantorovą, E. Scheibnerovą, J. Salaja i O. Samuela i innych, w Polsce zaś przez M. Książkiewiczą oraz K. Birkenmajera i współpracujących z nim mikropaleontologów – O. Pazdro, S. Gerocha, S. W. Alexandrowicza, A. Jednorowską, M. A. Gasińskiego oraz J. Dudziaka, w połączeniu z nowym zdjeciem geologicznym w skali 1:5000 i 1:10 000 oraz szczegółowym profilowaniem badanych odsłoneń, pozwoliło na przedstawienie syntetycznego, aktualnie obowiązującego standardu stratygrafii kredy górnej w Pieninach

(monograficzne opracowania: Birkenmajera z lat 1963–1979, Alexandrowicza 1966, Birkenmajera i Jednorowskiej 1983–1987, Kostki 1993, K. Bąka 1998).

#### MAPY GEOLOGICZNE PIENIN POLSKICH

Dla zrozumienia budowy geologicznej i ewolucji strukturalnej pienińskiego pasa skałkowego niezbędne są szczegółowe mapy geologiczne tej jednostki i obszarów przyległych. W latach 1890–1938 korzystano z mapy geologicznej pasa skałkowego doliny Dunajca i Popradu w skali 1:75 000 opracowanej przez Uhliga (1890a, b, 1912a, b). Rewizja tej mapy w granicach Polski w latach 1922–1938 zakończyła się nowym opracowaniem, w skali 1:10 000, mapy geologicznej Pienin przez Horwita, opublikowanej w 1963 r.

W wyniku dalszych badań stratygraficznych i tektonicznych wykonanych po II wojnie światowej, mapa Horwita straciła znacznie na swojej aktualności, ale w dalszym ciągu może służyć dla lokalizacji skałek i innych ważnych odsłoneń skał jurajskich i kredowych. Rewizji mapy Horwita dla nowego arkuszowego zdjęcia pienińskiego pasa skałkowego w skali 1:10 000 podjął się K. Birkenmajer w latach 1950–51 dla Państwowego Instytutu Geologicznego. W wyniku jego badań zostało opublikowanych w latach 1959–1970 osiem arkuszy, obejmujących obszar pasa skałkowego od Szaflar na zachodzie po Sromowce Wyżne na wschodzie (Birkenmajer 1959e, 1961a, 1963b, 1963c, 1965b, c, 1970a).

W związku z budową wodnej zapory czorsztyńskiej, K. Birkenmajer i S. Sokołowski wykonali w latach 1952–1963 mapy geologiczne Przełomu Niedzickiego w skali 1:500 (Birkenmajer niepubl., 1955). W tej samej skali opracowano także w tym czasie szczegółowe mapy geologiczne zakryte (niepublikowane) wzgórz zamku niedzickiego (L. Mastella i L. Watycha) oraz czorsztyńskiego (J. Rytlewski). Została natomiast opublikowana szczegółowa, kolorowa mapa geologiczna odkryta wzgórz zamku niedzickiego (Zamek Dunajec) w skali 1:500 (Birkenmajer 1999).

Szczegółowe zdjęcie geologiczne (Birkenmajer niepubl., 2001–2005) obszaru czaszki Zbiorników Czorsztyńskiego i Sromowieckiego w skali

1:5000 zostało przygotowane w latach 1963–1969 w oparciu o badania terenowe i fotointerpretację stereoskopowych zdjęć lotniczych (Birkenmajer – mapa geologiczna zakryta; K. Guzik z zespołem – mapa geologiczna zakryta uzupełniona fotointerpretacją). Zdjęcie to obejmuje także obszary dawniej należące do PPN, a obecnie zalane wodami zbiorników.

W latach 2001–2005 Birkenmajer wykonał nowe zdjęcie geologiczne (niepublikowane) Pienińskiego Parku Narodowego w skali 1:5000. Obejmuje ono 11 arkuszy nowego cięcia topograficznego w tej samej skali, przedstawiając 97 wydzielen barwnych utworów jurajskich, kredowych, trzeciorzędowych i czwartorzędowych oraz podstawowe formy morfologiczne. Uzupełnieniem do mapy jest tekst objaśniający (Birkenmajer 2014). W latach 2014–16 autor przetworzył tę mapę do skali 1:10 000. Jest ona ilustracją do bieżącego tekstu (Birkenmajer 2017).

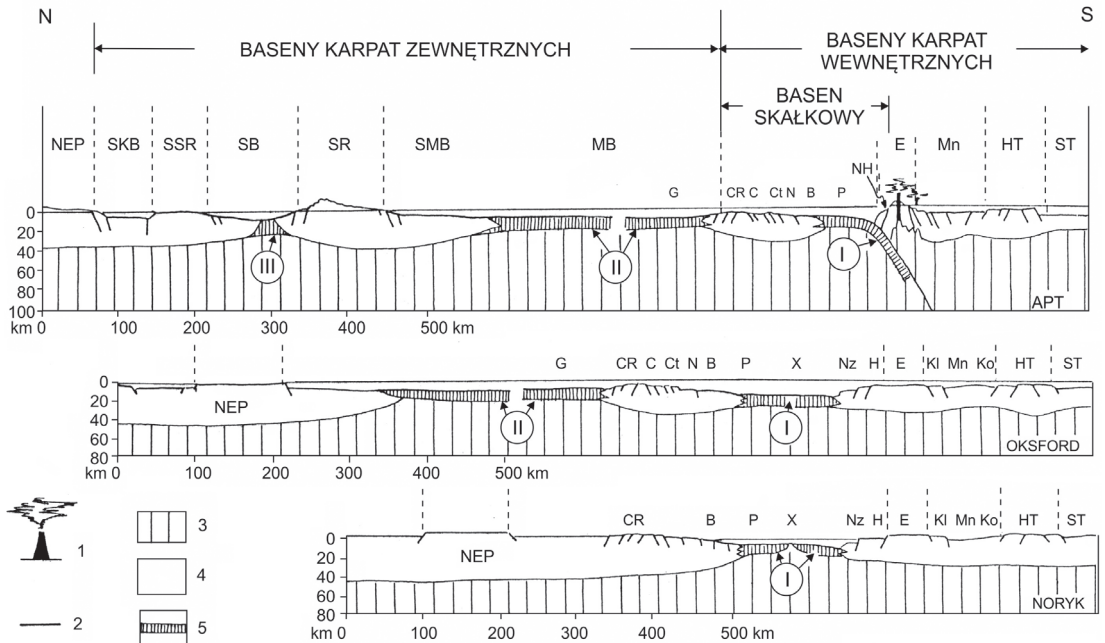
#### STRATYGRAFIA I PALEOGEOGRAFIA GŁÓWNYCH JEDNOSTEK GEOLOGICZNYCH PIENIN POLSKICH

Skały osadowe pienińskiego pasa skałkowego to w większości utwory otwartego morza – wapienie, margle, łupki, osady krzemionkowe, które osadziły się w morskich basenach należących do północnej części pradawnego Oceanu Tetydy – wielkiej, nieistniejącej dzisiaj zatoki Oceanu Indyjskiego. Głębokości w Oceanie Tetydy na granicy jury środkowej i górnej (ok. 160 mln lat temu) przekraczały nawet 3000 m. Baseny te, w kolejności od północy na południe, to (Ryc. 5):

- (1) basen Grajcarka (magurski: jura-paleocen)
- (2) basen skałkowy (trias-jura-kreda górna)
- (3) basen maruszyński (Podhale: najwyższa kreda-eocen środkowy).

Baseny te były oddzielone od siebie grzbietami podmorskimi, zaznaczającymi się jako łańcuchy wysp. Basen Grajcarka od basenu skałkowego oddzielał grzbiet czorsztyński; basen maruszyński od basenu skałkowego oddzielał grzbiet Andrusowa (Birkenmajer 1988).

W wyniku fałdowań górnokredowych i trzeciorzędowych, w skład struktury pasa skałkowego



**Ryc. 5.** Rekonstrukcja pokazująca wzajemny stosunek sedymentacyjnych basenów pasa skałkowego oraz zewnętrznych i wewnętrznych basenów karpacczych: noriacki (216,5–203,6 mln lat), oksford (161–155,7 mln lat), apt (125–112 mln lat). **Basen magurski (MB):** G – sukcesja Grajcarka. **Grzbiet czorsztyński:** CR. **Basen skałkowy:** C – sukcesja czorsztyńska; Ct – sukcesja czertezicka; N – sukcesja niedzicka; B – sukcesja braniska; P – sukcesja pienińska; X – hipotetyczna sukcesja „ultra pienińska”; Nz – sukcesja niżniańska; H – sukcesja haligowiecka (NH – sukcesja niżniańsko-haligowiecka). **Grzbiet Andrusowa (egzotyczny – E):** EAR. **Basen maniński:** Kl – sukcesja kłapska; Ma – sukcesja manińska; Ko – sukcesja kostelecka. **Grzbiet wierchowy:** HT. **Basen krzyżniański:** Kr; SMB – basen submagurski; SR – grzbiet śląski; SB – basen podśląski; SSR – grzbiet podśląski; SKB – basen skolski; NEP – platforma północnoeuropejska. I – III – skorupa oceaniczna; 1 – wulkanizm; 2 – osady; 3 – astenosfera; 4 – litosfera; 5 – skorupa oceaniczna (Birkenmajer 1988)

**Fig. 5.** Palinspastic reconstruction showing mutual relations of sedimentary zones in the Klippen Belt Basin and the adjoining Outer Carpathian and Inner Carpathian Basins: Norian, Oxfordian and Aptian stages. **Magura Basin:** G – Grajcarek Succession. **Czorsztyń Ridge:** CR. **Klippen Basin:** C – Czorsztyń Succession; Ct – Czertezik Succession; N – Niedzica Succession; B – Branisko Succession; P – Pieniny Succession; X – “Ultra Pieniny” (hypothetical) Succession; Nz – Niżnia Succession; H – Haligovce Succession (NH – Niżnia-Haligovce Succession). **Andrusov Ridge (exotic):** EAR. **Manin Basin:** Kl – Kłape Succession; Ma – Manín Succession; Ko – Kostelec Succession. **Hightatric Ridge:** – HT. **Krzyżnia Basin:** Kr; MB – **Magura Basin;** SchB – Submagura Basin; SB – Silesian Basin; SSR – Subsilesian Basin; SKB – Skole Basin, NEP – North-European Platform; I – III – Oceanic Crust; 1 – volcanism; 2 – sediments; 3 – asthenosphere; 4 – lithosphere; 5 – oceanic crust (Birkenmajer 1988)

zostały także lokalnie inkorporowane fragmenty jednostek tektonicznych wierchowych i reglowych, które tworzyły się jednak w odrębnych basenach mezozoicznych Karpat wewnętrznych (Birkenmajer 1986a, b).

### Basen Grajcarka

Najbardziej północna jednostka pienińskiego pasa skałkowego została nazwana **jednostką Grajcarka**, od nazwy potoku we wschodnich

Pieninach. Jest to jednostka zarówno stratygraficzna, jak i tektoniczna, która ma wiele wspólnego zarówno z jednostkami skałkowymi na południu, jak też kredowymi jednostkami stratygraficznymi płaszczowiny magurskiej na północy.

W granicach Polski jednostka Grajcarka pojawia się w okolicach Starego Bystrego w Kotlinie Nowotarskiej i stąd kontynuuje się ku wschodowi, wzdłuż północnego ograniczenia struktury skałkowej. Na odcinku od Starego Bystrego po Falsztyn



**Tabela I.** Tablica stratygraficzna mezozoiku i kenozoiku**Table I.** Stratigraphic table, Mesozoic through Cenozoic

era	okres	epoka	stadium	miliony lat	
MEZozoIK	KREDA	wczesna		140,2	
			berias	145,5	
	JURA	późna	tyton	150,8	
			kimeryd	155,7	
			oksford	161,2	
			kelowej	164,7	
		środkowa	baton	167,7	
			bajos	171,6	
			aalen	175,6	
			toark	183	
		wczesna	pliensbach	189,6	
			synemur	196,5	
			hetang	199,6	
				228	
	TRIAS	późny		245	
		środkowy		251	
		wczesny		299	
	PALEOZOIK	KARBON PERM			359,2

era	okres	epoka	stadium	miliony lat	
KENOZOIK	CZWARTO-RZĘD	holocen		0,01	
		plejstocen		1,8	
	NEOGEN	miocen	wyższy		5,3
			środkowy		11,6
			niższy		15,9
		PALEOGEN	oligocen		23
			eocen		33,9
			paleocen		55,8
	MEZozoIK	KREDA	późna	mastrycht	65,5
				kampan	70,6
santon				83,5	
koniak				85,8	
turon				89,3	
cenoman				93,5	
alb				99,6	
apt				112	
barrem				125	
hoteryw				130	
wczesna	walanżyn	136,4			
	berias	140,2			
			145,5		

TRZECIORZĘD

osiąga ona do 3,5 km szerokości, gwałtownie redukując się do zera w okolicach zamku Czorsztyn. Dalej ku wschodowi, aż po uskoki Straszego Potoku koło Sromowiec, jednostka Grajcarka kontynuuje się jako wąskie pasmo. Na przedpolu płaszczowinowej jednostki pienińsko-braniskiej, w okolicach Krościenka, ulega ona wytłoczeniu i pojawia się dopiero w strefie uskoku Krościenka. Stąd, szybko rozszerzając się do 2,5–3 km na Jarmucie, jednostka Grajcarka odsłania się dobrze w okolicach Jaworek. Jeszcze dalej ku wschodowi pocięta jest ona licznymi poprzecznymi uskokami. Zmniejsza ona tutaj szerokość, wreszcie całkowicie zanika na tektonicznym kontakcie

płaszczowiny magurskiej i bloku czorsztyńskiego Skalskiego Potoku w Białej Wodzie. Dalej ku wschodowi, przez okolice Litmanowej i Jarabiny na Słowacji Wschodniej, jednostka Grajcarka prawdopodobnie ciągnie się do Rusi Zakarpackiej i północno-zachodniej Rumunii.

W kolumnie stratygraficznej jednostki Grajcarka można wyróżnić trzy grupy wiekowe: (1) – formacje jurajskie przed-radiolarytowe (starsze od kompleksu radiolarytowego), (2) – kompleks radiolarytowy (środkowa/górna jura) i formacje towarzyszące, (3) – formacje kredowe po-radiolarytowe aż po paleocen środkowy (Birkenmajer, Gedl 2017).

Kompleks najstarszy rozpoczyna się fliszowymi utworami (toark-aalen) najczęściej czarnej barwy („czarny flisz”), przechodzącymi ku górze w utwory marglisto-wapienne ciemnych barw z pelagiczną fauną amonitowo-małą, analogiczną jak w jednostkach skałkowych. Są to formacje: **szlachtowska**, z **Opaleńca** oraz **łupków z Harcygrundu** (Birkenmajer 1977, 1979) (Tab. I).

#### (1) Formacje jurajskie przed-radiolarytowe

**Formacja szlachtowska**, o miąższości do 200 m, znana była uprzednio pod nazwą „czarnego fliszu” (patrz: Horwitz 1963; Birkenmajer 1977, 1979; Krawczyk, Słomka 1986; Krawczyk i in. 1987; Birkenmajer i in. 2008). Są to utwory otwartego, ale słabo przewietrzanego morza, składające się głównie z silnie mikowych piaskowców i ciemnych łupków osadzonych przez prądy zawieszinowe (turbidyty). Jak na to wskazują niezbyt częste hieroglify prądowe, materiał został przyniesiony ze wschodu/północnego wschodu, przypuszczalnie z odsłoneń wietrzejących na lądzie skał produktywnego karbonu (obecność redeponowanych mikrospor górnokarbońskich (patrz Birkenmajer, Turnau 1962).

Makrofauna w formacji szlachtowskiej jest napotykana rzadko i zwykle jest ona słabo zachowana. W najwyższej części formacji rozpoznano cienką wkładkę szarego wapienia, która dostarczyła amonitów *Leioceras opalinum* i *Leioceras* cf. *comptum* – dobrych wskaźników wiekowych dla dolnoaaleńskiego poziomu Opalinum (Birkenmajer, Myczyński 1977). Ponadto znajdowane są tu: belemnity jurajskie, członki liliowców, delikatne skorupki pelagicznych małży jurajskich *Bositra buchi* (dawniej oznaczanych jako *Posidonia alpina*), typowych dla jurajskich pięter od toarku po oksford.

W osadach podmorskiego osuwiska **ogniwa z Krzonowego** (uprzednio formacja z Krzonowego – Birkenmajer 1977, 1979), zebrano bardzo liczne skorupki dobrze zachowanych małży kilku gatunków z rodzaju *Gryphaea*, stratygraficznie wskazujące na aalen (Pugaczewska 1971).

Mikrofauna obejmuje głównie bentoniczne otwornice (Birkenmajer, Pazdro 1968), małżoraczki (Błaszyk 1968), wapienny nannoplankton

(Dudziak 1986; Švabenická [w:] Oszczytko i in. 2004) oraz dinocysty (Birkenmajer, Gedl 2004; Barski i in. 2012). Te ostatnie wskazują na górny aalen-dolny bajos. W dolnej części tej formacji wyróżnia się ogniwo z Krzonowego, którego wiek odpowiada na podstawie dinocyst i otwornic najwyższemu toarkowi (Gedl 2008; Segit i in. 2015). Najmłodszy zespół dinocyst wskazuje na górny bajos (Segit i in. 2015) lub nawet dolny baton (Gedl 2008).

W najwyższej części formacji szlachtowskiej wyróżnia się cienkie **ogniwo** (uprzednio formację – Birkenmajer 1977, 1979) ze **Stembrowu**, składające się z zielonożółtych margli z wkładkami wapieni krynoidowych. Występują tu jurajskie małże *Bositra buchi* (Birkenmajer, Pazdro 1963). Dinocysty wskazują prawdopodobnie na późny bajos (Gedl 2008).

**Formacja z Opaleńca**. Formacja z Opaleńca składa się z miękkich łupków barwy niebieskawej lub zielonej, z ciemnymi plamami. We wkładkach plamistych wapieni stwierdzono występowanie nielicznych amonitów (*Eurystomiceras polyhelictum*, *Dorsetensia* sp.) oraz skorupki pelagicznych małży (*Bositra buchi*). Wiek formacji odpowiada bajosowi, miąższość wynosi 16 do 18 m. Formacja ta zawiera również otwornice (Pazdro 1979; Tyszka 1995, 1999), wapienny nannoplankton (Švabenická [w:] Oszczytko i in. 2004) i dinocysty. Te ostatnie (Gedl 2008) wskazują na dolny bajos (Birkenmajer, Gedl 2004; Gedl 2008), a młodsze zespoły dinocyst na baton lub nawet kelowej (Gedl 2013). Lokalnie występuje formacja **łupków z Harcygrundu**, składająca się z czarnych lub szarych łupków marglistych, z drobnymi blaszkami białej miki. Miąższość jej wynosi do 30 m.

#### (2) Poziom radiolarytowy (środkowa/górna jura)

Trzy kolejne formacje (radiolarytów z Sokolicy, radiolarytów z Czajakowej i wapienia pienińskiego) zwykle tworzą niewielkie, wyraźnie w morfologii zaznaczające się skałki. Ich wykształcenie jest tak podobne do analogicznych formacji w basenie skałkowym, że przy przygotowywaniu map geologicznych w latach 1950–1960 w skali 1:10 000 – skałki jednostki Grajcarka nie były odróżniane od analogicznie wykształconych

skałek płaszczowiny braniskiej (Birkenmajer 1979, mapa).

**Formacja radiolarytów z Sokolicy.** Formacja ta składa się z cienkowarstwowych, plamistych, szarzielonych, niebieskawych i czarnych radiolarytów, przeławicających się z łupkami krzemionkowymi (1–2 cm) o podobnych barwach. Miąższość formacji dochodzi do ok. 6 m. Spośród mikrofauny najważniejsze są radiolarie i dinocysty. Z górnej części formacji Widz (1991, 1992) opisał zespół radiolarii, uznany za oksford. W dalszych pracach wiek ten został poprawiony na środkowy kelowej-wczesny oksford (Birkenmajer, Widz 1995). Gedl (2008) opisał zespół dinocyst określony wiekowo jako oksford. Z dolnej części formacji pochodzą dinocysty o wieku późnobałtońskim-kelowej (Gedl 2008).

**Formacja radiolarytów z Czajakowej.** Składa się z radiolarytów wapienistych lub bezwapienistych i krzemionkowych wapieni radiolariowych. W formacji przeważają barwy zielone w spągu, pstre w środku i czerwone w stropie. Miąższość formacji wynosi ok. 4 m. Radiolarie (Widz 1991) wskazują na oksford–niższy kimeryd w spągu, a środkowy i późny oksford do późnego kimerydu-wczesnego tytonu w części wyższej (Birkenmajer, Widz 1995).

**Formacja wapienia czorsztyńskiego.** W jednostce Grajcarka formacja wapienia czorsztyńskiego reprezentuje ogniwo margli z Palenicy. Są to czerwone albo pstre margle, wapienie i łupki, bogate w skorupki aptychów. Miąższość ogniwa wynosi 1 m lub mniej. Mikrofauna składa się z wapiennych dinocyst (*Parastomiosphaera malmica* – W. Nowak 1971). Ogniwo margli z Palenicy jest datowane na kimeryd lub tyton.

**Formacja wapienia pienińskiego.** Formacja ta, występująca głównie w basenie skałkowym, znana jest również z sukcesji Grajcarka. Jest tu ona silnie skondensowana (2–6 m), w porównaniu do jej miąższości w basenie skałkowym (sukcesja czertezicka 40–60 m, braniska 115–125 m, pienińska do ponad 180 m). W sukcesji Grajcarka formacja wapienia pienińskiego składa się z dobrze uławiconych, jasnoszarych i szarych plamistych wapieni, zawierających warstwy i konglomeraty czarnych rogowców (czertów) w dolnej części. Wapien staje się bardziej marglisty ku górze,

gdzie warstwy wapieni przekładają się z cienkimi czarnymi łupkami. W latach 1950–1960 wapienie te były kartowane jako należące do jednostki braniskiej (poprawiono w: Birkenmajer 1979).

Z dolnej części wapieni pochodzą tintinnidy (*Calpionella alpina*, *C. elliptica* i *Crassicolaria parvula*) i wapienne dinocysty. W wyższej części stwierdzono rzadkie występowania *Calpionella alpina*, *Crassicolaria colomi* i *Tintinnopsella carpathica*, a w górnej części *Lorenziella hungarica* i *Calpionellites darderi* (Golonka, Sikora 1981).

Z najwyższych warstw formacji wapienia pienińskiego pochodzą liczne otwornice planktoniczne z rodzajów *Globigerinelloides*, *Praehedbergella* (i inne), wapienne dinocysty, wapienny nannoplankton, wskazujące na wiek dolnokredowy – apt (Pszczółkowski 2015). W innych skałkach rozpoznano też zespoły dinocyst wieku najniższej kredy (Gedl E. 2007). Najmłodsze zespoły dinocyst wskazują na późny barrem – najmłodszy apt.

### (3) Formacje kredowe po-radiolarytowe

Nad cienkim, skondensowanym wapieniem pienińskim (tyton – apt) w sukcesji Grajcarka osadziły się łupki i margle **formacji z Kapuśnicy** (0,5–1 m miąższości). Zespoły dinocyst wskazują na wczesny apt (Gedl E. 2007; Gedl 2013). Nad nimi utworzył się kompleks kredowych skał osadowych, które w zasadzie nie mają odpowiedników w basenie skałkowym, natomiast bardzo dobrze odpowiadają osadom sukcesji magurskiej Karpat fliszowych. Nad skondensowanymi utworami formacji z Kapuśnicy przychodzą teraz łupki ilaste i margliste, czarne i ciemnozielone, czasem plamiste, niekiedy pstre, z konglomeratami piryty, syderyty i żelazistego dolomitu; jest to **formacja wronińska** (2–13 m miąższości). Skąpy zespół otwornic wskazuje na alb. Wapienny nannoplankton formacji wronińskiej, badany przez Dudziaka (w: Birkenmajer, Dudziak 1987) wskazuje na wczesny alb do środkowego albu oraz późny apt–alb, natomiast dinocysty na późny alb–cenoman (Gedl E. 2007, Gedl P. 2015).

Kolejnym utworem jest **formacja hulińska** (alb–cenoman) składająca się z cienkich zielonych radiolarytów i łupków radiolariowych w części spągowej oraz czarnych, szarych i zielonawych

łupków ilastych, bitumicznych i bentonitowych, często poczernionych związkami manganu, z cienkimi wkładkami pirytowych piaskowców lub kongrecji sydereytowych w części wyższej (Birkenmajer 1977). Maksymalna miąższość formacji nie przekracza 10 m.

W cenomanie charakter sedymentacji w sukcesji Grajczarka uległ gwałtownej zmianie. Nad formacją hulińską pojawił się kompleks czerwonych i pstrych łupków, z cienkimi przewarstwieniami turbidytowych piaskowców hieroglifowych, niekiedy z cienkimi wkładkami tufów biotytowych. Jest to **formacja łupków z Malinowej**. Miąższość tej formacji wynosi od 10 m w najbardziej południowej strefie basenu, do blisko 200 m dalej ku północy. Jej dalsze występowanie stwierdzono w płaszczynie magurskiej, aż po strefę okien tektonicznych Szczawy. Skąpe zespoły otwornic pelagicznych (globotruncan) wskazują na wiek formacji w granicach cenoman – kampan (Birkenmajer i in. 1987). Znacznie bogatsze zespoły bentonicznych otwornic aglutynujących nie dają tu niestety dobrych wskaźników wiekowych, jednak ich charakter wraz z litologicznym charakterem łupków, wskazują na środowisko dna głębokiego basenu oceanicznego – typu równi abyssalnej.

U schyłku kredy, w basenie Grajczarka pojawiły się w jego południowej części szare i zielonawe margle z wkładkami turbidytowych piaskowców wapnistrych i piaszczystych sydereytów (**formacja z Haluszowej**, 10–100 m miąższości), zastępujące najwyższą część łupków z Malinowej. Wiek tych utworów może odpowiadać kampanowi (Birkenmajer i in. 1987, Gedl E. 2007, Gedl P. 2007).

