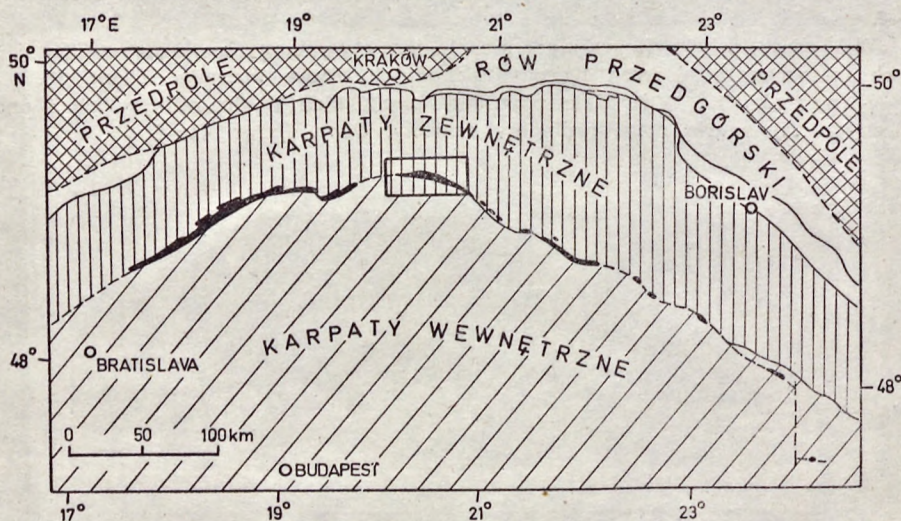


GEOLOGIA

KRZYSZTOF BIRKENMAJER

Pieniny są częścią jednostki geologicznej Karpat znanej pod nazwą pienińskiego pasa skałkowego, która ciągnie się na przestrzeni około 600 km od okolic Wiednia do Rumunii. Szerokość pienińskiego pasa skałkowego rzadko przekracza kilka kilometrów, często natomiast redukuje się do kilkuset metrów.



Ryc. 1. Położenie pienińskiego pasa skałkowego na tle głównych elementów strukturalnych Karpat. Prostokąt oznacza obszar Pienin

Pieniński pas skałkowy tworzy łuk otwarty ku południowi. Oddziela on dwie wielkie jednostki strukturalne Karpat: Karpaty Wewnętrzne — na południe od pasa i Karpaty Zewnętrzne (fliszowe) — na północ od pasa (ryc. 1). Historia geologiczna Pienin jako części pienińskiego pasa skałkowego wiązała się w czasie od triasu do dolnej kredy w sposób wyraźny z historią geologiczną Karpat Wewnętrznych (zwłaszcza Tatr). Począwszy od końca kredy dolnej widać coraz więcej powiązań z hi-

istorią rozwoju geosynkliny fliszowej Karpat Zewnętrznych, co najsilniej przejawia się w kredzie górnej i starszym trzeciorzędzie (paleogenie).

W granicach Polski pieniński pas skałkowy wynurza się na Podhalu spośród raczej monotonnej serii utworów piaskowcowo-lupkowych fliszu karpackiego. Od południa przylega doń flisz paleogeński synkliny Podhala, stanowiący okrywę sfałdowanych w górnej kredzie płaszczowin tatrzańskich, od północy z pasem skałkowym graniczy flisz paleogeński płaszczowiny magurskiej. Kontakty pienińskiego pasa skałkowego z tymi fliszami mają charakter stromych dyslokacji. Paleogen w obrębie pienińskiego pasa skałkowego jest w większości typu magurskiego, w niektórych jednak rejonach — typu podhalańskiego (ryc. 2).

Fałdowania w pienińskim pasie skałkowym zachodziły po raz pierwszy w kredzie górnej, następnie na granicy kredy i paleogenu i wreszcie na granicy paleogenu i neogenu. W porównaniu z tym, główne fałdowania w Karpatach Wewnętrznych (np. w Tatrach) zachodziły tylko w kredzie górnej, a znacznie słabsze deformacje (uskoki) w neogenie, natomiast w Karpatach Zewnętrznych (fliszowych) fałdowanie płaszczowino-we odbyło się w ciągu neogenu (głównie w miocenie).

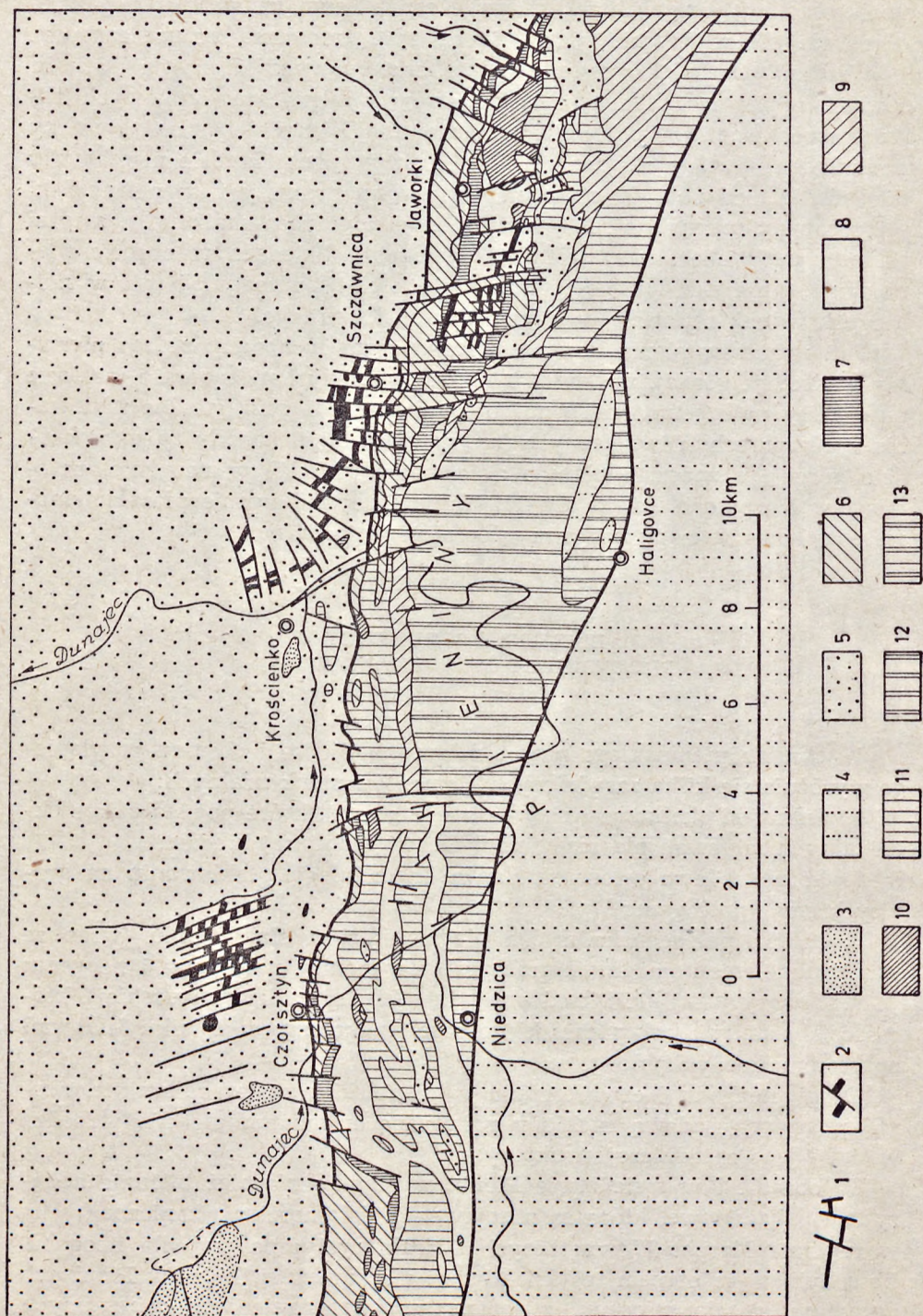
ELEMENTY STRUKTURY PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO

