

Pieniński Park Narodowy (PPN) znajduje się w południowej części województwa małopolskiego. Obejmuje Pieniny Właściwe oraz niewielkie fragmenty Pienin Spiskich (uroczysko Zielone Skałki) i Małych Pienin (masyw Bystrzyka). Unikalne bogactwo przyrodnicze i krajobrazowe tego małego fragmentu Karpat spowodowało, że już w 1932 r. utworzono tu Park Narodowy w Pieninach – pierwszy park narodowy w Polsce. W tym samym czasie, po drugiej stronie granicy państwowej, ustanowiono Słowacki Rezerwat Przyrodniczy (obecnie PieninśkÝ Národný Park – PIENAP), co doprowadziło do powstania pierwszego w Europie, a drugiego na świecie, Międzynarodowego Parku Przyrody. Ochroną objęto najcenniejszy fragment Pienin, będących częścią pienińskiego pasa skałkowego (PPS). Odcinek tego pasa od okolic Nowego Targu do Jarabińskiego Przełomu na Słowacji tworzą grupy urwistych, nagich skał układających się w czytelny ciąg, od zachodu: Pieniny Spiskie, Pieniny Właściwe (Centralne) z imponującym przełomem Dunajca i Małe Pieniny z najwyższym szczytem całego pasa – Wysoką (1049,9 m n.p.m.; w granicach parku najwyższa jest Okraglica w masywie Trzech Koron – 981,9 m n.p.m.).

PPN wraz z otuliną zajmuje obszar o powierzchni 5025,55 ha (2371,75 ha – park, 2653,80 – otulina). Ochroną ścisłą objęto 743,92 ha. Park należy do programu Natura 2000 – główny kompleks oraz uroczysko Zamek Czorsztyn to jednocześnie specjalny obszar ochrony siedlisk i obszar specjalnej ochrony ptaków (obydwa noszą nazwę Pieniny).

Siedziba **Dyrekcji Pienińskiego Parku Narodowego** mieści się w Krościenku nad Dunajcem (ul. Jagiellońska 107B, 34-450 Krościenko nad Dunajcem; www.pieninyppn.pl; e-mail: biuro@pieninyppn.pl; tel. (18) 262 56 01, 262 56 02, fax (18) 262 56 03).



Widok z Okraglicy w kierunku zachodnim
(fot. M. Majerczak)

WALORY PRZYRODNICZE

Niewielki obszar PPN (to jeden z najmniejszych parków w Polsce) charakteryzuje niespotykane zróżnicowanie przyrodnicze oraz krajobrazowe. Pod względem florystycznym Pieniny uchodzą za najbogatszy rejon Polski. Rozpoznano tu około 1100 gatunków roślin naczyniowych, a także około: 1260 gatunków grzybów, 400 gatunków porostów, 290 gatunków mchów i wątrobowców oraz 280 gatunków glonów. Najcenniejsze zbiorowiska roślinne tworzą łąki (związane z działalnością człowieka) oraz murawy naskalne – to w nich występują dwa tutejsze endemity: mniszek pieniński (*Taraxacum pieninicum*) i pszonak pieniński (*Erysimum pieninicum*). Inne unikatowe gatunki to: chryzantema Zawadzkiego (*Dendranthema zawadskii*), traganek jasny (*Astragalus australis*), dwulistnik muszy (*Ophrys insectifera*) i jałowiec sawina (*Juniperus sabina*). W grani Pieninek zwracają uwagę poskręcane, reliktowe sosny, niektóre liczące około 500 lat. Najsłynniejsza z nich, o charakterystycznej, rozpoznawalnej sylwetce, rośnie na szczycie Sokolicy.

Fauna Pienin nie ustępuje bogactwem florze, a decydujące znaczenie mają tu bezkręgowce, których stwierdzono około 6500 gatunków (w rzeczywistości może ich być dwukrotnie więcej). Do najpiękniejszych należą motyle, spotykane na łąkach i murawach naskalnych. Najciekawszym z nich jest niepylak apollo (*Parnassius apollo*), którego populację w Pieninach uratowano dzięki przeprowadzonemu wspólnie ze stroną słowacką programowi restrykcji (w latach 90. XX w.). W Pieninach występuje około 240 gatunków zwierząt kręgowych, w tym: około 170 gatunków ptaków, 45 gatunków ssaków, 16 gatunków ryb oraz 15 gatunków płazów i gadów. Do największych spotykanych tutaj ssaków należą jeleni szlachetny (*Cervus elaphus*), sarna (*Capreolus capreolus*) i dzik (*Sus scrofa*), do najciekawszych – ryś (*Lynx lynx*) i borsuk (*Meles meles*). Wśród ptaków trzeba wyróżnić rzadko spotykanego pomurnika (*Tichodroma muraria*), kilka gatunków sów i dzięciołów, bociana czarnego (*Ciconia nigra*) oraz sokoła wędrownego (*Falco peregrinus*), który powrócił niedawno w Pieniny dzięki programowi reintrodukcji.



Niepylak apollo na pszonaku
pienińskim (fot. M. Majerczak)

Pieniński pas skałkowy oddziela **Karpaty zewnętrzne** (Beskidy) zbudowane z utworów fliszowych od **Karpat wewnętrznych** (Tatry) z masywami krystalicznymi, płaszczowinami i młodym wulkanizmem. Stanowi bardzo silnie stektonizowaną strefę – wygięty na północ łuk o długości około 600 km i szerokości do około 20 km, ciągnący się od okolic Wiednia na zachodzie aż do Marmaroszy w Rumunii na wschodzie (fig. 1). Granice PPS, zarówno północna, jak i południowa, są granicami tektonicznymi – strefami uskokuowymi o prawie pionowym przebiegu.

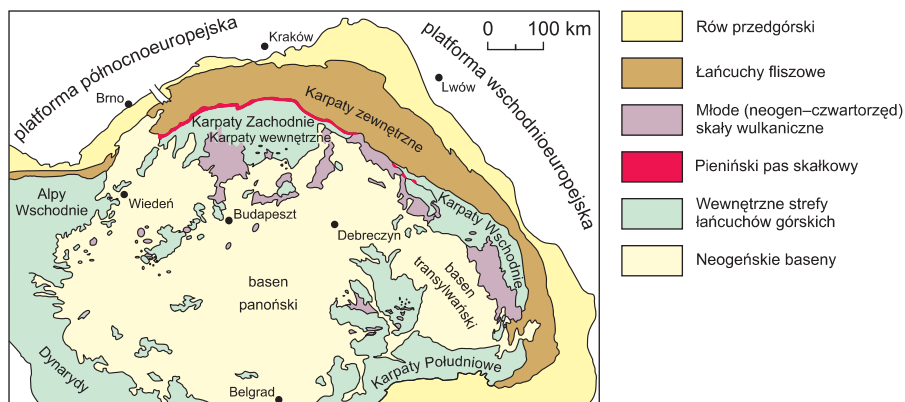


Fig. 1. Pieniński pas skałkowy na tle struktur tektonicznych Europy środkowej (wg K. Kovača i in., 1998, D. Plašienki i in., 2000; zmienione)

Skały tworzące PPS powstawały od ponad 180 mln lat do kilkunastu mln lat temu, w środowiskach morskich, w północnej strefie oceanu Tetydy, przede wszystkim w **basenie pienińskim** (pienińskim basenie skałkowym; fig. 2, 3). Szerokość basenu mogła pierwotnie wynosić nawet kilkadziesiąt kilometrów (została zredukowana do kilku–kilkunastu kilometrów wskutek późniejszych, wielokrotnych deformacji tektonicznych). W paleogeografii opisywanego obszaru z okresów jury i kredy zaznaczała się obecność podmorskiego grzbietu, **grzbietu czorsztyńskiego** – wydłużonej strefy rozdzielającej baseny magurski (Karpat zewnętrznych) i pieniński. W najgłębszych partiach basenu pienińskiego powstawały głębokowodne utwory **sukcesji braniskiej i pienińskiej** (fig. 4). Osady nieco płytszych **sukcesji przejściowych: czertezickiej i niedzickiej**, tworzyły się przypuszczalnie pomiędzy głębszymi partiami basenu pienińskiego a jego częścią najpłytszą, reprezentowaną przez skały **sukcesji czorsztyńskiej**, zajmującą pierwotnie południowo-wschodni skłón grzbietu czorsztyńskiego.

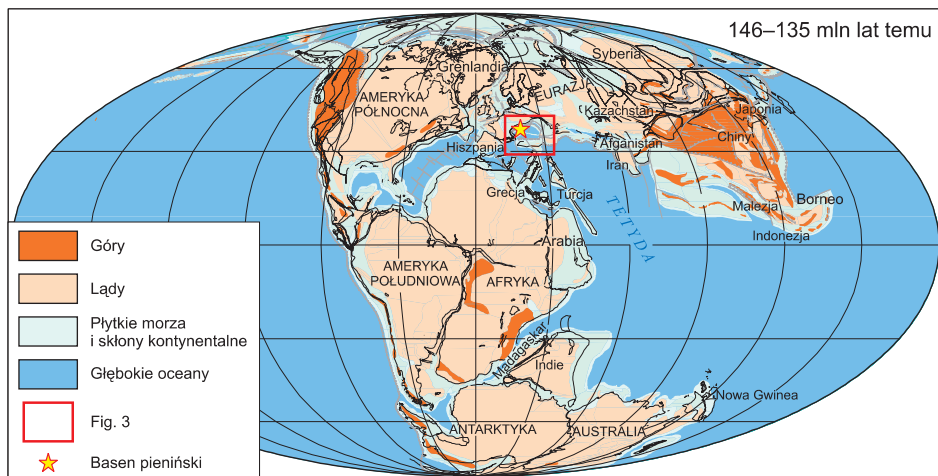


Fig. 2. Paleogeografia kontynentów we wczesnej kredzie (wg J. Golonki, 2007; zmienione)

Najstarsze znane w Polsce skały PPS mają około 180–170 mln lat (są wieku wczesno- i środkowojurajskiego – Tabela stratygraficzna pieniąskiego pasa skalowego). Utwory te to wapienie i margle o ciemnej barwie i charakterystycznych plamach (skamieniałościach śladowych – zapisanym w skale efekcie działalności życiowej organizmów mulożernych). Powstały w spokojnym, niezbyt głębokim środowisku szelfowym przez nagromadzenie osadów ilastych bogatych w materię organiczną (w Alpach warstwy tego wieku, o takiej litologii noszą nazwę *fleckenkalk*–*fleckenmergel*). Występują tu też czarne łupki z konkrecjami sferysodytowymi i małżami (łupki sferysodytowe).