Najmłodszym utworem sukcesji Grajczarka jest **formacja jarmucka** (mastrycht i niższa część paleocenu). Są to głównie zielonawe piaskowce i łupki fliszowe oraz wielobarwne zlepieńce o miąższości wynoszącej do 50 m w części południowej, a do 450 m w części północnej. Gruboziarniste piaskowce i zlepieńce składają się w znacznej mierze, albo nawet w całości, z materiału klastycznego, pochodzącego z egzotykowego grzbietu Andrusova, jak też z wynurzonego wówczas nad powierzchnię morza, sfałdowanego płaszczynowo i niszczonego przez erozję łądową i abrazję morską górotworu skałkowego. Południową granicę morskiego basenu Grajczarka

stanowił lokalnie klif, u podnóża którego osadziły się brekcje, składające się z nieobtoczonych grubych fragmentów i bloków skalnych (olistolitów), ponadto stożki podmorskie, które są utworzone z drobnych fragmentów skał, pochodzących z orogenu skałkowego. Jako nadkład formacji łupków z Malinowej, fliszowa odmiana formacji jarmuckiej kontynuuje się w płaszczynie magurskiej ku północy, aż po strefę okien tektonicznych Szczawy.

### *Grzbiet czorsztyński i basen skałkowy*

Historia geologiczna basenu skałkowego rozpoczęła się we wczesnym triasie, około 250–240 milionów lat temu. **Basen skałkowy** (Ryc. 6–9) trwał przez około 175 milionów lat, od triasu aż do schyłku okresu kredowego (około 65 mln lat temu).

O triasowym etapie basenu skałkowego mamy niewiele informacji z uwagi na oderwanie się laramijskich płaszczyn skałkowych, składających się z utworów jury i kredy, od swego triasowego podłoża. Występowanie okruchów pelagicznych wapieni górnego triasu na wtórnym złożu w zlepieńcach górnokredowych Małych Pienin (Birkenmajer i in. 1990) wskazuje na to, że w tym czasie basen skałkowy miał już charakter otwartego morza.

Wapienie i dolomity środkowego triasu, utworzone uprzednio na platformie oceanicznej, które występują w Skalce Haligowieckiej, osadziły się albo w południowym obrzeżeniu basenu skałkowego (według Birkenmajera, 1959b), albo – zgodnie z wcześniejszymi poglądami V. Uhliga, J. Nowaka i D. Andrusova – w obrębie odrębnego basenu wierchowego.

W późnym triasie, a następnie w niższej jurze, basen skałkowy ulegał stopniowemu pogłębianiu, by na przelomie jury środkowej i górnej (około 160 mln lat temu) osiągnąć głębokości oceaniczne.

W okresie kredowym (145–65 mln lat temu) szerokość basenu skałkowego ulegała stopniowej redukcji, spowodowanej wciąganiem (subdukcją) jego oceanicznej skorupy triasowej, pod dźwigający się na południu, a nasuwający się ku północy, egzotykowy grzbiet Andrusova.

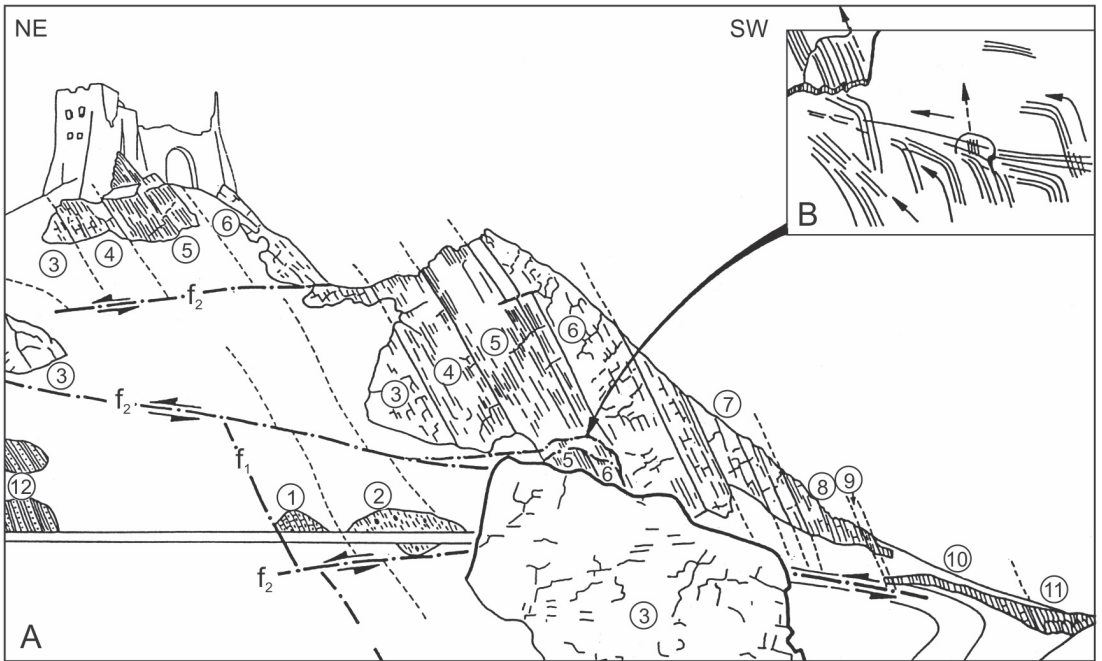
Zamknięcie basenu skałkowego nastąpiło na granicy okresów kredowego i trzeciorzędowego

(około 70–60 mln lat temu), wskutek kolizji dwóch bloków litosferycznych: południowego (= blok słowacki + grzbiet Andrusova) i północnego (= grzbiet czorsztyński). Na sfałdowany płaszczowinowo orogen skałkowy transgredowało teraz morze paleogenu, które osadziło fli-szowe utwory osłony skałkowej.

**Grzbiet czorsztyński** stanowił północne ograniczenie basenu skałkowego. Był to fragment litosfery kontynentalnej, odcięty z początkiem jury od platformy północnoeuropejskiej przez

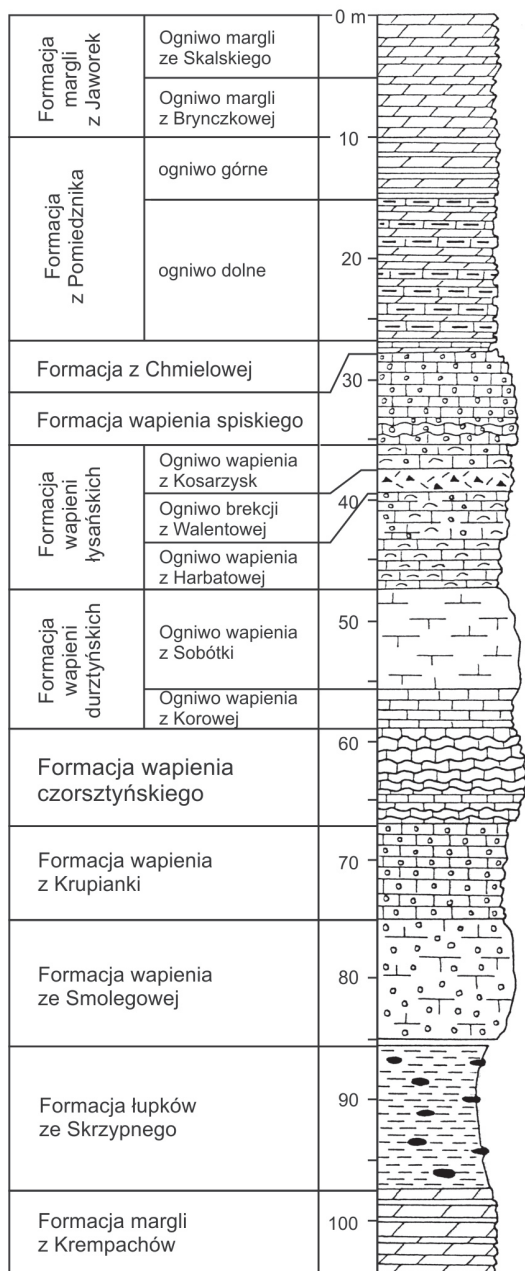
powstały w tym czasie ryft oceaniczny otwierającego się basenu Grajcarka. Grzbiet czorsztyński był długi na co najmniej 400–500 km, natomiast miał niewielką szerokość, prawdopodobnie nie przekraczającą kilku–kilkunastu kilometrów.

W niższym triasie osadziły się tutaj piaskowce, przekryształizowane później w kwarcyty, w triasie środkowym – morskie wapienie i dolomity platformowe, w triasie górnym – regresywne i lądowe, czarne i pstre łupki i piaskowce kajpru.



**Ryc. 6. A.** Budowa geologiczna skałek zamku Czorsztyń (według Birkenmajer 1958e, 1963a, 1977, 1983). **Jednostka czorsztyńska:** 1 – formacja margli z Krempachów (domer–aalen); 2 – formacja łupków ze Skrzypnego (aalen – bajos środkowy); 3 – formacja wapienia ze Smolegowej (bajos); 4 – formacja wapienia z Krupianki (górný bajos–baton); 5 – formacja wapienia czorsztyńskiego (kelowej–dolny tyton); 6 – formacja wapieni dursztyńskich (tyton – berias); 7 – formacja wapieni lysańskich (berias – walanżyn); 8 – formacja wapienia spiskiego (hoteryw); 9 – formacja z Chmielowej (alb); 10 – formacja z Pomiedznika (alb – cenoman); 11 – formacja margli z Jaworek (cenoman–turon). **Jednostka Grajcarka:** 12 – formacja szlachtowska (?toark–aalen).  $f_1$  – mioceński uskok przesuwny podłużny;  $f_2$  – mioceńskie uskoki przesuwne i przesuwno-zrzutowe poprzeczne. **B.** Kierunek rys ślizgowych na powierzchni mioceńskiego uskoku poprzecznego ( $f_2$ )

**Fig. 6. A.** Perspective geological picture of the Czorsztyń Castle klippes group (Birkenmajer 1958e, 1963a, 1977, 1983). **Czorsztyń Unit:** 1 – Krempachy Marl Formation (Domerian–Aalenian); 2 – Skrzypny Shale Formation (Aalenian – Middle Bajocian); 3 – Smolegowa Limestone Formation (Bajocian); 4 – Krupianka Limestone Formation (Upper Bajocian–Bathonian); 5 – Czorsztyń Limestone Formation (Callovian–Lower Tithonian); 6 – Dursztyń Limestone Formation (Tithonian – Berriasian); 7 – Łysa Limestone Formation (Berriasian – Valanginian); 8 – Spisz Limestone Formation (Hauterivian); 9 – Chmielowa Formation (Albian); 10 – Pomiedznik Formation (Albian – Cenomanian); 11 – Jaworki Marl Formation (Cenomanian–Turonian). **Grajcark Unit:** 12 – Szlachtowa Formation (?Toarcian–Aalenian).  $f_1$  – longitudinal strike-slip fault;  $f_2$  – transversal strike-slip and oblique-slip faults. **B.** Direction of slip striae on transversal fault surfaces marked ( $f_2$ )

Zamek Czorsztyń  
(Sobótka)

Ryc. 7. Kolumna litostratigraficzna sukcesji czorsztyńskiej w grupie skałek zamku czorsztyńskiego (Birkenmajer 1963a, 1977, 1979)

Fig. 7. Lithostratigraphical column of the Czorsztyń Succession (Birkenmajer 1963a, 1977, 1979)

W wyższej części jury dolnej (lias) i niższej części jury środkowej (dogger) grzbiet czorsztyński był częściowo wynurzony ponad powierzchnię morza; z niego pochodziły okruchy skał triasowych dostarczane na brzeg morza przez rzeki, a następnie transportowane w dół basenu skałkowego przez osuwiska i denne prądy oceaniczne. Od wyższej części doggeru po kredę górną włącznie, grzbiet czorsztyński był w znacznym stopniu zalany morzem.

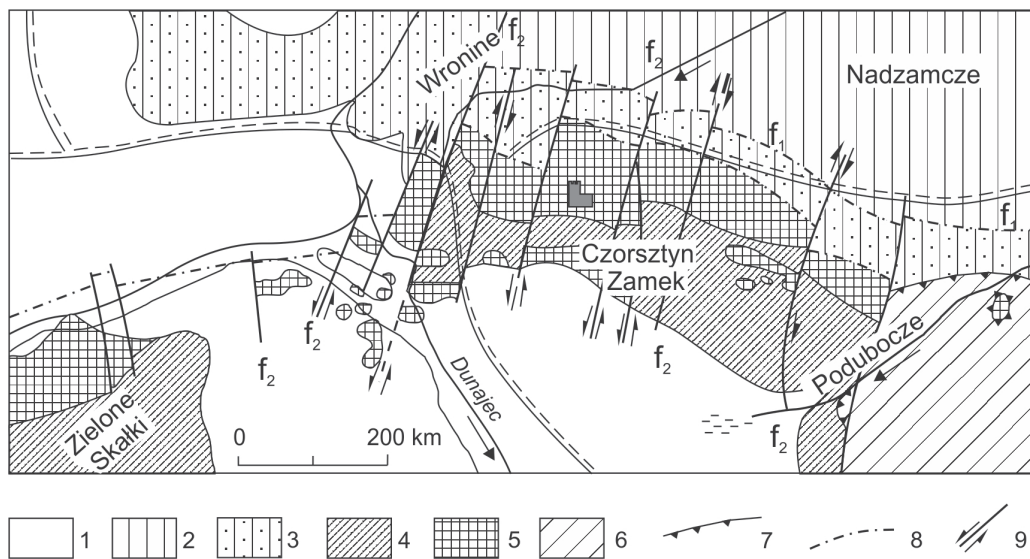
**Sukcesje skałkowe.** W okresie od wyższej części jury dolnej po kredę górną włącznie (190–65 mln lat temu), na zalanym morzem **południowym skłonie grzbietu czorsztyńskiego** w rejonie Pienin, osadzały się trzy sukcesje skałkowe: najpłytsza, najbardziej północna – **czorsztyńska** oraz dwie coraz głębsze, bardziej południowe: **czertezicka** (najbardziej zbliżona do czorsztyńskiej) i **niedzicka** (Birkenmajer 1973) (Tab. II–IV).

Sukcesje skałkowe: czorsztyńska, czertezicka, niedzicka, braniska, pienińska i haligowiecka składają się z ogniw jurajskich (lias – tyton) i kredowych (berias – kampan, w sukcesji czorsztyńskiej także dolny mastrycht). Sukcesja haligowiecka, zaliczana jest albo do sukcesji skałkowych, albo też do zespołu jednostek wierzchowych. Ma ona ogniwa triasowe, jurajskie oraz dolno- i górnokredowe (Birkenmajer 1959b, 1977, 1979; Birkenmajer, Kotański 1973).

**Sukcesja czorsztyńska** (patrz: Ryc. 6–8, fot. 2) jest w Polsce najpełniej rozwinięta w obrębie Małych Pienin, Pienin Czorsztyńskich i Pienin Spiskich oraz w okolicach Nowego Targu. Pierwotna szerokość tej strefy sedimentacyjnej oceniana jest tu na około 30 km (Birkenmajer 1963a). Sukcesja ta kontynuuje się w kierunku zachodnim, odsłaniając się w okolicach Puchova (skałka Vršatec) w dolinie Wagu, a także w kierunku wschodnim – na Słowackim Spiszu i Zakarpackiej Ukrainie.

**Sukcesja czertezicka** występuje w Pieninach Właściwych (Przełom Dunajca, fot. 3) oraz odsłania się w dolinie słowackiej Orawy, na wschód zaś od Pienin Właściwych – w dorzeczu Popradu na Słowackim Spiszu, prawdopodobnie także na Zakarpackiej Ukrainie.

**Sukcesja niedzicka** jest najlepiej wykształcona w okolicach Czorsztyna i Niedzicy (patrz



**Ryc. 8.** Czorsztyn: szkic tektoniczny grupy skałek zamku czorsztyńskiego. 1 – pokrywa czwartorzędowa; 2 – paleogen płaszczowiny magurskiej; 3 – jednostka Grajcarka (aalen–mastrycht); 4 – jednostka czorsztyńska (alb–kampan); 5 – jednostka czorsztyńska: (jura–neokom); 6 – płaszczowina braniska (jura–barrem); 7 – nasunięcia przedtrzeciorzędowe; 8 – uskoki przesuwne podłużne ( $f_1$ ); 9 – uskoki przesuwne i przesuwno-zrzutowe poprzeczne ( $f_2$ ) (Birkenmajer 1983)

**Fig. 8.** Czorsztyn: tectonic sketch of the klippes of the Czorsztyn Castle group. 1 – Quaternary cover; 2 – Palaeogene of the Magura Nappe; 3 – Grajcark Unit (Aalenian–Maastrichtian); 4, 5 – Czorsztyn Unit (4 – Albain–Campanian); 5 – Jurassic – Neocomian; 6 – Branisko Nappe (Jurassic–Barremian); 7 – pre-Tertiary overthrusts; 8 – longitudinal strike-slip faults ( $f_1$ ); 9 – transverse strike-slip and oblique-slip faults ( $f_2$ ) (Birkenmajer 1983)

fot. 4–6, ryc. 9–10), ponadto w bloku Homoli w Małych Pieninach (Birkenmajer 1970b, Jurewicz 1994).

Odpowiednikami sukcesji czertezickiej i niedzickiej w dolinie Wagu są sukcesje pruska i podbielska.

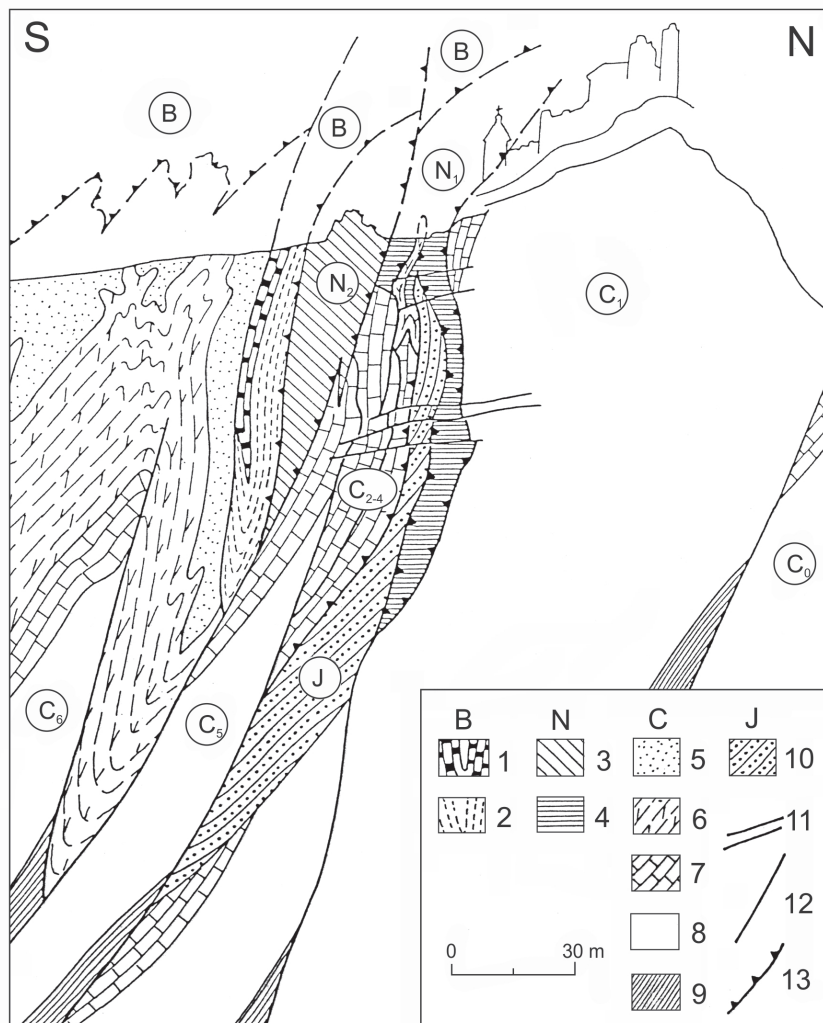
**Rów oceaniczny.** Począwszy od liasu (ok. 200 mln lat), aż po górną kredę (ok. 70 mln lat), na południe od szelfowego skłonu grzbietu czorsztyńskiego rozciągał się prawdopodobnie obrzeżony uskokami **rów oceaniczny**, w którym tworzyły się osady najgłębsze: od północy – **sukcesji braniskiej** (w dolinie Wagu – kisuckiej) i od południa – **sukcesji pienińskiej**.

Występowanie sukcesji pienińskiej ograniczone jest do polskich i słowackich Pienin Właściwych, pasma wzgórz Maruszyny na Podhalu oraz słowackiej Orawy, natomiast sukcesja branisko-kisucka ma szerokie rozprzestrzenienie w całym pasie skałkowym: od doliny Wagu na zachodzie aż po Zakarpaczą Ukrainę na wschodzie. W Pieninach Właściwych obserwuje się wyraźne przejścia

między sukcesjami braniską i pienińską, które mogą tu stanowić tę samą płaszczowinę.

Południowe ograniczenie oceanicznego rowu skałkowego stanowiła w jurze i kredzie znacznie płytsza sukcesja haligowiecko-nizniańska, której występowanie ograniczone jest do Pienin i doliny słowackiej Orawy (Scheibner 1967).

**Szelf oceaniczny.** Na szelfie oceanicznym, przyległym od południa do grzbietu czorsztyńskiego, wykształciła się facja jasnoszarych plamistych margli i wapieni (**formacja margli z Krempachów**: pliensbach-toark-aalen niższy). Jest ona najlepiej rozwinięta w sukcesji czorsztyńskiej, ale występuje również w sukcesjach czertezickiej i niedzickiej oraz w części sukcesji Grajcarka. W sukcesjach czertezickiej i niedzickiej margle z Krempachów podścielone są czarnymi utworami fliszowymi (**formacja szlachtowska**: toark górny-aalen). Ich materiał klastyczny był przyniesiony przez prądy zawieszinowe z wietrzejących odsłonięć produktywnego karbonu północno-zachodniej Rumunii.



**Ryc. 9.** Tektoniczna struktura okna tektonicznego zamku Dunajec w Niedzicy. **Plaszczowina braniska (B):** 1 – formacja radiolarytów z Czajakowej; 2 – ogniwo łupków ze Skrzypnego. Łuski **plaszczowiny niedzickiej ( $N_{1,2}$ ):** 3 – warstwowane wapienie i radiolaryty (bajos–berrias, częściowo alb); 4 – łupki i utwory fliszowe (formacja ze Skrzypnego i formacja szlachtowska). Łuski **jednostki czorsztyńskiej ( $C_{0,6}$ ):** 5 – warstwy fliszowe (formacja sromowiecka); 6 – margle i wapienie margliste (formacja z Jaworek); 7 – utłowione i masywne wapienie (bajos – berrias, częściowo alb); 8 – masywne wapienie krynowidowe (formacja ze Smolegowej); 9 – plastyczne łupki sferosyderytowe (formacja łupków ze Skrzypnego); 10 – **formacja jarmucka (J);** 11 – poprzeczne uskoki przesuwne (późny miocen); 12 – mniejsze nasunięcia (głównie wczesnomiocenska sawska faza kompresji); 13 – główne nasunięcia (fazy późno subhercyńska i laramijska). Skala przybliżona (Birkenmajer 1999)

**Fig. 9.** Tectonic structure of the Niedzica Castle tectonic window. **Branisko Nappe (B):** Czajakowa Radiolarite Formation; 2 – Skrzypny Shale Fm. **Niedzica Nappe scales ( $N_{1,2}$ ):** 3 – competent, bedded limestones and radiolarites (Bajocian–Berriasian, partly Albanian); 4 – incompetent shales and flysch beds (Skrzypny Shale Formation; Szlachtowa Formation). **Czorsztyń Unit scales ( $C_{0,6}$ ):** 5 – incompetent flysch beds (Sromowce Formation); 6 – incompetent marl and marly limestones (Jaworki Formation); 7 – competent bedded and massive limestones (Bajocian – Berriasian, partly Albanian); 8 – competent massive crinoidal limestone (Smolegowa Limestone Formation); 9 – incompetent spherosiderite shales (Skrzypny Shale Formation); 10 – **Jarmuta Formation;** 11 – transversal strike-slip faults (late Miocene); 12 – minor overthrusts (mainly Early Miocene Savian phase compression); 13 – major overthrusts (late Subhercynian and Laramian phases). Scale approximate (Birkenmajer 1999)



**Tabela II.** Stratygrafia sukcesji skałowych i sukcesji Grajcarka w pienińskim pasie skałowym (jura dolna i środkowa) (Birkenmajer 1979, nieco zmienione)**Table II.** Lower Jurassic – Middle Jurassic stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Birkenmajer 1979, slightly modified)

ODDZIAŁ	PIĘTRO	POD-PIĘTRO	MILIONY LAT	Sukcesja haligowiecka	Sukcesja pienińska	Sukcesja braniska	Sukcesja niedzicka	Sukcesja czertezicka	Sukcesja czorsztyńska	Sukcesja Grajcarka								
JURA ŚRODKOWA (DOGGER)	BATON	G.	162	formacja wapieni z Flaków	formacja radiolarytów z Sokolicy	formacja radiolarytów z Sokolicy	formacja wapienia niedzickiego	formacja wapieni z Flaków	formacja wapienia z Krupianki	formacja radiolarytów z Sokolicy								
		Ś.																
		D.																
	BAJOS	G.	167								formacja wapieni z Flaków	fm. wap. z Flaków	fm. wap. z Podzamcza	formacja wapienia ze Smolegowej	formacja wapienia ze Smolegowej	formacja wapienia ze Smolegowej	formacja wapienia ze Smolegowej	formacja wapienia ze Smolegowej
		Ś.																
		D.																
D. = AALEN	G.	172	formacja wapieni z Flaków	formacja łupków z Harcygrundu	formacja łupków z Harcygrundu	formacja łupków ze Skrzypnego	formacja łupków ze Skrzypnego	formacja łupków ze Skrzypnego	formacja łupków ze Skrzypnego	formacja łupków ze Skrzypnego								
	Ś.																	
	D.																	
JURA DOLNA (LIAS)	TOARK	G.	178	wapień (częściowo piaszczysty)	wapień (częściowo piaszczysty)	formacja szlachtowska	formacja szlachtowska	formacja szlachtowska	formacja szlachtowska	formacja szlachtowska								
		Ś.																
		D.																
	PLIENSBACH	G.	183								wapień	piaskowce i łupki	wapień płamisty	wapień płamisty	wapień płamisty	wapień płamisty	wapień płamisty	wapień płamisty
		Ś.																
		D.																