W obrębie pienińskiego pasa skałkowego Pienin i obszaru przyległego wyróżnia się kilka zasadniczych elementów strukturalnych:

1. Jednostki skałkowe (trias — kreda górna), które powstały w efekcie silnych fałdowań płaszczowinowych w najwyższej kredzie;
2. Górnokredowa osłona skałkowa, która uległa sfałdowaniu na granicy kredy i paleogenu;
3. Osłona paleogeńska, która uległa silnemu sfałdowaniu (wraz ze starszymi elementami strukturalnymi) na granicy paleogenu i neogenu;
4. Utwory jurajskie i kredowe jednostki Grajcarka (magurskiej), które dostały się w obręb pienińskiego pasa skałkowego w wyniku fałdowań na granicy kredy i paleogenu.

Osady neogenu i czwartorzędu w pienińskim pasie skałkowym tworzą pokrywę osadową niekiedy zaburzoną uskokami, ale nie wchodzą w skład jego zasadniczej struktury.

W obrębie i w sąsiedztwie Pienin występują również intruzje andezytowe i bazaltowe, które są przejawem działalności wulkanicznej, jaka w regionie Karpat Wewnętrznych charakterystyczna jest dla neogenu. Ze schyłkowym etapem tej działalności wulkanicznej, która w Pieninach ogranicza się do miocenu, związane jest powstanie wód mineralnych (szczaw) Szczawnicy i Krościenka.



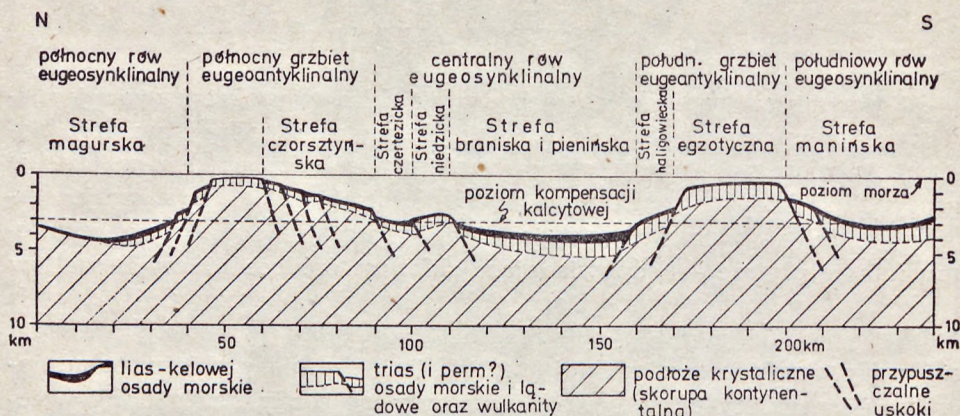
JEDNOSTKI SKAŁKOWE

Osady mezozoiczne, które wchodzą w skład górnokredowych jednostek tektonicznych skałkowych, utworzyły się w odnodze otwartego basenu oceanicznego Tetydy, stanowiącej wyodrębnioną strefę w obrębie geosynkliny karpackiej. Możemy wyróżnić strefy facjalne (sukcesje osadowe, serie) — odpowiadające partii najgłębszej — rowowi oceanicznemu i facje płytsze — odpowiadające skłonom śródoceanicznych szelfów i wąskim szelfom na grzbietach śródoceanicznych (geantyklinach). Na szelfie i skłonie grzbietu północnego (geantykliny północnej) tworzyły się osady strefy czorsztyńskiej, na szelfie i skłonie grzbietu południowego (geantykliny południowej) utworzyły się osady strefy haligowieckiej i „egzotykowej”. W rowie oceanicznym między tymi grzbietami powstawały osady stref (od północy na południe): czertezickiej, niedzickiej, braniskiej i pienińskiej (ryc. 3).

Z początkiem triasu środkowego odnoga morska Tetydy wkroczyła na obszar późniejszego pienińskiego pasa skałkowego, zalewając pustynne, lagunowo-deltowe i płytkomorskie osady triasu dolnego, jakie utworzyły się na zdegradowanej powierzchni lądu permskiego. W ciągu triasu środkowego zapanowały warunki otwartego, ale niezbyt głębokiego morza szelfowego, w którym powstawały kompleksy wapieni i dolomitów. Z końcem triasu, w wyniku zróżnicowanych ruchów pionowych spowodowanych powstawaniem wielkich założeń uskokowych — rowów i zrębów tektonicznych (faza starokimeryjska), morze to spłyciło się, a nawet wycofało z niektórych, najsilniej wypiętrzonych obszarów (grzbietów geantyklinalnych). Nastąpiła tam erozja lub zapanowały na krótko warunki lagunowe (facja kajpru karpackiego: łupki, piaskowce, gipsy). Natomiast w strefach rowów tektonicznych, które później w czasie jury przekształciły się w rowy oceaniczne, morze przetrwało na granicy triasu i jury.

W Pieninach utwory triasu występują jedynie w okolicy wsi Haligowce (Słowacki Pieniński Park Narodowy), w jednostce haligowieckiej. Są to głównie dolomity i wapienie wyższej części triasu dolnego i niższej części triasu środkowego. Wyższych ogniw triasu brak, a wprost na niższej części triasu środkowego leżą niezgodnie utwory morskie jury

Ryc. 2. Szkic geologiczny Pienin i ich najbliższego otoczenia: 1 — główne dyslokacje trzeciorzędowe, 2 — intruzje andezytowe (miocen), 3 — zapadliska i rynny erozyjne wypełnione słodkowodnymi osadami neogenu i starszego plejstocenu, 4 — paleogen podhalański, 5 — paleogen magurski, 6 — górna kreda jednostki Grajcarka (magurskiej) i formacja jarmucka w obrębie pasa skałkowego, 7 — jura i dolna kreda jednostki Grajcarka (magurskiej), 8 — jednostka czorsztyńska (jura i kreda), 9 — jednostka czertezicka (jura i kreda), 10 — jednostka niedzicka (jura i kreda), 11 — jednostka braniska (jura i kreda), 12 — jednostka pienińska (jura i kreda), 13 — jednostka haligowiecka (trias, jura i kreda)