Około 170 mln lat temu – w bajosie (jura środkowa), w basenie magurskim tworzącym się na ówczesnych obrzeżach kontynentu europejskiego powstał głęboki rów oceaniczny. W tym samym czasie wykształcił się również grzbiet czorsztyński, obrzeżający ten basen od południowego wschodu (fig. 3, 4). W obu strefach, w basenie i na grzbiecie, powstawały jednocześnie różne utwory charakteryzujące odmienne sukcesje skał. W głębokim basenie magurskim tworzyły się ciemne piaskowce i mułowce o cechach utworów fliszowych – „czarny flisz” (**sukcesja Grajcarka**). Na grzbiecie, w wyraźnie płytszym morzu, początkowo zaznaczała się wyraźna przerwa w sedymentacji osadów (hiatus), a następnie rozwinęły się liliowce (*Crinoidea*), tworzące podmorskie „łąki”, z których szkieletów powstawały wapienie krynoidowe. W tym samym czasie na południe od grzbietu czorsztyńskiego prawdopodobnie istniał drugi, słabiej zaznaczony grzbiet podwodny, w obrębie którego również tworzyły się wapienie krynoidowe (sukcesja czertezicka; fig. 4). Wapienie krynoidowe osadzały się w najpłytszych i przejściowych sukcesjach: czorsztyńskiej, niedzickiej i czertezickiej.

Nieco później (pod koniec bajosu) grzbiet czorsztyński uległ obniżeniu i jego krawędzie przestały być miejscem rozwoju „łąg” liliowcowych. Nadal jednak był to obszar podniesiony w stosunku do terenów sąsiednich. Opadające muszle i szkielety organizmów żyjących w środowisku pelagicznym grzbietu i jego skłonu (basen pieniąski) tworzyły wapienie o charakterystycznej bulastej strukturze (wapienie bulaste). Wapienie te mają zwykle barwę czerwoną (od związków trójwartościowego żelaza) i zawierają liczne skamieniałości – głównie amonitów (podobne wapienie są znane w alpejskim łańcuchu górskim pod nazwą *ammonitico rosso* – według terminologii włoskiej, przyjętej dla całych Alp; w PPS znaczna ich część jest zaliczana do formacji wapienia czorsztyńskiego – punkt geol. 1). W tym samym czasie w najgłębszych partiach basenu pieniąskiego tworzyły się po raz pierwszy radiolaryty – twarde skały powstające w dużym stopniu z nagromadzenia zbudowanych z krzemionki pancerzyków promienic (radio-

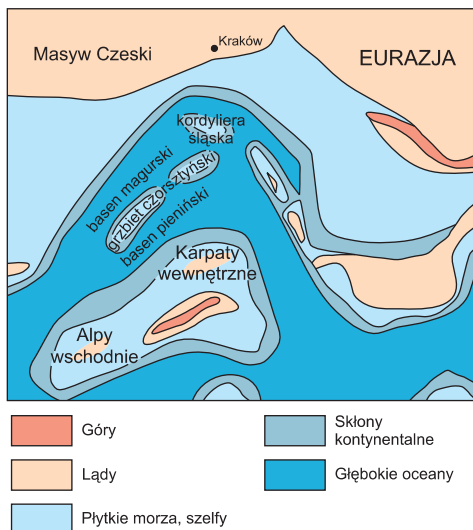


Fig. 3. Paleogeografia basenów karpaccich na przełomie jury i kredy (wg J. Golonki i in., 2006; zmienione)

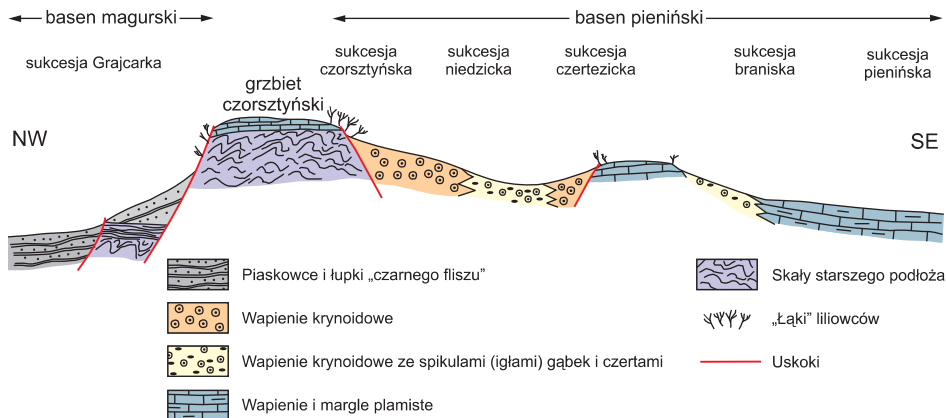
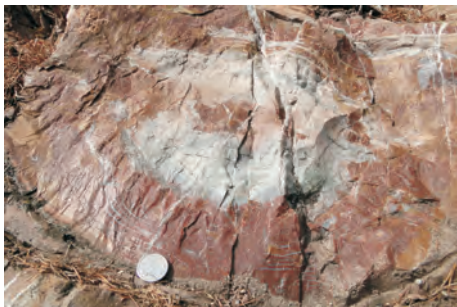


Fig. 4. Schemat basenu pieniąskiego w jurze środkowej (wg M. Barskiego i in., 2012; zmienione)

larii). Krzemionkowe pancerzyki promienic są trudniej rozpuszczalne w wodzie morskiej niż muszle/pancerzyki zbudowane z węglanu wapnia, dlatego też gromadzą się na większych głębokościach – tam gdzie obiekty węglanowe ulegają już rozpuszczaniu (punkty geol. 2, 10).

Późnojurajska (165–150 mln lat temu) historia basenu pienińskiego ukazuje jego najsilniejsze zróżnicowanie facjalne, z sedymentacją utworów wapiennych i krzemionkowych. Wapienie, osadzające się w płytszych środowiskach sedymentacji, reprezentują głównie sukcesję czorsztyńską, radiolaryty powstawały w sukcesjach przejściowych (niedzickiej i czertezickiej) oraz basenowych (braniskiej i pienińskiej).



Radiolaryty (fot. A. Borecka)

U schyłku jury i we wczesnej kredzie (od około 150 do 125 mln lat temu), wskutek silnego rozwoju planktonu wapiennego, sedymentacja uległa znacznemu przyspieszeniu. W głębszych partiach basenu pienińskiego (sukcesje braniska i pienińska) powstawały białe, cienkoławicowe wapienie obfitujące w pancerzyki planktonicznych organizmów jednokomórkowych, rozpoznawalne w dużym powiększeniu w preparatach mikroskopowych (tzw. płytkach cienkich) (punkt geol. 6). Wapienie te, zwane rogowcowymi (wśród planktonu, obok wapiennych otwornic, występowały również radiolarie, z których pancerzyków powstały czarne rogowce), a w Pieninach także pienińskimi (formacja wapienia pienińskiego; w Alpach – *maiolica*), są doskonale widoczne w ścianach przełomu Dunajca, w tym masywów Trzech Koron i Sokolicy (punkty geol. 6, 8). Stanowią jedną z najszerzej rozprzestrzenionych litofacji całej Tetydy.

Na przełomie jury i kredy miały miejsce ruchy tektoniczne, które doprowadziły do silnego zróżnicowania dna basenu pienińskiego. Formowanie się i destrukcja podmorskich zrębów tektonicznych są utożsamiane z aktywnością tektoniczną w basenach karpackich. W tym czasie rejon grzbietu czorsztyńskiego uległ wyniesieniu, w wyniku czego brakuje tutaj (w sukcesji czorsztyńskiej) osadów z okresu około 30 mln lat (od późnego hoterywu aż do środkowego albu).

Okolo 100 mln lat temu (na przełomie wczesnej i późnej kredy) w pienińskim basenie skałkowym oraz w basenie magurskim powstawały utwory pelagiczne – różnorodne margle (głównie margle otwornicowe dokumentujące albski etap sedymentacji), łupki margliste i wapienie margliste z czertami.

W późnej kredzie, od około 100 do 75 mln lat temu, warunki sedymentacji w całym basenie pienińskim się ujednoliciły. We wszystkich sukcesjach występują takie same utwory o charakterze pelagicznym: zielone, pstre (zielono-czerwone) i czerwone margle i wapienie margliste. Najmłodsze z nich są zdominowane przez czerwone margle globotruncanowe (*Globotruncana* – najpopularniejszy rodzaj otwornic w późnej kredzie), reprezentujące typ osadów zwany w Alpach *scaglia rossa*. Około 95 mln lat temu (na przełomie cenomanu i turonu) zaczęły stopniowo powstawać osady fliszowe. Pierwsze utwory tego typu – piaskowce, mułowce i zlepieńce, osadziły się w podmorskiej rynn timerozwiniętej. Od około 90 do 75 mln lat temu (od schyłku turonu do kampanu) na stoku kontynentalnym funkcjonowała kolejna rynn timerozwiniętej (o znacznym zasięgu), którą wypełniły utwory o charakterze fliszowym, tworząc na dnie basenu rozległy stożek sedymentacji turbidytowej. Występują tu miększe zespoły zlepieńców złożonych z okruchów różnorodnych skał magmowych (granitoidów, wulkanitów) i osadowych (dolomitów, wapieni) pochodzących spoza PPS, czyli materiału egzotycznego (tzn. nieznanego miejsca pochodzenia). Przyjmuje się, że źródłem materiału dla tych zlepieńców był grzbiet wynurzony na południowych obrzeżach basenu pienińskiego, zwany grzbietem egzotycznym lub grzbietem Andrusova (od nazwiska wybitnego słowackiego geologa, badacza PPS – Dimitrija Andrusova).

