

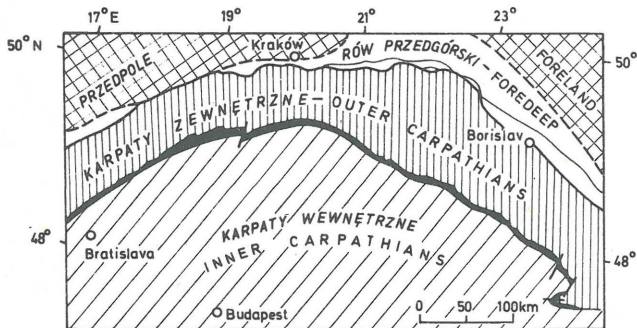
ZARYS EWOLUCJI GEOLOGICZNEJ PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO

UKD 551.243:551.7(438-924.51)

POZYCJA PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO
NA TLE KARPAT

Pieniński pas skałkowy Karpat jest jednostką tektoniczną o długości około 600 km, szerokości zaś zmiennej, od kilkuset metrów do ok. 20 km. Oddziela on dwie wielkie jednostki strukturalne Karpat: Karpaty wewnętrzne (na południu) i Karpaty zewnętrzne (na północy) (ryc. 1, 2). W swojej obiegnej postaci pieniński pas skałkowy jest jednostką heterogeniczną (ryc. 3, 4). Składa się on głównie z jednostek (sukcesji) skałkowych, które utworzyły się w wyodrębnionej części północnej Tetydy – basenie skałkowym (ryc. 5, 6), jak też z jednostek (sukcesji) obcego pochodzenia – wewnętrznokarpackich i zewnętrzno-karpackich, inkorporowanych do pienińskiego pasa skałkowego w czasie fałdowań górno-kredowo-dolnopaleogeńskich i wczesnomiocenickich. Pas skałkowy ma też specyficzną pokrywę osadową (osłone) posttektoniczną: górno-kredową i paleogeńską.

Zarówno od północy, jak i od południa pieniński pas skałkowy ograniczają podłużne strefy tektoniczne o charakterze uskoków przesuwczych (ryc. 2, 3, 7), które powstały w dolnym miocenie. Uskok brzeżny północny jest uskokiem lewosuwym (12–15); uskok brzeżny południowy



Ryc. 1. Położenie pienińskiego pasa skałkowego (zaznaczony na czarno) w Karpatach.

Fig. 1. Position of the Pieniny Klippen Belt (in black) in the Carpathians.

prawdopodobnie wykazuje podobny zwrot przesuwny. Jako całość pieniński pas skałkowy był strefą prawoskrętnej rotacji Karpat wewnętrznych w stosunku do Karpat zewnętrznych z początkiem miocenu (4, 12–15), co spowodowało zbrekcjowanie i zbudinażowanie kompleksów osadowych mezozoicznych i paleogeńskich pasa w skałach od mikro do mega.

Prawie na całej swojej długości pieniński pas skałkowy towarzyszy od południa płaszczynie magurskiej Karpat zewnętrznych, stanowiąc jej południowe obrzeżenie i strefę korzeniową jej najbardziej południowego elementu.

Pod względem strukturalnym pieniński pas skałkowy odpowiada jednej z głównych linii nieciągłości skorupy ziemskiej w Karpatach. Wzdłuż tej linii, z pewnymi odstępstwami spowodowanymi dodatkowymi przemieszczeniami, nieciągłość Mohorovičica (Moho) gwałtownie obniża się w kierunku północnym o ok. 15 km (do ok. 50 km poniżej powierzchni) (41, 42, 34) – ryc. 6.

W rozwoju paleotektonicznym Karpat, pieniński pas skałkowy jest śladem głównej strefy destrukcyjnej północnej Tetydy, na której subdukcja i konsumpcja kier lito sfery zachodziła z przerwami od pogranicza jury i kredy po miocen włącznie. W wyniku tych procesów nastąpiło wessanie w obręb płaszczca i przetopienie większości pierwotnego podłoża basenów Karpat zewnętrznych (fliszowych), jak też podłoża basenu skałkowego i jego obu geantyklinalnych obrzeży – północnego i południowego.

JEDNOSTKI STRUKTURALNE
PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO
I ICH PIERWOTNA POZYCJA

W obrębie pienińskiego pasa skałkowego można wyróżnić sześć głównych elementów strukturalnych (A–F).

(A) Jednostki skałkowe

Jednostki (sukcesje) skałkowe składają się głównie z utworów jurajskich i kredowych aż po dolny kampan, niekiedy nawet po dolny mastrycht włącznie. Utwory triasowe występują tu wyjątkowo. Sukcesje skałkowe tworzyły się w wyodrębnionym basenie morskim północnej Tetydy – basenie skałkowym – między dwoma grzbie-

tami śródoceanicznymi: grzbietem czorsztyńskim od północy i grzbietem egzotykowym (Andrusova) od południa (ryc. 5, 6).

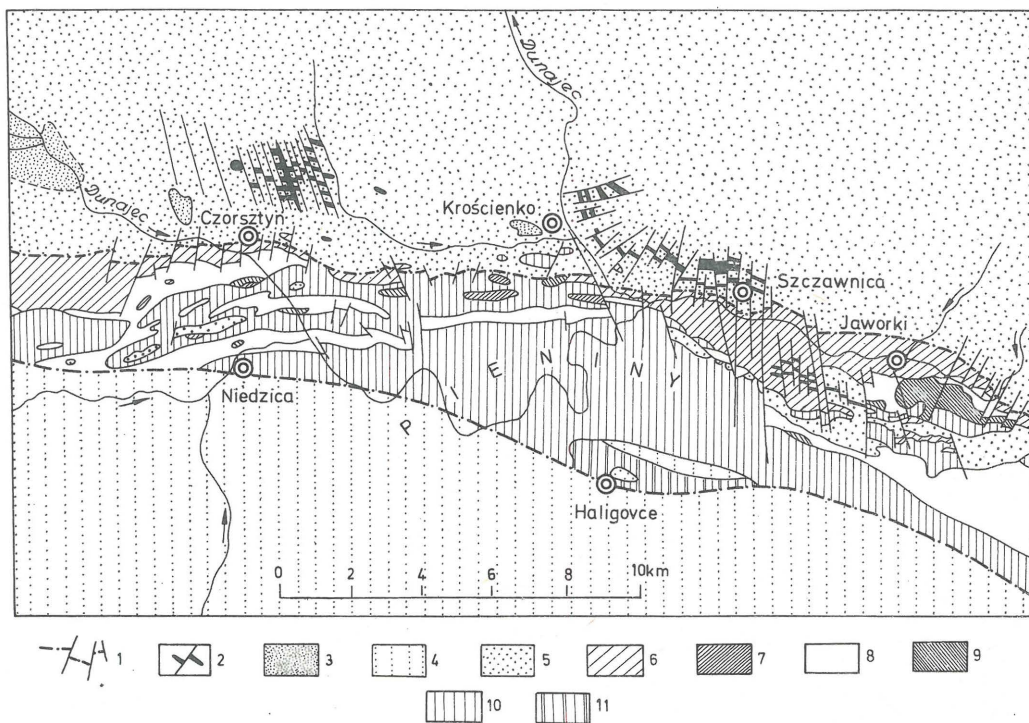
Po słabo poznanym etapie platformowego rozwoju triasu, zakończonym fazą deformacji uskokowych na granicy triasu i jury, które doprowadziły do utworzenia się rowu skałkowego ograniczonego od północy i południa strefami zrębów tektonicznych, obszar skałkowy znalazł się w obrębie szybko ekspandującej północnej gałęzi oceanu Tetydy. Jest prawdopodobne, że najbardziej południowa strefa rowu skałkowego miała ciekawą skorupę oceaniczną (ryc. 5, 6). Skorupa taka mogła powstać na granicy triasu i jury wskutek ekspansji ryftu oceanicznego ze strefy Apuseni-Transylwanii Karpat Wschodnich w kierunku zachodnim.

Największą szerokość i głębokość rowu skałkowego uzyskał na granicy jury środkowej i górnej (kelowej-oksford), kiedy to powstawały wyjątkowo dobrze rozwinięte głębokomorskie osady radiolariowe (radiolaryty). W tym czasie szerokość zbiornika skałkowego wraz z jego obrzeżeniem północnym (grzbietem czorsztyńskim) i południowym (grzbietem egzotykowym - Andrusova) mogła wynosić nie mniej niż 100-150 km (7, 11), a w przypadku przyjęcia obecności skorupy oceanicznej pod południową częścią sukcesji pienińskiej - znacznie więcej.

W ujęciu palinospastycznym można wyróżnić trzy główne obszary sedimentacyjne w basenie pienińskiego pasa skałkowego: grzbiet północny (czorsztyński) z jego skłonem południowym; rów centralny; grzbiet południowy (egzotycki - Andrusova) z jego skłonem północnym.

Grzbiet północny (czorsztyński). Grzbiet północny i jego skłon południowy były miejscem osadzania się sukcesji czorsztyńskiej od triasu po dolny mastrycht włącznie. W przewodzie są to organogeniczne osady węglanowe typu hemipelagicznego i pelagicznego, odpowiadające średnim głębokościom: niższej części oceanicznej platformy szelfowej i wyższej części skłonu szelfowego powyżej granicy kompensacji kalcytowej (CCD). Grzbiet czorsztyński miał podłoże typu skorupy kontynentalnej. Został on odcięty od platformy północnoeuropejskiej pod wpływem skokowego przemieszczenia się (relokacji) ryftu oceanicznego z rowu skałkowego ku północy, w czasie dolnej jury. Relokowany ryft zaczął wytwarzać nową skorupę oceaniczną w obrębie zalanej morzem depresji, która stała się później podłożem części płaszczowiny magurskiej (jednostki Grajczarka). Natomiast odłupek (mikrokontynent) skorupy kontynentalnej platformy północnoeuropejskiej stał się oceanicznym asejsmicznym grzbietem czorsztyńskim pomiędzy dwoma basenami o częściowej skorupie oceanicznej.

Asejsmiczny charakter grzbietu śródoceanicznego, jakim w ciągu jury i znacznej części kredy był grzbiet czorsztyński, jest dobrze wyrażony w jego pelagicznej, często skondensowanej, organogenicznej sedimentacji węglanowej, która zachodziła powyżej granicy rozpuszczalności kalcytu (CCD) lub w strefie między granicami rozpuszczalności aragonitu i kalcytu. W obrębie tych osadów zaznaczają się przerwy sedimentacyjne jako oddźwięk ruchów pionowych i faz ekstensyjnego uskokowania, z których najważniejsze to: faza mezokimeryjska (kelowej) i fazy neokimeryjskie (tyton-neokom) (7, 9, 11). Deformacje



Ryc. 2. Szkic budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego na odcinku Pienin.