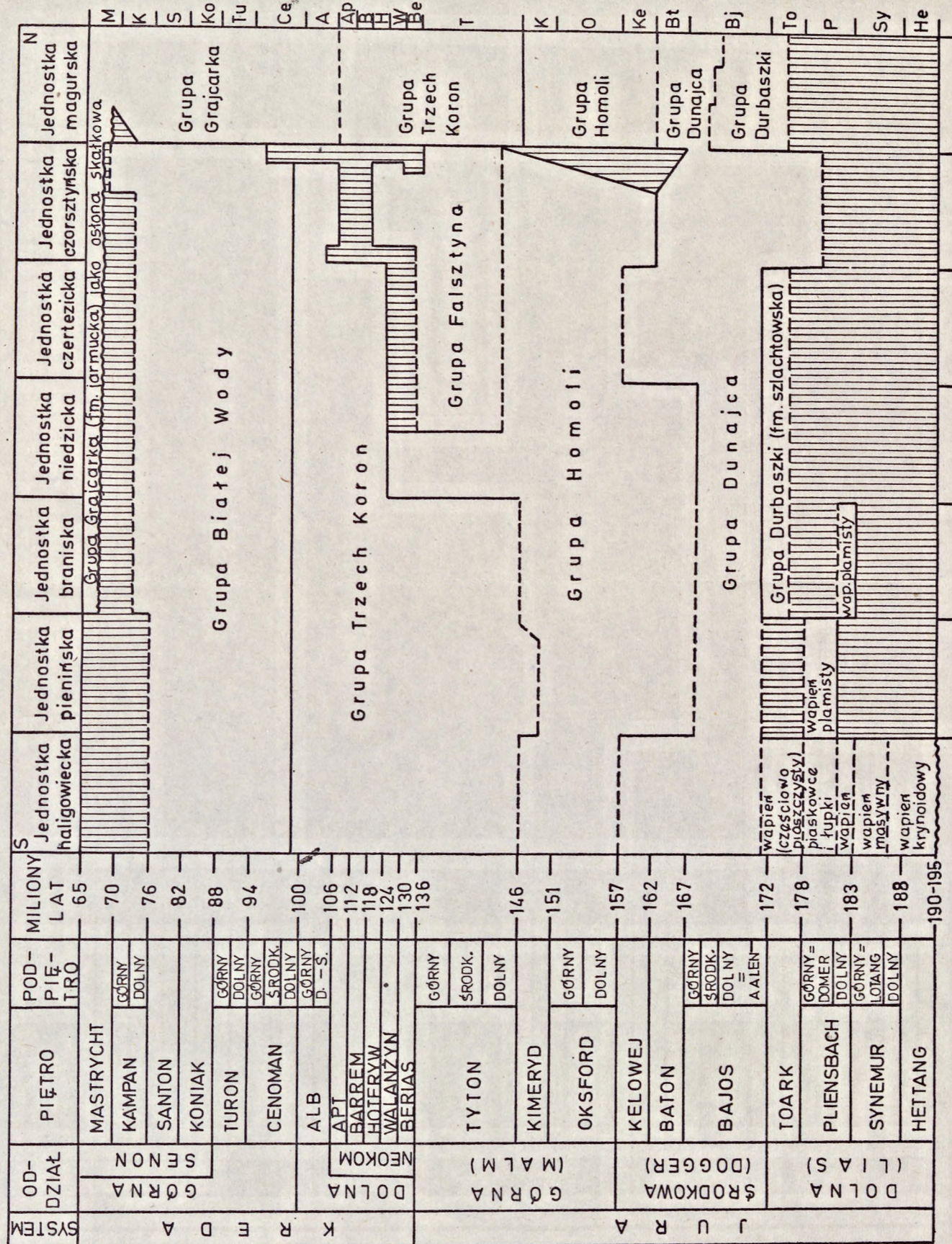
Ryc. 3. Stosunek wzajemny rowów i grzbietów podmorskich w basenie skałkowym i obszarach obrzeżających w ciągu jury środkowej (keloweju)

dolnej. W pozostałych jednostkach skałowych Pienin najniższym elementem stratygraficznym są osady morskie jury dolnej. Jednostki te zostały oderwane jako płaszczowiny od swego triasowego i starszego podłoża w czasie fałdowań górnokredowych, przypuszczalnie wzdłuż płaszczyzny odkłucia przebiegającej na granicy mniej podatnych na fałdowanie kompleksów węglanowych triasu środkowego-dolnego i bardziej plastycznych utworów górnego triasu i dolnej jury.

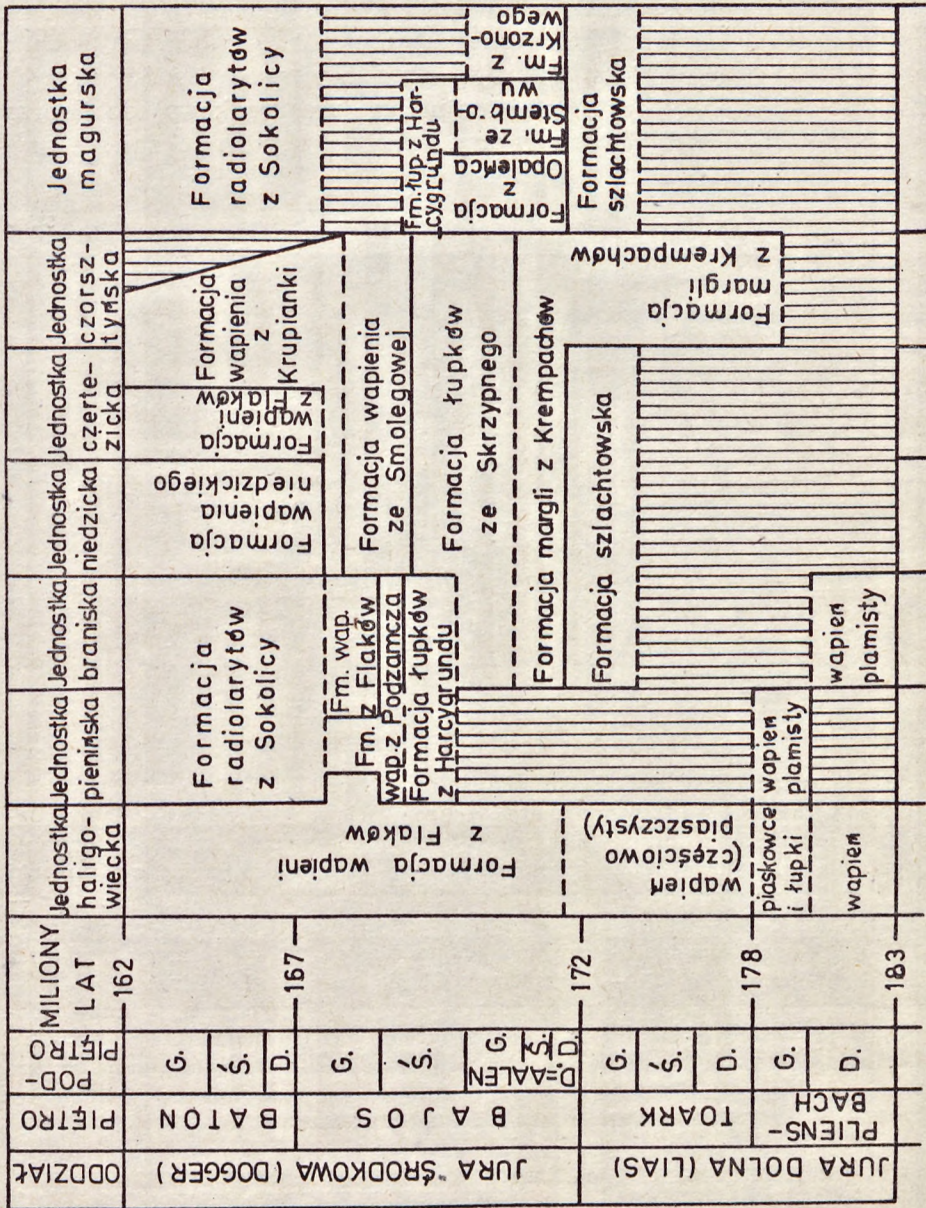
Okruchy triasu, które pochodziły z północnego grzbietu geantyklinального, występują na wtórnym złożu w jurze środkowej jednostek czorsztyńskiej, czertzieckiej i niedzickiej. Okruchy skał triasowych, które pochodziły z południowego grzbietu geantyklinального (masywu „egzotycznego”) występują na wtórnym złożu w osadach górnej kredy jednostek skałowych i osłony skałkowej.