U schyłku kredy zaczęły się fałdowania PPS, nastąpił główny etap powstawania płaszczowin – sfałdowanych i oderwanych od podłoża, a następnie przesuniętych wielkich pakietów skał (fig. 5). Na początku odkłuciu i przemieszczeniu na północ uległy skały utworzone w południowej części pienińskiego basenu skałkowego (sukcesje pienińska i braniska). Następnie, być może w paleocenie, zostały odkłute skały części północnej tego basenu (wraz z nasuniętymi na nie wcześniej płaszczowinami) i przemieszczone do strefy, w której powstawały utwory sukcesji Grajcarka (fig. 6). Równocześnie z przemieszczaniem płaszczowin następowało wynurzanie sfałdowanych skał, które były niszczone, w wyniku czego na przedpolu płaszczowin osadzały się utwory okruchowe o charakterze fliszu i molasy (złożone z piaskowców drobnziarnistych, zlepieńców i brekcji, a nawet potężnycholistolitów będących niekiedy całymi przemieszczonymi skałkami). Utwory te są określane jako formacja jarmucka.

Osady fliszowe formacji szczawnickiej, powstałe w kolejnym etapie sedymentacji (w późnym paleocenie i wczesnym eocenie – około 55 mln lat temu), są reprezentowane przez piaskowce drobnziarniste zawierające niekiedy soczewki zlepieńców drobnziarnistych i brekcji złożonych z okruchów niszczo-

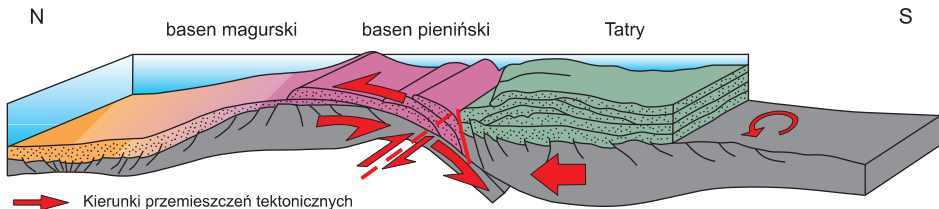


Fig. 5. Schemat powstawania Pienin; kampan, około 75 mln lat temu (wg E. Jurewicz, 2005; zmienione)

ných skal basenu pienińskiego. Nie jest pewne, czy w tym czasie zalew morski objął cały obszar Prapienin i rejon otaczające (opisywane utwory leżą także bezpośrednio na starszych, mezozoicznych skałach PPS).

Pod koniec oligocenu (około 23 mln lat temu) rozpoczęły się ruchy tektoniczne trwające kilka milionów lat, do wczesnego miocenu. W ich trakcie płaszczowiny pienińskiego basenu skałkowego wraz z oderwanymi od podłoża skałami sukcesji Grajcarka zostały nasunięte na młodsze utwory fliszowe basenu magurskiego. Obecnie utwory sukcesji Grajcarka ukazują się w oknach tektonicznych lub przy powierzchniach nasunięć, spod wyższych jednostek tektonicznych. Rotacja Karpat wewnętrznych względem Karpat zewnętrznych wzdłuż PPS (fig. 7) spowodowała powstanie obrzeżających stref tektonicznych, mających charakter uskokuw przesuwczych, i kolejne silne deformacje tektoniczne skał, określane mianem megabudinażu tektonicznego, wyrażające się powstaniem złożonych struktur tektonicznych – „soczewek”, będących kombinacją struktur ciągłych i nieciągłych. Wskutek działalności procesów wietrzeniowych twarde „soczewki” skalne zostały następnie wypreparowane z okalających je miękkich margli i utworów fliszowych, czego efektem jest dzisiejszy krajobraz skałkowy PPS.

W środkowym miocenie (od około 13 do 11 mln lat temu) w północnym obrzeżeniu PPS powstawały andezyty. Było to związane z otwieraniem się szczelin uskokuw, umożliwiających wędrowkę magmy z dużych głębokości (punkt geol. 9). W tym samym czasie PPS, nadal w związku z fałdowaniem Karpat zewnętrznych, uległ rozbiciu wzdłuż uskokuw przesuwczo-zrzutowych rozwiniętych przede wszystkim poprzecznie do niego. Obszar centralny pasa skałkowego, obejmujący główną część PPN, od doliny Dunajca na wschodzie do doliny Straszego Potoku na zachodzie, stanowi wyraźne obniżenie strukturalne – odsłaniają się tu najwyższe jednostki tektoniczne (głównie jednostki pienińska i braniska). Tereny położone na zachód i wschód od tego obszaru są wyraźnie podniesione strukturalnie – dominują tu niższe jednostki tektoniczne (jednostki czorsztyńska i Grajcarka) (Szkic tektoniczny). Powstanie przełomu Dunajca w wyraźnie strukturalnie obniżonej części pasa skałkowego jest zgodne z sugerowaną antecendentno-strukturalną genezą tego przełomu. Morfologiczne wyniesienie tej części pasa jest świadectwem późniejszych ruchów podnoszących, które w PPS trwają do dzisiaj.

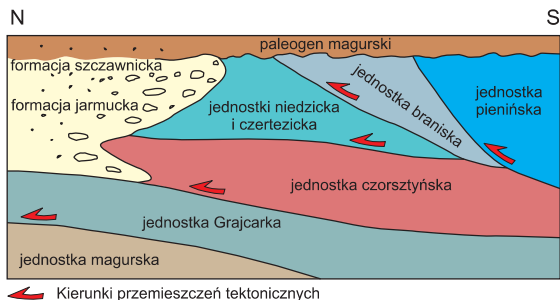


Fig. 6. Schemat jednostek tektonicznych pienińskiego pasa skałkowego i jednostki magurskiej u schyłku paleogenu (wg D. Plašienki, V. Mikuša, 2010; zmienione)

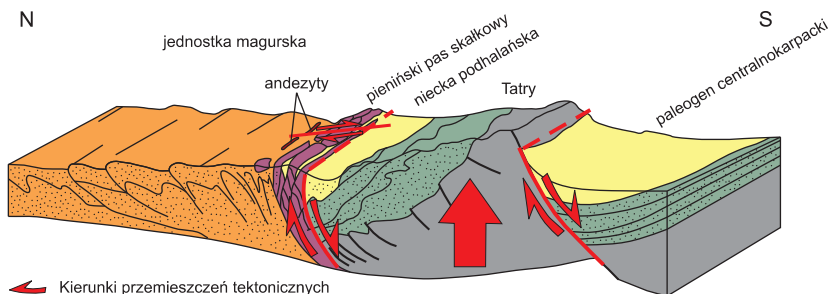


Fig. 7. Schemat powstawania Pienin; miocen–pliocen (wg E. Jurewicz, 2005; zmienione)

Pomiędzy kolejnymi fazami górotwórczymi wyniesione obszary podlegały procesom niszczącym (procesom denudacji), prowadzącym do zrównywania powierzchni szczytowych z dolinami. Powstałe w ten sposób poziomy zrównań były rozbijane i przemieszczane w trakcie późniejszych ruchów tektonicznych, znajdując się obecnie na różnych wysokościach (np. grzbiet Lubania).

W pliocenie, równocześnie z rozwojem doliny Dunajca, na opisywanym terenie osadzały się obfitujące w szczątki roślinne, szaroniebieskie iły, gliny, piaski ilaste i żwiry piaskowcowe. Utwory te powstawały częściowo z przemieszczającej się po stoku zwierzeli, a częściowo jako osady zagłębień bezodpływowych. Zostały najlepiej rozpoznane w odsłonięciach w obrębie wyrobisk dawnych cegielni w Dziadowych Kątach i Potoczach (koło Krościenka nad Dunajcem). Iły zawierają bogatą florę, głównie nasionną, szczątki drewna, w mniejszym stopniu liście. Analiza paleobotaniczna tych szczątków pozwoliła określić zmieniające się w czasie warunki klimatyczne – od ciepłego i wilgotnego pliocenu do wyraźnego ochłodzenia na początku plejstocenu.

W plejstocenie na obszarze PPS panowały warunki peryglacialne. Teren ten nie był zlodowacony i podlegał intensywnej działalności procesów wietrzenia i soliflukcji. Dno doliny Dunajca było zasypywane materiałem gruzowo-skalnym transportowanym z Tatr i Gorców. Na grzbietach i stokach w wyniku wietrzenia fizycznego dochodziło do niszczenia skał i powstawania rumoszy skalnych. Zwietrzały materiał skalny był transportowany w dół stoków, tworzył pokrywy soliflukcyjne i deluwalne, a w przypadku ścian skalnych – piargi. W dolinach powstałe w ten sposób pokrywy były rozcinane przez płynące wody, a materiał – wynoszony. Pozostały po nich, na różnych wysokościach, poziomy tarasowe (w obrębie jednego z nich, w trakcie prac geologicznych związanych z budową zapory wodnej, znaleziono szczątki mamuta).

Późny plejstocen i holocen (od około 12 tys. lat temu do dziś) to czas rozwoju większych osuwisk. W dolinach rzecznych odbywa się akumulacja, przeplatana fazami erozji. Na stokach działają procesy denudacyjne (spłukiwanie, spelzwanie, osuwanie). U wylotów bocznych dolin tworzą się stożki napływowe. Równocześnie w zagłębieniach bezodpływowych odbywa się akumulacja torfów.

PUNKTY GEOLOGICZNE

1. Zamek Czorsztyn – grupa skałek (jednostka czorsztyńska) 20°18'56"E; 49°26'02"N

Zamek Czorsztyn znajduje się na Górze Zamkowej, 53 m ponad lustrem Jeziora Czorsztyńskiego. Wody jeziora częściowo zalały najmłodsze warstwy (skałka Sobótka) (fig. 8, 9). Obecnie dostępny profil jest doskonale widoczny z końca drogi prowadzącej do przystani, poniżej samego zamku. Obejmuje warstwy od środkowojurajskich do dolnokredowych, w typowym wykształceniu sukcesji czorsztyńskiej. Warstwy są nachylone na południe pod kątem około 70°.