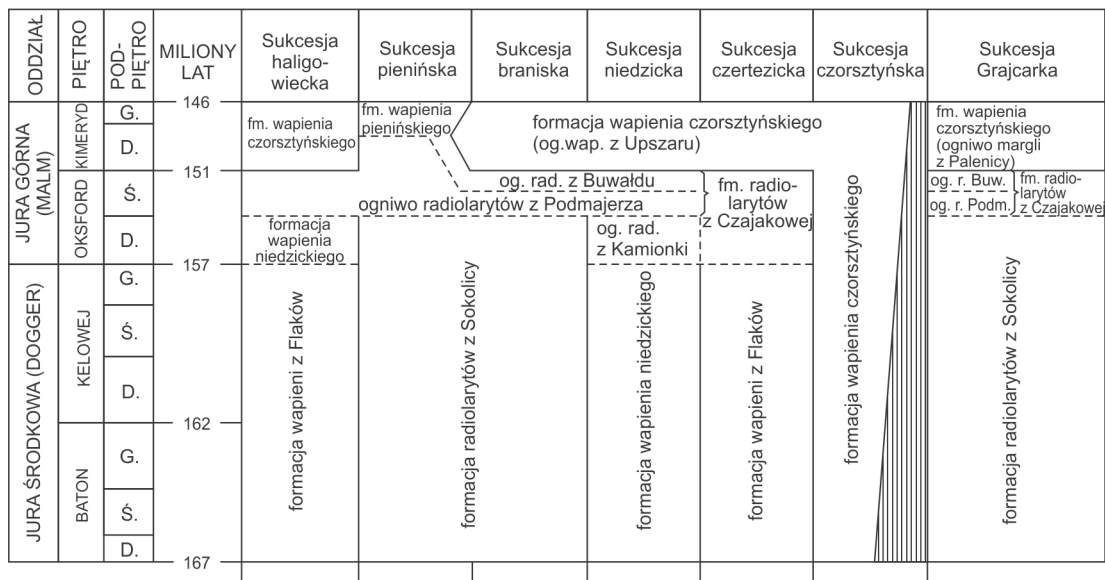
Nad marglami z Krempachów pojawiają się z kolei bogate w skamieniałości łupki sferosyderytowe (**formacja łupków ze Skrzypnego**: aalen-bajos dolny) rozpoznane w sukcesjach skałowych (czorsztyńskiej, czertezickiej, niedzickiej, braniskiej i pienińskiej) oraz sukcesji Grajcarka (Birkenmajer 1977, 1979).

W niższym bajosie (około 170 mln lat temu), w północnej części basenu skałowego, nastąpiło krótkotrwałe sptyczenie, spowodowane wydzwignięciem się jego dna. Wywołało to powstanie przerwy sedymentacyjnej, a następnie osadzenie się warstwy z fosforytami (Krobicki 1994). Warstwa ta została z kolei rozkruszona pod działaniem prądów dennych, a jej fragmenty znalazły się w spągowej partii grubego kompleksu wapieni krynoidowych bajosu (Birkenmajer 2007).

W środkowym bajosie charakter sedymentacji w północnej części basenu uległ drastycznej zmianie; pojawił się tu kompleks białych wapieni krynoidowych (**formacja wapieni ze Smolegowej**), których barwa świadczy o dobrym natlenieniu basenu morskiego w tym czasie. Miąższość tych wapieni jest największa (do 200 m) w sukcesji czorsztyńskiej, stopniowo malejąc ku południowi w sukcesji czertezickiej (70–50 m) i redukując się do zaledwie kilku metrów w sukcesji niedzickiej. Utwory te, stanowiące podmorskie stożki napływowe, składają się głównie (ponad 90%) z członów liliowców (Crinoidea), które pierwotnie tworzyły podmorskie łąki w płytkiej strefie szelfu, przyległej do grzbietu czorsztyńskiego (Ryc. 11). Po śmierci liliowców, ich wapienne człony były zmywane przez prądy denne w dół basenu. Obecność grzbietu

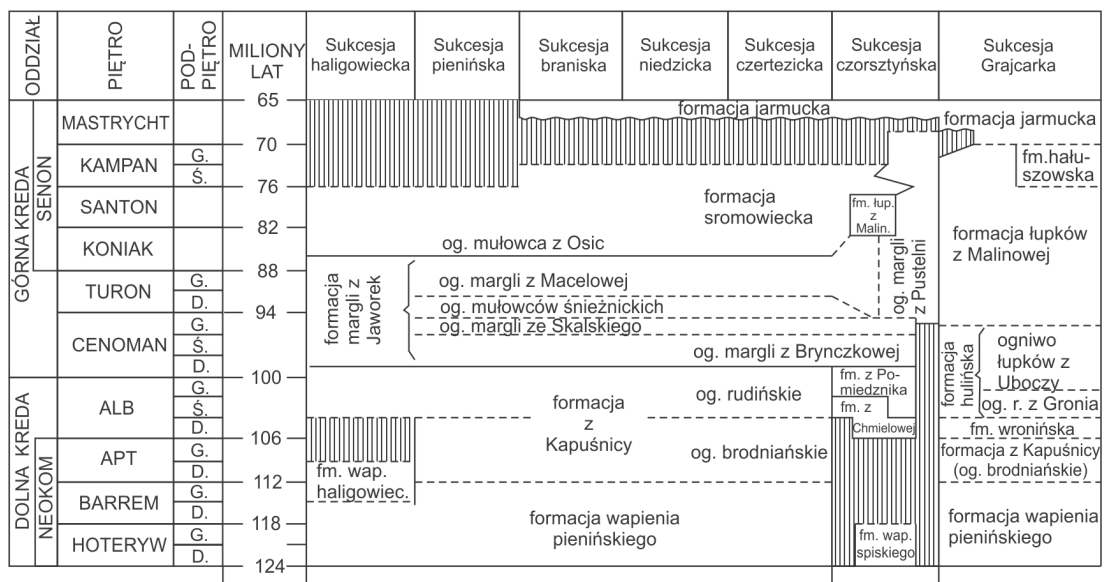
**Tabela III.** Stratygrafia sukcesji skałkowych i sukcesji Grajcarka w pienińskim pasie skałkowym (jura środkowa i górna) (Birkenmajer 1979, nieco zmienione)

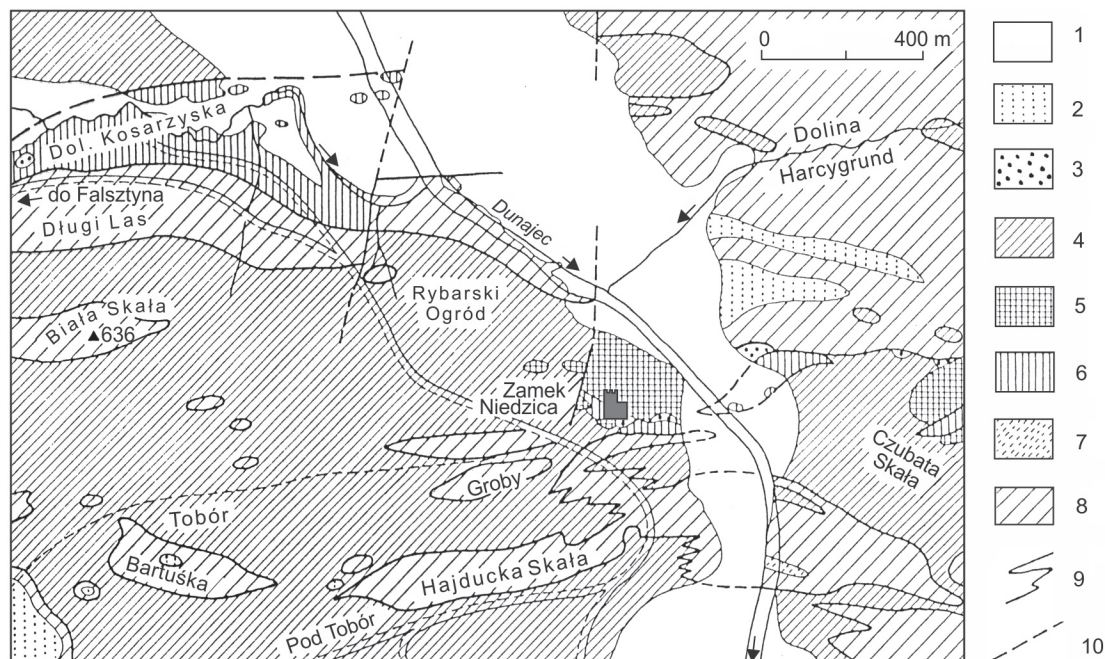
**Table III.** Middle and Upper Jurassic stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Birkenmajer 1979, slightly modified)



**Tabela IV.** Stratygrafia sukcesji skałkowych i sukcesji Grajcarka w pienińskim pasie skałkowym (kreda dolna i górna) (Birkenmajer 1979, nieco zmienione)

**Table IV.** Cretaceous stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Birkenmajer 1979, slightly modified)





**Ryc. 10.** Szkic struktury geologicznej okna tektonicznego zamku Dunajec w Niedzicy – Czubatej Skąły. 1 – pokrywa czwartorzędowa; 2 – paleogen skałkowy; 3 – formacja jarmucka (maastrichtian); 4, 5 – jednostka czorszyńska (4 – utwory dolno i górno-kredowe, 5 – utwory jurajskie i dolnokredowe); 6 – łuski płaszczowiny niedzickiej (jura–kreda); 7, 8 – płaszczowina braniska (7 – apt-alb; 8 – dogger – barremian); 9 – laramijskie nasunięcia tektoniczne; 10 – uskoki mioceńskie. Zamek oznaczono czarnym symbolem (Birkenmajer 1999)

**Fig. 10.** Tectonic sketch-map of the area around the Dunajec (Niedzica) Castle Hill. 1 – alluvia; 2 – autochthonous Palaeogene in the Pieniny Klippen Belt; 3 – Jarmuta Formation (Maastrichtian); 4, 5 – Czersztyn Unit (4 – Lower-Upper Cretaceous rocks; 5 – Jurassic-lowest Cretaceous rocks); 6 – tectonic shales of the Niedzica Nappe (Jurassic-Cretaceous rocks); 7, 8 – Branisko Nappe (7 – Aptian-Albian rocks; 8 – Dogger – Barremian rocks); 9 – Laramian overthrusts; 10 – transverse strike-slip faults (Miocene). Dunajec (Niedzica) Castle in black (Birkenmajer 1999)

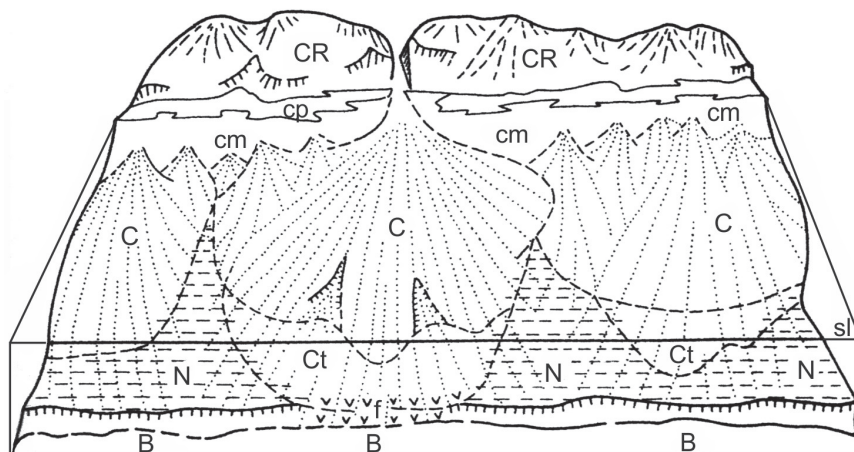
czorszyńskiego, częściowo wydźwigniętego w tym czasie jako wyspy ponad poziom morza, zaznaczyła się występowaniem w wapieniach okruchów skał triasowych, największych w sukcesji czorszyńskiej, najdrobniejszych zaś w sukcesji niedzickiej (Birkenmajer 1958c).

Depozycja wapieni krynowidowych trwała w północnej strefie basenu skałkowego (sukcesje: czorszyńska, czertezicka i niedzicka) także w bajosie górnym, a być może lokalnie nawet w niższym batonie (168 mln lat). Utworzyły się tam wówczas czerwone wapienie krynowidowe (**formacja wapieni z Krupianki**), wzbogacone w związki żelaza.

W wyższym batonie i z początkiem keloweju (około 165 mln lat temu) poszerzaniu się basenów oceanicznych Tetydy towarzyszyło powstawanie

podmorskich uskoków grawitacyjnych, które rozbiły na bloki tektoniczne cienką skorupę litosferyczną szelfu, przylegającego od południa do grzbietu czorszyńskiego. Śladem tych zaburzeń tektonicznych (faza mezokimeryjska) są m.in. brekcje sedymentacyjne, składające się z nieobtoczonych fragmentów wapieni krynowidowych doggeru. W sukcesjach czorszyńskiej i czertezickiej masywne wapienie krynowidowe (formacja wapienia ze Smolegowej) są często pocięte żyłami klastycznymi (tzw. dajki neptuniczne), wypełnionymi okruchami tychże wapieni zlepionych czerwonym wapieniem typu *ammonitico rosso*, niekiedy wzbogaconym w skorupki amonitów i innych bezkręgowców.

W wyższym liasie (pliensbach-domer-toark, 190–170 mln lat temu), w południowej części



**Ryc. 11.** Model stref sedymentacyjnych w morskim basenie skałkowym w czasie środkowego bajosu–wczesnego batonu. CR – wynurzony grzbiet czorsztyński. Podmorskie stożki napływowe zbudowane z członów liliowców (kropkowane), strefy osadowe wapienia ze Smolegowej (biały wapień krynowidowy), wapienia krynowidowego z Krupianki (czerwony wapień krynowidowy), i formacji wapienia z Flaków (f – wapień krynowidowo-rogowcowy). Strefy osadowe: C – czorsztyńska (platforma kontynentalna, część wewnętrzna); Ct – czertezicka (platforma kontynentalna, część zewnętrzna); N – niedzicka (zewnętrzna część platformy i skłon, facja *ammonitico rosso*); B – Braniska (rów osadowy; facja plamistych wapieni). Inne oznaczenia: cm – „łąki” krynowidowe, cp – równina wybrzeża, sl – poziom morza (Birkenmajer 2007)

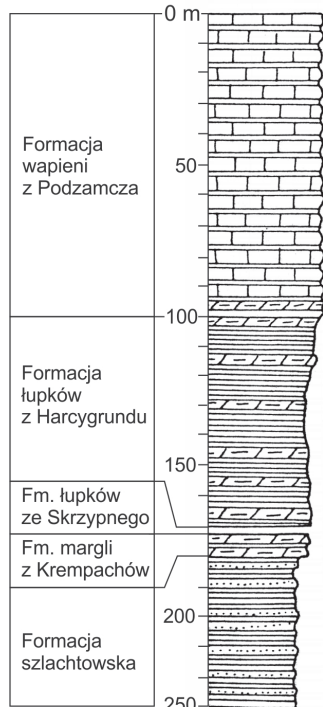
**Fig. 11.** A model of sedimentary zones in the Klippen Basin, Middle Bajocian–Early Bathonian stage. CR – emergent Czorsztyń Ridge. Submarine crinoid limestone fans (dotted), areas of deposition of the Smolegowa Limestone Fm. (white crinoid limestone), the Krupianka Limestone Fm. (red crinoid limestone), and the Flaki Limestone Fm. (f – crinoid-cherty limestone). Sedimentary/stratigraphic successions: C – Czorsztyń (continental platform, inner part); Ct – Czertezik (continental platform, outer part); N – Niedzica (platform, outer part and slope, *ammonitico rosso* facies); B – Branisko (basinal trough: *Fleckenkalk* facies). Other signatures: cm – crinoid “meadows”; cp – coastal plain; sl – sea level (Birkenmajer 2007)

basenu skałkowego, utworzyły się plamiste wapień i margle ze skorupkami amonitów (**formacja wapieni z Szopki**, Birkenmajer 2008). Na nich osadził się tu cienki poziom czarnych łupków sferosyderytowych (formacja łupków ze Skrzypnego: aalen, ok. 174–170 mln lat), a następnie powróciła facja ciemnych plamistych wapieni, margli i łupków z amonitami i małżami, która trwała aż do połowy jury środkowej (**formacje: łupków z Harcygrundu**, bajos środkowy i **wapieni z Podzamecza**, wyższa część bajosu środkowego: ok. 170–160 mln lat; Myczyński 1973, 2004).

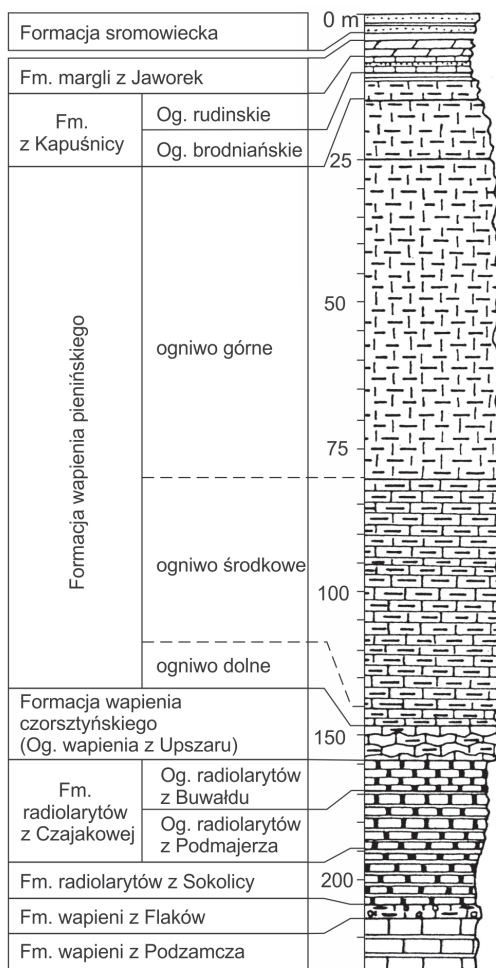
W sukcesji **braniskiej** (Ryc. 12) najstarszym osadem są ciemne utwory fliszowe („czarny flisz” = **formacja szlachtowska**, toark), nad którymi przychodzą margle formacji z Krem pachów (aalen-bajos dolny), łupki sferosyderytowe (formacja łupków ze Skrzypnego, aalen górny-bajos dolny), czarne łupki z Harcygrundu (bajos środkowy) i plamiste wapień z Podzamecza (bajos środkowy, część wyższa).

Ponad facją plamistych wapieni bajosu środkowego pojawia się niekiedy w Pieninach cienki szary wapień krynowidowy, z przewarstwieniami rogowców (**formacja wapienia z Flaków**). Nad nim, lokalnie (w sukcesji braniskiej), występuje warstwa szarego marglu z kongrecjami fosforytu i szamozytu (formacja wapieni z Flaków: bajos górny i ?baton – ok. 168 mln lat temu).

Schyłek jury środkowej i początek jury górnej to etap największej ekspansji basenu skałkowego, który wówczas osiągnął głębokości od ok. 500 do 2500 m poniżej poziomu morza w sukcesjach od czorsztyńskiej do niedzickiej, a nawet głębiny abysalne (2500–3500 m poniżej poziomu morza) w oceanicznym rowie branisko-pienińskim. W tym czasie zarówno grzbiet czorsztyński, jak też południowe ograniczenie basenu skałkowego, które uprzednio były wydzwignięte ponad poziom morza, zostały zalane wodami oceanu Tetydy, zaś dostawa do basenu materiału pochodzącego z grzbietów śródoceanicznych

Harcygrund  
i Podzamcze

## Kapuśnica



Ryc. 12. Kolumny litostratigraficzne sukcesji braniskiej w okolicy Czorsztyna i Sromowiec Wyżnych (Birkenmajer 1963a, 1979)

Fig. 12. Lithostratigraphical columns of the Branisko Succession in the vicinity of Czorsztyń and Sromowce Wyżne (Birkenmajer 1963a, 1979)

prawie ustała. W rowie oceanicznym (sukcesje braniska i pienińska) oraz w części szelfu czorsztyńskiego osadziły się wówczas (167–155 mln lat temu) pelagiczne utwory krzemionkowe (radiolaryty), bogate w skorupki jednokomórkowych promienic – radiolarii. W batonie-keloweju jest to wzbogacona w związki manganu **formacja radiolarytów z Sokolicy** (np. Widz, De Wever 1993), w oksfordzie zaś **formacja zielonych, pstrych i czerwonych, często wapnistych, radiolarytów z Czajakowej**.

Formacja radiolarytów z Sokolicy występuje w sukcesjach braniskiej i pienińskiej (a także w sukcesji Grajcarka), natomiast radiolaryty z Czajakowej mają bardzo szerokie rozprzestrzenienie, od sukcesji haligowieckiej na południu do sukcesji czertezickiej i niedzickiej na północy (a także w sukcesji Grajcarka). Sukcesja czorsztyńska natomiast wykazuje kompletny brak radiolarytów.

Na pogłębiającym się szelfie czorsztyńsko-czertezicko-niedzickim, już w wyższym bajosie

(około 168 mln lat temu), pojawiła się facja czerwonych, bogatych w skorupki amonitów i brachiopodów, wapieni bulastych (Birkenmajer 1963a, 1977, 1979; facja *ammonitico rosso*; patrz: Myczyński, Wierzbowski 1994, Wierzbowski 1994, Wierzbowski i in., 1999, 2004). W sukcesji czorsztyńskiej facja wapienia czorsztyńskiego trwała, często z przerwami sedimentacyjnymi wywołanymi przez prądy denne, aż po górny kimeryd włącznie (około 152 mln lat temu). W sukcesji niedzickiej utwory tej facji dzielą się na dwie części: starszą (**formacja wapienia niedzickiego**: bajos górny – kelowej) i młodszą (kimeryd, niekiedy kimeryd – walanżyn, aż do 136 mln lat temu, rozdzielone formacją radiolarytów z Czajakowej (oksford). W sukcesji czertezickiej zaznacza się kondensacja osadów między czerwonym wapieniem krynooidowym (formacja wapienia z Krupianki), a formacją radiolarytów z Czajakowej (oksford).

Z końcem jury, w sukcesjach niedzickiej, czertezickiej i czorsztyńskiej, nad formacją wapienia czorsztyńskiego osadziły się cienkie masywne wapienie czerwone (tyton), nadścielone masywnymi wapieniami białymi (berias), bogatymi w wapienne skorupki pelagicznych pierwotniaków – kalpionellidów (**formacja wapienia dursztyńskiego**, 150–140 mln lat temu). W północnych typach sukcesji czorsztyńskiej wapienie tej formacji są często przepelnione skorupkami amonitów, brachiopodów, członami liliowców i szkieletami innych bezkręgowców; są to słynne tytońskie **muszlowce rogoźnickie** (Birkenmajer 1962b; Kutek, Wierzbowski 1986).

Pod wpływem inicjalnej kompresji tektonicznej (faza neokimeryjska), która zaznaczyła się w basenie skałkowym w najniższej kredzie (berias-walanżyn), nastąpiło spłylenie jego północnej części (sukcesja czorsztyńska, w mniejszej



Fot. 2. Skałki zamku Czorsztyń. Widok przed napełnieniem wodą sztucznego zbiornika czorsztyńskiego (fot. K. Birkenmajer)

Phot. 2. Klippes of the Czorsztyń castle just before filling of the Czorsztyń artificial lake (phot. K. Birkenmajer)



**Fot. 3.** Pieniński Park Narodowy, jar Potoku Pienińskiego: wapienne ściany masywu Czertezika (jednostka czertezicka); w środku – masyw Sokolicy (płaszczyzna pienińska) (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 3.** Pieniny National Park, Pieniński Stream gorge: limestone of the Czertezik Massif (Czertezik Unit). Sokolica Mount Massif (Pieniny Nappe) in the middle (phot. K. Birkenmajer)

mierce także sukcesje czertezicka i niedzicka). Miękkie osady denne wraz z członami liliowców, skorupkami amonitów, brachiopodów i szczątkami innych bezkręgowców, były zmywane przez prądy denne z powstających grzbietów (horstów) tektonicznych, na których ciągłość sedimentacji ulegała przerwaniu (Birkenmajer 1958b, e, 1963a), do przyległych rowów tektonicznych i otwierających się szczelin w wapieniach (tzw. dajki neptuniczne). Powstały wówczas bogate w skamieniałości **formacje wapieni łyzańskich** (berias-walanżyn) i **wapienia spiskiego** (walanżyn-hoteryw). Być może lokalnie dochodziło do wynurzenia się dna basenu ponad powierzchnię morza (Alexandrowicz i in. 1968a, b).

**Basenowe utwory kredy skałkowej.** W dolnej kredzie, najbardziej charakterystycznym utworem basenu skałkowego stała się, w sukcesjach od czertezickiej po haligowiecką, **formacja wapienia pienińskiego** (tyton – barrem, Birken-

majer 1977; Pszczółkowski, Myczyński 2004), zaliczana do alpejskiej facji *biancone* (Birkenmajer 1977), względnie *majolica* (Wieczorek 1988). Jest ona najsłabiej rozwinięta w sukcesji niedzickiej (2–3 m), znacznie lepiej w sukcesji czertezickiej (40–70 m), najlepiej w sukcesjach braniskiej (100–130 m) i pienińskiej (ponad 200 m) i z kolei słabiej w sukcesji haligowieckiej (30 m). Są to warstwowane białe wapienie z przerostami i kongrecjami czarnych rogowców (Fot. 7), osadzone na głębokości odpowiadającej dolnej części skłonu szelfowego. Te właśnie wapienie, silnie sfałdowane i często obalone ku południowi, tworzą wspaniałe ściany Przełomu Pienińskiego.

W sukcesji haligowieckiej formacja wapienia pienińskiego przechodzi ku górze w bitumiczne wapienie z licznymi otwornicami (**formacja wapienia haligowieckiego** – barrem-apt), odpowiadające peryferycznej facji rafowej urgonu, znanej przede wszystkim z sukcesji wierchowych.