Fig. 2. Geological map of the eastern sector of the Pieniny Klippen Belt of Poland.

1 - uskoki mioceńskie; 2 - mioceńskie intruzje andezytowe; 3 - osady słodkowodne mio-plioceńskie; 4 - paleogen podhalański; 5 - paleogen magurski; 6 - laramijska jednostka Grajczarka (jura-mastrycht); 7 - mastrychcka molassa śródskałkowa; 8 - jednostki czorsztyńska i czertezicka (jura-kreda); 9 - płaszczowina niedzicka (jura-kreda); 10 - płaszczowiny braniska i pienińska (jura-kreda); 11 - jednostka haligowiecka (trias-kreda).

1 - Miocene faults; 2 - Miocene andesite intrusions; 3 - Mio-Pliocene fresh-water deposits; 4 - Central Carpathian intra-arc Palaeogene; 5 - Outer Carpathian Palaeogene (Magura flysch trench deposits - Magura Nappe); 6 - Laramian Grajczark Unit (Jurassic-Maastrichtian); 7 - Maastrichtian intra-arc molasse; 8 - Czorsztyń and Czertezik units (Jurassic-Cretaceous); 9 - Niedzica Nappe (Jurassic-Cretaceous); 10 - Branisko and Pieniny nappes (Jurassic-Cretaceous); 11 - Haligowce Unit (Triassic-Cretaceous).

faz neokimeryjskich pozostawały w związku z rozpoczynającym się zamykaniem zbiornika skałkowego pod wpływem subdukcji jego skorupy oceanicznej pod kordylierą Andrusova. Wcześniejse deformacje mezokimeryjskie mogłyby odpowiadać mobilizacji podłoża zbiornika magurskiego (sukcesji Grajcarek) przy północnym obrzeżeniu grzbietu czorsztyńskiego.

Grzbiet czorsztyński był zanurzony pod powierzchnią morza przez większą część swojej jurajskiej i kredowej historii, stanowiąc generalnie pasywny wał podmorski oddzielający różne strefy prądów oceanicznych. Powodowało to wznoszenie się bogatszych w substancje odżywcze (nutrienty) chłodniejszych wód z głębi oceanu (upwelling) i było przyczyną, że osady utworzone na grzbiecie (zwłaszcza

cza górnokredowe) są wyjątkowo bogate w szczątki zwierząt bezkręgowych. W czasie fałdowań górnokredowych, kiedy doszło do ostatecznego zamknięcia się basenu skałkowego w wyniku subdukcji jego podłoża pod kordylierą Andrusova, osady grzbietu czorsztyńskiego pozostały w pozycji autochtonicznej w stosunku do płaszczowin kredowych, które nasunęły się na grzbiet od południa. Osady jurajskie i kredowe grzbietu czorsztyńskiego zostały oderwane od swojego podłoża krystalicznego i jego triasowej okrywy platformowej dopiero w czasie dolnego miocenu (faza sawska), kiedy to zostały silnie sfałdowane i przede wszystkim zbrekcyjne. Bloki twardej wapieni jurajsko-dolnokredowych jednostki czorsztyńskiej nadają charakterystyczne piętno krajobrazowi pasa skałkowego.

Niewiele wiemy o przebiegu sedimentacji na północnym skłonie grzbietu czorsztyńskiego w ciągu jury i kredy. Ta część grzbietu została prawdopodobnie subdukowana w górnej kredzie. Była ona wynurzona w czasie doggeru, dostarczając materiału okruszowego zarówno do zbiornika magurskiego (utwory fliszowe), jak i zbiornika skałkowego (utwory fliszowe i wapień krynooidowe). Z badań sedimentologicznych (7, 22, 25) możemy wnosić, że bezpośrednio na podłożu krystalicznym (metamorficznym) znajdowała się lokalnie pokrywa karbonu produktywnego, następnie cienka pokrywa permu z kwaśnymi wulkanitami, klastyczny dolny trias (piaskowce, kwarcyty), wapień i dolomity triasu środkowego (platforma węglanowa) i pstrę łupki kajpru.

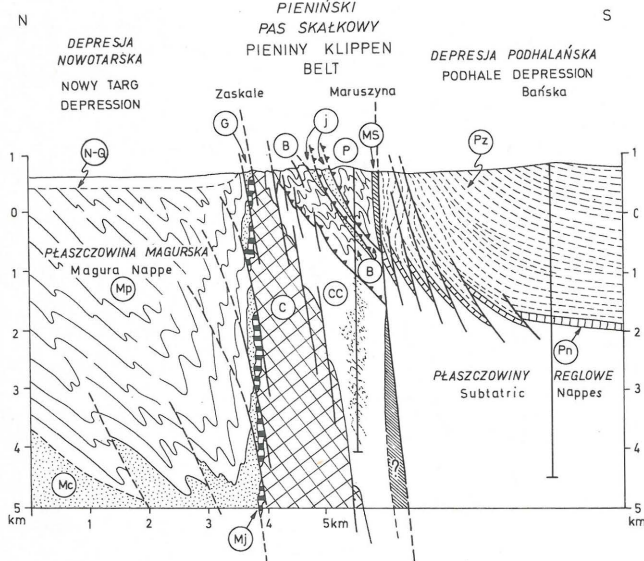
Rów centralny. W rowie centralnym zbiornika skałkowego tworzyły się osady najgłębsze, typu hemipelagicznego i pelagicznego, z abysalnym stadium osadów radiolariowych (radiolarytów) na przełomie jury środkowej i górnej. Najbardziej południową część rowu zajmowała strefa sukcesji pienińskiej, na północ od niej znajdowała się nieco płytsza sukcesja braniska (na wschodzie) i jej oboczne odpowiedniki (na zachodzie) – sukcesje kisucka i niżniańska. Strefa niżniańska (37) stanowi odmianę sukcesji kisuckiej rozwiniętą bliżej grzbietu południowego, być może zastępującą część sukcesji pienińskiej Zachodniej Słowacji.

Strefę przejściową między rowem centralnym i grzbietem północnym (czorsztyńskim) zajmowały sukcesje „przejściowe” o ograniczonym zasięgu regionalnym: niedzicka (bardziej południowa) i czertezicka (bardziej północna) w obszarze polskim i słowackim, oraz pruska i podbielska („orawska”) w Zachodniej Słowacji.

Osady omawianych sukcesji rowu i strefy przejściowej północnej, obejmujące okres czasu od liasu po dolny kampan włącznie, zostały całkowicie oderwane ze swojego podłoża w czasie górnokredowego fałdowania płaszczowinowego. Stąd też nie mamy dowodów na charakter tego podłoża. Mogło ono być częściowo reprezentowane przez ścienioną skorupę typu kontynentalnego z cienką pokrywą triasową (w północnej części rowu), częściowo zaś przez skorupę typu oceanicznego (w południowej części rowu), gdzie tworzyły się osady facji najgłębszych (łupki „posidoniove” z *Bositra*, radiolaryty). Nie mamy jednak ofiolitów powiązanych z tymi osadami.

Hipotetyczna skorupa oceaniczna rowu centralnego mogła być wieku dolnojurajskiego (dolnoliasowego) lub nawet późnotriasowego (16, 17, 19). Mogła ona należeć do tej samej strefy oceanicznej, co główna skorupa oceaniczna Karpat Wschodnich, znana z obdukowanych fragmentów w płaszczowinach transylwańskich i z gór Apuseni (35, 36).

Grzbiet południowy (Andrusova). Grzbiet południowy,



Ryc. 3. Przekrój geologiczny pienińskiego pasa skałkowego na linii geotraversu Kraków–Zakopane (16).

Płaszczowina magurska: Mj – jura – alb; Mc – cenoman – mastrycht; Mp – paleogen. **Pieniński pas skałkowy:** G – jednostka Grajcarek (laramijska jednostka magurska: Mj + Mc); C – jednostka czorsztyńska (jura i dolna kreda); CC – górnokredowe margle i osady fliszowe, jednostka czorsztyńska i przejściowe (?); B – płaszczowina braniska; P – płaszczowina pienińska; j – formacja jarmucka (mastrychcka molassa i flisz); MS – łuska Maruszyna (santon górny – eocen środkowy). **Paleogen podhalański:** Pn – zlepieniec podstawowy (sułowski) i wapień numulitowy; Pz – formacja zakopiańska (flisz). **Depresja nowotarska:** NQ – słodkowodny neogen i czwartorzęd. Laramijskie nasunięcia w pienińskim pasie skałkowym ząbkowane; uskoki trzeciorzędowe zaznaczono grubszymi liniami; głębokie otwory wiertnicze zaznaczono w Bańskiej (IG1) i Maruszynie (IG1).

Fig. 3. Geological cross-section of the Pieniny Klippen Belt along the Kraków–Zakopane geotraverse (16).