W ciągu jury dolnej (liasu) w strefie geantyklinальной południowej (masyw egzotyczny) i przyległej strefie haligowieckiej tworzyły się osady płytkomorskie: głównie wapienie krynowide, wapienie piaszczyste, zlepienie, piaskowce i łupki (ryc. 4 i 5). Dalej ku północy, już w strefie rowu podmorskiego, osadziły się naprzód piaskowce i łupki z tzw. facji gresteńskiej (znanej z doliny Wagu), którym materiału klastycznego dostarczał masyw egzotyczny północny, następnie zaś, w miarę pogłębiania się basenu i zalewania grzbietów śródoceanicznych pojawiła się facja wapieni i margli plamistych, charakterystyczna dla płytszych partii rowów oceanicznych Tetydy. Ta facja przetrwała (zwłaszcza w strefie czorsztyńskiej) aż po dolną część jury środkowej.

Z początkiem jury środkowej (doggeru) w strefach przyległych do geantykliny czorsztyńskiej, a zwłaszcza w rowie magurskim (na północ od geantykliny), pojawiła się facja fliszowa, która powstała pod wpływem prądów zawieszinowych czerpiących swój materiał klastyczny ze

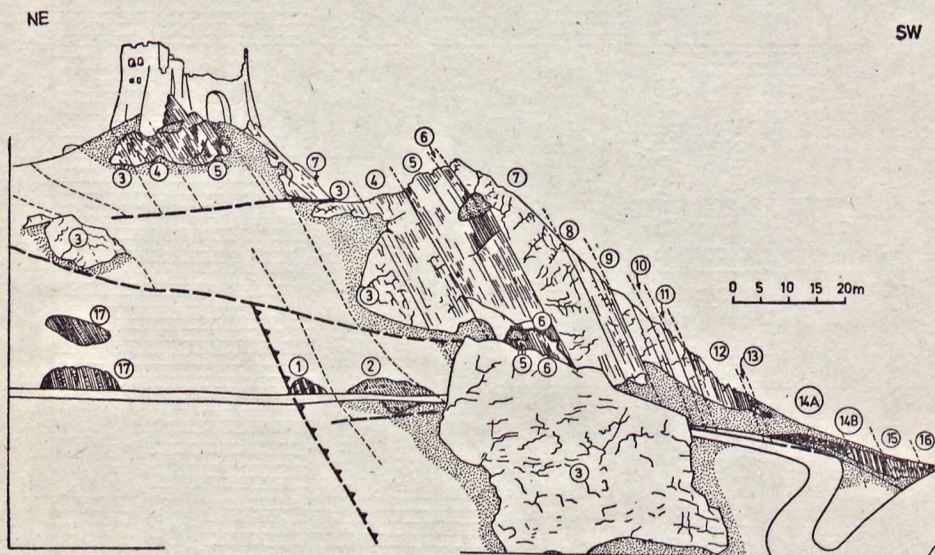


Ryc. 4. Tabela stratygraficzna jury i kredy pienińskiego pasa skałkowego



Ryc. 5. Tabela stratygraficzna jury dolnej i środkowej pienięskiej pasa skałkowego Polski

zniszczenia produktywnej serii karbonu, prawdopodobnie z przedłużenia masywu marmaroskiego Karpat Wschodnich. Flisz ten powstawał jako oddźwięk pionowych ruchów w geosynklinie (ruchów środkowokimeryjskich), przypuszczalnie w związku z tworzeniem się uskoku. W strefie geantyklinalnej czorsztyńskiej nastąpiła gwałtowna zmiana charakteru sedymentacji od ciemnych (redukcyjnych) osadów ilastych z **konkrecjami sferosyderytowymi** (najniższa jura środkowa) do dobrze utlenionego osadu białych wapieni krynoidowych (ryc. 6). Wapienie kry-



Ryc. 6. Panorama geologiczna grupy skałek zamku czorsztyńskiego. Jednostka czorsztyńska: 1 — formacja margli z Krempachów (górny lias — dolny dogger), 2 — formacja łupków ze Skrzypnego (dogger dolny-środkowy), 3 — formacja wapienia ze Smolegowej (dogger środkowy), 4 — formacja wapienia z Krupianki (dogger środkowy-górny), 5 — formacja wapienia czorsztyńskiego (górny dogger — dolny malm), 6—7 — formacja wapieni dursztyńskich (tyton — dolna kreda), 8—11 — formacja wapieni łyśańskich (dolna kreda), 12 — formacja wapienia spiskiego (dolna kreda), 13 — formacja z Chmielowej (kreda dolna: alb), 14 — formacja z Pomiedznika (A — część dolna — alb, B — część górna — alb—cenoman), 15—16 — formacja margli z Jaworek (kreda górna: cenoman). Jednostka Grajcarka: 17 — formacja szlachtowska (górny lias — dolny dogger). Grubsze linie oznaczają uskoki. Grubsza linia ząbkowana oznacza kontakt tektoniczny jednostki Grajcarka i jednostki czorsztyńskiej

noidowe białe powstały jako podmorski stożek napływowy najgrubszy w partii północnej (strefa czorsztyńska) i cieniejący w kierunku południowym (strefa czertezicka i niedzicka). Powstanie tego stożka podmorskiego uważa się za przejaw zróżnicowanych ruchów pionowych fazy środkowokimeryjskiej.