Przy wejściu do zamku i w obrębie jego murów odsłaniają się białoszare, a w najwyższej części także różowe wapienie krynowide. Wapienie te mają znaczną miąższość. Powstawały w bajosie, w ciągu około miliona lat, w środowisku morskim, z nagromadzenia liliowców żyjących na krawędziach grzbietu czorsztyńskiego. Szkielety liliowców są zbudowane z kalcytu. Ponieważ minerał ten wykazuje doskonałą łupliwość, pokruszone fragmenty szkieletów tych zwierząt (głównie trochitów – elementów łodyg) wyróżniają się na gładkich powierzchniach skalnych, błyszczą. Przy bramie wejściowej i wewnątrz zamku są widoczne także młodsze skały – czerwone wapienie bulaste (*ammonitico rosso*), zwane lokalnie wapieniami czorsztyńskimi. Poza barwą wapienie te charakteryzuje obfitość ośródek amonitów – wymarłych głowonogów pływających niegdyś w toni wodnej. Tak duże ich nagromadzenie oznacza, że opisywane wapienie tworzyły się powoli. Muszle zachowały się zwykle tylko częściowo – leżąc długo na dnie morskim, nieprzykryte osadami, ulegały rozpuszczaniu (są zbudowane z węgla wapnia, który na większych głębokościach, przy długim kontakcie z wodą morską, rozpuszcza się). Do powstawania wapieni bulastych dochodziło więc w warunkach powolnego gromadzenia osadów, na znacznych głębokościach. Miejszem tym był podwodny grzbiet czorsztyński (fig. 4), a opisywane skały reprezentują długi przedział czasu, od schyłku bajosu aż do końca późnej jury (przynajmniej 20 mln lat). Na zboczu Góry Zamkowej, na południe od zamku, ponad powierzchnią wody, a także na sąsiedniej, częściowo zalanej skałce Sobótka odsłaniają się jeszcze młodsze utwory. Są to wyraźnie uławicone, jasne wapienie niewykazujące struktury bulastej, bogate w szczątki or-



Amonit w wapieniach bulastych;
zamek w Czorsztynie (fot. W. Danel)

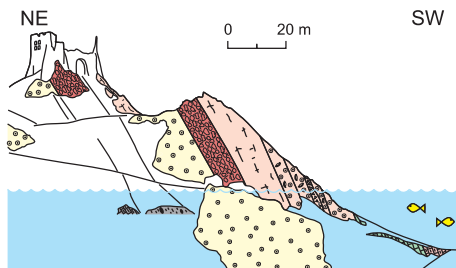
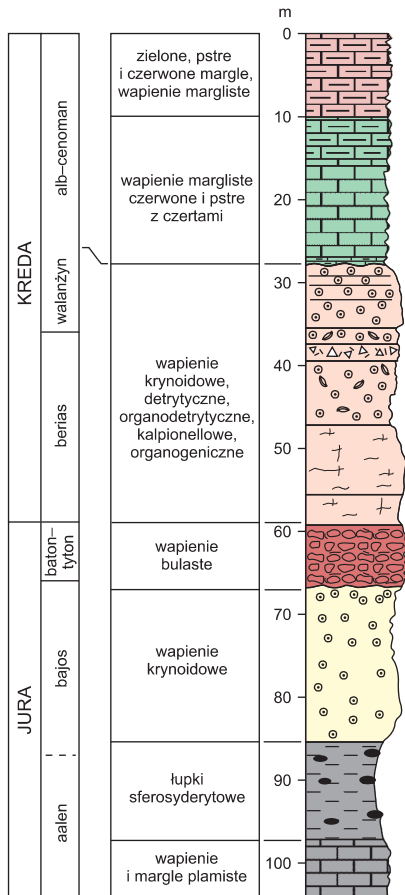


Fig. 9. Schemat budowy geologicznej Góry Zamkowej i skałki Sobótka (objaśnienia barw i symboli jak na figurze 8) (wg K. Birkenmajera, 1979; zmienione)



Zamek Czorsztyn na Górze Zamkowej (fot. M. Majerczak)



Fig. 8. Profil litologiczno-stratygraficzny jednostki czorszyńskiej skałki Sobótka (wg K. Birkenmajera, 1979; zmienione)

ganizmów, takich jak liliowce, ramienionogi i amonity. Wapienie te należą do najwyższej jury i kredy dolnej. Stanowią następny, charakterystyczny dla sukcesji czorszyńskiej, zespół skalny wapieni kalpionellowych i organodetrytycznych.

Na południe od Zamku Czorsztyn, na wzgórzu, ponad wodami Jeziora Czorszyńskiego, wznosi się zamek w Niedzicy, zwany Zamkiem Dunajec. Zwiedzając go, możemy dostrzec podobieństwo w wykształceniu niektórych występujących tu skał do utworów rozpoznanych na Górze Zamkowej. Część centralna wzgórza zamkowego w Niedzicy jest zbudowana z masywnych, białych wapieni krynowidowych należących do sukcesji czorszyńskiej. Budowa geologiczna wzgórza niedzickiego jest znacznie bardziej skomplikowana – poza skałami sukcesji czorszyńskiej występują tu (zaangażowane tektonicznie) utwory sukcesji niedzickiej i braniskiej.



Widok na Jezioro Czorszyńskie i zamki w Czorsztynie (z lewej) i Niedzicy (w głębi) (fot. W. Danel)

2. Flaki – odsłonięcie przy drodze Krośnica–Kąty (jednostka braniska) 20°20'40"E; 49°25'08"N

Na stoku góry Flaki, w rozcięciu drogi odsłaniają się skały należące do jednostki braniskiej (fig. 10). Skomplikowana tektonika powoduje, że kolejność zalegania warstw nie jest zgodna z następstwem wiekowym tworzących je osadów. Po zachodniej stronie drogi występują warstwy jury środkowej – czarne, manganowe, cienkoulawiczone radiolaryty ponad 10-metrowej miąższości, a także leżące na nich zielonkawe margle i różnorakie wapienie pelitowe z przeławiczeniami drobnoziarnistych wapieni krynoidowych oraz plamiste wapienie z czertami o łącznej kilkumetrowej miąższości. Mimo że radiolaryty znajdują się obecnie pod marglami i wapieniami, są od nich młodsze. Mamy tu do czynienia z tektonicznie odwróconym ułożeniem warstw. Po wschodniej stronie drogi odsłaniają się młodsze skały. Warstwy skalne są stromo nachylone na północ i również znajdują się w odwróconej tektonicznie pozycji. W północnej części tego odsłonięcia są widoczne opisywane już czarne, manganowe radiolaryty jury środkowej oraz zalegające pod nimi młodsze, górnourajskie, zielone radiolaryty. Kontakt zielonych radiolarytów z występującymi dalej na południe, zaliczanymi do najwyższej jury i kredy dolnej, białymi wapieniami rogowcowymi (odpowiadającymi wapieniom pienińskim; facji *maiolica*) jest tektoniczny. Strefa kontaktu (zerwania) tektonicznego jest prawie pionowa, a wzdłuż niej, między opisywanymi zespołami skalnymi, znajdują się silnie wytłoczone, porożywane fragmenty ławic zaliczanych do jury górnej czerwonych radiolarytów i wapieni.



Zielone radiolaryty jury górnej; odsłonięcie na stoku góry Flaki (fot. A. Borecka)

Opisywane utwory sukcesji braniskiej reprezentują głębsze partie jurajskiego zbiornika morskiego. Wapienie i margle z podrzędnymi przeławiczeniami drobnoziarnistych wapieni krynoidowych powstawały w tym samym czasie co gruboziarniste wapienie krynoidowe sukcesji czorsztyńskiej na grzbiecie czorsztyńskim, a radiolaryty są odpowiednikiem wiekowym dolnej części występujących tam wapieni bulastych (punkt geol. 1, fig. 4). Oboczne zróżnicowanie skał tego samego wieku dowodzi znacznych różnic głębokości morza w jurze pomiędzy obszarami, na których tworzyły się sukcesje czorsztyńska i braniska.

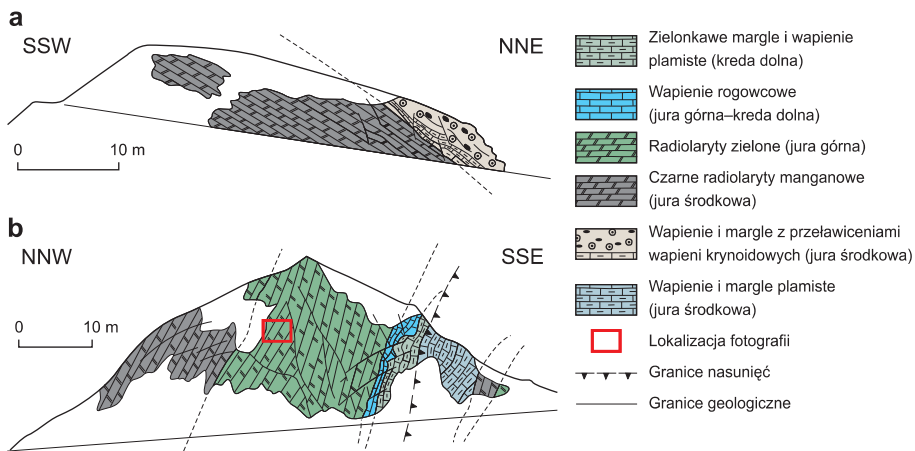


Fig. 10. Szkic odsłonięcia utworów jednostki braniskiej na stoku Flaków (wg K. Birkenmajera, D. Poprawy, red., 1986; zmienione): a. po zachodniej stronie drogi, b. po wschodniej stronie drogi

3. Osuwisko w Kątach 20°22'25"E; 49°24'30"N

Miejscowość Kąty znajduje się na jezorze starego, dużego osuwiska strukturalnego (fig. 11). Osuwisko to powstało prawdopodobnie przed holocenem (ponad 12 tys. lat temu). Znajduje się na kontakcie jednostek pienińskiej (na wschodzie) i braniskiej (na zachodzie), w strefie uskokuwej Straszego Potoku. Uwolnienie mas skalnych i ich grawitacyjne przemieszczenie w dół stoku zostało prawdopodobnie wywołane wstrząsami sejsmicznymi. Na późniejszy ruch koluwiów, już w mniejszej skali, miały wpływ katastrofalne opady i podcinanie stoku przez rzekę (erozja rzeczna). Jezor osuwiska

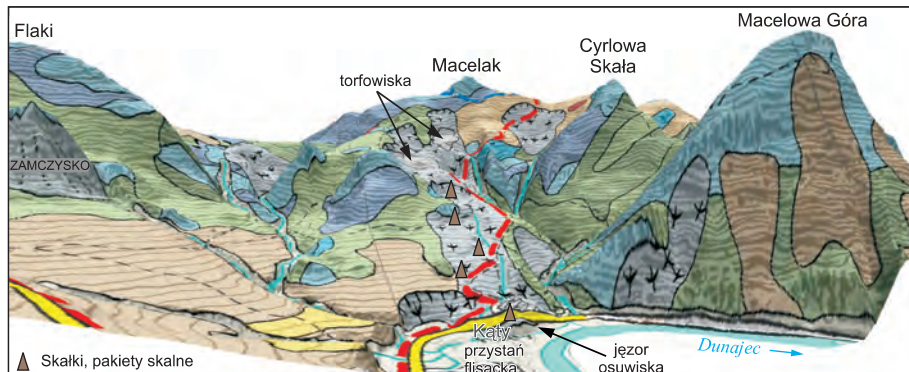


Fig. 11. Osuwisko w Kątach, mapa geologiczna na modelu terenu (objaśnienia barw i symboli jak na mapie geologicznej)

zsunął się w dolinę Dunajca. Przy drodze – tam, gdzie czerwony szlak pieszy skręca, prowadząc w górę – można zobaczyć jedną ze skałek oderwanych od macierzystego podłoża, przemieszczoną w to miejsce. W środkowej i górnej części osuwiska w dawnych szczelinach tworzą się torfowiska.