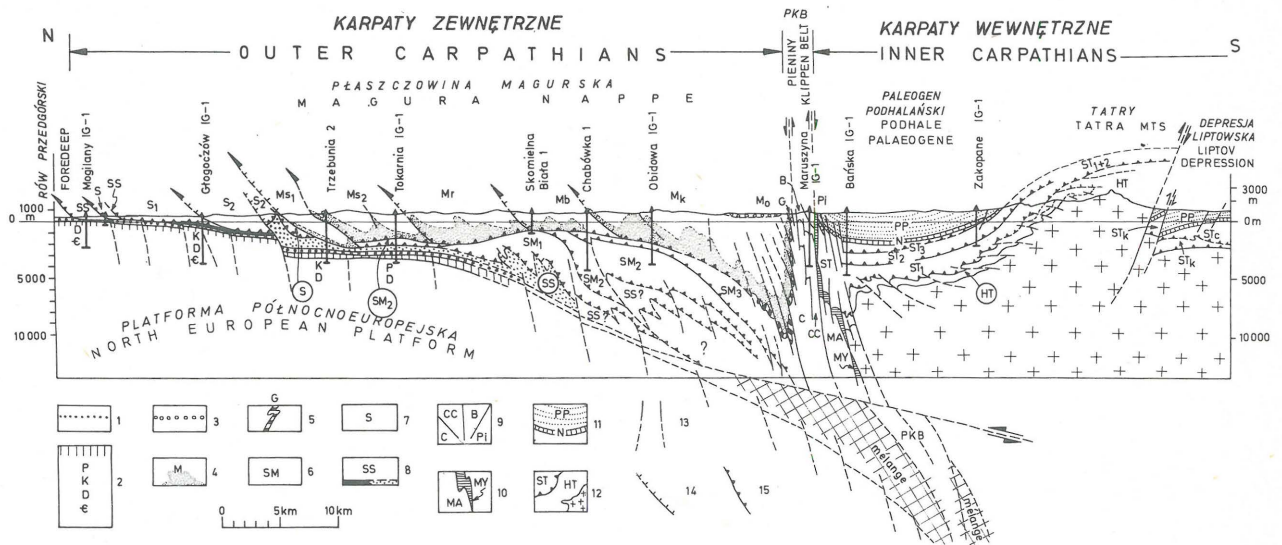
Magura Nappe: Mj – Jurassic through Albanian; Mc – Cenomanian through Maastrichtian; Mp – Palaeogene. **Pieniny Klippen Belt:** G – Grajcarek Unit (Laramian Magura unit: Mj + Mc); C – Czorstyn Unit (Jurassic through and Lower Cretaceous); CC – incompetent Upper Cretaceous marls and flyschoid rocks, Czorstyn and transitional (?) units; B – Branisko Nappe; P – Pieniny Nappe; j – Maastrichtian molasse and flysch (Jarmuta Formation); MS – Maruszyna Scale (Upper Santonian – Middle Eocene). **Podhale Palaeogene:** Pn – basal conglomerate (Sulov Conglomerate) and nummulitic limestone. **Nowy Targ Depression:** NQ – fresh-water Neogene and Quaternary. Laramian overthrusts in the Pieniny Klippen Belt barbed; Tertiary faults marked by heavy lines and dashes; deep boreholes marked at Bańska and Maruszyna.

który oddzielał basen skałkowy od basenu wierzchowego *sensu lato* (strefy Klape – Manin – Kostelec), jest od dawna znany jako źródło materiału klastycznego egzotykowego, który był dostarczany do basenu skałkowego począwszy od aptu – albu, ze zmiennym nasileniem przez górną kredę aż po niższy paleogen włącznie (31, 44, 2, 6, 30, 32, 27, 28, 33). Grzbiet ten bywa oznaczany różnymi terminami, jako „masyw egzotyczny” lub „masyw egzotyczny południowy”, w niektórych publikacjach także jako „grzbiet pieniński”, „grzbiet ultrapieniński” itd. Birkenmajer (19) wprowadził termin „grzbiet (i kordylier) Andrusova” na cześć zmarłego przed kilku laty prof. Dimitrija Andrusova, wielkiego geologa karpackiego, który w ciągu wielu dziesiątków lat zajmował się budową i rekonstrukcją ewolucji pienińskiego pasa skałkowego.

Inwentarz petrograficzno-stratygraficzny grzbietu Andrusova obejmuje paleozoiczne wapienie krystaliczne, me-

taszarogłazy i zlepienie, następnie skały triasowe, jurajskie i dolnokredowe. Skały triasowe odpowiadają swoim charakterem rozwojowi platformy oceanicznej północnej Tetydy (klastyczny trias dolny, węglanowy trias środkowy, lagunowy trias górny), skały jurajskie mają rozwój wyraźnie geantyklinalny, węglanowy i są pozbawione radiolarytów. Charakteryzują się one pojawieniem się facji oolitowych w jurze górnej. Z końcem kredy dolnej (barrem – apt) rozwinęły się tutaj organogeniczne wapienie facji urgońskiej.

Oprócz skał osadowych, grzbiet Andrusova dostarczał w kredzie i niższym paleogenie dużej ilości okruchów skał magmowych, które obejmują zespół law spilitowo-keratofirowo-albitofirowych, ryolitowo-dacytowych i andezytowych oraz granitoidy. Część z tych skał mogłaby być wieku przedtriasowego, wydaje się jednak, że większość jest wieku dolnokredowego, jak na to wskazuje datowanie radiometryczne (K – Ar) przez badaczy słowackich: 98 –

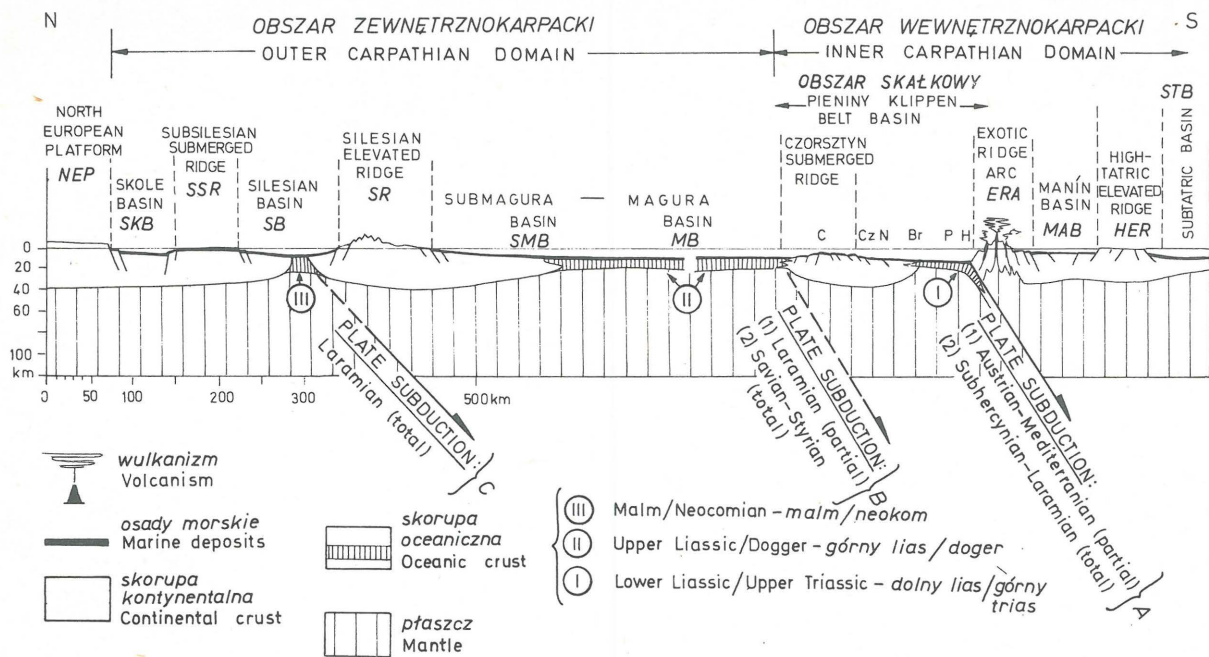


Ryc. 4. Przekrój geologiczny na geotraversie Kraków – Zakopane (według Birkenmajera – 16, część zewnętrznokarpacka głównie według Sikory – 40).

Fig. 4. Geological cross-section along the geotraverse Kraków – Zakopane (after Birkenmajer – 16, Outer Carpathian part based mainly on Sikora – 40).

1 – pokrywa morskiego miocenu (molassa) platformy europejskiej (rów przedgórski); 2 – platforma europejska pod nasunięciem karpackim (P – perm; K – karbon; D – dewon; € – kambr i prekamb; mezozoik kreskowany pionowo); 3 – słodkowodna molassa śródgórska (mio-pliocen); 4 – płaszczowina magurska (utwory kredowe zakropkowane; Ms₁, Ms₂ – podjednostka Siary; Mr – podjednostka raczańska; Mb – podjednostka bystrzycka; Mk – podjednostka krynicka; Mo – podjednostka orawska); 5 – jednostka Grajcarka (jurajskie i kredowe elementy południowego obrzeżenia basenu magurskiego); 6 – jednostki płaszczowiny podmagurskiej (SM₁ – jednostka Mszany; SM₂ – jednostka Obidowej – Słopnic; SM₃ – jednostka grybowska); 7 – płaszczowina śląska (S₁ – dolna podjednostka; S₂ – górna podjednostka); 8 – płaszczowina podśląska; 9 – pieniński pas skałkowy (C – jednostka czorsztyńska; CC – jednostki przejściowe; B – płaszczowina braniska; Pi – płaszczowina pienińska; molassa mastrychcka nie została zaznaczona – por. ryc. 3); 10 – południowa strefa przyskałkowa (MA – jednostka manińska i pokrewne; MY – osady rowu myjawskiego – łuska Maruszyń; 11 – paleogeński flisz podhalański (PP) z wapieniem numulitowym i zlepieniem sułowskim (N) u podstawy; 12 – jednostki wierzchowe (jądro krystaliczne zaznaczono krzyżykami; HT – pokrywa autochtoniczna i złuskowane fałdy) i jednostki regłowe (STc – płaszczowina choczańska; STk – płaszczowina kryżniańska; ST₁₋₃ – podjednostki płaszczowiny kryżniańskiej); 13 – uskoki; 14 – mniejsze nasunięcia; 15 – większe nasunięcia.

1 – Marine Miocene cover (molasse) of European Platform (Foredeep); 2 – Platform under the Carpathians (P – Permian; K – Carboniferous; D – Devonian; € – Cambrian and Precambrian; Mesozoic – vertically shaded); 3 – Intramontane fresh-water molasse (Mio-Pliocene); 4 – Magura Nappe (Cretaceous strata stippled; Ms₁, Ms₂ – Siary Subunit; Mr – Rača Subunit; Mb – Bystrica Subunit; Mk – Krynica Subunit; Mo – Orawa Subunit); 5 – Grajcark Unit (Jurassic and Cretaceous elements of the southern margin of the Magura basin); 6 – Submagura Nappe units (SM₁ – Mszana Unit; SM₂ – Obidowa – Słopnic Unit; SM₃ – Grybów Unit); 7 – Silesian Nappe (S₁ – lower subunit; S₂ – upper subunit); 8 – Subsilesian Nappe; 9 – Pieniny Klippen Belt (C – Czorsztyń Unit; CC – transitional units; B – Branisko Nappe; Pi – Pieniny Nappe; Mastrichtian molasse not marked – see Fig. 3); 10 – southern peri-Klippen zone (MA – Manin and related units; MY – Myjava Furrow sediments – Maruszyń Scale); 11 – Podhale Palaeogene flysch (PP) with nummulitic limestone and Sulov Conglomerate at the base (N); 12 – Hightatric units (crystalline core marked by crosses; HT – autochthonous cover and thrust-folds), and Subatric nappes (STc – Choč Nappe; STk – Križna Nappe; ST₁₋₃ – partial units of the Križna Nappe); 13 – faults; 14 – minor overthrusts; 15 – major overthrusts.