**Fot. 4.** Pieniny Spiskie: wzgórze zamku Dunajec w Niedzicy przed napełnieniem Zbiornika Czorsztyńskiego (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 4.** Spisz Pieniny Range: Dunajec Castle at Niedzica before filling of the artificial Czorsztyń Lake (phot. K. Birkenmajer)

Nad nimi zaznacza się przerwa sedymentacyjna, która może odpowiadać granicy aptu i albu, podobnie jak w jednostce manińskiej doliny Wagu (Birkenmajer 1959b).

Począwszy od aptu, w większości basenu skałkowego (sukcesje od haligowieckiej do czertezickiej), zaznacza się ujednoczenie sedymentacji. W najwyższej części wapienia pienińskiego pojawiają się wkładki czarnych łupków, a nad

wapieniem pienińskim – kompleks czarnych i zielonych łupków i margli, z rzadkimi wkładkami plamistych wapieni (**formacja z Kapuśnicy**, 5–40 m miąższości: apt-alb), w których licznie występują radiolarie i pelagiczne otwornice. W tej formacji pojawiają się też wkładki mułowców i piaskowców, a nawet zlepieńców egzotykowych, przyniesione przez prądy zawieszinowe do basenu skałkowego z dźwigającego



się wówczas na południu egzotycznego masywu Andrusova.

W basenie skałkowym przejście między wapieniem pienińskim (apt) a formacją z Kapuśnicy jest bardzo szybkie. Fauna ulega szybkiej zmianie. Pojawiają się drobne otwornice pelagiczne (*Thalmaninella*) i borealne belemnity z rodzaju

*Neohibolites* (*N. minimus* w albie i *N. ultimus* w cenomanie) oraz małż *Aucellina* (*A. gryphaeoides*) świadczące o nawiązanym połączeniu z „facją borealną” Karpat fliszowych.

W sukcesji czorsztyńskiej odpowiednikami wiekowym formacji z Kapuśnicy są zielone i czarne plamiste wapienie margliste z rogowcami



**Fot. 5.** Pieniny Spiskie: odsłonięcie wapienia czorsztyńskiego łuski płaszczowiny niedzickiej w Dolinie Kosarzysk koło Falsztyna. Stan przed napełnieniem Zbiornika Czorsztyńskiego (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 5.** Spisz Pieniny Range: exposure of the Czorsztyń Limestone belonging to the Niedzica Nappe. Kosarzyska Valley near Falsztyn. State prior to filling Czorsztyń artificial lake (phot. K. Birkenmajer)



**Fot. 6.** Małe Pieniny: Czajakowa Skała, odsłonięcia płaszczowiny niedzickiej powyżej Wąwozu Homole (fot. K. Birkenmajer)  
**Phot. 6.** Little Pieniny Range, Czajakowa Skała, exposures of the Niedzica Nappe above Homole Gorge (phot. K. Birkenmajer)

(w niższej części) oraz margle podobnej barwy (w wyższej części), należące do **formacji z Pomiedznika** (alb), bogate w bentoniczne i pelagiczne otwornice. W przeciwieństwie do formacji z Kapuśnicy, nie mają one wkładek mułowców, piaskowców czy zlepieńców. Miąższość tej formacji jest bardzo zmienna (1–35 m). W jej spągu występują czerwone margle otwornicowe (globigerynowe) formacji z Chmielowej (alb dolny-

środkowy), której miąższość jest również bardzo zmienna (0,05–10 m). Mikrofauna otwornicowa z tych formacji została opracowana przez Alexandrowicza (1966, 1979).

Pelagiczna sedymentacja otwornicowych (globotruncanowych) margli i marglistych wapieni otwartego morza objęła w górnym albie cały basen skałkowy. Jest to **formacja margli z Jaworek** (20–170 m miąższości; ryc. 13), w której

można wyróżnić ogniwo dolne (z Brynczkowej: margle zielone), ogniwo środkowe (ze Skalskiego: margle pstre) i ogniwo górne (z Macełowej: margle czerwone). Formacja ta jest najlepiej rozpoznana wiekowo w sukcesjach od pienińskiej do czorsztyńskiej, w których reprezentuje ona piętra kredy od górnego albu

(ok. 105 mln lat temu) po koniak (89 mln lat temu) włącznie. W tym czasie basen ten podlegał skracaniu, w wyniku podsuwania się (subdukcji) podłoża basenu skałkowego – oceanicznej skorupy triasowej (sukcesje pienińska i braniska) pod południowy masyw egzotyczny Andrusova (Birkenmajer, Wieser 1990).



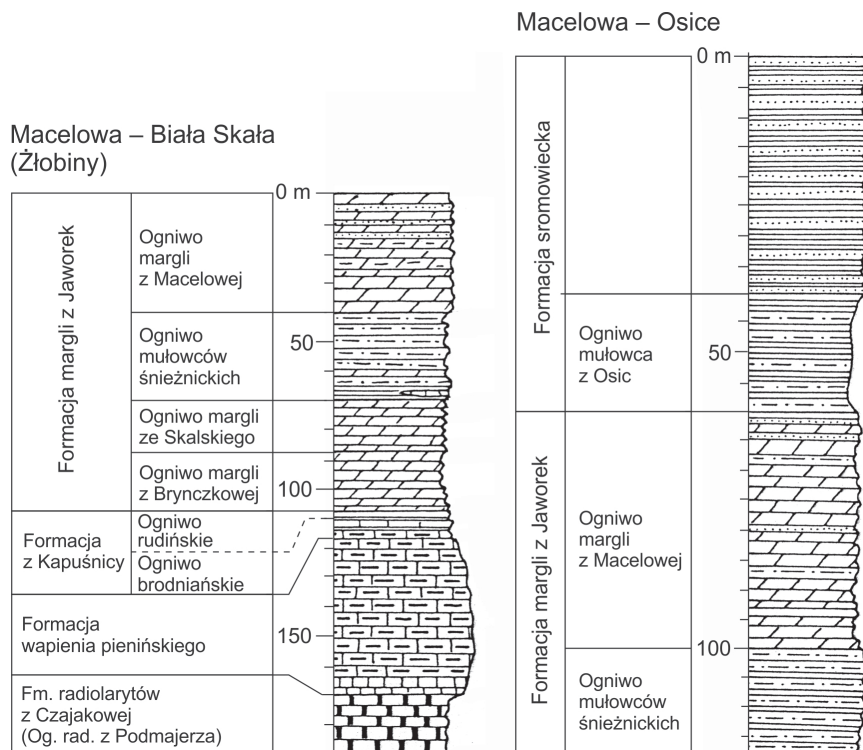
**Fot. 7.** Pionowo sfałdowane ławicowe wapienie formacji wapienia pienińskiego (płaszczyzna pienińska). Widok ze szczytu Trzech Koron (Okrąglicy) w kierunku Doliny Dunajca na granicy polsko-słowackiej (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 7.** Vertical folded banded limestones (Pieniny Limestone Formation). Cliffs at the Trzy Korony Massif. View over the Dunajec river at the Polish-Slovak border (phot. K. Birkenmajer)

Świadectwem obecności **grzbietu Andrusowa** jest pojawianie się kanałów (kenionów) podmorskich, wypełnionych osadami prądów zawieszinowych (flisz oraz egzotyczne zlepienie stożków podmorskich), wciętych w podmorską platformę, na której osadzały się czerwone margle globotruncanowe (Ryc. 14; Birkenmajer, Jednorowska 1983a). Ilość tego materiału klastycznego, przynieszonego przez prądy zawieszinowe, szybko wzrastała ku górze i w efekcie prawie cały basen skałkowy (od sukcesji haligowieckiej po południową część sukcesji czorsztyńskiej włącznie), w czasie od koniakum po kampan dolny (ok. 87–80 mln lat temu) został zasypany fliszem formacji sromowieckiej. W tych utworach fliszowych występują liczne okruchy i otoczki skał osadowych triasu i jury, a także skał wulkanicznych i intruzyjnych wieku kredowego, które wskazują, że grzbiet egzotyczny Andrusova stał się w tym czasie **łukiem wulkanicznym**. Jedynie w północnej części obszaru sedymentacyjnego

sukcesji czorsztyńskiej, do której nie docierały prądy zawieszinowe przynoszące materiał okruchowy pochodzący z grzbietu Andrusowa, od wyższego cenomanu aż po dolny mastrycht włącznie, osadzały się ceglasczerwone margle globotruncanowe alpejskiej facji *couches rouges*, względnie *scaglia rossa* (**formacja z Jaworek**, ogniwo margli z Pustelni, Alexandrowicz i in. 1962; Birkenmajer, Jednorowska 1976; Birkenmajer 1977).

**Paleokras.** W grzbiecie czorsztyńskim z końcem kredy pojawiły się liczne świadectwa wietrzeń krasowego na wynurzonych skałach wapiennych. Powstawała wówczas zwietrzelina bogata w związki żelaza, o barwie ceglasczerwonej (*terra rossa*). W skałkach sukcesji czorsztyńskiej odsłoniętych w kamieniołomach szaflarskim i rogoźnickim (Birkenmajer 1958d; Alexandrowicz 1975) widoczne są głębokie kanały wypełnione ceglasczerwonymi marglami otwornicowymi (**margle z Pustelni**). Wypełnienia



Ryc. 13. Kolumny litostratigraficzne sukcesji pienińskiej w okolicy Sromowiec Wyżnych (Birkenmajer 1977, 1979)

Fig. 13. Lithostratigraphical columns of the Pieniny Succession in the Sromowce Wyżne vicinity (Birkenmajer 1977, 1979)

te zostały namyte z końcem kredy, gdy grzbiet czorsztyński wynurzył się, a w gorącym klimacie wietrzenie przyczyniało się do powstania glinki laterytowej (*terra rossa*).

Zwierzelina typu *terra rossa* zabarwiła też margle globotruncanowe (cenoman – mastrycht dolny), zmieniając ich oryginalną barwę zieloną (cenoman), pstrą (turon) i wiśniowo-czerwoną (dolny senon) na ceglasto-czerwoną. Dotyczyło to sukcesji czorsztyńskiej na południowym skłonie grzbietu, jak to widzimy na odcinku od Rogoźnika do Dursztyna i gdzieś tam w okolicach Falsztyna i Białej Wody. Natomiast sukcesja Grajczarka, która znajdowała się na północ od grzbietu czorsztyńskiego, nie podlegała tym procesom zwietrzeniowym. Brak ceglasto-czerwonej barwy w skałach paleogeńskiego nadkładu (formacja szczawnicka i skały młodsze) może świadczyć zarówno o zalaniu grzbietu czorsztyńskiego morzem, jak i ochłodzeniu klimatu.

#### ZARYS EWOLUCJI STRUKTURALNEJ PIENIN

Od czasu opublikowania monografii stratygraficzno-tektonicznej i mapy geologicznej Pienin w skali 1:10 000 Horwita (1963b, c) upłynęło już ponad pół wieku, ale dotychczas jeszcze nie mamy pełnej syntezy tektonicznej tego górotworu. Okazało się bowiem, że stopień stratygraficznego rozpoznania pienińskiego pasa skałkowego w Polsce, wobec ogromnie skomplikowanej jego struktury, był niewystarczający, a struktura ta była w sposób niedostateczny odzwierciedlona na mapach (j.w.).

Poza mapą topograficzną Pienińskiego Parku Narodowego w skali 1:20 000 z 1938 roku<sup>3</sup> dla pozostałych części pasa skałkowego w Polsce dysponowano jedynie nieaktualnymi topograficznymi mapami austriackimi w skali 1:75 000. Mapy te, powiększone do skali 1:10 000, stały się z konieczności podkładem dla nowego zdjęcia, wykonywanego dla Państwowego Instytutu Geologicznego przez K. Birkenmajera (1959e, 1961a, 1963b, c, 1965b, c, 1970a). Pomimo małej wartości dla nowoczesnego zdjęcia geologicznego, te mapy topograficzne pozwoliły jednak na prawidłowe

rozpoznanie występowania głównych jednostek stratygraficznych Pienin. Okazało się przy tym, że o ile jednostki stratygraficzne jurajskie posiadają dobrą lub bardzo dobrą dokumentację wiekową, o tyle ogniwa kredowe i paleogeńskie praktycznie nie posiadały dostatecznej dokumentacji paleontologicznej. Rzutowało to oczywiście na datowanie fałdowań i powstawania ich struktur tektonicznych.

Wstępne badania stratygraficzno-sedymentologiczne utworów albu-cenomanu i ich stosunku do serii (sukcesji) skałkowych (jura), powiązane ze szczegółowymi badaniami struktury geologicznej Przełomu Niedzickiego, zakwestionowały obecność fazy fałdowań przedalbskich Andrusova (Birkenmajer 1953a, Sokołowski 1954). Wkrótce też zostały znalezione utwory przejściowe o wieku dolnej kredy, z bogatą mikrofauną, które zaprzęczały „fazie pienińskiej” Andrusova, przesuując wiek pierwszych fałdowań pasa skałkowego na okres górnokredowy (np. Birkenmajer 1965a).

Nowoczesna teoria powstawania gór fałdowych, oprócz rozpoznawania elementów tektoniki globalnej, wymaga szczegółowego datowania radiometrycznego skał i ich deformacji, analizy mezostruktur oraz współpracy specjalistów z wielu innych dziedzin nauki. W stosunku do Pienin możemy uznać, że obecny stan rozpoznania stratygraficznego jest w chwili pisania tego artykułu w zasadzie wystarczający, choć nierównomierny w stosunku do całego pasa skałkowego, biorąc pod uwagę jego długość (ok. 600 km), przy nadzwyczaj małej szerokości (do kilku km). Rozpoznanie to będzie zatem zadaniem dla następnej generacji geologów.

Zdjęcia geologiczne w skali 1:5000 i 1:10 000 na nowych podkładach topograficznych zostały wykonane jedynie w granicach Polski. W związku z tym przedstawiam zarys tektoniki i tektogenezy tego górotworu w oparciu o najbardziej szczegółowe dane zebrane tylko w granicach naszego kraju, z sugestią odpowiedniej weryfikacji wniosków na podstawie badań w krajach ościennych.

#### *Fałdowania laramijskie i synorogeniczna depozycja w pasie skałkowym*

Obecne dane wskazują, że pierwszą fazą orogeniczną w basenie pienińskiego pasa skałkowego

<sup>3</sup> Mapa topograficzna, Wojskowy Instytut Geograficzny, Warszawa, 1938.

były fałdowania na granicy kredy i trzeciorzędu (fałdowania laramijskie). Potwierdza to pogląd Andrusova, który przyjął taki wiek dla tworzenia się struktur płaszczowinowych Karpat Wewnętrznych (Andrusov 1938, 1953). Rolę fałdowań laramijskich kwestionował natomiast Książkiewicz (1972, 1977).

Fałdowania górnokredowo-paleoceńskie w pienińskim pasie skałkowym można podzielić na dwie podfazy: starszą – **młodosubhercyńsko-laramijską** w obrębie basenu skałkowego i młodszą – **laramijską** w południowym obrzeżeniu basenu magurskiego. Obydwie te fazy fałdowań były odbiciem kolizji bloków kontynentalnych na granicy Karpat wewnętrznych i zewnętrznych: bloku słowackiego (na południu) i grzbietu czorsztyńskiego (na północy). W efekcie basen skałkowy został całkowicie zamknięty. Jego mezozoiczne osady oderwane z pierwotnego podłoża i silnie sfałdowane płaszczowinowo, utworzyły **orogen skałkowy**.

Kolizja bloków litosferycznych, która rozpoczęła się w kampanie (ok. 70 mln lat temu), trwała przez około 10 milionów lat, od masystrichtu aż po niższy paleocen (ok. 60 mln lat temu) włącznie. Doprowadziła ona do całkowitej subdukcji (wciągnięcia) pierwotnej triasowej skorupy oceanicznej basenu skałkowego pod grzbiet Andrusova. Kolizja ta doprowadziła również do wciągnięcia w głąb litosfery grzbietu czorsztyńskiego, który począwszy od górnego masystrichtu nie zaznaczył już więcej swojej obecności w paleogeografii Karpat, a także grzbietu Andrusova, którego obecność na powierzchni – jako źródła materiału klastycznego – widoczna jest po raz ostatni jeszcze w wyższym paleocenie i niższym eocenie.

Pierwsze fałdowanie skał mezozoicznych basenu skałkowego rozpoczęło się już w górnym kampanie (około 80–70 mln lat temu), po osadzeniu się fliszu sromowieckiego – w czasie młodsubhercyńskiej **fazy resseńskiej**. Fałdowanie to kontynuowało się podczas masystrichtu, a zwłaszcza w **fazie laramijskiej**, na granicy masystrichtu i paleocenu. Według autora nastąpiło wówczas nasunięcie na siebie, z południa ku północy, kilku płaszczowin skałkowych: **płaszczowiny haligowieckiej** (najwyższej), **pienińskiej** i **braniskiej** (kolejno coraz niższych) na „autochton skałkowy”, który tworzyły sukcesje: **czertezicka**

(częściowo jako płaszczowina) i **czorsztyńska**. W sągu płaszczowiny braniskiej były wleczone, jako jej „denna morena tektoniczna”, płyty, soczewy i bloki tektoniczne, utworzone ze skał sukcesji niedzickiej, które łącznie stanowiły nieciągłą **płaszczowinę niedzicką**.

Inny pogląd reprezentuje Książkiewicz (1972, 1977), który wyróżnia tylko dwie płaszczowiny: dolną – czorsztyńską, skadająca się z sukcesji czorsztyńskiej, czertezickiej i niedzickiej oraz górną – pienińską, z sukcesją braniską i pienińską.

Równocześnie (synorogenicznie) z nasunięciami płaszczowin, na tworzącym się orogenicie skałkowym, osadzały się utwory **formacji jarmuckiej**. Są to zlepienie pochodzenia płytko- i głębokomorskiego, brekcje sedymentacyjne, składające się głównie z fragmentów skał lokalnych, nieraz bardzo znacznych rozmiarów (olistolity) oraz utwory fliszowe (piaskowce i łupki) z domieszką materiału egzotycznego, pochodzącego z grzbietu Andrusova, zaliczone do formacji jarmuckiej (masystricht). Nad morzem lokalnie osadzały się pochodzące z rzeczno-transportu żwiry egzotyczne tej formacji, prawie pozbawione spoiwa.

W rejonie Maruszyny, na jarmuckie zlepienie i brekcje olistolitowe, stanowiące nadkład (osłonę) płaszczowiny braniskiej, nasunęła się płaszczowina pienińska.

W pasmie Pienin Spiskich, zlepienie i piaskowce jarmuckie, które osadziły się na łuskach płaszczowiny niedzickiej i na autochtonie czorsztyńskim, zostały przykryte przez nasuwającą się od południa płaszczowiną braniską. Odslaniają się one w oknach tektonicznych spod tej płaszczowiny.

W Pieninach Właściwych płaszczowina pienińska tworzy jednostkę tektoniczną wspólną z płaszczowiną braniską. W oknach tektonicznych odslania się pod nią bezpośrednio jednostka czertezicka, która może mieć tutaj charakter płaszczowinowy, nasuwając się na autochtoniczną jednostkę czorsztyńską (Birkenmajer 2007).

W Małych Pieninach, na autochton czorsztyński nasunięte są płyty i łuski tektoniczne płaszczowiny niedzickiej, odsłonięte dziś spod nasuniętej na nie płaszczowiny braniskiej. Wzdłuż grzbietu granicznego Małych Pienin spod płaszczowiny

braniskiej wyłania się tu silnie sfałdowana sukcesja czertezicka, która może tworzyć samodzielną jednostkę tektoniczną o charakterze płaszczowiny. Występują tu bloki tektoniczne, pochodzące z rozbitej płaszczowiny niedzickiej (Birkenmajer 1970b).

#### *Fałdowania laramijskie w południowym obrzeżeniu basenu magurskiego (jednostka Grajcarka)*

Równocześnie z osadzaniem się fliszowej formacji jarmuckiej (mastrycht-paleocen), w południowej części basenu magurskiego nastąpiło silne złuszkowanie jego skał jurajskich i kredowych (sukcesji Grajcarka), które przyrosły jako pryzma akrecyjna („bufor”) do północnego obrzeżenia laramijskiego orogenu skałkowego. Podłoże tych utworów zostało wówczas częściowo lub całkowicie wessane wraz z grzbietem czorsztyńskim w głąb litosfery w strefie subdukcji, która zaktywizowała się tutaj po zaniku subdukcji wzdłuż północnego obrzeżenia grzbietu Andrusova.

Nie wiemy jak dalece orogen skałkowy został w fazie laramijskiej nasunięty na jurajsko-kredowe utwory jednostki Grajcarka, ani też jaka była jej pierwotna szerokość. Jednostka ta ma współcześnie do 1 km szerokości między Starem Bystrem (na zachodzie), a Szaflarami (na wschodzie), poszerzając się do 1,5–2 km na północnym przedpolu Pienin Spiskich. W północnym obrzeżeniu Pienin Czorsztyńskich, między Czorsztynem a Hałuszową, ulega ona natomiast zwężeniu do kilkudziesięciu, a nawet kilku metrów.

Na terenie Pienin Właściwych, między Hałuszową (na zachodzie) a Krościenkiem (na wschodzie), jednostka Grajcarka nie jest widoczna na powierzchni. Jej fragmenty odsłaniają się natomiast wśród utworów fliszowych paleogenu magurskiego w potoku Ścigockim (prawobrzeżny dopływ Dunajca), we wschodniej części Krościenka (Zawodzie), a następnie w Szczawnicy Niższej, na północ od skałki Kotuńka.

Jednostka Grajcarka jest dobrze odsłonięta wzdłuż doliny potoku o tej samej nazwie, na północnych zboczach Małych Pienin (góry Hulina, Groń, Palenica, Jarmuta, Opaleniec, Krupianka i in.), osiągając tu szerokość do 1,5 km. Ku wschodowi, w okolicach Jaworek i Białej Wody,

jednostka ta jest wstecznie (ku południowi) nasunięta na jednostki skałkowe.

Jednostka Grajcarka nie została dotychczas rozpoznana w Zachodniej Słowacji, natomiast zdaje się kontynuować w okolicy Litmanovej w Słowacji Wschodniej.

#### *Załukowy basen maruszyński*

Pomiędzy laramijskim orogenum skałkowym, a sfałdowanymi już wcześniej – w kredowej fazie medyterrańskiej (turon) – płaszczowinowymi masywami centralnokarpackimi, określanymi za J. Nowakiem (1927) jako blok słowacki, w najwyższej kredzie (mastrycht) otworzył się **wąski basen morski – załukowy w stosunku do orogenu skałkowego**. W tektonicznej łusce maruszyńskiej, która odsłania się w Szaflarach i Maruszyńcu (na południe od Nowego Targu), na granicy pasa skałkowego z fliszem podhalańskim, występują białe margle typu osadów platformy oceanicznej z pelagicznymi otwornicami (mastrycht), a następnie pstre łupki z otwornicami (paleocen-eocen środkowy), wskazującymi na znaczne w tym czasie pogłębienie basenu (Morgiel, Sikora 1972; Alexandrowicz, Birkenmajer 1978; Jednorowska 1980; Birkenmajer, Jednorowska 1983b, 1987a; Kostka 1993).

Niewielki udział materiału klastycznego w białych marglach mastrychtu, osadzonych w czasie trwającej właśnie w pasie skałkowym orogenezy laramijskiej, jest zaskakujący. Może on wskazywać na niewielkie deniwelacje i słaby rozwój sieci rzecznej w obrębie płaszczowinowego bloku słowackiego z końcem okresu kredowego. Brak w tych marglach materiału klastycznego, pochodzącego z laramijskiego orogenu skałkowego oraz przylegającego doń od południa masywu Andrusova, jest również zagadkowy. Być może skałkowy łuk orogeniczny był wówczas słabo wypiętrzony ponad poziom morza i miał przekrój asymetryczny: bardziej połogi od południa, zaś bardziej stromy od północy.

Załukowy basen maruszyński został zamknięty w środkowym eocenie, 45–40 mln lat temu, wskutek kolizji bloku słowackiego z orogenum skałkowym – w **fazie pirenejskiej**. Kolizja ta spowodowała wydzwignięcie, prawdopodobnie wzdłuż uskoków, poszczególnych masywów

bloku słowackiego, a następnie głębokie rozcięcie przez rzeki płaszczowin reglowych. Powstały wówczas środkowoeoceńskie stożki napływowe, zlepieńce i brekcje sedymentacyjne, składające się z fragmentów skał triasowych, jurajskich i kredowych tych płaszczowin, lokalnie z wkładkami płytkomorskich wapieni alweolinowo-koralowych (zlepieńce sułowskie, lutet). Występują one w dolinie Wagu, u podstawy górnioeoceńskich wapieni numulitowych na północnych zboczach Tatr, jak też jako paleogeńska osłona Skałki Hali-gowieckiej w Pieninach słowackich.

Pelagiczne utwory basenu maruszyńskiego odpowiadają swoją pozycją tektoniczną górnokredowemu basenowi myjawskiemu w dolinie Wagu. Facje osadów w tym basenie, tzw. kreda gozawska (*Gosau*), różnią się jednak znacznie od występujących w basenie maruszyńskim.

#### POGRZEBANIE OROGENU SKAŁKOWEGO W PALEOGENIE

W wyższym paleocenie, laramijski orogen skałkowy, o szerokości prawdopodobnie nie przekraczającej 30 km, znacznie już w paleocenie dolnym zdenudowany pod wpływem erozji rzecznej i abrazji morskiej, został zalany ekspandującym ku południowi morzem zewnętrznokarpacciego basenu magurskiego. Powstały w tym czasie kompleks skał fliszowych zalicza się do paleogeńskiej osłony skałkowej (Birkenmajer, Dudziak 1988, 1991; Birkenmajer, Oszczytko 1989).