4. Macelowa Góra 20°22'59"E; 49°24'14"N

Macelowa Góra (800,4 m n.p.m.) jest bardzo interesującym obiektem geologicznym (geoturystycznym) na trasie spływu Dunajcem. W jej południowym stoku odsłania się ciągły profil utworów sukcesji pienińskiej od najwyższej jury do kredy dolnej, w całości w odwróconej pozycji tektonicznej: od górnourajskich radiolarytów i górnourajsko-dolnokredowych wapieni rogowcowych facji *maiolica* w części górnej aż do dolnokredowych margli globotruncanowych facji *scaglia rossa* w części dolnej (fig. 12). Wśród margli globotruncanowych można zaobserwować cienie (kilkucentymetrowej miąższości) wkładki turbidytowych piaskowców i mułowców, których geneza ściśle nawiązuje do głębokomorskiej sedymentacji typu fliszowego.

W 2010 r. w wyniku katastrofalnych opadów atmosferycznych doszło do osunięcia materiału skalnego ze stromego stoku góry. Ślad po spływie osuwiska jest widoczny do dziś.

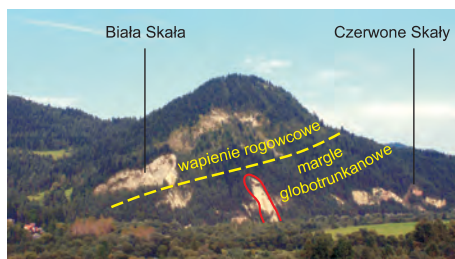
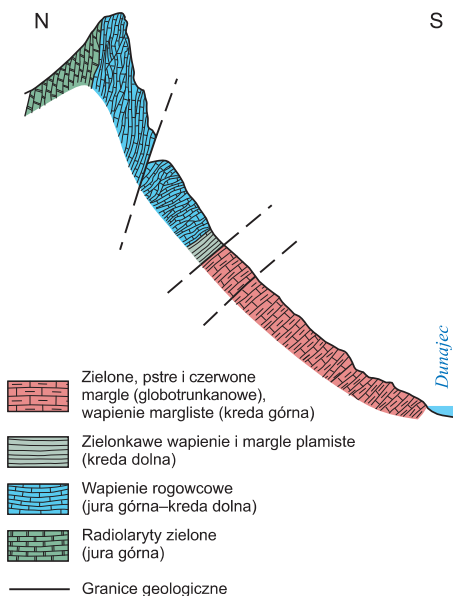


Fig. 12. Schemat budowy geologicznej Białej Skały (jednostka pienińska) (wg K. Birkenmajera, 1979; zmienne)

Macelowa Góra (linia żółta – granica geologiczna, linia czerwona – granica osuwiska) (fot. W. Danel)

5. Zamkowa Góra 20°24'56"E; 49°24'46"N

Zamkowa Góra, o wysokości 779,0 m n.p.m., należy do masywu Trzech Koron. Na jej szczycie, wzdłuż niebieskiego szlaku pieszego, odsłaniają się niemal pionowo ustawione warstwy skał należące do jednostki czertezickiej i pienińskiej – idąc w stronę Trzech Koron można obserwować osady od starszych do młodszych.

Najstarsze skały to środkowourajskie (bajosu), szare, masywne wapienie krynowide, osiągające tu znaczne miąższości (ponad 40 m) i tworzące strome zerwy. Na północnym stoku góry zbudowano

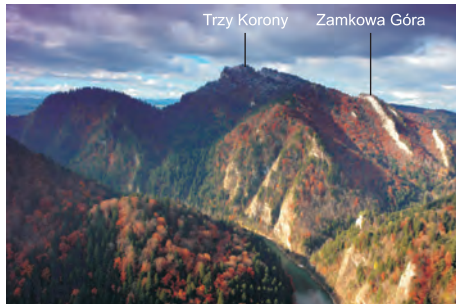
na nich Zamek Pieniński (obecnie ruiny). W najwyższej części opisywanych warstw pojawiają się czerwone rogowce, czerwona barwa przyjmują również wapienie. Na osadach tych zalega charakterystyczny cienki zespół wapieni bulastych (typu *ammonitico rosso*), których wiek określono, na podstawie występujących w nich amonitów, na wyższą część jury środkowej (baton). Młodsze utwory, należące być może do najwyższej jury środkowej oraz na pewno do jury górnej, to zlewne, białe wapienie około 8-metrowej miąższości, zawierające, widoczne pod mikroskopem, drobne szkielety organizmów planktonicznych: otwornic i radiolari. Przykrywają je cienkoławicowe wapienie rogowcowe, należące przede wszystkim do kredy dolnej i odpowiadające wapieniom pienińskim (*maiolica*), również bogate w drobne szkielety mikroorganizmów (punkt geol. 6). Opisywane utwory, należące do sukcesji czertezickiej, powstawały w pobliżu podwodnych skarp, uformowanych w wyniku aktywności tektonicznej basenu pienińskiego w jurze środkowej i na początku późnej jury. Grube warstwy środkowojurajskich wapieni krynoidowych powstawały z pokruszonych elementów szkieletów liliowców, osypujących się z zasiedlonych przez te zwierzęta wyniesionych fragmentów skarp (fig. 4). Źródłem materiału były również niszczone, odsłonięte w tych skarpach, starsze skały (wapienie, dolomity). Śladem późnojurajskiej aktywności tektonicznej jest obecność okruchów wapieni krynoidowych, a także różnych starszych skał, w masywnych zlewnych białych wapieniach bogatych w szczątki organizmów planktonicznych. Jest to niezwykle w utworach środowiska pelagicznego i świadczy o powtórnym odsłonięciu (wzdłuż skarp uskokowych) starszych formacji skalnych m.in. wcześniej powstałych wapieni krynoidowych. Po ustaniu aktywności tektonicznej dominujące w górnych partiach profilu wapienie bogate w szczątki organizmów planktonicznych tworzyły się już w jednorodnym, głębokim morzu o mało zróżnicowanym topograficznie dnie, wyłącznie poprzez opadanie w toni wodnej drobnych skorupki tych organizmów.

Kolejne skały obserwowane wzdłuż szlaku należą do jednostki pienińskiej. Są to wapienie plamiste, wapienie rogowcowe oraz radiolaryty.

6. Trzy Korony 20°24'56"E; 49°24'46"N

Najwyższą część masywu Trzech Koron stanowi Okraglica (981,9 m n.p.m.). Z tarasu widokowego założonego na jej wierzchołku rozciąga się rozległa panorama pasm Beskidów (Gorców i Beskidu Sądeckiego), reprezentujących Karpaty zewnętrzne (fliszowe), oraz niecki podhalańskiej i masywu Tatr – należących do Karpat wewnętrznych. Od południa i wschodu podnóża masywu Trzech Koron opływa Dunajec (tworząc przełom przez Pieniny). Tu też znajduje się, obramowany uskokiem, południowy kraniec PPS.

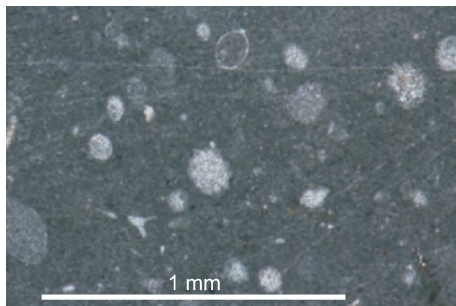
Szczyt Trzech Koron jest zbudowany z białych, uławiconych wapieni rogowcowych – jednych z najbardziej charakterystycznych skał PPS – wapieni pienińskich (*maiolica*), wyraźnie widocznych także w ścianach przełomu Dunajca. Utwory te osiągają znaczną miąższość, nawet do 200 m. Reprezentują głębokowodną sukcesję pienińską – tworzyły się już u schyłku późnej jury, a przede wszystkim we wczesnej kredzie (przez około 25 mln lat). Powstały w wyniku nagromadzenia drobnych, mikroskopijnej wielkości pancerzyków organizmów planktonicznych, zarówno tych kalcytowych (z węglanu



Widok z Sokolicy na Zamkową Górę i Trzy Korony
(fot. M. Majerczak)



Trzy Korony, ściany skalne zbudowane z wapieni rogowcowych (fot. M. Majerczak)



Radiolarie w wapieniu rogowcowym; obraz mikroskopowy (fot. J. Iwańczuk)

wapnia), jak i krzemionkowych. Organogeniczny charakter tych utworów można rozpoznać jedynie pod mikroskopem. O obecności pierwotnej krzemionki w skałach świadczą rogowce powszechnie występujące w wapieniach pienińskich.