Ryc. 5. Rekonstrukcja palinspastyczna basenów karpaccich na geotraverse Kraków-Zakopane. Stadium apt-alb: ekstensja w obszarze zewnętrznokarpaccim, kompresja i skracanie się skorupy ziemskiej w obszarze wewnętrznokarpaccim (16).

I, II, III – kolejne stadia tworzenia się skorupy oceanicznej wskutek relokacji ku północy ryftu oceanicznego. A – subdukcja w czasie faz austrijskiej-medycerańskiej (częściowa) i subhercynskiej-laramijskiej (całkowita); B – subdukcja w fazie laramijskiej (częściowa) i sawskiej-styryjskiej (całkowita); C – subdukcja laramijska (całkowita). Skrótów od lewej ku prawej: NEP – platforma północnoeuropejska; SKB – basen skolski; SSR – pograżony grzbiet podśląski; SB – basen śląski; SR – wynurzony grzbiet śląski; SMB-MB – basen podmagursko-magurski; C – pograżony grzbiet i skłon czorsztyński; Cz – strefa czertezicka; N – strefa niedzicka; Br – strefa braniska; P – strefa pienińska; H – strefa haligowiecka; ERA – łuk wyspowy egzotyczny (kordyliera Andrusova); MAB – basen maniński; HER – wynurzony grzbiet wierchowy; STB – basen regłowy.

140 mln lat (30) i 115–138,5 mln lat (33). Podobny wniosek, jednak bez dowodów radiometrycznych, już wcześniej wyciągnął Wieser (43).

Świadectwem obecności skał ultrazasadowych związanych z omawianym grzbietem, prawdopodobnie pochodzących z obdukowanej skorupy oceanicznej, mogą być detrytyczne spinele chromowe i żelaziste stwierdzone w osadach barremu – cenomanu jednostek kłapskiej i manińskiej, nadto fragmenty chromitu, spinelu i serpentynitu uzyskane z bloków egzotycznych wapieni urgońskich (barrem-apt), z górnokredowych zlepieńców „upohlawskich” zachodniej części pienińskiego pasa skałkowego Słowacji (33). Z tej strefy znane są również ślady wysokociśnieniowego-niskotemperaturowego (hP-IT) metamorfizmu w postaci łupków glaukofanowych, datowanych na 138 i 140 mln lat (33). Mogą one być dowodem na początek subdukcji (na granicy jury i kredy) w strefie przyległej od północy do kordyliery Andrusova (19) – ryc. 6.

Północny skłon grzbietu (kordyliery) Andrusova prawdopodobnie był miejscem osadzania się sukcesji haligowieckiej (ryc. 5, 6). Sukcesja ta rozpoczyna się skałami węglanowymi triasu (23, 26), na którym niezgodnie leżą morskie utwory liasu, wyżej zaś węglanowe i krzemionkowe skały jury środkowej, górnej i kredy dolnej (5, 11),

Fig. 5. Palinspastic reconstruction of the Carpathian basins along the Kraków-Zakopane geotransverse, Aptian-Albian stage: extension in Outer Carpathian domain, compression and crustal shortening in Inner Carpathian domain (16).

I, II, III – subsequent stages of oceanic crust formation due to northward relocation of oceanic rift; C – Czorsztyń Ridge; Cz – Czertezik zone; N – Niedzica zone; Br – Branisko zone; P – Pienniny zone; H – Haligovce zone.

swoim następstwem i wykształceniem facjalnym przypominające przejściowe sukcesje skałkowe (zwłaszcza sukcesję czertezicką). Pojawienie się w omawianej strefie wapieni urgońskich (barrem-apt) wiąże sukcesję haligowiecką z sukcesją niżniańską Zachodniej Słowacji, jak też – poprzez grzbiet Andrusova – z basenem kłapsko-manińskim i wierchowym *sensu stricto*, gdzie wapień urgoński stanowią charakterystyczny i szeroko rozprzestrzeniony element. Górnokredowe margle globotrunkanowe (formacja margli z Jaworek) i osady fliszowe (formacja sromowiecka) występujące w jednostce haligowieckiej, potwierdzają jej pierwotne położenie w basenie skałkowym – na północ od grzbietu Andrusova. Natomiast obecność paleogenu typu myjawskiego w Haligowcach sugeruje bliskie powiązania z rejonem bardziej południowym (kłapsko-manińskim). Na południowym skłonie grzbietu Andrusova osadzała się jednostka kłapska (patrz niżej).

(B) Jednostki wewnętrznokarpaccie

Do tego zespołu tektonicznego należą jednostki pochodzące z rejonu na południe od strefy skałkowej (na południe od grzbietu Andrusova), które zostały włączone do struktury skałkowej najprawdopodobniej w czasie fałdowań fazy laramijskiej. Są to sukcesje (jednostki, płaszczowiny): kłapska, manińska i kostelecka (29). W najbardziej ogólnym przybliżeniu reprezentują one rozwój typu geantyklinalnego (wierchowego), na co wskazuje obecność krynowidowych wapieni liasu i doggeru, wapienny organodetrytyczny rozwój osadów malmu i dolnego neokomu, jak też typowe wykształcenie urgońskich wapieni organogenicznych dolnej kredy (barrem-apt). W apcie pojawiają się tutaj osady bogate w olistolity wapieni urgońskich, następnie zaś utwory fliszowe (alb-cenoman –

dolny turon), często z licznymi blokami egzotyków. Jest to świadectwem niepokoju tektonicznego i wynurzenia w obrębie kordyliery Andrusova, która obrzeżała omawiany basen od północy (ryc. 5, 6). Z fazą austrijskiej deformacji mogą pozostawać w związku przerwy sedimentacyjne, tworzenie się uskoków i wylewy podmorskie law zasadowych na pograniczu aptu i albu.

W bardziej płytkim rozwoju omawianego basenu na północy (sukcesja kłapska) i na południu (sukcesja kostelecka) zaznaczają się liczne przerwy sedimentacyjne w jurze i kredzie. W centralnej części basenu niekiedy pojawiają się w oksfordzie radiolaryty (skałka Butkowa). Jednakże w całości basen maniński *sensu lato* odpowiada jedynie obniżeniu w obrębie grzbietu geantyklinalnego mającego ścienioną skorupę typu kontynentalnego. Nie osiągnął on nigdy głębokości rowów sedimentacyjnych typu oceanicznego i nie posiadał skorupy oceanicznej (ryc. 5, 6).

(C) Jednostka myjawska

Sukcesje osadowe basenu manińskiego *sensu lato* były prawdopodobnie słabo sfałdowane w czasie turonu (29), w fazie medyterrańskiej. Z kolei osadziły się zlepieńce, margle, łupki i skały fliszopodobne facji gozawskiej (koniak – mastrycht), które zdaniem niektórych autorów kontynuują się bez przerwy czasowej na granicy kredy i trzeciorzędu – w obręb paleogenu. Rozwój osadów górno-kredowych w omawianym obszarze bywa zwykle wyróżniany jako „myjawski” lub „przyskałkowy południowy” (3, 39).

Wydate się prawdopodobne, że przynajmniej część tych osadów została sfałdowana na granicy kredy i paleogenu i nasunięta ku północy poprzez kordylierę Andrusova, stając się w ten sposób wewnętrznym elementem akrecyjnego laramijskiego łuku wyspowego w pienińskim pasie skałkowym.

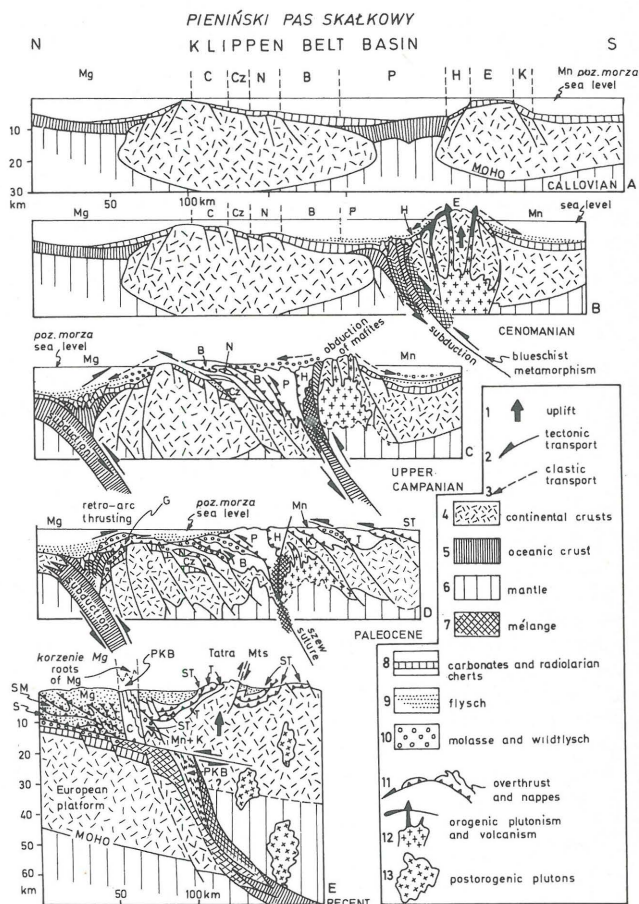
W obrębie polskiego odcinka pienińskiego pasa skałkowego jednostkę myjawską reprezentuje wąska strefa łuski maruszyńskiej, pojawiająca się na kontakcie tektonicznym płaszczowiny pienińskiej i fliszu podhalańskiego w okolicach Szaflar i Maruszyny. W obrębie tej jednostki występują pelagiczne, bogate w otwornice osady węglanowe (margle, wapienie margliste, łupki margliste) reprezentujące górną kredę (górny santon – górny mastrycht), z podrzędnymi wkładkami osadów typu fliszowego. Miąższość tych osadów jest niewielka, wskazując na kondensację, charakter rozwoju odpowiada pokrywom pogrążonego w morzu grzbietu – prawdopodobnie południowemu skłonowi kordyliery Andrusova. Nad osadami górnego mastrychtu pojawiają się pstrę łupki i margle paleocenu i eocenu, aż po eocen środkowy włącznie (1, 24, 20). Osady te leżą w pozornej ciągłości nad osadami górnego mastrychtu, jednakże nie została dotychczas rozpoznana najniższa zona otwornicowa paleocenu (danu) i nie wiadomo czy brak tej zony jest pierwotny (przerwa sedimentacyjna), czy wtórny (łuka tektoniczna).