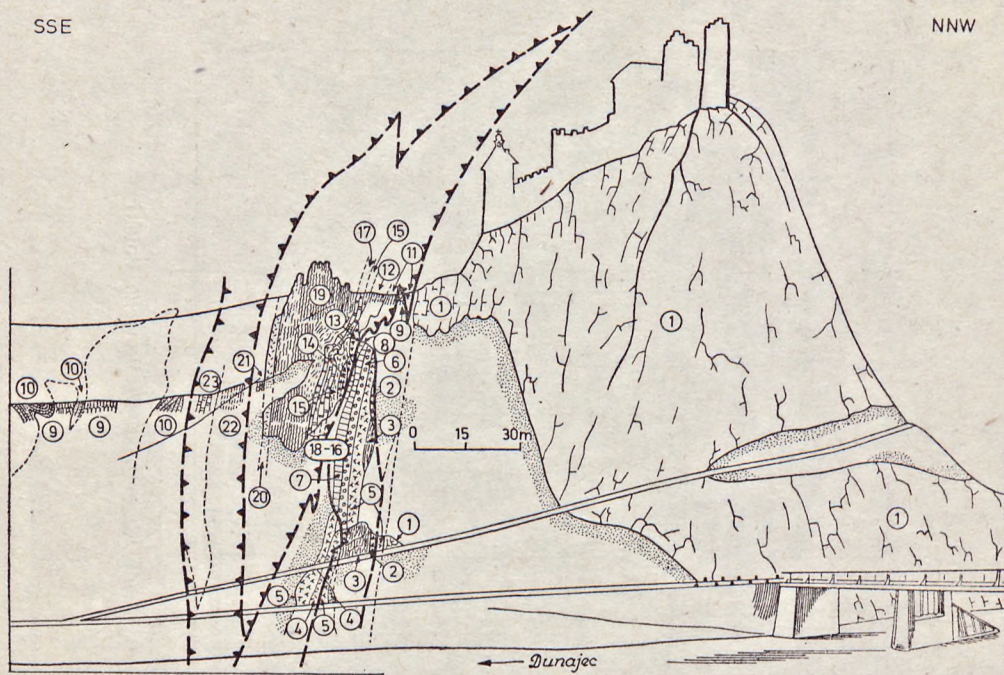
Pojawienie się z kolei czerwonego wapienia krynoidowego jury środ-

JURA ŚRODKOWA (DOGGER)		BATON		PIÉTRO		PIÉTRO		MILIONY LAT	Jednostka haligowiecka	Jednostka pienińska	Jednostka braniska	Jednostka niedzicka	Jednostka czertezicka	Jednostka czorsztyńska	Jednostka magurska		
G.	S.	D.	G.	S.	D.	G.	D.	146	Fm. wap. czorsz- tyńskiego	Fm. wap. pienińskiego	Formacja wapienia czorsztyńskiego (og. wap. z Upszaru)				Fm. wapienia czorsztyńskiego (og. margi z Palenicy)	og. r. Buw. og. r. Podm. og. r. Jak. og. r. Czo. og. r. Wg.	
									og. rad. z niedzickiego	og. rad. z Podmajerza	og. rad. z Buwatu	og. rad. z Kamionki	Formacja radiola- rytów z Czajakowa	Formacja wapieni z Flaków	Formacja wapienia niedzickiego		Formacja wapienia czorsztyńskiego
G.	S.	D.	G.	S.	D.	G.	D.	151	og. rad. z niedzickiego	og. rad. z Podmajerza	og. rad. z Buwatu	og. rad. z Kamionki	Formacja radiola- rytów z Czajakowa	Formacja wapieni z Flaków	Formacja wapienia niedzickiego	Formacja wapienia czorsztyńskiego	
G.	S.	D.	G.	S.	D.	G.	D.	157	og. rad. z niedzickiego	og. rad. z Podmajerza	og. rad. z Buwatu	og. rad. z Kamionki	Formacja radiola- rytów z Czajakowa	Formacja wapieni z Flaków	Formacja wapienia niedzickiego	Formacja wapienia czorsztyńskiego	
G.	S.	D.	G.	S.	D.	G.	D.	162	og. rad. z niedzickiego	og. rad. z Podmajerza	og. rad. z Buwatu	og. rad. z Kamionki	Formacja radiola- rytów z Czajakowa	Formacja wapieni z Flaków	Formacja wapienia niedzickiego	Formacja wapienia czorsztyńskiego	
G.	S.	D.	G.	S.	D.	G.	D.	167	og. rad. z niedzickiego	og. rad. z Podmajerza	og. rad. z Buwatu	og. rad. z Kamionki	Formacja radiola- rytów z Czajakowa	Formacja wapieni z Flaków	Formacja wapienia niedzickiego	Formacja wapienia czorsztyńskiego	

Ryc. 7. Tabela stratygraficzna jury środkowej i górnej pienińskiego pasa skałkowego Polski

SSE

NNW



Ryc. 8. Panorama geologiczna wzgórza zamku niedzickiego. Jednostka czorsztyńska: 1 — formacja wapienia ze Smolegowej (dogger środkowy), 2 — formacja wapienia z Krupianki (dogger środkowy—górny), 3 — formacja wapienia czorsztyńskiego (górny dogger — dolny malm), 4—7 — formacja wapieni dursztyńskich (tyton — najniższa kreda), 8 — formacja z Pomiedznika (kreda dolna: alb), 9 — formacja margli z Jaworek (kreda górna: cenoman — dolny senon), 10 — formacja sromowiecka (kreda górna: dolny senon). Jednostka niedzicka: 11 — formacja szlachtowska (? górny lias — dolny dogger), 12 — formacja łupków ze Skrzypnego (dogger dolny—środkowy), 13 — formacja wapienia ze Smolegowej (dogger środkowy), 14 — formacja wapienia z Krupianki (dogger środkowy), 15 — formacja wapienia niedzickiego (dogger środkowy—górny), 16—18 — formacja radiolarytów z Czajkowej (malm dolny), 19 — formacja wapienia czorsztyńskiego (malm), 20 — formacja wapieni dursztyńskich (tyton — najniższa kreda), 21 — formacja z Kapuśnicy (kreda dolna: apt — alb). Jednostka braniska: 22 — formacja łupków ze Skrzypnego (dogger dolny—środkowy), 23 — formacja radiolarytów z Czajkowej (malm dolny). Grubsze linie oznaczają kontakty tektoniczne i nasunięcia (linie ząbkowane)

kowej (batonu) w północnej części basenu skałkowego było oddźwiękiem pogłębiania się rowu skałkowego i jego skłónów. Strefa czorsztyńska, która uzyskała założenia uskokowe w czasie ruchów środkowokimeryjskich, podlegała dalszym ruchom pionowym, co spowodowało powstanie na granicy jury środkowej i górnej przerw sedimentacyjnych (z objawami twardego dna) i brekcji sedimentacyjnych (przyuskokowych).

W strefie rowu sedimentacyjnego skałkowego ruchy środkowokimeryjskie nie zaznaczyły się prawie zupełnie. W czasie jury środkowej

tworzyły się tam (w strefie braniskiej i pienińskiej) osady łupkowo-mar-gliste i wapienie barwy na ogół ciemnej (redukcyjne), w facji bardzo zbliżonej do analogicznej facji liasu. Płytszy natomiast charakter sedymentacji wykazują utwory środkowojurajskie stref haligowieckiej i czer-tezickiej, na obu skłonach rowu oceanicznego, gdzie utworzyły się w tym czasie osady mieszane: wapienie krynowidowo-rogowcowe (znane też w niektórych odmianach jednostki braniskiej).