Najstarszą **formację szczawnicką** (paleocen górny-eocen dolny, 60–50 mln lat) rozpoczynają małej miąższości podstawowe zlepieńce i brekcje sedymentacyjne, a następnie gruboziarniste wapniste piaskowce numulitowe, z dużą domieszką lokalnego materiału skałkowego (głównie wapień pieniński) oraz detrytusem wapiennych glonów *Lithothamnium* (Alexandrowicz i in. 1966). Zostały one osadzone na różnych tektonicznych jednostkach skałkowych: w Pieninach Spiskich i Czorsztyńskich na płaszczowinie braniskiej, w Pieninach Właściwych na płaszczowinie pienińsko-braniskiej i płaszczowinie czertezickiej (odsłoniętej w oknach tektonicznych), w Małych Pieninach na płaszczowinie niedzickiej, jednostkach czertezickiej i czorsztyńskiej, ponadto na jednostce Grajcarka.

Wyżej pojawiają się w formacji szczawnickiej typowe utwory fliszowe: szare wapniste piaskowce z obfitą strzałką kalcytową, przekładające się z czarnymi wapnistymi łupkami. Miąższość formacji szczawnickiej w obrębie pasa skałkowego osiąga do 500 m w Małych Pieninach, malejąc do 70–20 m w Pieninach Właściwych i Spiskich.

W obrębie płaszczowiny magurskiej, na północnych zboczach doliny Grajcarka i w dolinie Krośnicy, miąższość formacji szczawnickiej szybko rośnie, znacznie przekraczając 500 m.

Obecność drobnych fragmentów skał pochodzących z orogenu skałkowego w całym profilu pionowym tej formacji, jak też skierowane ku północy struktury prądowe, zachowane na spągowej powierzchni ławic piaskowców wskazują, że orogen skałkowy był w tym czasie (paleocen górny-eocen dolny) częściowo wynurzony, dostarczając materiału klastycznego do basenu magurskiego.

**Formacja z Zarzecza** (eocen dolny, ok. 50 mln lat temu) to fliszowe utwory przejściowe między formacją szczawnicką a formacją magurską (ogniwem piaskowca z Piwnicznej). W tej części profilu paleogenu, w szarych, zielonawych, lub czarnych łupkach przelawicających się z piaskowcami wapnistymi, pojawiają się nieciągłe wkładki szarych margli łąckich (10–30 m), czasem także czerwonych bezwapnistych łupków (ok. 30 m).

Formacja z Zarzecza w Małych Pieninach i Pieninach Czorsztyńskich ma do kilkudziesięciu metrów miąższości, zanika natomiast w Pieninach Właściwych, gdzie nad formacją szczawnicką bezpośrednio pojawia się ogniwo piaskowca z Piwnicznej (**formacja magurska**). W obrębie płaszczowiny magurskiej okolic Czorsztyna i Frydmana, lokalnie pojawia się tutaj bogatsza w gruboławicowe piaskowce **formacja frydmańska** (400 m).

Najmłodszym utworem paleogenu jest **piaskowiec z Piwnicznej** (eocen dolny), osiągający do 400 m w Małych Pieninach, a znacznie mniej w Pieninach Właściwych. W płaszczowinie magurskiej, w pasmach Gorców i Beskidu Sądeckiego, miąższość tego piaskowca znacznie przekracza 1000 m (Birkenmajer, Oszczytko 1989).

Sumaryczna miąższość paleogeńskiej osłony skałkowej jest zwykle rzędu 1000 m. Na co



najmniej takiej głębokości pod poziomem morza musiał się zatem wówczas znaleźć orogen skałkowy pod przykrywą utworów fliszowych paleocenu-eocenu dolnego.

#### PALEOGEN BASENU PODHALAŃSKIEGO

Paleogen basenu podhalańskiego stanowi część paleogenu centralnokarpackiego. Jego spągowe utwory odsłaniają się w Haligowcach, po słowackiej stronie Pienin. Są to: środkowoeoceńskie **zlepieńce sułowskie** (ok. 200 m) z dużymi otwornicami – numulitami, nadścielone górnocoeceńskimi **wapieniami alveolinowo-koralowymi** (5 m).

Wyższym elementem stratygraficznym jest **flisz podhalański** (oligocen: ok. 40–23 mln lat), w którym wyróżnia się kolejno formacje: **zakopiańską** (łupkowo-piaskowcową) i **szaflarską** (zlepieńcowo-piaskowcowo-łupkową), dalej **chocholowską** (z udziałem gruboławicowych piaskowców) i **ostryską** (łupkowo-piaskowcową). Łączna miąższość fliszu podhalańskiego przekracza 3000 m (Birkenmajer 1979).

**Południowy kontakt pienińskiego pasa skałkowego** z fliszem podhalańskim na odcinku od wzgórz Maruszyńskich, przez Pieniny Spiskie, Czorsztyńskie i Właściwe, po Małe Pieniny włącznie, ma charakter pionowego uskoku przesuwonego (strike-slip). Z mezozoikiem pasa skałkowego kontaktuje tu formacja zakopiańsko-szaflarska. Na kontakcie tym, który w Pieninach słowackich przebiega na południe od Skalki Haligowieckiej i jej paleogeńskiej osłony, lokalnie pojawiają się pstre łupki (30 m) z otwornicami środkowoeoceńskimi. Może to być element stratygraficzny należący albo do sukcesji paleogenu podhalańskiego, albo też przedłużenie sukcesji maruszyńskiej z okolic Szaflar (Birkenmajer 1959b; Ryc. 15).

#### MIOCEŃSKIE FAZY GÓROTWÓRCZE, DENUDACJA, DEPOZYCJA I WULKANIZM

W miocenie Karpaty fliszowe, Pieniny, niecka podhalańska i Tatry stanowiły łącznie wyspę, oblaną od zachodu, południa i wschodu wodami raczej płytkiego basenu morskiego – Parateytydy. Epokę miocенską (23–5,3 mln lat temu)

charakteryzowały na terenie Pienin silne kompresyjne deformacje tektoniczne, poziome i pionowe przemieszczenia mas skalnych oraz wulkanizm. Baseny Karpat Zewnętrznych (fliszowych) uległy w tym okresie czasu skróceniu, ich kompleksy fliszowe, obejmujące utwory od jury górnej po oligocen, a niekiedy nawet miocen dolny włącznie, utworzyły kilka płaszczowin nasuniętych jedna na drugą, z południa na północ. Płaszczowiny te zostały całkowicie oderwane od swojego pierwotnego podłoża, którym było południowe przedłużenie platformy północnoeuropejskiej i/lub fragmenty mezozoicznej skorupy oceanicznej. Podłoże to zostało wciągnięte w strefie stromej subdukcji u czoła buforu skałkowego, gdzie na znacznej głębokości musiało ulec metamorfozie i przetopieniu.

Pozostałości paleogeńskiego Oceanu Tetydy, spychane ku północy z dźwigających się w miocenie Karpat Zachodnich, zalewały jeszcze brzeżne strefy tego orogenu. U czoła orogenu karpackiego, morze miocенskie (Paratetyda) wypełniło rów przedgórski, jaki powstał w tej części platformy północnoeuropejskiej, w wyniku obciążenia nasuwającymi się masami fliszowymi. Rów ten został zasypany materiałem klastycznym, pochodzącym z płaszczowin fliszowych, niszczone pod wpływem wietrzenia i erozji rzecznej. W panwiach, oddzielonych częściowo barierami od morza, w gorącym klimacie następowało silne odparowanie wody morskiej i tworzyły się złoża gipsowo-solne (ewaporaty).

#### *Kompresja fazy sawskiej*

We wczesnym miocenie (23–20,5 mln lat temu), skałkowy orogen laramijski i jego paleogeńska osłona, a także południowa część basenu magurskiego, zostały poddane silnej kompresji, w wyniku kolizji bloku centralnokarpackiego z platformą północnoeuropejską, stromo subduowaną pod pas skałkowy. Płaszczowina magurska oderwana od swojego przedkredowego podłoża, wraz z laramijskim orogেনem skałkowym, który stanowi jej południową strefę korzeniową i paleogeńską osłonę, nasunęła się wtedy ku północy, na niższe płaszczowiny fliszowe.

Pod wpływem orogenicznej kompresji sawskiej, skierowanej z południa na północ, laramijskie

plaszczowiny skałkowe (haligowiecka, pienińska, braniska i niedzicka), ich tektoniczne podłoże czorsztyńsko-czertezickie, jednostka Grajcarka i paleogeńska osłona skałkowa, zostały spiętrzone i utworzyły stromo nachylone lub pionowe, często także (zwłaszcza przy południowym kontakcie pasa) wstecznie ku południowi obalone fałdy i łuski. Bardziej plastyczne kredowe margle, łupki i utwory fliszowe sukcesji czorsztyńskiej i czertezickiej utworzyły pionowe fałdy diapirowe, przebijające utwory nadległych plaszczowin braniskiej i pienińskiej. W jądrze tych fałdów występują rozbite na izolowane bloki, masywne wapienie doggeru i malmu. Po wypreparowaniu przez wietrzenie i erozję tworzą dziś one izolowane skałki w strefach okien tektonicznych Pienin.

#### *Transpresja dolno-środkowomiocieńska*

W wyniku silnej, choć krótkotrwałej, kompresji tektonicznej sawskiej, pieniński pas skałkowy został zredukowany do wąskiej, najczęściej kilkukilometrowej szerokości strefy wielkiego szwu tektonicznego, pomiędzy sztywnym już wówczas blokiem słowackim (jednostki tatrzańskie i ich podłoże), a przyrastającą na północy akrecyjną pryzmą plaszczowin fliszowych Karpat zewnętrznych. Od obydwu tych struktur pas skałkowy został oddzielony wielkimi **granicznymi uskokami przesuwными** – południowym i północnym wzdłuż których horyzontalne przemieszczenia mas skalnych (transpresja) kontynuowały się przez około 6 milionów lat, aż do początku sarmatu (13,6 mln lat temu).

#### *Środkowomiocieński wulkanizm w Pieninach – I faza*

Po ustaniu ruchów przesuwnych, z ogniska magmowego, które utworzyło się w północnej części Pienin, prawdopodobnie na głębokości 10–12 km pod powierzchnią, w uskoki podłużne względem pasa skałkowego wdarła się pod ciśnieniem magma andezytowa (Małkowski 1921, 1958; Birkenmajer 1956a, 1957, 1958a, f, 1962a, 1979, 1996a, Małoszewski 1962). Zastygała ona na 20-kilometrowym odcinku, między Czorsztynem a Szlachtową, w postaci żył niezgodnych (dajek) i zgodnych (sillów), przecinających utwory jednostki tektonicznej Grajcarka,

jej pokrywy paleogeńskiej oraz południowej części plaszczowiny magurskiej. Metodą radiometryczną określono wiek andezytów pierwszej fazy na 12,8–11 mln lat (Birkenmajer, Pécskay 1999, 2000). Powstał wówczas postkolizyjny pieniński łuk andezytowy – najbardziej północny łuk wulkaniczny Karpat (Birkenmajer 2003).

#### *Uskoki środkowomiocieńskie (stryjskie) a wulkanizm pieniński – II faza*

Gmach skałkowy został poddany trzeciej z kolei kompresji (faza stryjska), pod wpływem południkowych nacisków górotwórczych. Efektem jej było powstanie systemu południkowych (NNE-SSW i NNW-SSE) uskoków przesuwnych, przemieszczających horyzontalnie struktury skałkowe i ich paleogeńską osłonę, południową część plaszczowiny magurskiej oraz intruzje andezytowe pierwszej fazy. W szczeliny tych uskoków, otwartych na granicy sarmatu i pannonu, wdarła się około 11 mln lat temu magma andezytowa drugiej fazy (Birkenmajer 1962a; Birkenmajer, Pécskay 1999, 2000; fot. 8).

#### DENUDACJA, AKUMULACJA I TEKTONIKA USKOKOWA W PÓŻNYM MIOCENIE, PLIOCENIE I CZWARTORZĘDZIE

Schyłek epoki miocieńskiej – pannon (11–7 mln lat temu) i pont (7–5,6 mln lat temu), następnie pliocen–dak (5,6–3,7 mln lat temu) i roman (3,7–1,8 mln lat temu), a także czwartorzęd (plejstocen: 1,8–0,01 mln lat temu oraz holocen: 0,01 mln lat po dzień dzisiejszy), to w obszarze Podhala i Pienin okres działania lądowych czynników rzeźbotwórczych. Lokalnie, zwłaszcza w strefie północnego uskoku granicznego i przyległych do niego partiach pasa skałkowego i plaszczowiny magurskiej, zaznaczyły się pionowe ruchy wznoszące lub obniżające (np. Zuchiewicz 1980).

Na terenie **zapadliska orawskiego**, w ciepłym i wilgotnym klimacie schyłku miocenu, były warunki do powstania cienkiej formacji burowęgłowej, nadścielającej mięszysy kompleks żwirów rzecznych. Jej nadkładem są słodkowodne żwiry, piaski i ility pliocenckiego **stożka Domańskiego Wierchu** (Birkenmajer 1954a, b, 1958d; Oszast 1970; Zastawniak 1972), którego materiał

okruchowy pochodzi głównie z gruboławicowych piaskowców fliszu podhalańskiego Gubałówki.

W **Mizernej** koło Czorsztyna powstało w pliocenie rozległe, płytkie jeziorzysko, w którym osadził się bogaty w szczątki roślinne kompleks iłów, piasków i żwirów o miąższości 34 m (Birkenmajer 1961b; Zastawniak-Birkenmajer, Birkenmajer 2012; Birkenmajer, Worobiec 2013). Osady te, odsłonięte na powierzchni przed powstaniem

sztucznego Zbiornika Czorsztyńskiego, były w latach 50. XX wieku obiektem klasycznych badań paleobotanicznych profesora Władysława Szafera (1954).

Odpowiednikiem plioceńskich utworów jeziornych Mizernej na Podhalu, są w **Krościenku nad Dunajcem** plioceńskie żwiry i ropy floronośne (Birkenmajer 1951), w większości pochodzenia osuwiskowego. Znalaziona w nich



**Fot. 8.** Odsłonięcie mioceńskiej intruzji andezytowej w nieczynnym kamieniołomie na Górze Wzar koło Kluszkowce (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 8.** Exposure of the Miocene andesite intrusion at Mount Wzar near Kluszkowce (phot. K. Birkenmajer)

bogata flora kopalna była zbadana i opisana przez prof. W. Szafera (1946, 1947).

W plejstocenie, na północnym przedpolu Pienin Spiskich, powstało uskokowe **zapadlisko Frydmana**, wypełnione miąższą na ponad 100 m serią osadów rzecznych (Niedzielski 1971).

W **Małych Pieninach** pionowe przesunięcia wzdłuż uskoków zdestabilizowały płytę wapienną jednostki czorsztyńskiej bloku Homoli. Woda opadowa, przenikająca do leżących pod płytą łupków sferosyderytowych aalenu, wywoływała ich pęcznienie i diapirowe wyciskanie ku górze, co spowodowało powstanie schodowych uskoków grawitacyjnych w obrzeżeniu płyty wapiennej (Birkenmajer 1958f, 1971). Ruchy te, zapoczątkowane prawdopodobnie jeszcze u schyłku miocenu, trwają po dziś dzień.

W okresie plejstoceńskich zlodowaceń Tatr, **dolina Dunajca** była intensywnie rozcinana przez rzeczna erozję denną. Odpowiednikiem trzech zlodowaceń tatrzańskich, kolejno zlodowacenia Mindel, Riss i Würm, są tarasy zwirowe, zachowane w **Przełomie Pienińskim** na wysokości odpowiednio 58 m, 29,5 m i 22 m.

#### ELEMENTY TEKTONIKI PIENIN

**Orogen laramijski.** Jak już wiemy, w efekcie kolizji kry afrykańskiej i kry północno-europejskiej na miejscu basenu skałkowego, na granicy kredy i paleogenu, powstał skałkowy orogen laramijski. Osady jurajskie i kredowe basenu zostały oderwane od swojego triasowego podłoża i zostały nasunięte na siebie jako płaszczowiny, z południa na północ. Są to płaszczowiny: pienińska, braniska, niedzicka i czertezicka. Jednostka czorsztyńska prawdopodobnie nie została oderwana od triasowego podłoża. Grzbiet czorsztyński, który podczas jury i kredy oddzielał od siebie sukcesję czorsztyńską i sukcesję Grajcarka, został wessany w podłoże, wzdłuż linii (uskok środkowy), która dzisiaj jest kontaktem podłużnym uskokowym między tymi dwiema jednostkami. Jednostka haligowiecka, traktowana przez wielu geologów jako płaszczowina, posiada w swoim zestawie utwory jurajsko-kredowe i triasowe. Kontakt jej środkowo-triasowych utworów z kredą płaszczowiny pienińskiej nie został jeszcze bliżej rozpoznany.

Sfałdowany orogen skałkowy miał teraz szerokość zaledwie kilku kilometrów.

Orogen skałkowy został silnie zniszczony przez erozję i abrazję morską już na początku paleogenu. W wyższym paleocenie nastąpiła transgresja morska z magurskiego basenu paleogeńskiego, która osadziła na częściowo zniszczonym orogenicie skałkowym utwory fliszowe o miąższości kilkuset metrów. W tym samym czasie, w magurskim rowie oceanicznym (przy-pienińskim), utwory fliszowe osiągają miąższość blisko dziesięć razy większą.

#### *Płaszczowina pienińska*

W granicach Polski płaszczowina pienińska występuje w dwóch obszarach w obrębie Wzgórz Maruszyńskich i w Pieninach Właściwych. W rejonie Wzgórz Maruszyńskich płaszczowina pienińska nasuwa się na płaszczowinę braniską i leżące na niej płyty osadowe osłony skałkowej (formacja jarmucka).

W Pieninach Właściwych (między Straszynem Potokiem na zachodzie i okolicą Haligowiec (Słowacja) na wschodzie) płaszczowina pienińska jest płaszczowiną dominującą. Jej miąższy wapień pieniński, gęsto pocięty poprzecznymi uskokami, tworzy wspaniałe ściany Przełomu Pienińskiego (fot. 9–13).

W rejonie Przełomu Pienińskiego poszczególne formacje płaszczowiny pienińskiej są obalone ku południowi, jako wynik późniejszej, miocenińskiej, przebudowy.

Miąższość poszczególnych formacji płaszczowiny pienińskiej ulega redukcji w kierunku północnym, na przejściu do płaszczowiny braniskiej, co szczególnie widoczne jest w Pieninkach (Birkenmajer 2007, 2017). Możemy przypuszczać, że te dwie płaszczowiny stanowią tutaj jedną jednostkę tektoniczną.

#### *Płaszczowina braniska*

Płaszczowina braniska jest najszerszej rozprze-strzenioną jednostką laramijską pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer 1979, Mapa geologiczna 1:10 000). Na Wzgórzach Maruszyńskich jej dobrze rozpoznany kontakt z jednostką czorsztyńską jest tektoniczny (nasunięcie; Birkenmajer, Gedl 2012). W rejonie Pienin Czorsztyńskich,

Pienin Właściwych i Małych Pienin płaszczowina braniska została silnie przebudowana podczas fałdowań miocenijskich.

*Płaszczowina czertezicka*

Jednostka czertezicka jest bardzo dobrze odsłonięta w Pieninach Właściwych, między Macelakiem a Potokiem Pienińskim. Jednostka czertezicka została silnie przebudowana w miocenie; jej

fragmenty często przebijają utwory płaszczowiny braniskiej i pokrywającej ją paleogeńskiej czapki osadowej (Birkenmajer 2007) jako fałdy (okna tektoniczne) diapirowe.

*Płaszczowina niedzicka*

Płaszczowina ta w zwartej masie występuje w okolicach Jaworek (Homole; Birkenmajer 1970b). W rejonie Pienin Czorsztyńskich i w okolicach



**Fot. 9.** Meandryczny jar Dunajca w Przełomie Pienińskim. Widok z Sokolicy (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 9.** Dunajec River meander in the Dunajec River Gap. View from Mt Sokolica (phot. K. Birkenmajer)

Niedzicy została ona rozbita tektonicznie na pojedyncze skałki. Struktura wzgórza zamkowego Niedzicy (zamek Dunajec, Birkenmajer 1998, 1999) wykazuje, że nasunięcie płaszczowinowe nastąpiło tu po osadzeniu się osłony skałkowej (formacji jarmuckiej), a przed transgresją paleocenu (wzgórze Tobor nad Niedzicą).

#### *Jednostka (?płaszczowina) czorsztyńska*

Jednostka czorsztyńska jest tektonicznie najniższą z jednostek skałkowych. Między jednostką czorsztyńską, a nasuniętą na nią płaszczowiną braniską w rejonie Czorsztyna i Niedzicy, występują osady osłony skałkowej (zlepienie jarmuckie), określające wiek nasunięć laramijskich. Podłoże jednostki czorsztyńskiej nie zostało tu rozpoznane. Wskutek tego nie wiemy, czy jednostka ta ma charakter płaszczowiny czy autochtonu (Birkenmajer 1959d).

Kontakt tektoniczny jednostki czorsztyńskiej z jednostką Grajcarka można śledzić w okolicach zamku Czorsztyń oraz Doliny Harcygrund. Jednostka czorsztyńska jest tu wyraźnie nasunięta na złuskowaną jednostkę Grajcarka.

#### *Jednostka Grajcarka (magurska)*

Jednostkę Grajcarka (od jury dolnej do mastrychtu – ryc. 14) od struktury skałkowej oddziela linia kontaktu tektonicznego („uskok środkowy”). Jednostka Grajcarka, która jest najszersza (2 km) i najlepiej odsłonięta na Polskim Spiszu, ulega gwałtownej redukcji na wschód od sigmoidy fałszyńskiej. W Pieninach Czorsztyńskich tworzy ona wąski pas szerokości 300–500 m (Birkenmajer 1979: Mapa geologiczna 1:10 000). Na granicy Pienin Właściwych i Małych Pienin szerokość jednostki Grajcarka gwałtownie się powiększa. Na wschód od uskoku Orlicy wynosi ona do 4 km. W tym rejonie, na granicy polsko-słowackiej, występuje zdyslokowany poprzecznymi uskoki płat osadowy paleogenu skałkowego, pokrywający zarówno jednostkę Grajcarka, jak i wschodnie przedłużenie płaszczowiny pienińskiej (Birkenmajer 2017).

#### *Wielkie uskoki podłużne*

Pieniński pas skałkowy w Polsce ograniczony jest od południa i północy wielkimi uskoki

o charakterze przesuwnym, które powstały w wyniku kompresji fazy sawskiej (dolny miocen). **Uskok brzeżny południowy** jest uskokiem pionowym lub zapada ku południowi pod stromym kątem. Oddziela on nieckę fliszu podhalańskiego (oligocen) od pienińskiego pasa skałkowego. Do uskoku dochodzą pod różnymi kątami jednostki laramijskie, które ten uskok przecina.

Uskok brzeżny południowy jest prawie ciągłą linią, która tylko w niewielkim stopniu jest zdyslokowana młodszymi uskokiemi poprzecznymi. Wydaje się, że uskok ten był czynny przez okres dłuższy (miocen-czwartorzęd), niż uskok brzeżny północny (patrz niżej). Śladem zamierającej aktywności uskoku południowego są słabe trzęsienia ziemi, które pojawiają się w nieregularnych odstępach czasu, powodując spękania w budynkach na Podhalu.

**Uskok brzeżny północny** jest uskokiem pionowym lub zapada ku południowi pod stromym kątem (Birkenmajer 1983, Birkenmajer i in. 1979), Oddziela on jednostkę Grajcarka od płaszczowiny magurskiej na północy.

Obszar pomiędzy uskokiemi podłużnymi: południowym i północnym reprezentuje **horst skałkowy**, który stanowi strefę korzeniową dla miocenińskiej płaszczowiny magurskiej. Uskok północny jest silnie zaburzony środkowomiocenskimi uskokiemi poprzecznymi.

**Uskok środkowy.** Między Starem Bystrzem na zachodzie a sigmoidą Falsztyna na wschodzie dobrze jest rozwinięty podłużny uskok środkowy, który oddziela orogen pienińskiego pasa skałkowego od jednostki tektonicznej Grajcarka. Przebieg tego uskoku komplikuje się między Czorsztynem a Krościenkiem, gdzie jednostka tektoniczna Grajcarka ulega silnej redukcji miąższościowej.

W rejonie między Krościenkiem a Jaworkami jednostka Grajcarka zyskuje na szerokości, składając się z kilku łusek tektonicznych. W rejonie między Szczawnicą a Jaworkami miocenijskie intruzje andezytowe wykorzystują podłużne uskoki w obrębie jednostki Grajcarka.

Uskok środkowy jest strefą, wzdłuż której **grzbiet czorsztyński** był wciągany w miocenie w głąb litosfery,



**Fot. 10.** Turnie pionowo sfałdowanych wapieni (fm. wapienia pienińskiego płaszczowiny pienińskiej) w zachodniej partii masywu Trzech Koron (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 10.** Vertically folded limestones (Pieniny Limestone Formation of the Pieniny Nappe), Trzy Korony Massif, western part (phot. K. Birkenmajer)

### *Faldy diapirowe i sigmoidy*

Wskutek tektonicznego przebudowania laramijskich struktur fałdowych i płaszczowinowych przez kompresyjne fałdowania dolnomioceniczne (sawskie) i uskokowe deformacje środkowomioceniczne (styryjskie), wiele z tych laramijskich struktur uległo deformacji lub znacznemu

przekształceniu (Birkenmajer 1959c, 2007). W okolicach Macelaka obserwujemy wąskie **faldy diapirowe**, w których część płaszczowiny czertezickiej w postaci ściśniętych kominów przebija nadległą płaszczowinę braniską i płat paleogenu skałkowego.

Charakterystyczną cechą tej części Pienin Właściwych jest obecność megastruktur,



**Fot. 11.** Silnie pofałdowane wapienie (formacja wapienia pienińskiego), Przełom Pieniński (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 11.** Strongly folded limestones (Pieniny Limestone Formation) in the Dunajec River Gap (phot. K. Birkenmajer)

określanych nazwą **sigmoid**. Na wschód od sigmoidy Falsztyna, utworzonej z odkształconej jednostki czorsztyńskiej, są to: *sigmoida Zamczyska*, *sigmoida Hałuszowej*, *sigmoida Balarówki*, *sigmoida Zatonia* i *sigmoida Łupisk*.