Północne obrzeżenie zbiornika myjawskiego zostało rozpoznane w Haligowcach (Pieniny, po stronie słowackiej), gdzie bezpośrednio na sfałdowanej jednostce haligowieckiej leżą niezgodnie zlepieńce typu sułowskiego z wkładkami wapieni koralowych i otwornicowych (środkowy – górny eocen – 23, 39). Mają one przechodzić ku południowi w mułowce i iłowce z wkładkami wapiennymi (dolny paleocen – górny eocen).

(D) Pokrywa jarmucka

Klastyczna pokrywa osadowa wieku mastrychckiego w pienińskim pasie skałkowym rozwinięta jest jako słodkowodna i morska molassa (zlepieńce z materiałem egzo-

tycznym i lokalnym) oraz piaszczysty flisz formacji jarmuckiej. Osady te tworzyły się w obrębie łuku wyspowego i w zbiorniku przedlukowym (magurskim) górno-kredowej struktury fałdowej pienińskiego pasa skałkowego. Pokrywają one niezgodnie jednostki tektoniczne (płaszczowiny) przedlaramijskie pasa skałkowego, a uczestniczą też jako element sfałdowany w nasunięciach laramijskich. W rowie magurskim (patrz niżej) formacja jarmucka przybiera na miąższości i reprezentowana jest przez formacje chaotyczne („dziki flisz”, olistostromy) i flisz piaszczysty.



Ryc. 6. Model ewolucji strukturalnej pienińskiego pasa skałkowego, odcinek centralny (16).

Sukcesje stratygraficzne i jednostki tektoniczne: Mg – magurska; G – Grajcarka; C – czorsztyńska; Cz – czertezicka; N – niedzicka; B – braniska; P – pienińska; H – haligowiecka; E – egzotykowa (grzbiet Andrusova); K – kłapska; Ma – manińska; T – wierchowa; ST – regłowa; PKB – pieniński pas skałkowy;

1 – ruchy wznoszące; 2 – transport tektoniczny; 3 – transport materiału klastycznego; 4 – skorupa kontynentalna; 5 – skorupa oceaniczna; 6 – płaszcz; 7 – melanz; 8 – skały węglanowe i radiolaryty; 9 – flisz; 10 – molassa i „dziki” flisz; 11 – nasunięcia i płaszczowiny; 12 – wulkanizm i plutonizm orogeniczny; 13 – plutony postorogeniczne.

Fig. 6. Model of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, central sector (16).

Stratigraphic successions and tectonic units: Mg – Magura; G – Grajcarek; C – Czorsztyń; Cz – Czertezik; N – Niedzica; B – Branisko; P – Pieniny; H – Haligovce; E – Exotic (Andrusov Ridge); K – Klape; Ma – Manin; T – Hightatric; ST – Subatric; PKB – Pieniny Klippen Belt.

(E) Sukcesja zewnętrzno-karpacka (magurska)

Należy tutaj mezozoiczna sukcesja osadowa magurska (jura środkowa—mastrycht) utworzona w obrębie raczej głębokiego rowu typu oceanicznego, który obrzeżał od północy grzbiet czorszyński. Część południowa tego rowu została sfałdowana i wstecznie nasunięta na pas skałkowy w czasie fałdowań laramijskich (ryc. 6D) tworząc jednostkę Grajcarka (8, 10, 11). U podstawy tej jednostki wydziela się ciemne utwory fliszowe (?toark—aalen), które są najstarszym osadem prądów zawieszonych w Karpatach. Nad nimi pojawiają się głębokomorskie pelagiczne osady o silnie skondensowanej miąższości: łupki, margle, radiolaryty i wapienie rogowcowe (bajos—dolna kreda), bardzo zbliżone w rozwoju facjalnym i następstwie do sukcesji braniskiej i pienińskiej rowu skałkowego, ale wyróżniające się małą miąższością w stosunku do tych sukcesji.

Na granicy kredy dolnej i górnej nastąpiła wyraźna zmiana sedimentacji w omawianej strefie w stosunku do rowu skałkowego. W jednostce Grajcarka pojawiły się głębokomorskie osady pstrych łupków z aglutynującą mikrofauną, podścielone przez łupki krzemionkowe i radiolaryty — co nawiązuje do rozwoju osadów w basenach Karpat Zewnętrznych.

Osady jednostki Grajcarka zostały tektonicznie zaburzone na granicy kampanu i mastrychtu w strefie przylegającej do grzbietu czorszyńskiego. Z kolei osadziły się utwory fliszowe z brekcjami sedimentacyjnymi i olistostromami formacji jarmuckiej (mastrycht), zawierającymi materiał zarówno egzotyczny, jak też lokalny — z płaszczowin skałkowych i częściowo także z wychylonego południowego obrzeża basenu magurskiego.

Kolejne fałdowanie nastąpiło po mastrychcie, prawdopodobnie w niższym paleocenie. W tym czasie jednostka Grajcarka została wstecznie pchnięta ku południowi i nasunięta na strukturę pasa skałkowego (ryc. 6D). Obydwa

fałdowania (późnosubhercyńskie i laramijskie) były najprawdopodobniej związane z etapami subdukcji skorupy oceanicznej podłoża basenu magurskiego pod grzbiet czorszyński.

(F) Pokrywa paleogeńska

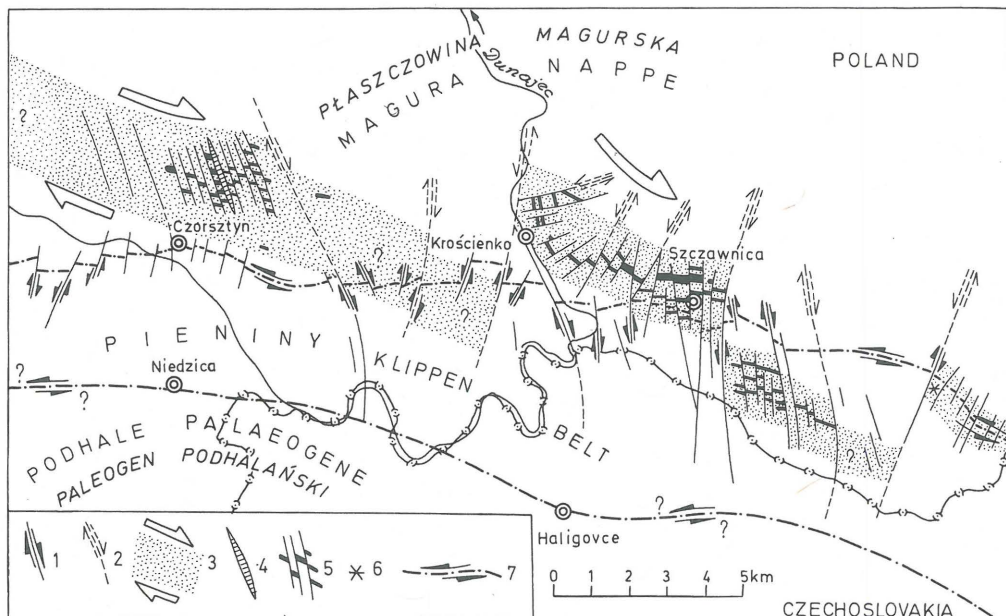
Paleogeńska pokrywa osadowa pienińskiego pasa skałkowego swoim typem wykształcenia odpowiada fliszowemu rozwojowi basenu magurskiego. Spoczywa ona niezgodnie na laramijskich i młodsubhercyńskich (resseńskich) jednostkach tektonicznych pasa skałkowego. Pas skałkowy jest zarazem strefą korzeniową dla najbardziej południowej części dolnomioceńskiej płaszczowiny magurskiej.

Pokrywa paleogeńska typu myjawskiego (paleocen dolny—eocen środkowy) występuje w sposób nieciągły wzdłuż południowego obrzeżenia pasa skałkowego. Kontaktuje ona tektonicznie zarówno z jednostkami skałkowymi, jak i paleogenem podhalańskim.

Pokrywa paleogeńska typu centralnokarpackiego rozpoczyna się zlepnięciami sułowskimi z cienkimi wkładkami wapieni otwornicowych i koralowych (eocen środkowy—górny), nad którymi pojawiają się lokalnie pstry łupki, a następnie gruby kompleks fliszu podhalańskiego (eocen górny—oligocen dolny). Jest to w większości posttektoniczna pokrywa centralnokarpackich jednostek płaszczowinowych (regłowych i wierchowych). W pienińskim pasie skałkowym występują spągowe ogniwa tego paleogenu, stanowiąc okrywę Skałki Haligowieckiej.

Osady neogenu i czwartorzędu w pienińskim pasie skałkowym, choć niejednokrotnie pocięte młodymi uskoki i niekiedy słabo sfałdowane, nie różnią się od analogicznych osadów poorogenicznej pokrywy Karpat.

Wulkanity mioceńskie w Pieninach występują przy północnym obrzeżeniu pasa skałkowego tworząc dajki i sille przecinające utwory paleogeńskie i mezozoiczne płaszczowiny magurskiej i jednostki Grajcarka. Są one



Ryc. 7. Pienińska linia andezytowa (PAL) i jej stosunek do pienińskiego pasa skałkowego (14, 15).

Fig. 7. Pieniny Andesite Line (PAL) and its relation to the Pieniny Klippen Belt (14, 15).

1 — poprzeczne uskoki przesuwcze rozpoznane w strukturze geologicznej na powierzchni; 2 — przypuszczalne uskoki poprzeczne przesuwcze w głębokim podłożu płaszczowiny magurskiej; 3 — PAL z zaznaczonymi wektorami przemieszczenia przesuwczego; 4 — młodsze dajki andezytowe; 5 — starsze dajki i sille andezytowe; 6 — intruzja bazaltowa; 7 — podłużne uskoki przesuwcze obwodowe.

1 — transversal strike-slip faults traceable at the surface; 2 — supposed transversal strike-slip faults in deep substratum of the Magura Nappe; 3 — PAL with vectors of strike-slip translation marked; 4 — younger andesite dykes; 5 — older andesite dykes and sills; 6 — basalt intrusion; 7 — longitudinal

posttektoniczne w stosunku do fazy sawskiej (dolnomiocenkiej), a pre- i posttektoniczne w stosunku do fazy styryjskiej (środkowomiocenkiej).