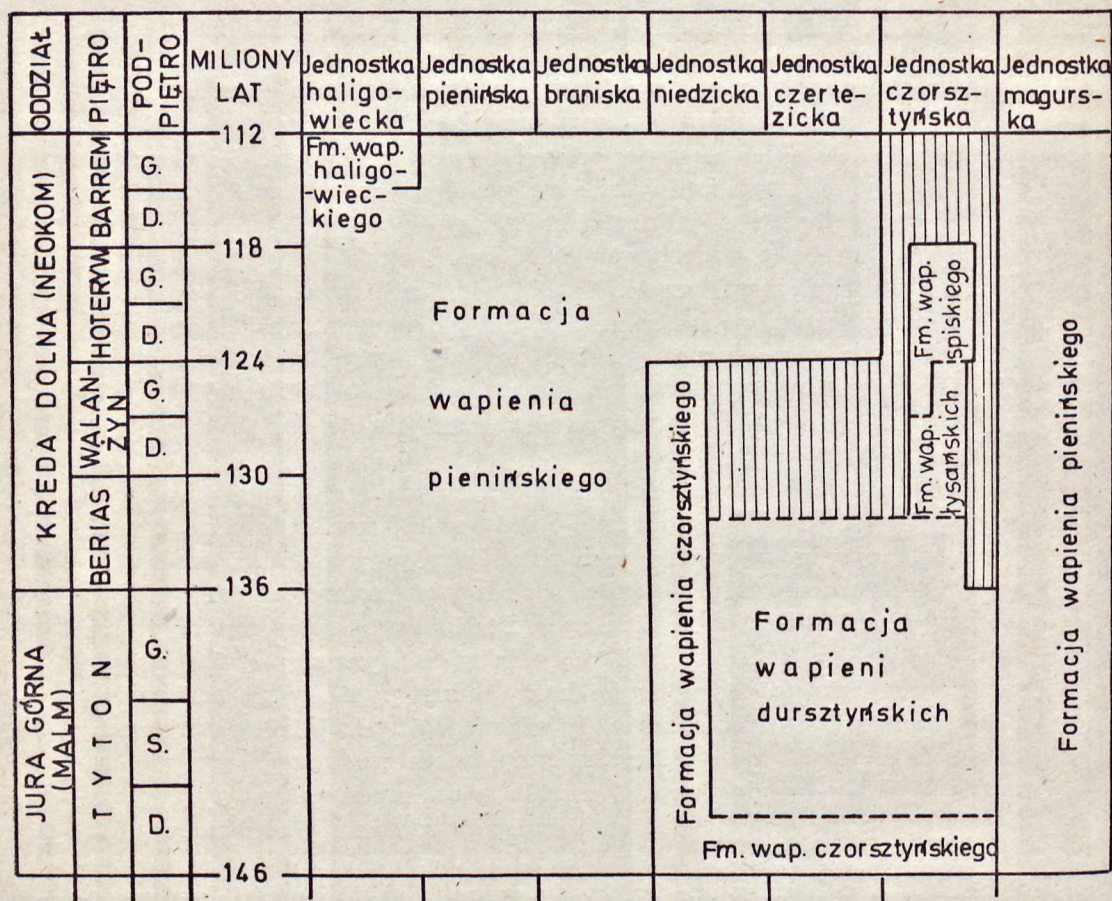
Pojawienie się powszechnych facji czerwonego wapienia bulastego i kompleksu radiolarytowego było objawem maksymalnego pogłębienia się rowu skałkowego i rozszerzeniem się głębokomorskiej sedymentacji oceanicznej na cały obszar (ryc. 5 i 7). Radiolaryty, które tworzyły się prawdopodobnie na głębokościach nie mniej niż 3—4000 m, odpowiadającym równiom abysalnym, wyznaczają maksymalne pogłębienie się rowu skałkowego (ryc. 8).

Ponowne ruchy wznoszące, młodokimeryjskie (w górnej jurze i na granicy jury i kredy) spowodowały znaczne spłylenie się basenu skałkowego, a przede wszystkim jego skłonów. Osady radiolariowe (radiolaryty) ponownie zostały zastąpione w rowie oceanicznym przez czerwony wapień bulasty (wapień czorsztyński). Ruchy pionowe zaznaczyły się najsilniej w strefie czorsztyńskiej, gdzie w najwyższej części jury górnej (tytonie) i w najniższej części kredy dolnej pojawiły się nadzwyczaj silnie zróżnicowane wapienne osady organogeniczne. W ich powstawaniu dużą rolę odegrały podmorskie struktury uskokowe (rowy i zręby tektoniczne) i lokalne prądy denne. Na zrębach tektonicznych prądy podmorskie w wielu przypadkach uniemożliwiły tworzenie się osadów; w efekcie zaznaczają się tutaj przerwy sedymentacyjne obejmujące poszczególne poziomy, a nawet piętra kredy dolnej i niższej części kredy górnej (ryc. 7 i 9).

W strefie właściwego rowu oceanicznego ciągłość sedymentacji nie została przerwana na granicy jury i kredy, a już z początkiem kredy dolnej zaznaczyła się ponowna tendencja do pogłębiania. Wyrazem jej było powstanie mięszszego kompleksu jasnych wapieni rogowcowych (wapieni pienińskich), które tworzą dziś wspaniałą oprawę skalną Przełomu Pienińskiego (ryc. 10).

Na pograniczu kredy dolnej i górnej (faza austrijska) zaczął się dźwigać masyw egzotykowy południowy. Na spłyconym grzbiecie podmorskim osadziły się naprzód wapienie organogeniczne typu rafowego i przyrafowego (wapienie urgońskie). Z końcem kredy dolnej strefa egzotykowa zaczęła się wynurzać i dostarczać materiału klastycznego do sąsiadujących z nią od południa i północy basenów morskich.

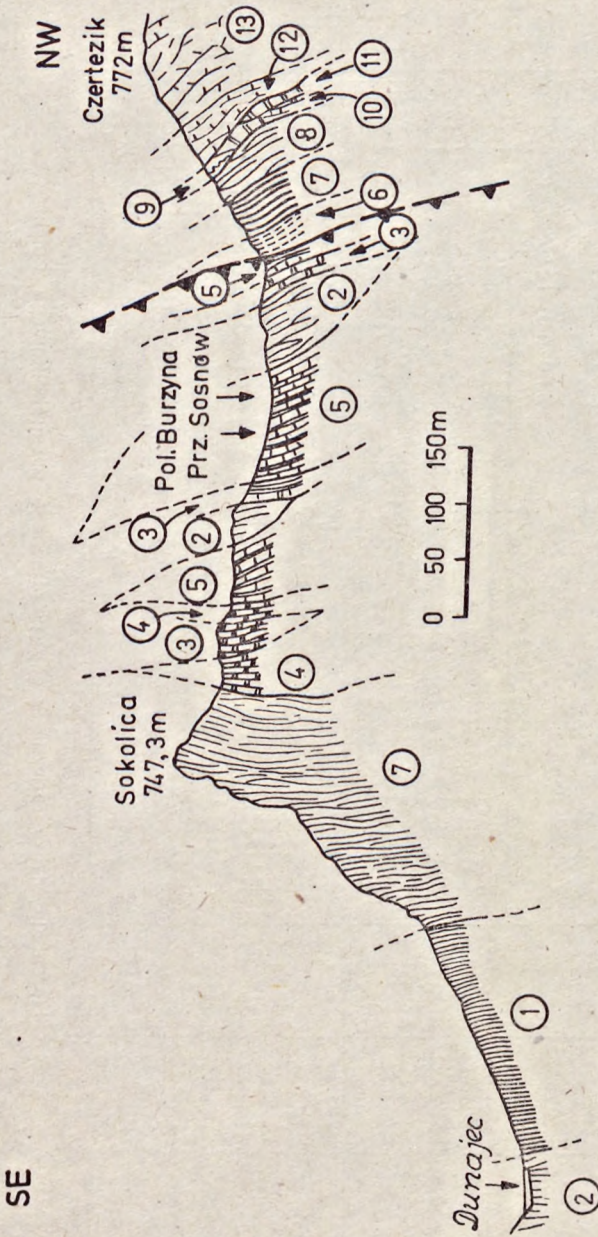
Począwszy od schyłku kredy dolnej zaznaczyło się ujednolicenie sedymentacji w poprzednio tak silnie zróżnicowanym rowie oceanicznym skałkowym. Pojawiła się tu powszechnie głębokomorska facja margli i wapieni otwornicowych i otwornicowo-radiolariowych, początkowo