Sigmoidy te, to obalone kolanowe przebiegi fałdowe jurajskich i kredowych dobrze uławiconych kompleksów warstw wapienia pienińskiego (jądra fałdów), jak też starszych

kompleksów skalnych (wapień czorsztyński, radiolaryty czerwone, zielone i z Sokolicy) i młodszych kompleksów kredowych (formacja z Kapuśnicy i młodsze formacje kredowe), płaszczowiny braniskiej (sigmoida Zamczyska i sigmoida Hałuszowej) i pienińskiej (sigmoida Balarówki, sigmoida Zatonia i sigmoida Łupisk). Powstały one prawdopodobnie podczas miocennskich deformacji rotacyjnych i ruchów



przesuwnych w obrębie orogenu pienińskiego (faza sawska).

*Okna tektoniczne, czapki i bloki tektoniczne*

Wskutek postępującej erozji rzecznej i zboczowej oraz ruchów masowych, utwory niższej jednostki tektonicznej mogą pojawiać się na powierzchni w **oknach tektonicznych**.

W obszarze Pienin Właściwych, gdzie dobrze jest zachowana laramijska pokrywa płaszczowinowa pienińsko-braniska, w oknach tektonicznych odsłaniają się jednostki niższe: niedzicka, czertezicka i czorsztyńska. Jako przykłady można wymienić: okno tektoniczne Potoku Pienińskiego i okno tektoniczne Czorsztyń-Niedzica (Birkenmajer 2007, 2017).



**Fot. 12.** Masyw Sokolicy (747 m n.p.m.) w Przełomie Pienińskim (formacja wapienia pienińskiego, płaszczowina pienińska) (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 12.** Sokolica Massif (747 m) in the Dunajec River Gap (Pieniny Limestone Formation, Pieniny Nappe) (phot. K. Birkenmajer)



**Fot. 13.** Hukowa Skała – północna brama Przełomu Pienińskiego (fot. K. Birkenmajer)

**Phot. 13.** Hukowa Skała klippe – northern gate of the Dunajec River Gap (phot. K. Birkenmajer)

Dobrych przykładów **czapek tektonicznych** – fragmentów płaszczewin wyższych zachowanych na podłożu płaszczewin/jednostek niższych, dostarczają odsłonięcia w **bloku tektonicznym** Homoli koło Jaworek (Birkenmajer 1970b).

#### *Uskoki poprzeczne i wachlarzowe*

**Uskoki poprzeczne** o kierunkach N-S, NNW-SSE, NNE-SSW należą do grupy uskoków powstałych

w środkowym miocenie (fazie styryjskiej). Przemieszczenia są tu pionowe lub przesuwne, o niewielkiej skali. Większe przemieszczenia przesuwne odnotowywane są rzadziej, np. uskok Krościenka, o kierunku NNW-SSE.

Największe zagęszczenie uskoków poprzecznych notujemy w obrębie jednostki najniższej (czorsztyńskiej) okolic Czorsztyna oraz kompleksu płaszczewin pienińskiej, braniskiej i czertezickiej

w rejonie Pienin Właściwych w Przełomie Pienińskim (Birkenmajer 2017).

**Uskoki wachlarzowe** widoczne są w rejonie między Szczawnicą Niżną a Zawodziem (Krościenko). Przemieszczają one pionowo andezyty mioceńskie. Prawdopodobnie związane były z lewoskrętną rotacją bloku wschodniego Krościenka, podczas lub po intruzji andezytów.

#### *Młode uskoki i inne deformacje tektoniczne*

Działalność górotwórcza zamarła w pienińskim pasie skałkowym Polski w pliocenie i czwartorzędzie. W tym czasie następowały natomiast pionowe przemieszczenia o niewielkiej skali na istniejących uskokach poprzecznych (np. kamieniołom w Szaflarach – Birkenmajer, Stuchlik 1975; Birkenmajer 1976), jak też tworzyły się niewielkie nowe uskoki, zwłaszcza w obszarach o zróżnicowanej strukturze płytowej (płyta wapienna podścielona plastycznymi łupkami w czorsztyńskim bloku Homoli koło Jaworek; Birkenmajer 1971).

### POWSTANIE I WIEK PRZEŁOMU PIENIŃSKIEGO

#### *Poglądy starsze*

Zagadnienia genezy i wieku Przełomu Pienińskiego od dawna intrygowały geologów i geomorfologów (Birkenmajer 1958f, 2006). W XIX wieku przeważała koncepcja wysunięta już przez Stanisława Staszica w 1815 r., że Przełom powstał w wyniku przelania się wód polodowcowych z Kotliny Nowotarskiej do Kotliny Krościenka. Hugo Zapałowicz w 1913 r. uważał nawet, że lodowce sięgały z Tatr aż po Nowy Targ, a „*stary lodowiec tatrzański przecisnął się przez Pieniny*” pozostawiając ślady materiału morenowego na wysokości około 800 m nad poziom morza. Rudolf Zuber w 1914 r. sądził natomiast, że Przełom Pieniński zawdzięcza swe powstanie procesom krasowym.

Opierając się na monografii geologicznej pienińskiego pasa skałkowego i mapach geologicznych Uhliga (1890a, b, 1891, 1912a, b), w 1904 r. Mieczysław Limanowski i Wacław Nałkowski uznali Przełom Pieniński za **przełom epigenetyczny**. Za Uhligiem zakładali oni,

że jurajskie skały wapienne Pienin (Klippengesteine), w których Przełom jest wyrzeźbiony, były niegdyś przykryte przez mało odporne na erozję kredowo-paleogeńskie utwory „osłony skałkowej” (Klippenhülle), po których płynął swobodnie meandrujący Dunajec. Z biegiem czasu – ich zdaniem – rzeka przecięła pokrywę osłony skałkowej i wcięła się głębiej w podłoże skałkowe, nie zmieniając jednak swego meandrującego biegu. Miało to spowodować zakonserwowanie meandrów rzecznych Dunajca w twardych skałach podłoża. Podobny pogląd podzielał również w 1905 r. Eugeniusz Romer.

Odmienne poglądy, o **antecedentnym pochodzeniu** Przełomu Pienińskiego, wypowiadali natomiast Ludomir Sawicki w 1909 r., Stanisław Pawłowski w 1915 r. i Mieczysław Klimaszewski (1934, 1937, 1948). Według nich Przełom Pieniński zaczął się tworzyć, gdy na drodze Dunajca zaczął się wypiętrzać wał górski Pienin, a rzeka stopniowo wcinając się w twardsze podłoże, nie zmieniając jednak biegu i utrwalając swój przebieg meandryczny. Według Sawickiego Przełom miał powstać w pliocenie.

#### *Poglądy nowsze*

Birkenmajer (1958a) zwrócił uwagę na tektoniczne uwarunkowania powstania Przełomu Pienińskiego, który znajduje się w obrębie maksymalnej depresji strukturalnej pienińskiego pasa skałkowego, na co wskazuje występowanie tu płaszczowiny pienińskiej.

Klimaszewski (1948, 1950/51) uznał Przełom Pieniński za **przełom strukturalny**.

Na podstawie nowych danych o wieku neogeńskich osadów słodkowodnych w otoczeniu Pienin, Birkenmajer (1979) określił wiek Przełomu na późny miocen i wczesny pliocen. W tym czasie Kotliną Nowotarską miała być odwadniana ku wschodowi przez system rzek Białki i Białego Dunajca, uchodzących do Popradu – jako „Dunajec popradzki”. Czarny Dunajec był wówczas dopływem Orawy. Północne stoki Pienin były natomiast odwadniane ku północy przez system rzeczny „Dunajca sądeckiego”. W wyniku silnego wcinania się rzeki w dźwigający się w tym czasie obszar Pienin i Małych Pienin, jak też erozji wstecznej tej rzeki, Dunajec sądecki miał

przechwycić (skaptować) system rzeczny Dunajca popradzkiego, do którego dołączył się Czarny Dunajec. Dalsze pogłębianie meandrów Dunajca w Pieninach miało następować w późnym pliocenie i przez cały plejstocen. W tym ujęciu, zdaniem Zuchiewicza (1982) Przełom Pieniński należałoby uznać za przełom typu erozji wstecznej, czyli **przełom regresyjny**.

W ujęciu Zuchiewicza (1982) początek formowania się Przełomu Pienińskiego i Przełomu Niedzickiego miał przypadać na środkowy pliocen, „jednakże bardziej prawdopodobne wydaje się umieszczenie zasadniczego okresu powstawania przełomów we wczesnym czwartorzędzie”.

Zuchiewicz uważał ponadto, że w pliocenie Dunajec mógł płynąć od Czorsztyna „przez Przełęcz Snoskę i dolinę Krośnicy, a dalej ku wschodowi płynął doliną Grajcarka w stronę Kotliny Litmanowskiej nad Popradem”. Przeciwno temu pogładowi przemawia jednak brak rezydualnych żwirów pochodzenia tatrzańskiego w tarasach plejstocenijskich i na poziomach zrównań ponad nimi, zarówno w dolinie Krośnicy, jak też w dolinie Grajcarka. Okruchy skał krystalicznych znajdujące w utworach pliocenijskich okolic Krościenka pochodzą bowiem z górnokredowych zlepieńców egzotykowych Pienin.

Pomimo tylu poglądów na sposób powstawania i wiek przełomowej doliny Dunajca w Pieninach, wydaje się, że sprawa ta nie może jeszcze być definitywnie rozstrzygnięta. Oczywiście, poglądy wiążące powstanie Przełomu z lodowcami tatrzańskimi należy uznać za przestarzałe, gdyż nie ma dowodów na to, by plejstocenijskie lodowce tatrzańskie kiedykolwiek sięgnęły aż po Pieniny, czy nawet po Nowy Targ. Pokrywa żwirowa, która w swoim czasie była dobrze odsłonięta w kamieniołomie wapiennika w Szaflarach, uznana przez kilku badaczy za morenę lodowca tatrzańskiego, okazała się bowiem pokrywą fluwioglacjalną, zachowaną w kieszeniach krasowych (Birkenmajer, Stuchlik 1975).

Nie ma dowodów geologicznych na to, by kiedykolwiek Dunajec płynął od Czorsztyna przez Przełęcz Snoskę (Snoskę) i dalej doliną Krośnicy i Grajcarka do kotliny Litmanowej. Gdyby tak było, dolina Dunajca wycięta w mało odpornych na erozję skałach fliszu płaszczowiny

magurskiej, wzdłuż północnej strefy uskokowej pasa skałkowego, powinna była być elementem trwałym w pliocenie i plejstocen, co jednak nie miało miejsca.

Koncepcja Dunajca popradzkiego, płynącego w swoim czasie na wysokim poziomie morfologicznym wzdłuż południowej granicy pasa skałkowego, wymaga również potwierdzenia przez znalezienie rezydualnych żwirów pochodzenia tatrzańskiego na tej trasie. Wydaje się, że są argumenty przemawiające za epigenezą we wczesnym stadium tworzenia się doliny Dunajca. Mianowicie na poziomie wierzchwinowym, na wysokości 700–800 m nad poziom morza, na grzbiecie Pienin Czorsztyńskich i Właściwych, między Sromowcami Wyżnymi na zachodzie, a Szczawnicą Niżną na wschodzie, występują liczne płyty paleogeńskiego fliszu osłony skałkowej, silnie sfałdowanego wraz ze skałowymi utworami kredowymi i jurajskimi. Na poziomie wierzchwinowym, erozja rzeczna w stosunkowo miękkich utworach tego fliszu mogła łatwo doprowadzić do powstania meandrów omijających wystające nad ten poziom skałki wapienne. Dzisiejszy meandryczny przebieg Dunajca może być zatem odziedziczony po planie wytworzonym przez drugorzędną rzekę już w późnym miocenie (11–7 mln lat temu?). Pogłębiając swoje koryto, rzeka ta wcięła się z kolei w skomplikowaną strukturę jurajskokredową pasa skałkowego, w której jej meandry zostały ustabilizowane tak dalece, że nie nastąpiło odcięcie przez erozję boczną starorzeczy, pomimo występowania szerokich stref łatwo erodowanych miękkich utworów marglistych kredy, przełażowanych z wapieniem pienińskim. Ta meandrująca rzeka, prawdopodobnie wówczas dopływ Dunajca popradzkiego, mogła zostać z kolei przechwycona przez wstecznie erodujący Dunajec sądecki, który w ten sposób skaptował bogaty w wodę podhalański system rzeczny Dunajca popradzkiego.

Problem wieku poszczególnych etapów oraz kierunków rozwoju sieci rzecznej i lokalizacji dróg odwodnienia wschodniego Podhala i Pienin w okresie początkowym (późny miocen-?wczesny pliocen), wymaga dalszej analizy dostępnych danych geologicznych i geomorfologicznych.

## GÓRNICTWO W PIENINACH

*Poszukiwania górnicze w Pieninach*

Pierwsze wzmianki o poszukiwaniach górniczych w okolicach Pienin znajdują się w przywilejach królewskich z połowy XV wieku. Najczęściej były to przywileje, zapewniające swobodę poszukiwań kruszców złota, srebra, ołowiu i miedzi.

Król Aleksander Jagiellończyk w roku 1504 zezwolił Stanisławowi Tarnowskiemu z Poznania, Pawłowi z Gdańska i innym, na poszukiwanie kruszców w całym kraju, między innymi w miejscowościach 'Pyenynen' (Pieniny) i 'Croszczenko' (Krościenko). W wieku XVII próby tych poszukiwań kończą się ogłoszeniem dwóch aktów królewskich. Pierwszy, wydany przez Zygmunta III w 1619 r. (*Confirmatio juris montanici in Nowy Targ*), przyznaje tamtejszym górnikom przywileje takie, jak w kopalniach olkuskich. Drugi z nich, wydany został przez Władysława IV w 1647 r. (*Institutio fodinarium atque montanistarum in capitaneatu Neoforensi et Czorstinensi*).

*Kopalnie kruszców w Małych Pieninach*

W latach 1732–40 wykuto trzy sztolnie w andezycie i skałach kontaktowych: we wschodnim zboczu Góry Jarmuty, w wąwozie obrzeżającego ją od wschodu Potoku Pałkowskiego, jak też w wąwozie Potoku Sztolnia, na północnych zboczach góry Krupianki; ta ostatnia sztolnia była prawdopodobnie rozpoczęta jeszcze przed XVIII wiekiem. Celem tych prac górniczych było wydobywanie kruszców ołowiu (galeny), ponadto srebra i złota, których niewielką domieszkę w galenie stwierdziły analizy. Przeprowadzono wówczas także próby wytopu metali, ale eksploatacja kruszców okazała się ekonomicznie nieopłacalna i dalszych prac zaniechano (Małkowski 1918, Matras 1959).

Z tych dwóch wyrobisk górniczych tylko sztolnia w Jarmucie zachowała się w dobrym stanie aż do dnia dzisiejszego. Sztolnia w Krupiance jest całkowicie zawalona, natomiast pionowy szyb i sztolnia w Pałkowskim Potoku są zalane wodą.

**Sztolnia w Jarmucie**, której długość wynosi 72 m, prowadzona była wzdłuż cienkiej żyły kruszczowej, przebijając skały osadowe zmienione na kontakcie z żyłą andezytu, jak też sam andezyt.

W miejscu najsilniejszego okruszcowania, w żyłę o grubości 6–50 cm, analiza chemiczna wykonana przez Wojciechowskiego (1950, 1955; patrz także Sokołowska, Wojciechowska 1996; Szelięga, Michalik 2003) wykazała obecność 10% ołowiu, 1,5% cynku, 575 gramów srebra i 1 gramu złota na tonę kruszcu. W środku sztolni znajduje się pochylnia o długości 13,5 m, łącząca się z chodnikiem dolnym o długości 28 m. Poczynając od pochylni, miąższość żyły w obu chodnikach znacznie maleje i żyła wyklinowuje się zupełnie w miejscach, gdzie chodniki się kończą. Żyła kruszczowa przecina zarówno skały osadowe (głównie zmienione zlepieńce jarmuckie i łupki z Malinowej), jak też sam andezyt (Szelięga i in. 2005).

W **szybie/sztolni Potoku Pałkowskiego**, mającego dwa poziomy, długość głównego chodnika wynosiła 54 m. Największa grubość żyły kruszczowej w miejscach rozszerzających się soczewkowato, osiągała 30 cm.

W żyłach kruszczowych obu sztolni, oprócz limonitu, który jest głównym ich składnikiem, występuje bogaty zespół minerałów kruszczowych: galenit, sfaleryt, piryty, chalkopiryty, arsenopiryty, pirotyn, złoto rodzime. Z minerałów wtórnych należy wymienić cerusyt, malachit, azuryty, pitycyt, piromorfit oraz – jako rzadkość – srebro rodzime, miedź rodzimą, ślady rtęci i telluru. Większość tych minerałów występuje w postaci ziarn, kryształków i żyłek, których wymiary nie przekraczają 1 mm. Największe znalezione kryształy miały następujące rozmiary: galenit – do 7 mm, sfaleryt – do 1,5 mm i arsenopiryty – do 2 mm. Minerałom kruszczowym towarzyszą w żyłach: kwarc, kalcyt i ankeryt (Wojciechowski 1955).

Wiek mineralizacji kruszczowej w sztolni w Jarmucie został oznaczony metodą potasowo-argonową na  $11,35 \pm 0,45$  milionów lat na podstawie datowania wtórnego biotyty, powstałego w czasie hydrotermalnej fazy okruszcowania, ściśle związanej z wiekiem andezytu, który oznaczono na  $11,34 \pm 0,50$  mln lat (Szelięga, Michalik 2003; Birkenmajer i in. 2004). Mineralizacja kruszczowa zachodziła tutaj bezpośrednio po intruzji andezytu w miocenie środkowym (sarmacie).

Sztolnie poszukiwawcze były prowadzone także i w innych obszarach Małych Pienin. Prawdopodobnie w górnej części Wąwozu Homole

znajdowała się, niewidoczna obecnie, sztolnia, wzmiankowana przez Jana Długosza w *Liber beneficiorum*, a odszukana przez górników pieńskich z początkiem XVIII wieku.

### Górnictwo odkrywkowe

Krótszą historię w Pieninach ma górnictwo odkrywkowe. Najstarszym jego przejawem były szybiki poszukiwawcze rud żelaza – konkrekcji limonitowo-syderytowych w utworach jury dolnej-środkowej jednostki Grajcarka. Ich ślady widoczne są w uroczysku Krzonowe (Frydman), na północ od pasma górskiego Braniska w Pieninach Spiskich. Roboty poszukiwawcze i wstępną eksploatację rudy wykonano prawdopodobnie z końcem XIX wieku, kiedy to w Zakopanem dymiły huty Kuźnic, przetwarzając rudę żelaza wydobywaną w Tatrach (Birkenmajer 1996b).

Kamieniołomy założone w andezycie i piaskowcach magurskich dostarczały już w XIX wieku materiałów do budowy dróg lokalnych. W wieku XX andezyt eksploatowano na Górze Wżar (Kluszkowce) i na północnych zboczach Góry Jarmuty (Malinów). Był on wykorzystywany do wyrobu słupów granicznych, płyt schodowych i nagrobnych, krawężników oraz jako kostka i tłuczeń drogowy. Andezyt z Wżaru użyto też jako okładziny ciosowe w budynku Banku Gospodarstwa Krajowego w Warszawie. Nie jest to jednak kamień efektowny, gdyż patynując się pod wpływem czynników pogodowych zmienia barwę z szarej na rdzawą.

Białe wapienie krynowidowe bajosu sukcesji czorsztyńskiej od stuleci były wykorzystywane do wypalania wapna. Główne, nieczynne już kamieniołomy, znajdowały się w Szaflarach i Rogoźniku koło Nowego Targu. Wapienie te, zawierające do 98% węglanu wapnia w świeżej skale, na terenie Pienin Spiskich (Dursztyn, Falsztyn, Niedzica) i Małych Pienin (Jaworki, Biała Woda), jeszcze do połowy XX wieku były w tym celu eksploatowane w małych chłopskich kamieniołomach.

Jako materiał do budowy dróg oraz na podmurówki domów, od lat są również stosowane żwiry granitowo-kwarcytowe, eksploatowane dorywczo z łozyska Białki i Dunajca między Frydmanem-Nową Białą a Sromowcami. Obecnie większą część tego obszaru znajduje się pod powierzchnią

wody sztucznych zbiorników: Czorsztyńskiego i Sromowieckiego. Lokalnie, w Pieninach Spiskich (Niedzica-Falsztyn), jako materiał drogowy wykorzystywano też wapienie bulaste czorsztyńskie oraz radiolaryty (formacja radiolarytów z Czajakowej), uzyskiwane w kamieniołomie w Dolinie Kosarzysk (obecnie zalany wodami Zbiornika Czorsztyńskiego).

Duże znaczenie gospodarcze w najbliższym sąsiedztwie Pienin odgrywały i nadal odgrywają różnego typu gliny (plioceńskie w Czorsztyń-Mizernej i Krościenku; czwartorzędowe w Maniowach), wydobywane w niewielkich gliniankach i używane do wyrobu cegły, niekiedy także jako materiał garncarski.

### WODY MINERALNE PIENIN

Wody mineralne Pienin znane były już w XVI wieku (Birkenmajer 1956b). Najdawniej znanym źródłem jest *Józefina*, którego wody analizowane były po raz pierwszy w 1810 roku; źródło *Magdalena* zostało odkryte w 1839 roku, w 1857 – analizowano wody źródeł *Waleria* i *Szymon*, w 1865 roku – *Józefiny*, *Magdaleny*, *Stefana*, *Szymona*, *Walerii* i *Anieli*, a w 1966 – *Wandy*. W latach 1907–1910 nowoczesne badania wód szczawnickich ze źródeł *Józefina*, *Magdalena*, *Stefan*, *Szymon* i *Wanda* prowadził prof. J. Marchlewski. Były one podstawą oceny fizykochemicznej wód mineralnych Szczawnicy aż do 1950 roku, kiedy przystąpiono do systematycznych badań i analiz źródeł szczawnickich w Laboratorium Dyrekcji Uzdrawisk Polskich.

Wody mineralne Szczawnicy były również badane w okresie II wojny światowej przez prof. S. Dąbrowskiego.

Obecnie w Szczawnicy znane i ujęte są następujące źródła: *Jan*, *Józefina*, *Magdalena*, *Stefan*, *Szymon*, *Waleria*, *Wanda* i *Józefina II*.

Wody szczawnickie mają stężenie od 2,3 g/l do 14 g/l składników stałych, wśród których przeważają wodorowęglan i chlorek sodu. Zawierają one od 1200 mg/l do 3500 mg/l wolnego dwutlenku węgla i od 0,6 mg/l do 3,9 mg/l jodu (szczawy wodorowęglanowo-chlorkowo-sodowo-jodkowe).

Wody mineralne Szczawnicy ujęte są w zwierczałych andezytach lub piaskowcach i łupkach

formacji szczawnickiej, bezpośrednio na północ od pienińskiego pasa skałkowego. Podobną pozycję geologiczną mają szczawy w Krościenku, na prawym zboczu doliny Dunajca (Birkenmajer 1963d, 1968; Jarocka 1965; Potocki 1965).

## POSŁOWIE

Wrzesień 1956 roku był suchy i ciepły. Lasy bukowe Beskidu Sądeckiego i Pienin czerwieniały z dnia na dzień. Czarne borówki już się kończyły, grzybów było mało z uwagi na brak opadów. Właśnie wróciłem do Krakowa z wyprawy na Spitsbergen, spakowałem notatki, mapy i młotek geologiczny na wyjazd do Krościenka nad Dunajcem, gdzie przebywała na wakacjach moja żona Maria z dwojgiem naszych dzieci, trzyletnią Dominiką (Niką) i rocznym synkiem Iwem.

Od kilku lat opracowywałem dla Państwowego Instytutu Geologicznego materiały rękopiśmienne i mapę geologiczną w skali 1:10 000 pienińskiego pasa skałkowego. Początkowo więcej czasu poświęcałem Pieninom Czorsztyńskim, gdzie wykonywałem mapę geologiczną pienińskiego pasa skałkowego okolic Niedzicy i Czorsztyna. Teraz chciałem jednak się zapoznać z głównym pasmem Pienin.

Porównywanie rękopiśmiennych tekstów i mapy Ludwika Horwitza ze stanem faktycznym odsłonięć było jednak trudne, gdyż podkład mapy Horwitza na tym obszarze był powiększony dwukrotnie z mapy topograficznej Pienin (WIG 1938; skala oryginalna 1:20 000), a obszar Pienińskiego Parku Narodowego był silnie zarośnięty lasami.

No tak, ale co ma Spitsbergen do Pienin?

Sześciotygodniowa wyprawa na Spitsbergen latem 1956 roku pod kierunkiem mojego starszego kolegi, geologa docenta Stanisława Siedleckiego, miała za zadanie przeprowadzenie rekonesansu co do miejsca budowy polskiej stacji polarnej dla III Międzynarodowego Roku Geofizycznego (1957/58). Siedleckiemu, najwybitniejszemu polskiemu polarnikowi, Polska Akademia Nauk powierzyła zarówno kierownictwo rekonesansu (1956) jak też zbudowanie stacji III MRG i poprowadzenie wypraw badawczych (1957, 1958), w tym zimowania na Spitsbergenie. Pięciosobowy rekonesans przeprowadzony został

pomyślnie i wybraliśmy na miejsce budowy stacji naukowej podniesiony taras morski na północnym wybrzeżu fiordu Hornsund, znany już Siedleckiemu z wyprawy naukowej w 1934 roku.

Z wyjątkiem meteorologa mgr Stanisława Rafałowskiego, wszyscy pozostali uczestnicy rekonesansu byli doświadczonymi taternikami, wybranymi osobiście przez kierownika: ja miałem prowadzić badania geologiczne, inż. Maciej Kuczyński był odpowiedzialny za logistykę (zaopatrzenie, transport, obiekty budowlane, itp), mgr inż. architekt Jerzy Piotrowski miał być projektantem domu bazowego, który, zbudowany w Polsce, zamierzano następnie w częściach przetransportować statkiem na Spitsbergen.