PLAN PALEOSTRUKTURALNY

Silnie wygięty, otwarty ku południowi łuk karpacki jest formą tektoniczną powstałą w wyniku rotacji łuków fałdowych, które powstawały kolejno na miejscu zamykanych basenów osadowych w kierunku od południa na północ, w czasie od górnej kredy po neogen włącznie. Dowodów na rotację pokredową dostarczyły badania paleomagnetyczne górnokredowych margli pienińskiego pasa skałkowego (4). Przed górną kredą zarówno basen skałkowy, jak też cały obszar geosynkliny zachodniokarpackiej, miały kształt łukowaty znacznie mniej zakrzywiony niż obecnie.

Odcinek północnej Tetydy, którego resztkę stanowią Karpaty Zachodnie i Wschodnie, znajdował się pomiędzy dwoma uskokami transformującymi: Wiednia (WT) i Murzeszu (MT) (18). Obecność tych konserwatywnych struktur dna oceanicznego, powstałych w wyniku nierównomiernej ekspansji ryftów oceanicznych północnej Tetydy, zaznaczała się w ciągu całej jurajskiej i kredowej historii obszaru, powodując zasadnicze zmiany w rozwoju facjalnym, przebiegu i stylu deformacji między obszarami zachodniokarpackim i wschodnioalpejskim z jednej (uskok WT), a wschodniokarpackim i południowokarpackim (uskok MT) z drugiej strony.

Ryfty oceaniczne, które powstawały w rejonie północnej Tetydy z końcem triasu i w dolnej oraz górnej jurze, nie miały pozycji stacjonarnej, lecz ulegały skokowemu przemieszczaniu (relokacji) w kierunku z południa na północ (16–19). Ich działalność, choć intensywne, była krótkotrwała, powodując powstanie niezbyt szerokich stref skorupy oceanicznej pomiędzy kolejno odcinanymi fragmentami platformy północnoeuropejskiej, które utworzyły kolejne grzbiety typu geantyklinalnego (o skropie kontynentalnej), oddzielające w sposób mniej lub bardziej dokładny baseny oceaniczne (ryc. 5). Grzbiety te zachowywały się przez znaczną część swojej mezozoicznej (jurajsko-kredowej) historii jako grzbiety asejsmiczne (pasywne), niektóre jednak pod koniec swojej historii przekształciły się w aktywne kordyliery – łuki fałdowe (wyspowe). Stało się to w przypadku, gdy wskutek zmiany reżimu basenu z ekstensyjnego na kompresyjny pod wpływem subdukcji skorupy oceanicznej w przyległym basenie grzbiet asejsmiczny został nastrzykany wulkanitami, a stanowiąc czołową partię kry wiszącej nad strefą subdukcji – uległ sfałdowaniu, wydzwignięciu i intensywnej denudacji.

Ryc. 5 przedstawia zasadniczy schemat palinspastyczny północnej Tetydy w rejonie Karpat Zachodnich, na geotrawersie Kraków–Zakopane, w etapie aptu–albu. Schemat ten zakłada obecność trzech odcinków skorupy oceanicznej (I–III), na południowej granicy których w różnym czasie i z różną intensywnością następowała subdukcja i destrukcja kry oceanicznej.

(I) Hipotetyczna skorupa oceaniczna basenu skałkowego, będąca przedłużeniem obszaru oceanicznego strefy Apuseni–Transylwanii Karpat Wschodnich, która powstała prawdopodobnie około granicy triasu i jury. Subdukcja tej skorupy rozpoczęła się na granicy jury i kredy, powodując pojawienie się magmatyzmu w kordylierze Andrusova i postępującą redukcję szerokości basenu skałkowego począwszy od aptu–albu. Najważniejsze paro-

ksyzmy (fazy) tektoniczne będące efektem okresowego przyspieszenia subdukcji, pojawiały się w czasie aptu–albu (faza austrijska), turonu (faza medyterrańska), górnego kampanu (faza późnosubhercyńska – resseńska) oraz mastrychtu i niższego paleocenu (fazy laramijskie). Dwie ostatnie fazy (młodosubhercyńska i laramijskie) były odpowiedzialne za całkowite zamknięcie basenu skałkowego, przekształcenie pokrywy osadowej rowu skałkowego w płaszczowiny nasunięte ku północy na autochton czorsztyńskiej i pojawienie się molasy górnokredowej (jarmuckiej) w strefie powstałego łuku fałdowego.

(II) Hipotetyczna skorupa oceaniczna basenu magurskiego, reprezentująca strefę akrecyjną relokowanego ku północy ryftu (I) lub jego odgałęzienia, powstała prawdopodobnie w górnym liasie i częściowo doggerze. Jej wschodnie przedłużenie może być rozpoznane w Rumunii w strefie skałek Poiana Botizei. W omawianej strefie subdukcja skorupy oceanicznej rozpoczęła się w górnej kredzie i trwała do niższego paleocenu powodując sfałdowanie południowej części basenu magurskiego i powstanie jednostki Grajczarka (fazy młodosubhercyńska i laramijska). W ciągu paleogenu subdukcja w tej strefie prawdopodobnie uległa czasowemu zahamowaniu lub zachodziła bardzo powoli, ulegając gwałtownemu przyspieszeniu dopiero na granicy paleogenu i neogenu (faza sawska) oraz w miocenie środkowym (faza styryjska), kiedy to całe podłoże fliszu Karpat zewnętrznych zostało wciągnięte pod pieniński pas skałkowy ulegając destrukcji (przetopieniu) w głębokościach płaszczka Ziemi (ryc. 6E). W efekcie tej subdukcji, osady mezozoiczne i paleogeńskie Karpat zewnętrznych zostały całkowicie zdarte z podłoża, a powstałe w miocenie płaszczowiny w większości nie mają zachowanych stref korzeniowych (ryc. 4).

(III) Podrzędna strefa skorupy oceanicznej w Karpatach Zachodnich powstała prawdopodobnie w obrębie basenu śląskiego, w wyniku relokacji ryftu (II) w kierunku północnym na granicy jury i kredy. Strefa ta znajduje przedłużenie w Karpatach Wschodnich (dacydy zewnętrzne). Relokacja ryftu ku północy spowodowała odcięcie grzbietu (kordyliery) śląskiej od platformy północnoeuropejskiej. Krótkotrwała subdukcja w górnej kredzie (laramijska) spowodowała destrukcję tej skorupy oceanicznej w Karpatach Zachodnich, krótkotrwałe uaktywnienie wulkanizmu subdukcyjnego związanego z kordylierą śląską, jak też silne wydzwignięcie tej kordyliery, która na granicy kredy i trzeciorzędu stała się głównym źródłem wewnątrz-basenowego materiału klastycznego dostarczanego do sąsiadujących zbiorników fliszowych.

ETAPY EWOLUCJI STRUKTURALNEJ PIEŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO

Ryc. 6 przedstawia wybrane etapy rozwoju strukturalnego pienińskiego pasa skałkowego, w odcinkach czasu obejmujących: kelowej, cenoman, górny kampan, paleocen i stan obecny. Dla pełniejszej charakterystyki ewolucji strukturalnej pasa skałkowego należy rozpatrzeć pokrótce dziewięć etapów (A–J – patrz niżej).

(A) *Etap otwarcia basenu.* Otwarcie basenu skałkowego nastąpiło w wyniku uskokowego rozpadu południowej krawędzi węglanowej platformy triasowej północnoeuropejskiej na granicy triasu i jury (faza starokimeryjska). W tensjonalnym reżimie uskokowym związanym z propagacją ku zachodowi ryftu wschodniokarpackiego strefy Apuseni–Transylwanii (I) powstał rów skałkowy ograniczony od południa grzbietem egzotycznym Andrusova, od północy zaś grzbietem czorsztyńskim – w tym czasie

stanowiącym jeszcze najbardziej południową część kontynentalnej platformy północnoeuropejskiej.

(B) *Etap początkowej ekspansji basenu.* W ciągu liasu i doggeru postępowała dalsza ekspansja basenu skałkowego zarówno w kierunku podłużnym, jak i poprzecznym. Wiązało się to z panującym w tym czasie reżimem ekstensyjnym w północnej części Tetydy, powodującym pogłębianie się rowów i pogrążanie grzbietów asejsmicznych (mikrokontynentów). Relokacja ryftu (I) ku północy spowodowała odcięcie grzbietu czorsztyńskiego od północnoeuropejskiej platformy kontynentalnej i powstanie oceanicznej skorupy basenu magurskiego (II) prawdopodobnie na granicy liasu i doggeru. W efekcie tego, południowy skłon (shelfbreak) platformy kontynentalnej cofnął się ku północy w obręb późniejszej kordyliery śląskiej.

(C) *Etap pelagiczny.* Etap pelagiczny („prefliszowy”) będący konsekwencją ekspansji basenów i ich pogłębiania, jest najlepiej wyrażony jako pelagiczne łupki „posidoniowe” (bositrowe), radiolaryty i wapienie rogowcowe (typu biancone). Powstawały one głównie w rowie skałkowym i w rowie magurskim, natomiast ich odpowiedniki są znacznie słabiej reprezentowane w basenie manińskim (*sensu lato*). Może to być jednym z dowodów na różny charakter skorupy ziemskiej w tych strefach (por. ryc. 5, 6).

Grzbiet czorsztyński w czasie jury środkowej i górnej był przez większą część czasu pogrążony w morzu. Podlegał on deformacjom tektonicznym pod wpływem tensjonalnych uskoków na granicy doggeru i malmu (faza mezokimeryjska) oraz malmu i neokomu (fazy neokimeryjskie), które powodowały powstawanie podmorskich rowów i zrębów tektonicznych, pojawianie się przerw sedymentacyjnych, częściową destrukcję i redepozycję osadów. Ruchy neokimeryjskie zaznaczyły się także na południowym skłonie grzbietu czorsztyńskiego (strefy: czertezicka i niedzicka) oraz wzdłuż południowego obrzeżenia basenu magurskiego (jednostka Grajcarka). Można je interpretować jako oddźwięk rozpoczynającej się subdukcji w basenie skałkowym.

W rowach sedymentacyjnych – centralnym, skałkowym (branisko-pienińskim) i północnym (magurskim), w ciągu ok. 80 mln lat od górnego liasu aż po alb zachodziła ciągła sedymentacja pelagiczna. W pionowym profilu osadów często zaznacza się tutaj charakterystyczna symetria facjalna, w której radiolaryty (kelowej–oksford) reprezentują stadium najgłębsze. Epizody sedymentacji radiolariowej pojawiały się również w kredzie, a mianowicie w albie (w rowie magurskim i na grzbiecie czorsztyńskim) i w cenomanie – turonie (w rowach magurskim i skałkowym oraz na grzbiecie czorsztyńskim).