7. Przełom Dunajca 20°25'21"E; 49°24'16"N

Jedną z największych atrakcji geoturystycznych PPN jest spływ Dunajcem, rozpoczynający się w Sromowcach Wyżnych–Kątach bądź Sromowcach Niżnych, a kończący się w Szczawnicy lub Krościenku (czas spływu to około 2–3 godz.). W trakcie wycieczki można podziwiać strome ściany Pienin Właściwych, uformowane zarówno dzięki procesom tektonicznym, jak i erozji rzecznej. Tektoniczno-erozyjna geneza przełomu Dunajca była obiektem zainteresowania geologów już w XIX w., lecz mimo upływu tylu lat nie została do końca wyjaśniona. Najwyższe szczyty Pienin są prawie w całości zbudowane z cienkoławicowych, silnie tektonicznie zdeformowanych wapieni rogowcowych, należących do sukcesji pienińskiej (facji *maiolica*). W przełomie jest widocznych wiele porasowanych na siebie pakietów skalnych, zbudowanych przede wszystkim z twardych, odpornych na erozję wapieni rogowcowych poprzedzających wielokrotnie (łuski tektoniczne) mniej odpornymi marglami i łupkami, głównie górnokredowymi.

Geneza przełomu Dunajca jest bezspornie związana z budową geologiczną tego obszaru, a zwłaszcza jego planem strukturalno-tektonicznym. Kolejnych argumentów dostarczają najnowsze dane neotektoniczne. W historii badań tego zagadnienia proponowano co najmniej cztery rozwiązania. Najstarsze z nich to geneza epigenetyczna przełomu, zgodnie z którą Pradunajec wcinął się w miękkie utwory przykrywające zwartą pokrywę wapienne skałki podłoża. Drugie wyjaśnienie – geneza antecedentna, sugeruje powolne podnoszenie się górotworu pienińskiego i jednocześnie, stopniowe wcinanie się meandrującego Pradunajca w podłoże. Trzeci pogląd zwraca uwagę na tektoniczne uwarunkowania powstania przełomu, nazywanego przełomem strukturalnym, i wykształcenie obecnej doliny w utworach tworzących maksymalną depresję strukturalną PPS. Ostatnia z propozycji rozważa możliwość kaptażu (przechwycenia) systemu rzecznej Białki–Białego Dunajca przez tzw. Dunajec sądecki, co miało wywołać efekt erozji wstecznej, a przez to Przełom Pieniński można by uznać za przełom regresyjny. Bez względu na to, która z propozycji jest prawdziwa, formowanie się przełomu miało miejsce pomiędzy późnym miocenem a plejstoce-nem, jak to na podstawie najnowszych obserwacji, zreasumował Krzysztof Birkenmajer.



Przełom Dunajca, widoczna ściana skalna zbudowana z wapieni rogowcowych (fot. W. Danel)

8. Sokolica 20°26'34"E; 49°25'02"N

W drodze na wierzchołek Sokolicy (747,0 m n.p.m.) – jeden z najpiękniejszych punktów widokowych Pienin – możemy obserwować w zwiertzelinie środkowo- i górnójurajskie radiolaryty sukcesji pienińskiej. Sam szczyt jest zbudowany z zawierających rogowce wapieni pienińskich (punkt geol. 6), doskonale widocznych w opadającym ku przełomowi Dunajca (punkt geol. 7) ponad 300-metrowym urwisku.



Widok ze szczytu Sokolicy, w kierunku południowym, na Trzy Korony i Tatry wschodnie (fot. M. Majerczak)

9. Góra Wdżar 20°19'16"E; 49°27'20"N

Góra Wdżar w Kluszkowcach znajduje się w obrębie jednostki magurskiej Karpat zewnętrznych, blisko granicy z PPS. W nieczynnym kamieniołomie odsłaniają się intruzje andezytowe powstałe po uformowaniu się PPS. Magmy andezytowe wdzierają się w skały fliszu drobnorytmicznego (warstwy szczawnickie) jednostki magurskiej, dobrze widoczne u wylotu kamieniołomu na jego wschodniej

ścianie – piaskowce i łupki. Można tu obserwować efekty lokalnego metamorfizmu termicznego wywołanego wysoką temperaturą intrudującej magmy, manifestujące się jasnym odbarwieniem skał fliszowych, w których została „spieczona” materia organiczna obficie występująca w przetławieniach ilastych. Masywny charakter andezytów, pozbawionych śladów odgazowania magmy w postaci pęcherzykowej struktury skały, świadczy, że nie powstały w środowisku wulkanicznym lecz subwulkanicznym. Te szare skały charakteryzują się obecnością licznych słupkowych, czarnych prakryształów hornblendy i izometrycznych, czarnych prakryształów augitu, którym towarzyszą blaszki czarnego biotyту.

Spośród minerałów jasnych można zaobserwować kryształki skaleni. Minerale te tkwią w szarej masie skalnej. Wiek andezytów oznaczono metodą radiometryczną (na podstawie czasu połowicznego rozpadu pierwiastków promieniotwórczych występujących w minerałach tworzących te skały) na miocen środkowy (około 13–11 mln lat temu). Na górze Wdżar występują dwie generacje intruzji andezytowych. Starsza, prawie pionowa, rozciąga się równoleżnikowo. Młodsza, w postaci dajki (żyły), przecina starszą prostopadłe (to ona była kiedyś obiektem eksploatacji).

Intruzje andezytowe na Wdżarze, przecinające utwory fliszowe jednostki magurskiej, kontynuują się w kierunku wschodnim, wkraczając na teren PPS. Intruzje tego typu zostały rozpoznane w centralnej części Pienin, w okolicach Szczawnicy (Bryjarka), i na terenie Małych Pienin – w rejonie Jaworek (Jarmuta). Układają się w linię przecinającą skośnie strefę kontaktu PPS z jednostką magurską, tworząc tzw. pienińską linię andezytową (PLA).

10. Niedzica Podmajerz – skałka (jednostka niedzicka) 20°18'02"E; 49°24'49"N

Stary kamieniołom w lesie, ponad wsią Niedzica to jedno z najbardziej znanych odsłonień utworów jednostki niedzickiej. Występujące tu warstwy są nachylone na północ pod kątem około 60° i znajdują się w położeniu odwróconym tektonicznie (tzn. starsze leżą na młodszych) (fig. 13). Północna, stroma ściana kamieniołomu jest zbudowana z zielonych i czerwonych radiolarytów o łącznej miąższości około 7 m, należących do jury górnej (oksfordu). Starsze skały zostały odsłonięte poza kamieniołomem, na szczycie wzgórza, gdzie w wykopie można zobaczyć margliste wapienie bulaste o miąższości około 8,5 m, jury środkowej (najwyższego bajosu i batonu), oraz wapienie krynowide, również środkowojurajskie (bajosu) (fig. 14). Skały młodsze od radiolarytów rozpoznano w dnie kamieniołomu i u podstawy jego północnej ściany, gdzie się z nimi kontaktują. Są to czerwono-brunatne, twarde wapienie bulaste o miąższości około 12 m,



Andezyty z Wdżaru, widoczne czarne słupki hornblendy (fot. W. Danel)



Skałka Niedzica Podmajerz, stok południowo-wschodni (fot. A. Borecka)

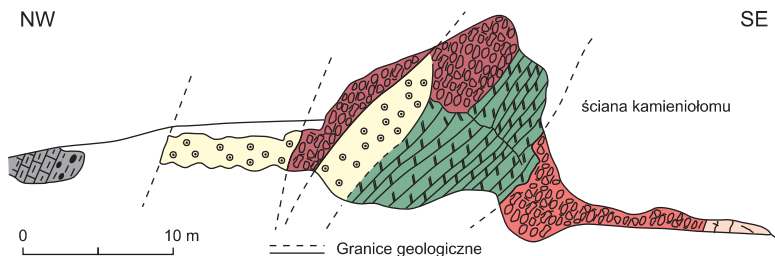
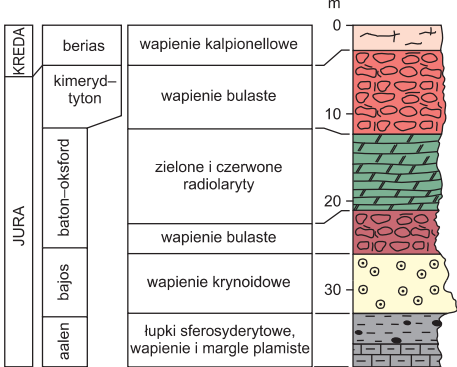


Fig. 13. Schemat budowy geologicznej skałki Niedzica Podmajerz (objaśnienia barw i symboli jak na figurze 14) (wg K. Birkenmajera, 1979; zmienione)

należące do jury górnej. W wapieniach tych można napotkać słabo zachowane amonity, a w ich najwyższej części występuje ławica z licznymi muszlami ramienionogów (morskich bezkręgowców).

Wykształcenie utworów jurajskich sukcesji niedzickiej ma wyraźnie pośredni charakter pomiędzy skałami sukcesji czorsztyńskiej i branisickiej. Z sukcesją czorsztyńską wiąże je obecność wapieni krynoidowych i bulastych, z sukcesją branisicką – radiolarytów.

Fig. 14. Profil litologiczno-stratygraficzny jednostki niedzickiej (wg K. Birkenmajera, 1979; zmienione)



11. Wąwóz Homole 20°32'55"E; 49°24'13"N

Wąwóz Homole znajduje się poza obszarem arkusza mapy – w Małych Pieninach, we wsi Jaworki, na wschód od Szczawnicy. Ze względu na wyjątkową budowę geologiczną wyróżniono go jako punkt geologiczny i dołączono szkic tektoniczny. Występująca tu wapienna płyta, nachylna pod niewielkim kątem na północ, jest tylko nieznacznie zaburzona tektonicznie – stanowi tzw. tektoniczny blok (płytę) Homoli. W polskim PPS jest to jedyne takie miejsce. Blok Homoli jest prawie ze wszystkich stron obciety licznymi uskokami. Dyslokacje tektoniczne charakteryzują także jego budowę wewnętrzną. Są one głównie efektem działania sił odprężających w obrębie płyty, gdy izolowane bloki wapieni, powstające wskutek erozyjnego podcinania płyty przez okoliczne potoki, zapadają grawitacyjnie w plastyczne podłoże zbudowane z miękkich łupków środkowojurajskich.