Polska Akademia Nauk traktowała wyprawy III MRG priorytetowo, jako okazję do odnowienia kontaktów międzynarodowych i przeprowadzenia nowoczesnych badań w krajach polarnych (Arktyka, Antarktyka) po wieloletniej przerwie spowodowanej II wojną światową. Przy Prezydium PAN powołano Komitet Międzynarodowego Roku Geofizycznego, któremu przewodniczył prof. Henryk Niewodniczański, sekretarzem Komitetu został prof. Stefan Manczarski (Dyrektor Instytutu Geofizyki PAN), a przewodniczącym Podkomisji Wypraw Naukowych (Polarnych i Równikowej) mianowano prof. Stefana Zbigniewa Różyckiego z Uniwersytetu Warszawskiego, wybitnego znawcę stratygrafii mezozoiku i geologii czwartorzędu, uczestnika polskiej wyprawy spitsbergeńskiej w 1934 r.

Wyjazd na Spitsbergen i perspektywa dalszych wypraw polarnych była dla mnie nadzwyczaj atrakcyjna. Ale jak to pogodzić z badaniami, które już od dawna (1949 rok) prowadziłem w Pieninach? Tym bardziej, że wykonywanie nowych, szczegółowych map geologicznych w Pieninach i rozpoznanie warunków geologicznych projektowanej zapory czorsztyńskiej, miało wielkie znaczenie naukowe i praktyczne, a cały obszar podlegał dyrektywom ochrony środowiska (Birkenmajer 1955).

Jak pogodzić w czasie tyle pilnych i ważnych zadań?

Choć mogło to stanowić nadmierne obciążenie pracą naukową i pozanaukową dla młodego geologa, ojca małych dzieci, postanowiłem zarówno

badania terenowe na Spitsbergenie, jak i w Pieninach, prowadzić równolegle. I tak też się działo przez wiele następnych lat. Dzieci rosły, stawały się coraz bardziej samodzielne, kochały nasze wspólne wyjazdy w Pieniny, a także do Norwegii i nawet na Spitsbergen, poznając piękną przyrodę tej części świata. Syn Iwo wziął udział w trzech kierowanych przeze mnie norweskich wyprawach na Spitsbergen, w ostatniej wraz ze swoją, wtedy 15-letnią córką Bereniką. Z czasem moi wnukowie, Łukasz i Bartek, synowie Krzysztofa i Dominiki stali się nieocenionymi kompanami i pomocnikami w moich badaniach terenowych w Pieninach.

Maria, architekt i historyk urbanistyki, dbała o zabezpieczenie strony organizacyjnej, zwłaszcza wyjazdów zagranicznych, równocześnie kontynuując swoje badania urbanistyczne w Polsce i Austrii. Towarzyszyła mi także w wielu podróżach zagranicznych, z 6-tygodniową podróżą do Stanów Zjednoczonych Ameryki Północnej włącznie. Niestety Jej niespodziewana ciężka choroba zdeorganizowała z tak dobrym skutkiem realizowany plan pracy, w której mieściły się zarówno moje badania terenowe w Pieninach, jak i na Spitsbergenie. Po Jej śmierci (1996) kontynuowałem wprawdzie opracowanie mapy geologicznej Pienin, ale w zwolnionym tempie.

W tym czasie ustaliliśmy z Dyrektorem Pienińskiego Parku Narodowego mgr inż. Michałem Sokołowskim i opiekunem publikacji PPN mgr inż. Krzysztofem Karwowskim szczegóły dotyczące mapy Pienińskiego Parku Narodowego, uzgodniliśmy skalę i kolorystykę mapy. Podstawowa mapa miała być wykonana w skali 1:5000 na nowym podkładzie topograficznym, jako mapa geologiczna zakryta, to znaczy z pokrywą zwierzelin (gliny, stożki napływowe, piargi itp.), a wobec dużych komplikacji budowy geologicznej Pienin, jako mapa jednostek litostratygraficznych. Kilka przekrojów geologicznych miało ułatwić zrozumienie struktury tektonicznej Pienin.

Blizszej współpracy przy wykonywaniu czystorsy mapy geologicznej i przekrojów geologicznych w skali 1:5000 podjęła się w tym czasie dr Franciszka (Nusia) Szymakowska (od 2000 r. – Birkenmajerowa) – docent Oddziału Karpackiego PIG, znana z nieprzeciętnych zdolności

rysunkowych. Mapa powstała w latach 2001–2005 i została zakończona w formie 11 arkuszy w skali 1:5000. Jej czystorsy oraz tekst objaśniający, zostały zdeponowane w Archiwum Pienińskiego Parku Narodowego w Krościenku nad Dunajcem.

Doc. dr hab. Franciszka z Szymakowskich Birkenmajerowa zmarła w 2006 roku i niestety nie doczekała druku mapy – ze względu na duży format jej publikacja pozostawała ciągle w sferze planów. W związku z tym ustalono z Dyrekcją PPN, że do druku pójdzie mapa zakryta w skali 1:10 000, na dostarczonym przez PPN podkładzie, którą można będzie przedstawić na jednym arkuszu o wymiarach ok. 135 × 65 cm.

Przetworzenie omawianej mapy geologicznej ze skali 1:5000 do skali 1:10 000 przez jej autora zostało dokonane w latach 2014–15, z pomocą redakcyjną prof. Ewy Zastawniak-Birkenmajer, a opracowanie komputerowe w latach 2015–16 przez dr inż. Marcina Guzika.

## SUMMARY

*Geology of the Pieniny Mountains, West Carpathians, Poland*

## Introduction

The Pieniny National Park of Poland, and its continuation in Slovakia, have been created to contain and preserve the most picturesque segment of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. This is the area where the Dunajec River makes its way cutting strongly folded Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones (Pieniny Limestone Formation) – a picturesque Dunajec River Gap through the Pieniny Mountains.

The Pieniny Klippen Belt is a narrow (maximum several kms wide), but some 600 km long arcuate tectonic structure that divides the Inner from the Outer Carpathians. In its western part, which includes the Pieniny National Parks of Poland and Slovakia, it exposes Jurassic, Cretaceous, Palaeogene and Neogene (Miocene) rocks, which had been involved in several deformations of the Alpine orogeny. The most important are: the Laramian phase (Jurassic/Cretaceous boundary: nappe folding), the Savian phase (Early Miocene: compression, rebuilding of older nappe



structures), and the Styrian phase (Middle Miocene: mainly faulting and andesite intrusions).

The complex Jurassic and Cretaceous stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt has been a subject of scientific work by many palaeontologists/stratigraphers since the beginning of the 19th century. Well preserved ammonite, belemnite, brachiopod and other invertebrate faunas helped establish the Jurassic, partly also Lower Cretaceous, ages and reconstruct rock successions typical for particular parts of the Klippen basin. This wasn't so easy to be done with Upper Cretaceous deposits of the basin, which are almost devoid of macrofossils. It took more than a century that ages of pelagic marl, deep-water radiolarite and flysch formations were established with considerable precision. This, of course, was necessary while preparing detailed geological maps of selected areas of the Pieniny Klippen Belt (see the enclosed geological map, 1:10,000 scale of the Pieniny National Park of Poland, and the References).

### Western section

The Pieniny Klippen Belt in Poland may be subdivided in several tectonic units formed during and since the Cretaceous/Paleocene (Laramian) nappe deformation. In the western part of the Belt, between the Orawa Depression and the Falsztyn Sigmoid (Falsztyn-Czorsztyn), they are: (1) the Grajcarek Unit; (2) the Krempachy Plate, and (3) the Laramian Nappes Block (Figs 14, 15).

(1) **The Grajcarek Unit.** This is the northernmost tectonic unit that divides the Pieniny Klippen Belt from the Magura (Flysch) Nappe of Miocene age. Long northern and southern contacts of the Grajcarek Unit represent vertical strike-slip faults formed as a result of Tertiary clockwise rotation of the Central Carpathian (Slovak) Block with respect to the North European Platform.

The Grajcarek Unit is about 29 km long, and up to 1–2.5 km wide between the Orawa Depression (in the west), where it appears at the surface from below fresh-water Miocene-Pliocene deposits, and the Falsztyn Sigmoid (in the east). It rapidly narrows down to maximum several tens of metres at the Falsztyn Sigmoid represented by Jurassic and Cretaceous rocks of the Krempachy Plate (2) and the Laramian Nappes (3) blocks.

North, west and east of the Czorsztyn Castle, the Grajcarek Unit may locally completely disappear at the contact of the Magura Nappe (Palaeogene flysch) and the Laramian Nappes Block; there, this Block contacts immediately with Palaeogene flysch of the Magura Nappe.

(2) **The Krempachy Plate.** Between the Orawa Depression and the Falsztyn Sigmoid, this unit is about 27 km long and 300 m wide. In the north, it is divided from the Grajcarek Unit by a vertical strike-slip fault and, in the south, by another vertical fault from the Laramian Nappes Block.

Tectonics of the Krempachy Plate is rather simple, as expressed mainly by broken synclines and anticlines of massive Mid-Upper Jurassic limestones contained in much more plastic Liassic-Dogger shales and limestones, and Upper Cretaceous marls. The Cretaceous marls were intensely infiltrated by karst-produced lateritic (*terra rossa*) solutions that changed their original greenish (Cenomanian-Turonian), variegated (green and cherry-red: Turonian) and cherry-red (Coniacian and Campanian-Maastrichtian) colouration into a uniform brick-red one (Birkenmajer 1962b).

During its Jurassic to Cretaceous history, the Krempachy Plate represented an upturned edge of the Czorsztyn Ridge which was divided from the Grajcarek Unit by a steep fault. Further off this fault, the Ridge passed into an inner-to-outer shelf and slope sedimentary basin where the Czorsztyn sedimentary Succession had formed.

(3) **The Laramian Nappes Block.** Between Orawa Depression and the Biały Dunajec River, the lowest part of this nappe structure consists of the Czorsztyn Succession/Unit exposed in two elongated tectonic windows from below the Branisko Nappe: the northern one of the Krempachy Plate, and the southern one of the Czorsztyn Succession of the Klippen Belt Basin type. The Branisko Nappe consists of several steep tectonic scales traceable in a deep borehole down to ca. 8.5 km below the surface. The Branisko Nappe is well separable from the Pieniny Nappe, which is well exposed and up to c. 1 km wide near Maruszyna. The uppermost Cretaceous Jarmuta conglomerates and sandstones (sometimes with large olistoliths of the Branisko Succession

rocks) occur at, and near to, a tectonic contact of the Pieniny/Branisko nappes. Finally, a narrow scale of the „exotic” Maruszyna Unit, divides the Pieniny Nappe from the Podhale Flysch.

The Laramian Nappes Block is poorly recognizable between the Biały Dunajec and the Białka rivers where it is mainly covered by a thick Quaternary fluvial gravel fan. It rapidly widens in the Branisko Range at Polish Spisz (between Dursztyn and Niedzica) and east of Czorsztyn, where it includes the Pieniny Range, the Dunajec River Gap and (in Slovakia) the Haligovce klippees.

### Central section

The geological map between Czorsztyn-Niedzica (in the west), and the Dunajec River Gap (in the east), provides us with a nearly complete section of the Laramian nappes. These are, from south to north: the Haligovce Nappe; the Pieniny Nappe and the Branisko Nappe (the latter two locally unseparable from each other); the Niedzica Nappe (a blocky one), the Czertezik Nappe and the Czorsztyn Unit („autochthone”: locally Nappe ?).

(1) **The Grajcarek Unit** continues along the northern margin of the Klippen Belt as a narrow zone well represented by its characteristic formations (vicinity of the Czorsztyn Castle). Further east, it disappears under Palaeogene cover of the Klippen Mantle (Szczawnica Fm.). It reappears on right slope of the Dunajec River valley at Krościenko.

(2) **The Krempachy Plate** does appear at the surface as small, single vertical klippees of the Czorsztyn Unit, closely connected with the Pieniński Potok Tectonic Window.

(3) **The Laramian Nappes Block** is here more than 5 km wide, contacting in the north directly with the Miocene Magura Nappe. The Pieniny Nappe is thrust over the Czertezik Nappe which appears at the surface in an elongated tectonic window (Pieniński Potok Window). The latter was strongly eroded already before Upper Paleocene-Eocene transgression, so the Szczawnica Formation directly covers the Pieniny Limestone Fm. of the Pieniny Nappe, starting with a characteristic thin unworked conglomerate consisting of sharp-edged fragments of the Pieniny Limestone Fm.

Fragmented Niedzica Nappe is well represented between villages Niedzica and Falsztyn where it rests directly upon the Czorsztyn unit (nappe ?).

The Laramian Nappes Block contacts in the south with the Triassic – Cretaceous succession of the Haligovce Unit (Nappe ?) covered with Podhale-type Palaeogene. The Haligovce/Pieniny tectonic relationship needs further studies.

### Eastern section

Lack of detailed geological maps of Slovak part of the Małe Pieniny (Little Pieniny) Range, comparable with Polish ones (1:10,000 scale) east of the Dunajec River Gap, makes it difficult to trace particular tectonic groups in the Pieniny Klippen Belt. Eastwards of Krościenko, a long, NNW-SSE-trending fault displaces the Grajcarek Unit to the south. Its Jurassic rocks contact there with fragmented Laramian nappes (Pieniny Nappes Block) and are capped by *in situ* patches of transgressive intra-Klippen Palaeogene flysch (Klippen Mantle).

(1) **The Grajcarek Unit.** Between Szczawnica (Jarmuta Mount) and Jaworki-Biała Woda, the Grajcarek Unit is severely displaced by transversal (roughly meridional) faults that may form a fault-fan further north (at right side of the Dunajec River). There appears a Middle Miocene line of andesite intrusions some 10 km long, cutting through Palaeogene rocks of the Magura Nappe and the Jurassic-Cretaceous rocks of the Grajcarek Unit. The Grajcarek Unit is here complete in its Toarcian through Paleocene lithostratigraphic units, with the Jarmuta Formation decidedly dominating over the older ones.

This is the area where autochthonous Palaeogene Klippen Mantle (Paleocene-Eocene) plays a more important part in the structure of the Pieniny Klippen Belt.

(2) **?Krempachy Plate** and (3) **Laramian Nappes Block.** South of Jaworki, a near-horizontal plate (**Homole Plate**) of the Czorsztyn Succession/Unit (equivalent to the Krempachy Plate – 2) is directly covered by the Niedzica Nappe or by the Czertezik and Branisko nappes (Laramian Nappes Block – 3). These nappes were evidently thrust here from the south.

## PIŚMIENICTWO

- Alexandrowicz S. W. 1966. Stratygrafia środkowej i górnej kredy w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. — *Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej, Rozprawy*, **78**: 1–142.
- Alexandrowicz S.W. 1975. Assemblages of foraminifera and stratigraphy of the Puchov marls in the Polish part of the Pieniny Klippen Belt. — *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, **23**(2): 123–132.
- Alexandrowicz S.W. 1979. Otwornice albu serii czorsztyńskiej (formacja z Chmielowej) pienińskiego pasa skałkowego. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **49**(1/2): 165–183.
- Alexandrowicz S. W., Birkenmajer K. 1978. Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **48**(1): 27–37.
- Alexandrowicz S. W., Birkenmajer K., Geroch S. 1962. Microfauna and age of brick-red Globotruncana Marls (Púchov Marls) of the Pieniny Klippen Belt of Poland. — *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, **10**(2): 91–98.
- Alexandrowicz S. W., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerová V. 1968a. Comparison of Cretaceous stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). I. Geosynclinal furrow. — *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, **16**(2): 77–84.
- Alexandrowicz S. W., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerová V. 1968b. Comparison of Cretaceous stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). II. Northern Ridge. — *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, **16**(2): 85–90.
- Alexandrowicz S. W., Bogacz K., Węclawik S. 1966. Piaszkowce litotamniowe we fliszu magurskim okolic Krościenka nad Dunajcem. — *Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie*, **123**, *Geologia*, **7**: 39–61.
- Andrusov D. 1927. Předběžna zpráva o geologických výzkumech ve vnitřním pásmu bradlovém na Slovensku (1925–1926). — *Věstník státního geologického ústavu Československé republiky*, **3**(2–3): 1–26.
- Andrusov D. 1929. Příspěvky ku geologii severo-západních Karpat. IV. Útesové pásmo v Pieninách. — *Věstník státního geologického ústavu Československé republiky*, **5**(6): 327–342.
- Andrusov D. 1931. Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. Č. I: Úvod, Č. II: Stratigrafie (trias a lias). — *Rozpravy státního geologického ústavu Československé republiky*, **6**: 1–167.
- Andrusov D. 1938. Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. Č. III: Tektonika. — *Rozpravy státního geologického ústavu Československé republiky*, **9**: 1–135.
- Andrusov D. 1945. Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. Č. IV–V: Stratigrafia doggeru, malmu a kriedy. — *Práce štátného geologického ústavu*, **13**: 1–176.
- Andrusov D. 1953. Étude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates Occidentales. — *Geologické Práce*, **34**: 1–149.
- Barczyk W. 1972. Some representatives of the family Pygopidae (Brachiopoda) from the Tithonian of the Pieniny Klippen Belt. — *Acta Geologica Polonica*, **22**: 507–513.
- Barczyk W. 1991. Succession of the Tithonian to Berriasian brachiopod faunas at Rogoźnik, Pieniny Klippen Belt. — *Acta Geologica Polonica*, **41**: 101–107.
- Barski M., Matyja B. A., Segit T., Wierzbowski A. 2012. Early to Late Bajocian age of the so-called „black flysch” (Szlachtowa Formation) deposits: implications for the history and geological structure of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Geological Quarterly*, **56**(3): 391–410.
- Bąk K. 1998. Planktonic foraminiferal biostratigraphy, Upper Cretaceous red pelagic deposits, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Studia Geologica Polonica*, **111**: 7–92.
- Bąk M. 1993. Late Albian – Early Cenomanian Radiolaria from the Czorsztyń Succession, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Studia Geologica Polonica*, **102**: 177–207.
- Bąk M. 1995. Mid-Cretaceous Radiolaria from the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — *Cretaceous Research*, **16**: 1–23.
- Birkenmajer K. 1951. Uwagi o utworach pliocénских w okolicy Krościenka nad Dunajcem. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **20**(4): 319–331.
- Birkenmajer K. 1953a. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-Belt Series in Poland. — *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Classe III*, **1**(6): 271–274.
- Birkenmajer K. 1953b. Tektonika pienińskiego pasa skałkowego. [W:] M. Książkiewicz (red.) *Regionalna Geologia Polski, t. I (Karpaty)*, zes. 2 (tektonika). — Państwowe Wydawnictwo Naukowe, ss. 246–305.
- Birkenmajer K. 1954a. Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych nad neogenem na Podhalu w latach 1949–1951. — *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **86**: 59–79.
- Birkenmajer K. 1954b. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w pienińskim pasie skałkowym w latach 1950–1951. — *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **86**: 81–115.
- Birkenmajer K. 1955. O dyskusję naukową i społeczną nad problemem zapory wodnej na Dunajcu w Czorsztyńnie. — *Problemy*, **11**(12): 818–821.
- Birkenmajer K. 1956a. Badania geologiczne andezytów okolic Szczawnicy. — *Przegląd Geologiczny*, **4**(2): 72–74.

- Birkenmajer K. 1956b. Występowanie wód mineralnych na tle budowy geologicznej Szczawnicy. — *Przegląd Geologiczny*, **4**(11): 499–502.
- Birkenmajer K. 1957. Dajki andezytowe góry Bryjarki w Szczawnicy. — *Przegląd Geologiczny*, **5**(2): 62–65.
- Birkenmajer K. 1958a. Nowe dane o geologii skał magmowych okolic Szczawnicy. — *Prace Muzeum Ziemi*, **1**: 89–103.
- Birkenmajer K. 1958b. Submarine erosional breaks and Late Jurassic synorogenic movements in the Pieniny Klippen-Belt geosyncline. — *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, **6**(8): 551–558.
- Birkenmajer K. 1958c. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część I. Szkic geologiczny pasa skałkowego. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*, 135 s.
- Birkenmajer K. 1958d. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część II. Wycieczki w rejonie Czarny Dunajec – Nowy Targ – Frydman. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*, 72 s.
- Birkenmajer K. 1958e. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część III. Wycieczki w rejonie Falsztyn – Czorsztyn – Niedzica – Sromowce. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*, 88 s.
- Birkenmajer K. 1958f. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część IV. Wycieczki w rejonie Krościenko – Szczawnica – Jaworki – Biała Woda. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*, 55 s.
- Birkenmajer K. 1958g. Zastrzeżenia w sprawie projektu zapory wodnej na Dunajcu w Czorsztynie i tunelu podziemnego w kierunku Tylmanowej ze stanowiska budowy i warunków geologicznych tego obszaru. — *Gospodarka Wodna*, **9**: 403–404.
- Birkenmajer K. 1959a. Seria czerteziicka – nowa seria skałkowa Pienin. — *Acta Geologica Polonica*, **9**(4): 499–517.
- Birkenmajer K. 1959b. Znaczenie Skałki Haligowieckiej dla geologii pienińskiego pasa skałkowego. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **29**(1): 73–88.
- Birkenmajer K. 1959c. Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). — *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, **7**(2): 123–128.
- Birkenmajer K. 1959d. Pieniński Pas Skałkowy. [W:] W. Pożaryski, *Przekroje geologiczne przez Polskę*. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*, ss. 3–20.
- Birkenmajer K. 1959e. Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego, skala 1:10 000. Arkusz 16. Niedzica. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*.
- Birkenmajer K. 1961a. Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego, skala 1:10 000. Arkusz 15 Dursztyn. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*.
- Birkenmajer K. 1961b. Mizerna near Czorsztyn. Pliocene and Older Pleistocene deposits. [W:] J. Dylik (red.), *INQUA, International Association on Quaternary Research*, VI<sup>th</sup> Congress, Poland, August–September 1961, *Guide-Book of Excursion, From the Baltic to the Tatras. Part III. South Poland*. — *Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Oddział w Łodzi, Łódź*, ss. 151–155.
- Birkenmajer K. 1962a. Forma geologiczna andezytów Wzaru. — *Acta Geologica Polonica*, **12**(2): 201–213.
- Birkenmajer K. 1962b. Zabytki przyrody nieożywionej pienińskiego pasa skałkowego. II. Skałki w Rogoźniku koło Nowego Targu. — *Ochrona Przyrody*, **28**: 159–185.
- Birkenmajer K. 1963a. Stratygrafia i paleogeografia serii czorszyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. — *Studia Geologica Polonica*, **9**: 1–380.
- Birkenmajer K. 1963b. Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego, skala 1:10 000. Arkusz 5 Frydman. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*.
- Birkenmajer K. [1962] 1963c. Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego, skala 1:10 000. Arkusz 6. Czorsztyn. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*.
- Birkenmajer K. 1963d. Z historii odkryć wód mineralnych Szczawnicy i Krościenka. — *Przegląd Geologiczny*, **11**(7) [124]: 311–313.
- Birkenmajer K. 1965a. Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski. [W:] K. Birkenmajer (red.), *Problematyka naukowa XXXVI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Pieniny 1963*. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **35**(3): 327–356, 401–407.
- Birkenmajer K. 1965b. Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego. Arkusz 4. Nowa Biała. Skala 1:10 000. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*.
- Birkenmajer K. 1965c. Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego, skala 1:10 000. Arkusz 14. Trybsz. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*.
- Birkenmajer K. 1966. Zagadnienia geologiczne projektowanych zbiorników wodnych na Dunajcu w okolicach Czorsztyna, pow. Nowy Targ. Referaty Konferencji Problemowej w Niedzicy (9–11 V 1966). — *Stowarzyszenie Architektów Polskich (SARP), O/Kraków*: 1–9.
- Birkenmajer K. 1968. Poszukiwania nowych wód mineralnych w Szczawnicy. — *Wszczeświat*, **9**: 219–221.
- Birkenmajer K. 1970a. Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego, skala 1:10 000. Arkusz 3. Bór na Czerwonym. Arkusz 13. Szafłary. — *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*.
- Birkenmajer K. 1970b. Przedoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. — *Studia Geologica Polonica*, **31**: 1–77.
- Birkenmajer K. 1971. Geneza Wąwozu Homole w Małych Pieninach. — *Ochrona Przyrody*, **36**: 309–359.
- Birkenmajer K. 1973. Pieniński pas skałkowy. [Jura. Obszary występowania i stratygrafia]. [W:] S. Sokolowski, S. Cieśliński, J. Czerwiński (red.), *Budowa Geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia. Część 2: Mezozoik*.