(D) *Etap początkowej kompresji.* Stadium pelagiczne zakończyło się przy południowym obrzeżeniu basenu skałkowego w czasie barremu – aptu, kiedy pojawiły się płytkomorskie, organogeniczne wapienie facji urgońskiej. Sedymentacja tych wapieni objęła grzbiet (kordyliere) Andrusova i jej skłon północny (strefę haligowiecką i niżniańską) oraz południowy (strefa klapska) oraz rozprzestrzeniła się ku południowi aż po strefę wierzchową *sensu stricto*. Po utworzeniu się wapieni facji urgońskiej wystąpiła w całej zajętej przez nie strefie krótkotrwała przerwa sedymentacyjna w dolnym albie, częściowo z wynurzeniem (faza austrijska – „manińska”). Jest to przejaw inicjalnej kompresji w obrębie kry mikrokontynentu słowackiego, nasuwającej się na subdukowaną skorupę oceaniczną rowu skałkowego. Kordyliera Andrusova została objęta intensywnymi deformacjami, wydzwignięta i głęboko zerodo-

wana, dostarczając materiału klastycznego do obu przyległych basenów – północnego (skałkowego) i południowego (manińskiego *sensu lato*). W ten sposób powstawały kliny sedymentacji fliszowej wśród pelagicznych osadów łupkowo-marglistych począwszy od aptu – albu, przez cenoman i turon aż po senon niższy włącznie w basenie skałkowym, a po turon niższy włącznie w basenie południowym – manińskim.

(E) *Główny etap kompresji górnokredowo-paleoceńskiej.* Subdukcja kry oceanicznej pod kordyliere Andrusova, która rozpoczęła się z początkiem kredy i trwała ze zmiennym nasileniem do dolnego kampanu włącznie, uległa gwałtownemu przyspieszeniu w czasie górnego kampanu, mastrychtu i ponownie w niższym paleocenie. Te stadia przyspieszonej subdukcji zaznaczyły się jako kolejne fazy intensywnej deformacji tektonicznej w centralnym rowie skałkowym, powodując utworzenie się nasuniętych ku północy płaszczowin: w fazach późnosubhercyńskiej (ressenńskiej), wczesno- i późnolaramijskiej (8, 17, 18). Wydaje się, że fałdowanie w rowie centralnym pojawiło się najpierw na zachodzie i wzdłuż południowego obrzeżenia rowu (8, 10, 38), następnie przeniosło się w kierunku wschodnim i północnym w miarę zamykania się rowu centralnego, gdy subdukcja ulegała relokacji z kordyliery Andrusova na północne obrzeżenie grzbietu czorsztyńskiego (ryc. 6C, D).

Równocześnie z wynurzaniem się płaszczowin nastąpiło ich niszczenie i redepozycja materiału klastycznego jako molassy i fliszu formacji jarmuckiej w obrębie łuku fałdowego (basen śródłukowy osłony skałkowej) i na jego północnym przedpolu (basen przedłukowy – magurski). Formacja jarmucka uległa z kolei również silnym zaburzeniom tektonicznym, stając się w niektórych partiach pasa skałkowego częścią płaszczowin laramijskich. Z etapem końcowym fałdowań laramijskich wiąże się wsteczne nasunięcie sfałdowanych elementów jurajsko-kredowych basenu magurskiego na pas skałkowy. W ten sposób powstała laramijska (paleoceńska) jednostka Grajcarka (ryc. 6D).

W czasie od późnego kampanu (75 mln lat temu) do wczesnego paleocenu (ok. 65 mln lat temu), czyli w ciągu ok. 10 mln lat, nastąpiło zwężenie pasa skałkowego o co najmniej 100 km. Odpowiada to stopie subdukcji rzędu ponad 1 cm na rok.

W czasie fałdowań górnokredowo-paleoceńskich kordyliera Andrusova ulegała stopniowemu wciąganiu w głąb i konsumpcji w strefie płaszczca, a jej resztki na powierzchni – przykryciu przez masy płaszczowinowe strefy manińsko-wierchowej i regłowej nasunięte od południa. Nie wielkie partie kordyliery były jeszcze lokalnie wynurzone wzdłuż łuku skałkowego w ciągu wczesnego paleocenu. W niektórych miejscach resztki kordyliery były zalane morzem (rów myjowski), gdzie na granicy kredy i trzeciorzędu tworzyły się pelagiczne osady łupkowo-margliste (np. łuska Maruszyn).

(F) *Etap ekspansji paleoceńskiej.* Etap ekspansji paleoceńskiej (środkowy – górny paleocen – dolny oligocen) najlepiej zaznacza się w strefie zewnętrzno-karpackiej (mieogeosynklinalnej), gdzie obserwujemy z grubsza ciągłą sedymentację utworów fliszowych od kredy po paleogen włącznie. Łuk fałdowy pienińskiego pasa skałkowego, po zakończeniu kompresji laramijskiej został zalany przez morze ekspandujące ku południowi zbiornika magurskiego. Transgresja ta postępowała w ciągu wyższego paleocenu i dolnego eocenu, sięgając w eocenie środkowym aż po skonsolidowany już blok wewnętrzno-karpacki (sło-

wacki). W obrębie tego bloku powstawały strefy zapadlisk wypełniane grubymi osadami fliszowymi, zaznaczały się także strefy podniesione, o cieńszej pokrywie fliszowej.

(G) *Etap kompresji sawskiej*. Kompresja sawska w Karpatach miała charakter kolizji typu kontynent-kontynent. Zachodziła ona między platformą północnoeuropejską a mikrokontynentem centralnokarpacko-pannońskim. W czasie tej dolnomiocenijskiej fazy resztki skorupy oceanicznej, które nie zostały skonstruowane w Zachodnich Karpatach w czasie subdukcji górnokredowej, zostały ponownie zmobilizowane. Strefa subdukcji laramijskiej przy zewnętrznym (północnym) obrzeżeniu skałkowego łuku fałdowego uległa aktywizacji, co spowodowało wciągnięcie w głąb i konsumpcję w strefie płaszczka nie tylko resztek skorupy oceanicznej Karpat zewnętrznych, lecz także ścienionej skorupy typu kontynentalnego, która stanowiła podłoże pierwotnych grzbietów (kordylier) międzybasenowych i części basenów. W wyniku głębokiego podsunienia ku południowi i przetopienia subdukowanej kry pojawił się wulkanizm i plutonizm wapniowo-alkaliczny Karpat wewnętrznych. Jego pierwsze przejawy notujemy z końcem paleogenu w postaci tufitów w osadach fliszowych, kulminacja natomiast nastąpiła w ciągu miocenu (główna masa wulkanitów i plutonitów słowackich), zaś szybkie w czasie pliocenu, a nawet starszego plejstocenu.

Pieniński pas skałkowy został w fazie sawskiej poddany bardzo silnej kompresji południkowej, co spowodowało dalszą redukcję jego szerokości. Diapirowe wydzwignięcie pasa między dwoma pionowymi uskoki obwodowymi – północnym i południowym, dało w efekcie zrębową strukturę pasa skałkowego (ryc. 3, 4, 6), charakteryzującą się deformacjami zarówno plastycznymi, jak i kruchymi, z wachlarzowymi wergencjami struktur – ku północy (postępowymi), jak i ku południowi (wstecznymi). Struktury płaszczowinowe górnokredowe w obrębie pasa skałkowego zostały w tym czasie przełażdżone, złuskiwane, zbrekcyjne i zbudinażowane, co bardzo utrudnia ich rekonstrukcję. Strefy paleogeńskiego fliszu przylegającego od północy i południa do zrębu skałkowego, zostały bardzo silnie zaburzone w strefach kontaktowych; deformacje te szybko łagodnieją w strefach dalszych od pasa skałkowego.

(H) *Etap transpresji późnosawskiej*. Z końcem fazy sawskiej (dolny miocen) kompresja południkowa ustąpiła w strefie pienińskiego pasa skałkowego transpresji równoległej do łuku pasa. Zmiana pola naprężeń nastąpiła w wyniku pojawienia się prawoskrętnej rotacji bloku centralnokarpackiego w stosunku do strefy zewnętrzno-karpackiej. Obydwa uskoki obwodowe pasa skałkowego (północny i południowy) zostały wówczas przekształcone w uskoki przesuwcze lewosuwne, a pas skałkowy uległ dalszemu zwięzieniu i tektonicznemu wydłużeniu w miarę zakrzywania się łuku spowodowanego postępującą rotacją Karpat wewnętrznych (4, 15). Megabudinaż, złuskiwanie, deformacje będące kombinacją ciągłych i nieciągłych, sigmoidy poprzeczne do pasa skałkowego, które są tak charakterystyczne dla obecnej struktury pasa skałkowego, powstawały głównie w czasie omawianego etapu. Skala przemieszczenia wzdłuż pasa skałkowego nie została jeszcze określona. Biorąc pod uwagę prawoskrętną rotację rzędu 65° (4), przemieszczenie rzędu kilkudziesięciu kilometrów nie byłoby dziwne (15).

(J) *Etap kompresji styryjskiej*. Ostatnim głównym etapem tektonogenezy pienińskiego pasa skałkowego były deformacje fazy styryjskiej (środkowomiocenijskie). W tej fazie powstawały płaszczowiny fliszowe Karpat Zachodnich, które zostały ostatecznie oderwane od swego po-

dłoża i nasunięte daleko ku północy na molasę miocenijską pokrywającą platformę północnoeuropejską (ryc. 4).

W przeciwieństwie do plastycznych, płaszczowinowych deformacji w strefie zewnętrzno-karpackiej (fliszowej), tylko sztywne deformacje typu uskoków przesuwczych tworzących system poprzeczny do pienińskiego pasa skałkowego, pojawiły się w strefie objętej uprzednio kompresją i transpresją sawską. Otwieranie się szczelin uskokowych podłużnych, a następnie poprzecznych do pasa skałkowego w ciągu środkowego i górnego miocenu ułatwiało intruzję kilku generacji andezytów, których magma pochodziła z płaszczka spod kontynentalnej skorupy platformy północnoeuropejskiej podsuniętej aż pod sam pas skałkowy (ryc. 4, 6, 7) (10, 14, 21).

Młodsze deformacje obejmujące uskoki grawitacyjne poprzeczne do pasa skałkowego zachodziły w ciągu późnego miocenu, pliocenu i plejstocenu. Nie mają one istotnego znaczenia dla struktury pienińskiego pasa skałkowego, choć w niektórych obszarach miały one wpływ na morfogenezę obszaru.