Główna część wąwozu jest zbudowana ze środkowojurajskich (bajosu) białych wapieni krynoidowych, których miąższość dochodzi do 100 m (fig. 15). Wapień ten są przykryte niewielkiej miąższości



Czajakowa Skala (fot. M. Majerczak)

Główna część wąwozu jest zbudowana ze środkowojurajskich (bajosu) białych wapieni krynoidowych, których miąższość dochodzi do 100 m (fig. 15). Wapień ten są przykryte niewielkiej miąższości

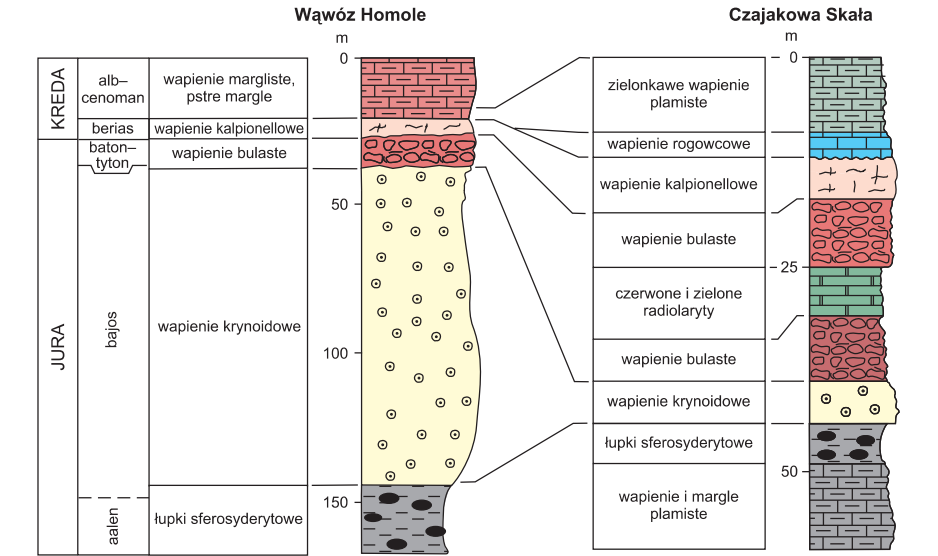


Fig. 15. Zestawienie profili litologiczno-stratygraficznych jednostek czorsztyńskiej – wąwóz Homole i niedzickiej – Czajakowa Skala (wg K. Birkenmajera, 1979; zmienione)

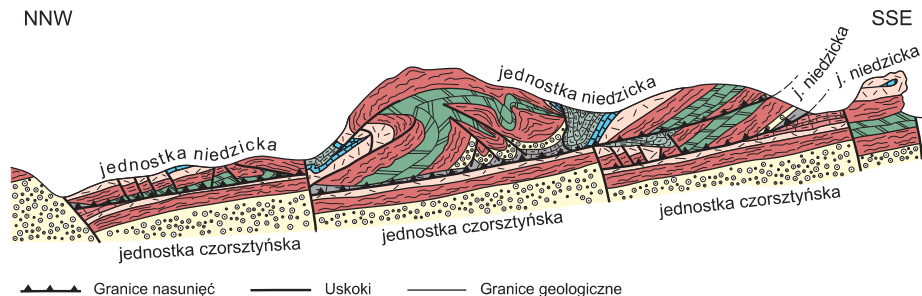


Fig. 16. Schemat budowy geologicznej fałdu Czajakowej Skąły (objaśnienia barw i symboli jak na figurze 15) (wg K. Birkenmajera, 1979; E. Jurewicz, 1994; zmienione)

czerwonymi wapieniami krynowidowymi oraz bulastymi *ammonitico rosso*. Na skały te, należące do jednostki czorsztyńskiej, tworzące niemal poziomą płytę Homoli, są nasunięte, w postaci spektakularnego, obalonego na północ fałdu Czajakowej Skąły (fig. 16) – lokalnej płaszczowiny, utwory sukcesji niedzickiej. Sekwencja osadów płaszczowiny niedzickiej jest zbliżona do profilu jednostki czorsztyńskiej, z wyjątkiem części środkowej, w której występują górnourajskie (oksfordu) radiolaryty, nieobecne w profilu sukcesji czorsztyńskiej, a ponadto zaznacza się wyraźna dysproporcja w miąższości środkowourajskich wapieni krynowidowych (fig. 15). Profil sukcesji niedzickiej w grupie Czajakowej Skąły rozpoczynają ciemne utwory jury środkowej. Osady te tworzą spąg płaszczowiny niedzickiej. Podatne na tektoniczne przemieszczenia były zwłaszcza czarne łupki sferosyderytowe, dzisiaj powodujące powstawanie osuwisk strukturalnych. Najlepszym tego przykładem jest polana pod Czajakową Skąłą, gdzie opisywane łupki znajdują się w najniższej części jednego z najlepiej widocznych osuwisk. Wapienie krynowidowe występujące wyżej w profilu sukcesji niedzickiej są niewielkiej miąższości. Przykrywają je czerwone wapienie bulaste, których wiek ustalono, na podstawie bogatej fauny amonitów, na bajos–oksford. Wapienie bulaste najlepiej odsłaniają się w głównej skałce Czajakowej Skąły. Radiolaryty stanowią wyróżnik litologiczny opisywanej sukcesji. Są świetnie widoczne w samym jądrze obalonego fałdu. Ta formacja, składająca się z trzech ogniów (w następstwie stratygraficznym) – radiolarytów czerwonych, zielonych i ponownie czerwonych, ma tu swój stratotyp (wzorec dla danej formacji skalnej). Są to cienkoulawicone (miąższość ławic od kilku centymetrów do 20 cm) utwory rogowców i wapieni krzemionkowych, poprzedzielane cienkimi łupkami (o miąższościach nie przekraczających 2 cm). Spoczywające na nich czerwone wapienie bulaste i cienkoulawicone wapienie kalpionellowe są wieku późnourajsko–wczesnokredowego. Profil utworów kredy dolnej wieńczą niewielkiej miąższości jasnopopielate wapienie rogowcowe odpowiadające wapieniom rogowcowym formacji wapienia pienińskiego znanym z centralnej części Pienin (*maiolica*). Najstarsze utwory sukcesji czorsztyńskiej odsłaniają się w południowej części bloku Homoli i w korycie sąsiadującego z nim na zachodzie potoku Krupianka. Są one reprezentowane przez szare lub szarobrunatne margle i margliste wapienie plamiste oraz czarne łupki sferosyderytowe (aalenu–najniższego bajosu). Stanowią odpowiednik facjalny czarnych łupków obserwowanych w osuwisku pod Czajakową Skąłą. W odniesieniu do geologii alpejskiej można je zaklasyfikować do utworów typu *fleckenkalk-fleckenmergel*.

WALORY KRAJOZNAWCZE

Zróżnicowanie ekosystemów, wzajemnie się przenikających, ma wpływ nie tylko na bogactwo przyrodnicze Pienin, ale również stanowi o ich wyjątkowych walorach krajobrazowych. Sąsiadują tu ze sobą, harmonijnie współgrając, ekosystemy naturalne (lasy, murawy naskalne i wody) z półnaturalnymi, powstałymi wskutek wielowiekowej działalności rolniczej człowieka (łąki ziołoroślowe i kośne, murawy kserotermiczne, łąki eutroficzne oraz pastwiska). Tworzą one zjawisko nazywane kulturowym krajobrazem Pienin, którego najważniejszą cechą jest różnorodność budowy geologicznej, ukształtowania terenu, flory i fauny oraz klimatu. Częścią tego swoistego krajobrazu są tereny zabudowane, zwłaszcza te, gdzie zachowała się historyczna struktura miejscowości, tradycyjny układ zabudowań oraz zabytki kultury materialnej.

Do najważniejszych zadań PPN należy ochrona nie tylko przyrody w jej nienaruszonym stanie, ale również, a może przede wszystkim, tego unikalnego, nie tylko w skali kraju, krajobrazu kulturowego. Stosowane są tu trzy formy ochrony: ścisła, czynna i krajobrazowa. Corocznie PPN odwiedza około 700 tys. turystów. To dużo, jak na tak mały obszar. Począwszy od połowy XIX w. popularność Pienin stale rośnie. Pierwszych gości przyciągała w te strony sława uzdrowskiej Szczawnicy oraz

spływ przełomem Dunajca. Z czasem do programu każdego turysty dołączyły wycieczki na szczyty i do zamków pienińskich oraz pobyt w miejscowościach rozwijających się u stóp gór. Stworzono gęstą sieć znakowanych szlaków turystycznych, na niebezpiecznych szczytach zamontowano barierki ochronne. Od początku swego istnienia PPN dba o stan szlaków i urządzeń służących turystyce (oznakowania, miejsca odpoczynku i zabezpieczenia), współpracuje z flisakami przy organizacji spływu i prowadzi działalność edukacyjną, w której szczególny nacisk kładzie się na podniesienie świadomości turystów w kwestii ochrony przyrody oraz bezpieczeństwa w terenie. Przy pięciu głównych wejściach do parku (Krościenko nad Dunajcem, Szczawnica, Sromowce Wyżne–Kąty, Czorsztyn i Sromowce Niżne) funkcjonują pawilony wejściowe z punktami informacji, wystawami przyrodniczo-kulturowymi, sprzedają wydawnictw i pamiątek oraz toaletami. Na szlakach pieszych znajdują się tablice informacyjne: przyrodnicze i historyczne. Do zwiedzania udostępniono niektóre szczyty, także te najsłynniejsze, o niezrównanych widokach, Trzy Korony i Sokolicę. Zamkowa Góra z ruinami Zamku Pienińskiego (zamku św. Kingi) jest interesującym i pełnym uroku miejscem. W utrwalonych ruinach zamku w Czorsztynie znajdują się sale ekspozycyjne, tarasy i wieża widokowa. Bardzo dobrym sposobem zwiedzenia PPN jest spływ przełomem Dunajca. Godny polecenia jest także spacer przełomem – Droga Pienińską. Łączy ona Szczawnicę z Czerwonym Klasztorem na Słowacji i jest jednym z niewielu miejsc, gdzie na obszarze chronionym można się poruszać rowerem.