- Wydawnictwa Geologiczne, Instytut Geologiczny, Warszawa, ss. 408–428.
- Birkenmajer K. 1975. Tectonic control of sedimentation at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Colloquium sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon-Neuchâtel)*. Mémoires du BRGM (Paris), **86**: 294–299.
- Birkenmajer K. 1976. Plejstocenijskie deformacje tektoniczne w Szaflarach na Podhalu. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **46**(3): 297–307.
- Birkenmajer K. 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — *Studia Geologica Polonica*, **45**: 1–159.
- Birkenmajer K. 1979. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. — Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 237 s.
- Birkenmajer K. 1983. Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu pienińskiego pasa skałkowego. — *Studia Geologica Polonica*, **77**: 89–112.
- Birkenmajer K. 1986a. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Studia Geologica Polonica*, **88**: 7–32.
- Birkenmajer K. 1986b. Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. — *Przegląd Geologiczny*, **34**(6): 293–304.
- Birkenmajer K. 1988. Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. — *Studia Geologica Polonica*, **91**: 7–37.
- Birkenmajer K. 1996a. Miocenijskie intruzje andezytowe rejonu Pienin: ich formy geologiczne i rozmieszczenie w świetle badań geologicznych i magnetycznych. — *Kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej, Geologia* **22**(1): 15–25.
- Birkenmajer K. 1996b. Ślady starych robót górniczych w poszukiwaniu jurajskich rud żelaza w pienińskim pasie skałkowym na Spiszu. — *Studia Geologica Polonica*, **109**: 43–51.
- Birkenmajer K. 1998. Tektonika wzgórza zamkowego w Niedzicy, pieniński pas skałkowy. — *Studia Geologica Polonica*, **111**: 155–179.
- Birkenmajer K. 1999. Stages of structural evolution of the Niedzica Castle tectonic window, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — *Studia Geologica Polonica*, **115**: 117–130.
- Birkenmajer K. 2001–2005 (niepubl.). Mapa geologiczna Pienińskiego Parku Narodowego, skala 1:5000. Ark. 1 – Falsztyn; ark. 2 – Niedzica; ark. 3 – Kluszkowce; ark. 4 – Hałuszowa; ark. 5 – Grywałd; ark. 6 – Sromowce Wyżne; ark. 7 – Sromowce Średnie; ark. 8 – Sromowce Niżne; ark. 9 – Szczawnica-Krościenko Zachód; ark. 10 – Szczawnica-Krościenko Zawodzie; ark. 11 – Szczawnica-Krościenko. Część I – tekst: 120 s. Część II – ryciny (39 ilustr.). Załącznik: Przekroje geologiczne. — Archiwum Pienińskiego Parku Narodowego i prywatne archiwum K. Birkenmajera.
- Birkenmajer K. 2003. Post-collisional late Middle Miocene (Sarmatian) Pieniny Volcanic Arc, Western Carpathians. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **51**(1): 79–89.
- Birkenmajer K. 2006. Przełom Dunajca w Pieninach – fenomen geologiczny. — *Pieniny – Przyroda i Człowiek*, **9**: 9–22.
- Birkenmajer K. 2007. The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): stratigraphy, tectonics, palaeogeography. — *Studia Geologica Polonica*, **127**: 5–50.
- Birkenmajer K. 2008. The Szopka Limestone Formation – a new lithostratigraphic name for Upper Liassic beds of the Branisko and Pieniny successions, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians). — *Studia Geologica Polonica*, **131**: 229–235.
- Birkenmajer K. 2011. W kraju i w świecie (kartki z życiorysu). — *Analecta. Studia i Materiały z Dziejów Nauki*, **20**(2): 217–282.
- Birkenmajer K. 2014. Mapy geologiczne pienińskiego pasa skałkowego. — *Pieniny – Przyroda i Człowiek*, **13**: 3–8.
- Birkenmajer K. 2017. Geologia Pienin. Mapa i przekroje geologiczne, skala 1:10 000. — Pieniński Park Narodowy, Krościenko n.Dunajcem.
- Birkenmajer K., Dudziak J. 1987. Wiek formacji wronińskiej (alb) jednostki Grajczarka w pienińskim pasie skałkowym na podstawie nannoplanktonu wapiennego. — *Studia Geologica Polonica*, **92**: 87–106.
- Birkenmajer K., Dudziak J., 1988. Age of Palaeogene flysch in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland, based on calcareous nannoplankton. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **36**(1): 15–24.
- Birkenmajer K., Dudziak J. 1991. Middle to Late Paleocene nannoplankton zones in the Jarmuta Formation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, **39**(1): 47–54.
- Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A. 1979. Wgłębna budowa geologiczna północnej strefy dyslokacyjnej pienińskiego pasa skałkowego w Szczawnicy. — *Studia Geologica Polonica*, **61**: 7–36.
- Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A., Kutyba J. 1987. Foraminiferal-nannoplankton evidence for Maastrichtian and Paleocene ages of the Jarmuta Formation: its bearing on dating Laramian Orogeny in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **35**(4): 287–298.
- Birkenmajer K., Gedl P. 2004. Dinocyst ages of some Jurassic strata, Grajczarek Unit at Sztolnia Creek, Pieniny Klippen Belt (Poland). — *Studia Geologica Polonica*, **123**: 245–277.
- Birkenmajer K., Gedl P. 2012. Jurassic and Cretaceous strata in the Maruszyna IG-1 Deep Borehole (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland): lithostratigraphy, dinoflagellate cyst biostratigraphy, tectonics. — *Studia Geologica Polonica*, **135**: 7–54.

- Birkenmajer K., Gedl. P. 2017. The Grajcarek succession (Lower Jurassic-mid Paleocene) in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: a stratigraphic synthesis. — *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **87**(1): 55–88.
- Birkenmajer K., Gedl P., Myczyński R., Tyszką J. 2008. „Cretaceous black flysch” in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians: a case of geological misinterpretation. — *Cretaceous Research*, **29**: 535–549.
- Birkenmajer K., Jednorowska A. 1976. Dolny mastrycht jako górna granica wieku pelagicznych margli otwornicowych jednostki czorsztyńskiej, pieniński pas skałkowy. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **46**(3): 297–307.
- Birkenmajer K., Jednorowska A. 1983a. Stratygrafia górnej kredy płaszczowiny braniczkiej okolic Sromowiec Wyżnich w Pieninach. — *Studia Geologica Polonica*, **77**: 7–26.
- Birkenmajer K., Jednorowska A. 1983b. Górna kreda i starszy paleogen w Maruszyńcu (płaszczowina pienińska i łuska maruszyńska), pieniński pas skałkowy. — *Studia Geologica Polonica*, **77**: 27–53.
- Birkenmajer K., Jednorowska A. 1984. Stratygrafia górnej kredy płaszczowiny pienińskiej okolic Sromowiec Niżnych w Pieninach. — *Studia Geologica Polonica*, **83**: 25–50.
- Birkenmajer K., Jednorowska A. 1987a. Late Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). — *Studia Geologica Polonica*, **92**: 7–28.
- Birkenmajer K., Jednorowska A. 1987b. Late Cretaceous foraminiferal zonation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians: Klippen and Maruszyńca Successions, Poland. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **35**(4): 275–286.
- Birkenmajer K., Kotański Z. 1973. Pieniński pas skałkowy (Trias karpaccy). Obszary występowania i stratygrafia. [W:] S. Sokołowski, S. Cieśliński, J. Czermiński (red.), Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia. Część 2: Mezozoik. — Wydawnictwa Geologiczne, Instytut Geologiczny, Warszawa, ss. 115–116.
- Birkenmajer K., Kozur H., Mock R. 1990. Exotic Triassic pelagic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: a further evidence for Early Mesozoic rifting in West Carpathians. — *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **60**: 3–44.
- Birkenmajer K., Myczyński R. 1977. Middle Jurassic deposits and fauna of the Magura Succession near Szlachtowa, Pieniny Klippen Belt (Carpathians). — *Acta Geologica Polonica*, **27**(3): 387–400.
- Birkenmajer K., Myczyński R. 1994. Pliensbachian (Early Jurassic) fauna from the Pieniny Klippen Belt, Carpathians (Poland): its stratigraphic and palaeogeographic position. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **42**(4): 223–245.
- Birkenmajer K., Oszczytko N. 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. — *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **59**: 145–181.
- Birkenmajer K., Pazdro O. 1963. Wiek i pozycja geologiczna tzw. „warstw podfliszowych” pienińskiego pasa skałkowego Polski. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **33**(4): 415–456.
- Birkenmajer K., Pazdro O. 1968. W sprawie tzw. „warstw ze Sztolni” w pienińskim pasie skałkowym Polski. — *Acta Geologica Polonica*, **18**(2): 325–365.
- Birkenmajer K., Pécskay Z. 1999. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts., West Carpathians, Poland. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **47**(2–3): 155–169.
- Birkenmajer K., Pécskay Z. 2000. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts., West Carpathians, Poland. A supplement. — *Studia Geologica Polonica*, **117**: 7–25.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Szeliga W. 2004. Age relationships between Miocene volcanism and hydrothermal activity at Mt Jarmuta, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians (Poland). — *Studia Geologica Polonica*, **123**: 279–294.
- Birkenmajer K., Stuchlik L. 1975. Early Pleistocene pollen-bearing sediments at Szaflary, West Carpathians, Poland. — *Acta Palaeobotanica*, **16**(2): 113–146.
- Birkenmajer K., Turnau E. 1962. Carboniferous microspores as secondary deposit in the Aalenian Flysch of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). — *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Sér. des sciences géologiques et géographiques*, **10**(2): 99–103.
- Birkenmajer K., Tyszką J. 1996. Palaeoenvironment and age of the Krzonowe Formation (marine Toarcian – Aalenian), Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Studia Geologica Polonica*, **109**: 7–42.
- Birkenmajer K., Widz D. 1995. Biostratigraphy of Upper Jurassic radiolarites in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. [W:] P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillevuit, P. De Wever (red.), Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian of Tethys: occurrences, systematics, biochronology. — *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**: 889–896.
- Birkenmajer K., Wieser T. 1990. Okrucy skał egzotycznych z osadów górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego okolic Jaworek. — *Studia Geologica Polonica*, **97**: 7–67.
- Birkenmajer K., Worobiec E. 2013. Pliocene fresh-water pollen-bearing deposits in the Mizerna-Nowa borehole, West Carpathians, Poland. — *Geological Quarterly* **57**(1): 73–88.
- Birkenmajer K., Znosko J. 1955. Przyczynek do stratygrafii doggeru i malmu pienińskiego pasa skałkowego. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **23**: 3–36.
- Błaszczak J. 1968. Ostracods from the Sztolnia Creek profile in the Pieniny Klippen Belt of Poland. — *Acta Geologica Polonica*, **18**: 367–373.

- Dudziak J. 1979. Nannoplankton z górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego Polski. — *Studia Geologica Polonica*, **61**: 77–104.
- Dudziak J. 1985. Stratygrafia osadów górnokredowych i paleogeńskich pienińskiego pasa skałkowego i jego obrzeżenia na podstawie nannoplanktonu wapiennego. — *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **55**(1/2): 251–271.
- Dudziak J. 1986. Nannoplankton wapienny z formacji szlachtowskiej (jura) w potoku Sztolnia, pieniński pas skałkowy. — *Studia Geologica Polonica*, **88**(4): 136–153.
- Dudziak J. 1993. Wiek kredowej części sukcesji maruszyńskiej pienińskiego pasa skałkowego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. — *Studia Geologica Polonica*, **102**: 135–158.
- Gąsiorowski S. M. 1962. Aptychi from the Dogger, Malm, and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. — *Studia Geologica Polonica*, **10**: 1–144.
- Gedl E. 2007. Lower Cretaceous dinocyst stratigraphy and palynofacies of the Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. — *Studia Geologica Polonica*, **127**: 71–100.
- Gedl P. 2007. Organic-walled Dinoflagellate cysts from some Jurassic and Cretaceous strata of the Grajcarek Unit at Hałuszowa, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians, Poland). — *Studia Geologica Polonica*, **127**: 101–117.
- Gedl P. 2008. Organic-walled dinoflagellate cyst stratigraphy of dark Middle Jurassic marine deposits of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. — *Studia Geologica Polonica*, **131**: 7–227.
- Gedl P. 2013. Dinoflagellate cysts from the Szlachtowa Formation (Jurassic) and adjacent deposits (Jurassic-Cretaceous) of the Grajcarek Unit at Szczawnica-Zabanie (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland). — *Geological Quarterly*, **57**(3): 485–502.
- Gedl P. 2015. Eighty-fifth Anniversary of the Birth of Professor Krzysztof Birkenmajer. — *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **85**: 3–19.
- Głuchowski E. 1987. Jurassic and Early Cretaceous Articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt and Tatra Mts, Poland. — *Studia Geologica Polonica*, **94**: 1–102.
- Golonka J., Sikora W. 1981. Microfacies of the Jurassic and Lower Cretaceous sedimentarily thinned deposits of the Pieniny Klippen Belt in Poland. — *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **331**: 7–37.
- Horwitz L. 1935. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1934, w związku z rewizją ark. Nowy Targ i Szczawnica Atl. Geol. Galicji (Nowy przekrój schematyczny przez Pieniński Pas Skałkowy). — *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **4**: 8–12.
- Horwitz L. 1937a. Fauna i wiek warstw posidoniowych w Pienińskim Pasie Skałkowym. A. Część ogólna. — *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **8**(4): 70–127.
- Horwitz L. 1937b. Fauna i wiek warstw posidoniowych w Pienińskim Pasie Skałkowym. B. Część szczegółowa. — *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **8**(4): 165–272.
- Horwitz L. 1938. Studia nad stratygrafią osłony skałek pienińskich. Część I. Podział osłony skałkowej i rozmieszczenie jej ogniw. — *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **9**(2): 177–205.
- Horwitz L. 1963a. Budowa geologiczna Pienin. Wydanie pośmiertne przygotował do druku i opatrzył przypisami K. Birkenmajer. — *Instytut Geologiczny, Prace*, **38**: 1–152.
- Horwitz L. 1963b. Mapa geologiczna Pienin. Arkusz wschodni. 1:10 000. [W:] L. Horwitz, Budowa geologiczna Pienin. Wydanie pośmiertne, K. Birkenmajer przygotował do druku i opatrzył przypisami. — *Instytut Geologiczny, Prace*, **38**.
- Horwitz L. 1963c. Mapa geologiczna Pienin. Arkusz zachodni. 1:10 000. [W:] L. Horwitz, Budowa geologiczna Pienin. Wydanie pośmiertne, K. Birkenmajer przygotował do druku i opatrzył przypisami. — *Instytut Geologiczny, Prace*, **38**.
- Horwitz L., Rabowski F. 1930. Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny (18–21.V.1929). — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **6**: 1–49.
- Jarocka A. 1965. Źródła mineralne Szczawnicy. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* **35**(3): 366–375.
- Jednorowska A. 1980. Mikrofauna osadów mastrychtu i paleocenu w Szaflarach (pieniński pas skałkowy). — *Studia Geologica Polonica*, **67**: 23–44.
- Jurewicz E. 1994. Analiza strukturalna pienińskiego pasa skałkowego okolic Jaworek. — *Studia Geologica Polonica*, **106**: 7–87.
- Klimaszewski M. 1934. Z morfogenezy polskich Karpat Zachodnich. — *Wiadomości Geograficzne, Rocznik* **20**(5–9).
- Klimaszewski M. 1937. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście. — *Wiadomości Służby Geograficznej*, **2**: 174–224. Także: *Prace Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Jagiellońskiego*, **18**: 5–55.
- Klimaszewski M. 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. — *Acta Geographica Universitatis Wratislaviensis*, **7**: 1–233.
- Klimaszewski M. 1950/51. Rzeźba Podhala. — *Czasopismo Geograficzne*, **21** i **22**: 237–250.
- Kostka A. 1993. The age and microfauna of the Maruszyňa Succession (Upper Cretaceous-Palaeogene), Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — *Studia Geologica Polonica*, **102**: 7–134.
- Krawczyk A. J., Słomka T. 1986. Wykształcenie i sedymentacja formacji szlachtowskiej (jura) na wschód od Szczawnicy (jednostka Grajcarek, pieniński pas skałkowy). — *Studia Geologica Polonica*, **88**: 33–134.

- Krawczyk A., Muszyński M., Słomka T. 1987. Okruchy skał w psamitach formacji szlachtowskiej pienińskiego pasa skałkowego. — *Studia Geologica Polonica*, **92**: 75–86.
- Krobicki M. 1994. Stratigraphic significance and palaeoecology of the Tithonian-Berriasian brachiopods in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — *Studia Geologica Polonica*, **106**: 89–156.
- Książkiewicz M. 1972. 3. Karpaty. [W:] W. Pożaryski (red.). Budowa geologiczna Polski. 3. Tektonika. 4. — Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 9–228.
- Książkiewicz M. 1977. The tectonics of the Carpathians. [W:] W. Pożaryski (red.). Geology of Poland, 4 – Tectonics. — Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 476–618.
- Kutek J., Wierzbowski A. 1986. A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of the Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt, Poland. — *Acta Geologica Polonica*, **36**(4): 289–316.
- Limanowski M. 1904. Wycieczka w Tatry i Pieniny (IX Międzynarodowy Kongres Geologiczny, 1903). — *Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego*, **25**: 131–183.
- Limanowski M. 1905. Rzut oka na architekturę Karpat. — *Kosmos*, **30**: 253–340.
- Limanowski M. 1906. Sur la genèse des Klippes des Carpathes. — *Bulletin de la Société Géologique de France*, ser. 4, **6**: 151–164.
- Limanowski M. 1913. Czapka tektoniczna w Pławcu pod Popradem i geneza płaszczowiny skałkowej. — *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Akademii Umiejętności*, seria 3, Dział A: Nauki matematyczno-fizyczne, **13**: 29–45.
- Limanowski M. 1922. O krzyżowaniu się łańcuchów Europy Środkowej w Polsce i o liniach anagogenicznych, biegnących pod tymi łańcuchami. — *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego I*, **4–6**: 557–577.
- Lugeon M. 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — *Bulletin de la Societe Vaudoise des Sciences Naturelles*, Lausanne, **39**: 17–63.
- Małkowski S. 1918. Metamorfizm kontaktowy i żyła kruszcowa w Jarmucie pod Szczawnicą. — *Sprawozdania Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, **3**(5): 681–698.
- Małkowski S. 1921. Andezyty okolic Pienin. — *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **1**: 3–67.
- Małkowski S. 1958. Przejawy wulkanizmu w dziejach geologicznych okolic Pienin. — *Prace Muzeum Ziemi*, **1**: 11–55.
- Małozewski S. 1962. Badania magnetyczne występowania andezytów w okolicach Szczawnicy. — *Prace Geologiczne Komisji Nauk Geologicznych PAN*, O/Kraków, **10**: 1–140.
- Matějka A., Andrusov D. 1931. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et les régions avoisinantes. — *Knihovna Státniho Geologického Ústavu Československé Republiky*, 13a, b.
- Matras M. 1959. Prace górniczo-hutnicze w okolicy Szczawnicy do połowy XVIII wieku. — *Studia z Dziejów Górnicztwa i Hutnictwa*, **30**: 103–236.
- Morgiel J., Sikora W. 1972. O utworach paleogeńskich w jednostce zlatniańskiej (pieniński pas skałkowy) – na zachód od Białego Dunajca. — *Kwartalnik Geologiczny*, **16**(4): 1053–1055.
- Myczyński R. 1973. Stratygrafia jury środkowej serii braniczkiej okolic Czorsztyna (pieniński pas skałkowy). — *Studia Geologica Polonica*, **42**: 1–122.
- Myczyński R. 2004. Toarcian, Aalenian and Early Bajocian (Jurassic) ammonite faunas and biostratigraphy in the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts., West Carpathians. — *Studia Geologica Polonica*, **123**: 7–131.
- Myczyński R., Wierzbowski A. 1994. The ammonite succession in the Callovian, Oxfordian and Kimmeridgian of the Czorsztyn Limestone Formation, at Halka Klippe, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* **42**(3): 155–164.
- Niedzielski H. 1971. Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **41**: 397–408.
- Nowak J. 1927. Zarys tektoniki Polski. — *II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce*. Kraków, ss. 1–168.
- Nowak W. 1971. Wyniki badań mikrofacjalnych profilu Szczawnica-Zabaniuszcze. [W:] Przewodnik XLIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. — Kraków 12–14 września 1971, ss. 215–218.
- Obermajer M. 1986. Microfacies and age of the Pieniny Limestone Formation (Tithonian-Barremian) of the Grajcarek Unit, eastern part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Przegląd Geologiczny*, **34**(6): 317–323.
- Oppenheimer J. 1927. Zur Geologie der inneren Klippenzone der Karpathen. — *Verhandlungen des naturforschenden Vereines in Brünn*, **60**[1925–26]: 53–58.
- Oszast J. 1970. O wieku stożka Domańskiego Wierchu na podstawie badań palinologicznych. — *Kwartalnik Geologiczny*, **14**(4): 843–846.
- Oszczypko N., Malata E., Švabenická, Golonka J., Marko F. 2004. Jurassic-Cretaceous controversies in the Western Carpathian Flysch: the „black-flysch” case study. — *Cretaceous Research*, **25**: 89–113.
- Pazdro O. 1979. Mikrofauna formacji z Opaleńca (jura środkowa) pienińskiego pasa skałkowego Polski. — *Studia Geologica Polonica*, **61**: 105–128.
- Potocki I. 1965. Technika zdrojowa w Szczawnicy. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **35**(3): 376–378.
- Pszczółkowski A. 2015. Aptian age of the „spotted limestone” (Pieniny Limestone Formation) in the Grajcarek Stream (Pieniny Klippen Belt, Poland). — *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **85**: 21–42.



- Pszczółkowski A., Myczyński R. 2004. Ammonite-supported microfossil and nannoconid stratigraphy of the Tithonian-Hauterivian limestones in selected sections of the Braniśko Succession, Pieniny Klippen Belt (Poland). — *Studia Geologica Polonica*, **123**: 133–197.
- Pugaczewska H. 1971. Aalenian Gryphaeinae from the Pieniny Klippen Belt of Poland. — *Acta Palaeontologica Polonica*, **16**(4): 389–399.
- Rabowski F. 1930. Uwagi dotyczące się budowy skałek. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **6**[1929]: 156–160.
- Scheibner E. 1967. Niżná subunit – new stratigraphical sequence of the Klippen Belt (West Carpathians). — *Geologický Sborník*, **18**(1): 133–140.
- Segit T., Matyja B. A., Wierzbowski A. 2015. The Middle Jurassic succession in the central sector of the Pieniny Klippen Belt (Sprzycne Creek): implications for the timing of the Czorsztyn Ridge development. — *Geologica Carpathica*, **66**(4): 285–302.
- Sokołowska G., Wojciechowska A. 1996. Złoto w andezytach Pienin. — *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **52**: 20–21. Warszawa.
- Sokołowski S. 1954. Kilka nowych spostrzeżeń z geologii pieniniego pasa skałkowego. [W:] S. Sokołowski, Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, Pieninach i na Podhalu. — *Instytut Geologiczny, Biuletyn*, **86**: 37–57.
- Szafer W. 1946–47. Flora pliocenńska z Krościenka n/Dunajcem. I, II. — *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego PAU, Dział B*, **72**: 1–162, 1–213.
- Szafer W. 1954. Pliocenńska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. — *Prace Instytutu Geologicznego*, **11**: 3–238.
- Szeliga W., Michalik M. 2003. Contact metamorphism and hydrothermal alterations around andesite intrusion of the Jarmuta hill, Pieniny (Poland). — *Mineralia Slovaca* **35**(1): 31–35.
- Szeliga W., Birkenmajer K., Pécskay Z. 2005. Age of hydrothermal activity at Mt. Jarmuta, Pieniny Mts., Poland. — *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne*, **25**: 368–371.
- Tyszka J. 1994. Palaeoenvironmental implications from ichnological and microfaunal analyses of Bajocian spotty carbonates, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. — *Palaios*, **9**: 175–187.
- Tyszka J. 1995. Mid-Jurassic palaeoenvironment and benthic communities in the Pieniny Klippen Belt and the Magura basins, Pieniny Klippen Belt, Poland. Unpublished PhD thesis. — *Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences*, 192 s.
- Tyszka J. 1999. Foraminiferal biozonation of the Early and Middle Jurassic in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **47**: 27–45.
- Uhlig V. 1890a. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, k. k. geologisches Reichs-Anstalt, 1:75 000. Zone 8, Kol. XXII, Neumarkt (Nowy Targ) und Zakopane. Galizien.
- Uhlig V. 1890b. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, k. k. geologisches Reichs-Anstalt, 1:75 000. Zone 8, Kol. XXIII, Lubló und Szczawnica. Galizien.
- Uhlig V. 1891 [1890]. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den Westgalizischen Karpathen. II Theil. Der pieninische Klippenzug. — *Jahrbuch der kaiserlich – königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **40**(1–2): 559–824.
- Uhlig V. 1904. Über der Klippen der Karpathen. — *Compte Rendu IX Congrès géologique International de Vienne*, 1903: 427–453.
- Uhlig V. 1907. Über die Tektonik der Karpathen. — *Sitzungsberichte der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, Wien, 116, Abt. 1, zeszyt. 6: 871–982.
- Uhlig V. 1912a. Nowy Targ i Zakopane, Pas 7, Słup III, stosunek 1:75 000. Atlas Geologiczny Galicyi, zeszyt 24. — *Wydawnictwo Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie*.
- Uhlig V. 1912b. Szczawnica, Pas 7, Słup IV. Atlas Geologiczny Galicyi, zeszyt 24. — *Wydawnictwo Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie*.
- Widz D. 1991. Les Radiolaires du Jurassique supérieur des radiolarites de la zone des Klippes de Pieniny (Carpathes occidentales, Pologne). — *Revue de Micropaléontologie*, **34**(3): 231–260.
- Widz D. 1992. Datation par les radiolaires des radiolarites jurassiques de l'Unité de Grajcarek (Zone des Klippes de Pieniny, Carpathes occidentales, Pologne). — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **40**: 115–124.
- Widz D., De Wever P. 1993. Nouveaux nassellaires (radiolaria) des radiolarites Jurassiques de la coupe de Szeligowy Potok (zones de Klippes de Pieniny, Carpathes occidentales, Pologne). — *Revue de Micropaléontologie*, **36**(31): 77–91.
- Wieczorek J. 1988. Maiolica – a unique facies of the western Tethys. — *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **58**: 255–276.
- Wierzbowski A. 1994. Late Middle Jurassic to earliest Cretaceous stratigraphy and microfacies of the Czorsztyn Succession in the Spisz area, Pieniny Klippen Belt, Poland. — *Acta Geologica Polonica*, **44**(3–4): 223–249.
- Wierzbowski A., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A., Schlögl J. 2004. Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik succession, Pieniny Klippen Belt (western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. — *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **74**: 237–256.
- Wierzbowski A., Jaworska M., Krobicki M. 1999. Jurassic (Upper Bajocian-lowest Oxfordian) ammonitico rosso

- facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. — *Studia Geologica Polonica*, **115**: 7–74, figs 1–23.
- Wierzbowski A., Remane J. 1992. The ammonite and calpionellid stratigraphy of the Berriasian and lowermost Valanginian in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). — *Eclogae geologicae Helvetiae*, **85**(3): 871–891.
- Wojciechowski J. 1950. Złoto rodzime i minerały towarzyszące w żyłce kruszcowej pod Szczawnicą. — *Acta Geologica Polonica*, **1**(2): 143–149. Warszawa.
- Wojciechowski J. 1955. Żyły kruszcowe okolic Szczawnicy. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **35**(3): 360–361.
- Zastawniak E. 1972. Pliocene leaf flora from Domański Wierch near Czarny Dunajec (Western Carpathians, Poland). — *Acta Palaeobotanica* **13**(1): 1–73.
- Zastawniak-Birkenmajer E., Birkenmajer K. 2012. Problem granicy pliocen/plejstocen w jeziornych osadach Mizernej na Podhalu. — *Przegląd Geologiczny* **60**(5): 276–283.
- Zuchewicz W. 1980. Młode ruchy tektoniczne a morfologia Pienin. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **50**(2): 263–299.
- Zuchewicz W. 1982. Geneza przełomu Dunajca przez Pieniny. — *Wszechświat*, **83**(10–11): 169–173.