Ryc. 9. Tabela stratygraficzna jury górnej i kredy dolnej pieniniego pasa skałkowego Polski

o barwach ciemnych, później zaś zielonych, pstrych i czerwonych, z licznymi planktonicznymi otwornicami wapiennymi (margle globotrunkanowe). W marglach tych pojawiły się początkowo podrzędne, później zaś coraz bardziej znaczące wkładki i kompleksy piaskowcowo-lupkowe i zwirowo-zlepieńcowe fliszu (osady prądów zawiesinowych i osuwisk podmorskich). Te utwory fliszowe w dolnym senonie wypierają margle w południowej części basenu przyległej do masywu egzotykowego, skąd ten materiał fliszowy pochodził. Jedynie w północnej części basenu skałkowego (w części północnej strefy czorsztyńskiej) pelagiczna sedymentacja na grzbiecie podmorskim w postaci czerwonych margli otwornicowych przetrwała aż po górny senon (dolny mastrycht) włącznie (ryc. 11).

Końcowym etapem ewolucji mezozoicznej geosynkliny pasa skałkowego były ruchy górotwórcze, które spowodowały sfałdowanie, a następnie wypiętrzenie osadów basenu skałkowego, jak również przyległej doń od północy strefy basenu magurskiego.



Ryc. 10. Przekrój geologiczny Sokolej Perci między Sokolicą a Czeretzykiem. Jednostka pienińska: 1 — formacja z Kapuśnicy (kreda dolna: apt — alb), 2 — formacja wapienia pienińskiego (tyton — kreda dolna), 3 — formacja radiolarytów z Czajakowej (malm dolny), 4 — formacja radiolarytów z Sokolicy (dogger górny — malm dolny), 5 — formacja wapieni z Podzamcza (dogger środkowy). Jednostka czeretzycka: 6 — formacja margli z Jaworek (kreda górna: cenoman — turon), 7 — formacja z Kapuśnicy (kreda dolna: apt — alb), 8 — formacja wapienia pienińskiego (kreda dolna), 9 — formacja wapienia czorsztyńskiego (malm dolny), 10–11 — formacja radiolarytów z Czajakowej (malm dolny), 12 — formacja wapienia z Krupianki (dogger), 13 — formacja wapienia ze Smolegowej (dogger). Grubsza linia ząbkowana oznacza kontakt tektoniczny jednostki czeretzyckiej i pienińskiej

ODDZIAŁ	PIĘTRO	PODPIĘTRO	MILIONY LAT	Jednostka haligowiecka	Jednostka pienięska	Jednostka braniska	Jednostka niedzicka	Jednostka czerteziacka	Jednostka magurska
GÓRNA KREDA	MASTRYCHT		65						
	KAMPAN	GÓRNY DOLNY	70						
	SANTON		76						
	KONIAK		82						
	TURON	GÓRNY DOLNY	88						
	CENOMAN	GÓRNY DOLNY	94						
		SRODK DOLNY	100						
	ALB	GÓRNY SRODK DOLNY	106						
	APT	GÓRNY DOLNY	112						
	BARREM	GÓRNY DOLNY	118						
DOLNA KREDA	HOTERYW	GÓRNY DOLNY	124						

Ryc. 11. Tabela stratygraficzna kredy pienięskiej pasa skałkowego Polski

FAŁDOWANIA GÓRNOKREDOWE

Fałdowania górnokredowe zachodziły w dwóch etapach: na granicy kampanu i mastrychtu (starsza faza) i w ciągu mastrychtu (młodsza faza). W czasie pierwszych fałdowań na autochtoniczną jednostkę czorsztyńską nasunęła się od południa wielka płaszczowina braniska (lub branisko-pienińska), utworzona z osadów rowu skałkowego, przykrywając autochton czorsztyński w jego części południowej (w północnej części strefy czorsztyńskiej, w obrębie podmorskiego grzbietu, sedymentacja pelagicznych margli otwornicowych trwała cały czas aż po dolny mastrycht włącznie). W swoim ruchu ku północy płaszczowina braniska porwała po drodze i przemieściła mniejsze jednostki o bardziej ograniczonym zasięgu geograficznym: jednostkę niedzicką i jednostkę czertezicką. W południowej części płaszczowiny braniskiej wyodrębnił się element tektoniczny wyższy — jednostka pienińska, który w niektórych rejonach tworzy samodzielną płaszczowinę pienińską nasuniętą na płaszczowinę braniską. Na płaszczowinę branisko-pienińską w obrębie Pienin nasunęła się najwyższa jednostka tektoniczna — płaszczowina (lub łuska) haligowiecka.

W wyniku fałdowań płaszczowinowych szerokość strefy skałkowej została zredukowana kilkakrotnie: z pierwotnego wyodrębnionego basenu morskiego o minimalnej szerokości 120—150 km powstał łańcuch górski — łuk wyspowy, o szerokości prawdopodobnie nie przekraczającej 50 km. Północne ograniczenie tego łuku stanowił klif obcinający zrąb tektoniczny autochtonu czorsztyńskiego. Wskutek wciągnięcia części basenu magurskiego pod pas skałkowy (w strefie subdukcji) osady jurajskie i kredowe południowego obrzeżenia basenu magurskiego zostały sfaldowane i złuskowane w kierunku przeciwnym niż płaszczowiny skałkowe (tj. ku południowi) i spiętrzone przy zrębie czorsztyńskim.

OSŁONA GÓRNOKREDOWA

W ciągu najwyższej kredy (mastrychtu) łańcuch fałdowy skałkowego łuku wyspowego ulegał niszczeniu w warunkach lądowych (erozja rzeczna) i wskutek przyboju morza, które znajdowało się zarówno na północ od pasa (morze zbiornika fliszowego Karpat Zewnętrznych — strefy magurskiej), jak i na południe od pasa (wąska bruzda morska basenu myjawskiego). Silnie wydźwignięty zrąb tektoniczny autochtonu czorsztyńskiego i jego pokrywa płaszczowina ulegały najsilniejszej abrazji, a okruchy skalne z niszczonych jednostek skałkowych dostawały się jako obrywy i osuwiska podmorskie oraz prądy zawiesinowe na wtórne złoża do osadów mastrychtu tworząc osłonę jarmucką (molasa i flisz). Równocześnie następowało lokalne fałdowanie osadów mastrychtu.