Spśród zabytków podpienińskich warto wymienić: uzdrowską zabudowę Szczawnicy, tamtejsze Muzeum Pienińskie, rynek i stary kościół w Krościenku nad Dunajcem, drewniane kościoły w Grywałdzie i Sromowcach Niżnych (galeria sztuki), zamek w Niedzicy, dawne cerkwie w Szlachtowej i Jaworkach oraz zabudowania Czerwonego Klasztoru. Pod względem przyrodniczym i krajoobrazowym interesujące są wąwozy Homole i w Białej Wodzie (Małe Pieniny) oraz andezytowa góra Wdżar na styku Pienin i Gorców.

Większość szlaków turystycznych prowadzi z Pienin w sąsiednie pasma górskie: Beskid Sądecki, Gorce i Magurę Spiską, na Spisz. Niedoceniana jest słowacka część Pienin, poza wycieczką uczęszczaną w sezonie Droga Pienińską, mało kto się wybiera w Haligowskie Skały czy do Huty, a są to miejsca pełne uroku. Kilka szlaków na terenie PIENAP wiedzie na grzbiet Małych Pienin, w rejon Wysokiego Wierchu i na Wysoką. Znacznym ułatwieniem dla turystów chcących poznać słowacki park jest kładka pieszo-rowerowa na Dunajcu, łącząca Sromowce Niżne z Czerwonym Klasztorem.

Wszelkie niezbędne informacje znajdują się na stronie internetowej parku oraz w bezpłatnych informatorach dostępnych w siedzibie Dyrekcji i pawilonach wejściowych PPN, a także na zamku w Czorsztynie.

SŁOWNIK TERMINÓW

Antecedentny przełom rzeczny – utworzony przy współudziale ruchów górotwórczych, które powodowały wypiętrzanie terenu na tyle powolne, że rzeka nadażała za pogłębianiem koryta i doliny, rozcinając powstającą wyniosłość.

Amonity – rząd wymarłych głowonogów posiadających skorupkę zbudowaną z węglanu wapnia.

Andezyty – subwulkaniczne, obojętne skały wylewne lub intruzyjne.

Augit – minerał z grupy piroksenów; glinokrzemian wapnia, magnezu, żelaza i innych; ciemnozielony, często prawie czarny; ważny składnik skał magmowych, zwłaszcza wulkanicznych i subwulkanicznych (bazyalty, diabazy).

Biotyt – minerał z grupy łuszczyków; glinokrzemian magnezu, żelaza, manganu i potasu; czarny lub brązowy; pospolity składnik skał magmowych (np. granitów).

Czerty – skupienia krzemionkowe złożone głównie z chalcodonu i kwarcu, tworzące soczewki, buty itp. w innych skałach.

Facja – zespół cech skały osadowej, który pozwala wnioskować o warunkach tworzenia się tej skały.

Flisz – zespół głębokowodnych, okruchowych skał osadowych, zwykle o dużej miąższości, składający się z wielokrotnie powtarzających się warstw: piaskowców, mułowców i łupków ilastych, niekiedy też zlepieńców.

Hiatus – luka stratygraficzna.

Hornblenda – ciemny minerał skał magmowych; glinokrzemian glinu, żelaza, magnezu, wapnia, sodu; z grupy amfiboli.

Intruzja – wtargnięcie magmy pomiędzy skały już istniejące.

Kaptażowy przełom rzeczny (regresyjny, przełom z erozji wstecznej) – rozcięcie grzbietu górskiego wskutek erozji wstecznej rzeki lub dwu rzek spływających z przeciwległych stoków grzbietu i kaptażu (przechwycenia) jednej rzeki przez drugą.

Koluwium – materiał skalny przemieszczony w dół stoku podczas osuwania.

Kontakt tektoniczny – kontakt jednostek skalnych wywołany tektoniką.

Liliowce – gromada zwierząt morskich należących do szkarłupni, zwykle osiadłe, przyczepione do podłoża łądzą; z ich szkieletów powstają wapienie krynoidowe.

Litofacja – facja rozpostrzywana w aspekcie cech litologicznych skały (składu mineralnego, uziarnienia, tekstury i struktury, barwy).

Ławica – warstwa (lub zespół warstw) skał osadowych wyodrębniająca się od warstw sąsiednich, np. większą spistością.

Megabudinaż tektoniczny – wielkoskalowa fragmentacja skał twardych, otoczonych miękkimi, pod wpływem naprężeń tektonicznych.

Miąższość – grubość warstwy lub innego ciała geologicznego, mierzona prostopadłe do powierzchni ograniczających.

Molasa – osady złożone głównie z materiału okruchowego pochodzącego z niszczenia wydzwiganych lub niedawno wydzwigniętych gór i osadzone w środowisku lądowym lub morskim.

Olistolit – duży blok skalny lub masa skalna przemieszczona po skłonie dna basenu.

Ośrodek – skamieniałość w postaci odlewu powstałego w wyniku wypełnienia wewnętrznej, pustej przestrzeni muszli, obecnie rozpuszczonej (głównie amonitów i małży).

Otwornice – jednokomórkowe organizmy zwierzęce należące do pierwotniaków, posiadające szkielet zewnętrzny, typowe dla różnych środowisk morskich.

Pelagiczny – otwarty morski; osad pelagiczny – powstały przez swobodne opadanie cząstek w toni wodnej.

Peryglacjalny – ogół procesów i warunków klimatycznych występujących w sąsiedztwie obszarów zlodowaczonych oraz na obszarach pokrytych wieloletnią zmarzliną.

Płaszczowina – masy skalne sfaldowane, oderwane od miejsca macierzystego i przesunięte poziomo na większą odległość.

Poziom (powierzchnia) zrównania – rozległa i stosunkowo płaska powierzchnia morfologiczna utworzona wskutek długotrwałego niszczenia jakiegoś obszaru, na ogół niezależna od jego budowy geologicznej.

Radiolarie (promienie) – jednokomórkowe organizmy zwierzęce należące do pierwotniaków, posiadające szkielet zewnętrzny (zwykle krzemionkowy). Większość radiolari żyje w środowisku morskim (stanowią składnik planctonu), stając się charakterystycznym składnikiem osadów głębokomorskich.

Rogowce – skupienia krzemionkowe złożone głównie z chalcedonu i opalu, tworzące warstwy, wydłużone soczewki itp. w innych skałach; wapienie rogowcowe – szare wapienie z soczewkami rogowców.

Soliflukcja – spęływanie odmarzniętej, nasyconej wodą, powierzchniowej warstwy gruntu po przemarzniętym podłożu. Zachodzi w strefie klimatu zimnego, szczególnie tam, gdzie występuje wieloletnia zmarzlina.

Strukturalny przełom rzeczny – uwarunkowany istnieniem jakiejś struktury tektonicznej, np. uskoku, strefy spękań lub obniżenia strukturalnego.

Struktura ciągła/ nieciągła – struktura tektoniczna, której zasadnicze cechy powstały w procesie deformacji ciągłej/ nieciągłej, tj. deformacji zachodzącej bez przerwania/ z przerwaniem ciągłości (spójności) odesktałcanego ośrodka.

Sukcesja – następstwo osadów złożonych w basenie morskim w określonej strefie geograficznej.

Turbidyty – osady ziarniste utworzone przez prądy zawieszinowe i spływy grawitacyjne; żwirowe, piaszczyste i mulowcowe; główny składnik fliszu.

Uławicenie – cecha skał polegająca na występowaniu w nich ławic.

Uskok (dyslokacja) – struktura tektoniczna powstająca w wyniku przemieszczenia dwóch części ośrodka skalnego względem siebie wzdłuż dzielącej je powierzchni lub strefy nieciągłości.

LITERATURA

- Barski M., Matyja B.A., Segit T., Wierzbowski A., 2012 – *Geol. Quart.*, **56**, 3.
- Birkenmajer K., 1957 – Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego 1:10 000, ark. Niedzica. Inst. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., 1963 – Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego 1:10 000, ark. Czorsztyn. Inst. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., 1977 – Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, **45**.
- Birkenmajer K., 1979 – Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wyd. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., Poprawa D. (red.), 1986 – Przewodnik LVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Pieniny. Kraków.
- Birkenmajer K., 2006 – Przełom Dunajca w Pieninach – fenomen geologiczny. *Pieniny – Przyroda i Człowiek*, **9**.
- Birkenmajer K., 2007 – The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): stratigraphy, tectonics, palaeogeography. *Stud. Geol. Pol.*, **127**.
- Birkenmajer K., 2008 – The Szopka Limestone Formation – a new lithostratigraphic name for Upper Liassic beds of the Pieniny and Branisko successions, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians). *Stud. Geol. Pol.*, **131**.
- Birkenmajer K., Oszczytko N., 1989 – Cretaceous and Paleogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **59**.
- Golonka J., 2007 – Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Mesozoic. *Kwart. AGH. Geologia*, **33**, 2.
- Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N., Ślaczka A., 2006 – Plate Tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region. W: The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources (J. Golonka, F.J. Picha, red.). *AAPG Memoir*, **84**.
- Horwitz L., 1963 – Budowa geologiczna Pienin (K. Birkenmajer, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **38**.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985 – Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.
- Jurewicz E., 1994 – Analiza strukturalna pienińskiego pasa skałkowego okolic Jaworek. *Stud. Geol. Pol.*, **106**.
- Jurewicz E., 2005 – Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta Geol. Pol.*, **55**, 3.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczytko N., Ślaczka A., Csontos L., Marunteanu M., Matenco L., Marton E., 1998 – Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. W: Geodynamic development of the Western Carpathians (M. Rakús, red.). *Geol. Surv. Slov. Rep.*, **D. Štúr. Publ.**, Bratislava.
- Kukla A., Rączkowski W., Żytko K., Gucik S., Paul Z., 1987 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczawnica–Krościenko wraz z Objasneniami (1991). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Plašienka D., Grecula P., Putiš M., Kováč M., Hovorka D., 2000 – Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. W: Geological evolution of the Western Carpathians (P. Grecula, D. Hovorka, M. Putiš, red.). *Geocomplex*, Bratislava.
- Plašienka D., Mikuš V., 2010 – Geologická stavba pieninského a šarišského úseku Bradlového pásma medzi Litnanovou a Drienicou na východnom Slovensku. *Mineralia Slovaca*, **42**.
- Watycha L., 1966 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 (bez utworów czwartorzędowych). Rejon Karpat i Przedgórze. Ark. Krościenko (wyd. tymczasowe). Inst. Geol., Warszawa.
- <http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/SOPO/aplikacja>