LITERATURA

1. Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K. – Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szafłary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1978 nr 1.
2. Andrusov D. – Étude géologique de la zone des Klippen internes des Carpathes Occidentales. III. Tectonique. Rozpr. St. Geol. Úst. ČSR 1938 vol. 9.
3. Andrusov D. – Geologie der tschechoslowakischen Karpaten. 1 (1964), 2 (1965). Akad. Verlag Berlin u. Slov. Akad. Wiss. Verl. Bratislava.
4. Baženov M.L., Began A., Birkenmajer K., Burtman V.S. – Palaeomagnetic evidence of tectonic origin of the curvature of the West Carpathian arc. Bull. Acad. Pol. Sci. Terre 1981 No. 4.
5. Birkenmajer K. – Znaczenie Skałki Haligowieckiej dla geologii pienińskiego pasa skałkowego. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1959 nr 1.
6. Birkenmajer K. – Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland (A review of latest researches). Jb. geol. Bundesanst. (Wien), 1960 Nr 1.
7. Birkenmajer K. – Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. Stud. Geol. Pol. 1963 vol. 9.
8. Birkenmajer K. – Przedeoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. Ibidem 1970 vol. 31.
9. Birkenmajer K. – Tectonic control of sedimentation at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Mém. BRGM (Paris) 1975.
10. Birkenmajer K. – The Carpathians orogen and plate tectonics Publ. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sci. 1976 vol. A-2 (101).
11. Birkenmajer K. – Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Stud. Geol. Pol. 1977 vol. 45.
12. Birkenmajer K. – Strike-slip faulting in the Pieniny Klippen Belt of Poland. Carpatho-Balkan Geol. Ass., 12th Congr. (București) 1981 114–115.
13. Birkenmajer K. – Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Stud. Geol. Pol. 1983 vol. 77.
14. Birkenmajer K. – Interrelation of Neogene tec-

- tonics and volcanism in the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Acta Geodaet., Geophys., Montanist. Hung.* (Budapest) 1984 vol. 19.
15. Birkenmajer K. – Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sci.* 1985 vol. A-16 (175).
 16. Birkenmajer K. – Guide to Excursion 2: Main geotraverse of the Polish Carpathians. *Carpatho-Balkan Geol. Ass., 13th Congr. (Kraków 1985).*
 17. Birkenmajer K. – A model of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Repts-Abstr. 13th Congr. Carpatho-Balk. Geol. Ass. (Kraków 1985).*
 18. Birkenmajer K. – Mesozoic transform-fault – oceanic rift pattern in the Carpathian domain as compared with the East Alpine domain. *Ibidem.*
 19. Birkenmajer K. – Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.* vol. 88 (w druku – in press).
 20. Birkenmajer K., Jednorowska A. – Górna kreda i starszy paleogen w Maruszynie (płaszczowina pienińska i łuska maruszyńska), pieniński pas skałkowy. *Stud. Geol. Pol.* 1983 vol. 77.
 21. Birkenmajer K., Nairn A.E.M. – Palaeomagnetic studies of Polish rocks. III. Neogene igneous rocks of the Pieniny Mountains, Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1969 nr 4.
 22. Birkenmajer K., Turnau E. – Carboniferous microspores as secondary deposit in the Aalenian flysch of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Géol. Géogr.* 1962 nr 2
 23. Horwitz L., Rabowski F. – Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny, 18–21 V 1929. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1929 vol. 6.
 24. Jednorowska A. – Mikrofauna osadów masystrichtu i paleocenu w Szaflarach, pieniński pas skałkowy. *Stud. Geol. Pol.* 1980 vol. 67.
 25. Krawczyk A., Słomka T. – Wykształcenie i sedymentacja formacji szlachtowskiej (jura) na wschód od Szczawnicy (jednostka Grajcarka, pieniński pas skałkowy). *Ibidem* vol. 88 (w druku).
 26. Kotański Z. – O triasie Skałki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. *Acta Geol. Pol.* 1963 nr 2.
 27. Marschalko R. – Evolution of sedimentary basins and paleotectonic reconstructions of the West Carpathians. *Palaeogeogr. Evol. West Carpath. Geol. Úst. D. Štúr* 1978.
 28. Marschalko R. – Die geologische Geschichte der Kruste im Raum der Kreideflyschtröge der Pieniden (Westslowakischer Anteil der Pienidischen Klippenzone). *Geol. Zborn., Geol. Carpath. (Bratislava)* 1979, nr 3.
 29. Marschalko R., Kysela J. – Geology and sedimentology of Klippen Belt and Manín Unit between Žilina and Považská Bystrica. *Zap. Karp. Geol. (Bratislava)* 1980 vol. 6.
 30. Marschalko R., Mišík M., Kamenický L. – Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischer Einheiten der Ostslowakei). *Ibidem* 1976 vol. 1.
 31. Matějka A., Andrusov D. – Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et les régions avoisinants. *Knih. St. Geol. Úst. ČSR* 1931 vol. 13.
 32. Mišík M., Mock R., Sýkora M. – Der Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. Zborn., Geol. Carpath. (Bratislava)* 1977 vol. 28.
 33. Mišík M., Sýkora M. – Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín Einheit. *Záp. Karp. Geol. (Bratislava)* 1981 vol. 7.
 34. Ney R. – Tectogenesis of the Carpathians in the light of new tectonics of the Earth's globe. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sci.* 1975 vol. 82.
 35. Săndulescu M., Russo-Săndulescu D. – The ophiolites from the Rărau und Hăgimaş synclines – their structural position, age and geotectonic evolution. *D. S. Inst. Geol. Geofis. (Bucureşti)* 1979 vol. 66.
 36. Săndulescu M., Kräutner H.G., Balintoni I., Russo-Săndulescu D., Micu M. – The structure of the East Carpathians. *Guide Exc. B. 1 Carp.-Balk. Geol. Ass. 12th Congress Romania* 1981.
 37. Scheibner E. – Nižná subunit – new stratigraphical sequence of the Klippen Belt (West Carpathians). *Geol. Sborn. (Bratislava)* 1967 nr 1.
 38. Scheibner E. – The Klippen Belt of the Carpathians. *Reg. Geol. Czechoslovakia. II. The West Carpathians (M. Mahel, T. Buday, eds).* Academia, Praha 1968.
 39. Scheibner E. – Contribution to the knowledge of the Paleocene reef-complexes of the Myjava–Hričov–Haligovka zone (West Carpathians). *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.* 1968 vol. 8.
 40. Sikora W. – Geological cross-section Cracow–Zakopane, 1:50,000. *Inst. Geol. & Wyd. Geol. (Warszawa)* 1980.
 41. Sollogub V.B., Prosen D. et al. – Crustal structure of central and south-eastern Europe by data of explosion seismology. *Tectonophysics* 1973 vol. 20.
 42. Uchman J. – Results of deep seismic sounding along International Profile V. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sci.* 1973 vol. 60.
 43. Wieser T. – Magmowe i metamorficzne skały egzotyczne z kredy i paleogenu pienińskiego pasa skałkowego. *Biul. Inst. Geol.* 1958 nr 135.
 44. Zoubek V. – Caractéristique de quelques roches cristalophylliennes et éruptives des galêts exotiques des conglomérats sénoniens et paléogènes des Carpathes occidentales. *Knih. St. Geol. Úst. ČSR* 1931 vol. 13.

SUMMARY

The Pieniny Klippen Belt represents trace of a major axial suture in the Carpathian fold belt, about 600 km long but only from a few hundred metres to about 20 km wide. It is a heterogenous structure consisting of the Klippen successions proper and their sedimentary cover, of Inner Carpathian (Manín etc.) and Outer Carpathian (Magura) units incorporated in the Belt during its long deformational history.

Nine distinctive stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt have been distinguished: (A) Initial stage of basin formation as a result of extensional faulting close to the Triassic–Jurassic boundary; (B) Initial expansion stage due to oceanic-type rifting and ocean-floor spreading (Triassic–Jurassic boundary and Early Jurassic); (C) Pelagic stage (Jurassic–Early Cretaceous);

(D) Initial compression stage (Early Cretaceous) related to partial subduction of the Pieniny Klippen Belt Basin under southern Exotic Cordillera (Andrusov Cordillera); (E) Main Late Cretaceous—Early Tertiary compression stage, including three successive deformation phases related to subduction in the central and northern furrows of oceanic basement under the Exotic Cordillera (southern = Andrusov Cordillera) and the Czorsztyn Ridge (northern), respectively; (F) Palaeogene expansion stage; (G) Early Miocene (Savian) compression stage — the result of collision between the European Plate and the Central Carpathian-Pannonian Microplate; (H) Early Miocene (late Savian) transpression stage due to rotation of Inner Carpathians respective to Outer Carpathians along the Pieniny Klippen Belt, with the formation of longitudinal strike-slip faults; (J) Mid-Miocene (Styrian) compression stage expressed in the Pieniny Klippen Belt as transversal strike-slip faults.

РЕЗЮМЕ

Выделяется девять этапов структурной эволюции пенинской клипповой зоны Карпат. (1) Начальный этап — образование клиппового бассейна в результате экстенсивного иссечения сбросами триасовой карбонатной платформы на границе триаса и юры. (2) Этап начальной экспансии клиппового бассейна под влиянием появления океанического рифта и расширения

дна бассейна вызванного приращением океанической корки (граница триаса и юры и нижняя юра). (3) Пелагический этап (юра—нижний мел). (4) Этап начальной компресии (нижний мел) под влиянием частичной субдукции клиппового бассейна вместе с его океанической коркой под южный экзотический хребет (кордильера Андрусова). (5) Главный этап верхнемелово-древнетретичной компресии, включающий три поочередные стадии складкообразования: (а) поздносубгерцинскую (рассенскую — верхний кампан), (б) раннеларамийскую (мастрихт), (в) поздноларамийскую (нижний палеоцен), как проявление пододвижения океанических корок в центральной клипповой впадине под экзотический южный массив (кордильеру Андрусова), а также в северной седиментационной впадине (магурской) — под чорштынский хребет. (6) Этап палеогеновой экспансии. (7) Этап раннемиоценовой (савской) компресии как результат столкновения типа континент — континент между европейской глыбой и центральнокарпатско-паннонским микроконтинентом. (8) Этап раннемиоценовой трансгрессии (поздносавской) вызванной ротацией блока внутренних Карпат по отношению к внешним Карпатам вдоль пенинской клипповой зоны и образование продольных передвигающих сбросов в клипповой зоне. (9) Этап среднемиоценовой (стырьской) компресии, которая в пенинской клипповой зоне выразилась в форме поперечных передвигающих сбросов.