W najbardziej południowej części wyspowego łuku skałkowego wznosił się w tym czasie element silnie wypiętrzony — masyw egzotykowy, z którego pochodziła duża ilość materiału okrucowego.

FAŁDOWANIA NA GRANICY KREDY I PALEOGENU

W paleocenie rozpoczęło się ponowne obniżanie się, zapadanie struktury skałkowej. Na zdegradowane płaszczowiny skałkowe i ich autochtoniczne podłoże czorsztyńskie w wielu miejscach nasunęła się wówczas od północy jednostka tektoniczna utworzona z osadów jurajskich i kredowych strefy magurskiej z formacją jarmucką włącznie — jednostka Grajcarka. Nasunięcie się mas skalnych jednostki Grajcarka prawdopodobnie nastąpiło na drodze wielkiego podmorskiego zsuwu grawitacyjnego w czasie paleocenu.

OSŁONA PALEOGENSKA

Transgresja dolnoeocenska z morza fliszowego Karpat Zewnętrznych wkrótce pokryła większość skałkowego łuku wyspowego, a następnie — w środkowym eocenie — zalała resztę pasa skałkowego i sięgnęła aż po masywy Karpat Wewnętrznych (Tatry, Niżne Tatry). Pieniński pas skałkowy w ciągu paleogenu tworzył podmorski garb w morzu fliszowym Karpat. Na garbie tym osadziły się utwory fliszowe podobnego typu jak w obrzeżających go od północy i południa nieckach fliszowych, ale o znacznie mniejszej miąższości.

FAŁDOWANIA DOLNOMIOCENSKIE

Kolejną, bardzo ważną fazę fałdowań w pienińskim pasie skałkowym Polski określa się wiekowo na dolny miocen lub granicę oligocenu i miocenu (faza sawska). Fałdowania te miały charakter wybitnie kompresyjny, powodując stłoczenie struktury skałkowej do jej obecnej szerokości (kilka kilometrów, czasem nawet kilkaset metrów) i wypchnięcie ku górze osadów mezozoicznych wzdłuż wielkich stref uskokowych na granicy obu obrzeżających basenów fliszowych. Wzdłuż tych uskoków, przemieszczenia następowały nie tylko w kierunku pionowym, ale również poziomym (uskoki przesuwcze). W wyniku dwustronnej kompresji, w pasie skałkowym powstawały struktury wachlarzowe z nasunięciami zarówno ku północy, jak i ku południowi, starsze elementy tektoniczne uległy rozbiciu na łuski ponasuwane zarówno ku północy, jak i ku południowi, z częstymi odwróceniami tektonicznymi warstw.

W tym czasie po raz pierwszy jednostka czorsztyńska została oderwana od swego podłoża i z wyjątkiem nielicznych przypadków (np.

obszar bloku Homoli) rozbita na bloki i małe skałki wapienne powciskane w bardziej plastyczne utwory kredowe.

Stopień intensywności zaburzeń tektonicznych na ogół rośnie w niższych piętrach struktury skałkowej, która często przybiera charakter megabrekcji, osady paleogenu skałkowego sfałdowane są stosunkowo słabiej.

WULKANIZM MIOCENSKI

W ciągu miocenu wystąpiły w Pieninach i w obszarze przyległym od północy (między Czorsztynem a Jaworkami) stosunkowo silne zjawiska wulkaniczne, w postaci hypabyssalnych intruzji magmy andezytowej (pas między Czorsztynem a Jaworkami) i bazaltowej (Biała Woda). W tym czasie utworzyło się kilka generacji żył zgodnych (sillów) i niezgodnych (dajek). Starsze żyły wulkaniczne wykorzystywały dyslokacje wieku dolnomiocenijskiego, równoległe do północnej strefy dyslokacyjnej pasa skałkowego, żyły wulkaniczne młodsze wykorzystywały dyslokacje środkowomiocenijskie, poprzeczne do pienińskiego pasa skałkowego.

Andezyty, których magma intrudowała w utwory jurajskie i kredowe (w głębszej partii struktury skałkowej) są zwykle lepiej wykryształizowane i przybierają charakter zbliżony do diorytu. Towarzyszą im czasem drobne złoża polimetaliczne (z galeną, chalkopirytom, pirytom, sfalerytom, ze śladami srebra i złota: okolice Szczawnicy). Andezyty powstałe z magmy intrudowanej w skały paleogenu, która krzepła na mniejszej głębokości, mają z reguły strukturę porfirytową i zawierają dużą ilość ciasta skalnego z zawartością szkliwa wulkanicznego.

W miocenie środkowym (badenie) powstało kilka generacji andezytów plagioklazowo-amfibolowych, magnetytowych i amfibolowo-augitowych, które tworzą roje dajek równoległych do osi antykliny góry Wżar koło Czorsztyna, zbudowanej z paleogenu płaszczowiny magurskiej. Z kolei miała miejsce silna, ale krótkotrwała działalność eksplozyjna, w której wyniku powstały brekcje andezytowo-osadowe w strefach południkowych uskoków. Następnie te południkowe uskoki zostały wykorzystane przez najmłodszą intruzję andezytu amfibolowo-augitowego.

Pomimo tylu dowodów intensywnej działalności wulkanicznej w rejonie Pienin w ciągu miocenu, nie zachowały się żadne produkty i formy morfologiczne samych stożków wulkanicznych, a jedynie żyły, którymi magma była doprowadzana z głębi ziemi — z ognisk magmowych. Wulkan Wżaru, o którego obecności w środkowym miocenie wnosimy na podstawie szczelinowych brekcji wulkanicznych, musiał tworzyć stożek na poziomie o kilkaset metrów powyżej obecnego poziomu góry Wżar. Stożek ten został całkowicie zniszczony i usunięty przez późniejszą erozję i denudację.

SEDYMENTACJA, DENUDACJA I DEFORMACJE TEKTONICZNE
W NEOGENIE I CZWARTORZĘDZIE

Obecny swój wygląd pasmo Pienin zawdzięcza zarówno wyjątkowej strukturze geologicznej, jak też czynnikom rzeźbotwórczym, procesom sedymentacyjnym i ruchom pionowym w czasie neogenu i czwartorzędu.

Począwszy od dolnego miocenu, silnie wydźwignięty grzbiet morfologiczny pasa skałkowego ulegał stopniowej erozji, zachodzącej z różną intensywnością w poszczególnych jego odcinkach. W zachodniej części pasa skałkowego Polski, w okolicach Czarnego Dunajca, zarówno struktura skałkowa, jak i obrzeżające flisze (podhalański i magurski) uległy głębokiej erozji i denudacji, która spod pokrywy fliszu odsłoniła w pasie skałkowym skały jurajskie i kredowe. Ruchy obniżające wzdłuż systemu uskoków na granicy pienińskiego pasa skałkowego i płaszczowiny magurskiej doprowadziły na Orawie do utworzenia się stale zapadającego się zbiornika słodkowodnego, w którym od środkowego miocenu (bade-nu) przez miocen górny i niższy pliocen utworzył się gruby na około 850 m kompleks żwirów, piasków i ilów. Materiał roślinny zmywany z okolicznych wzgórz pokrytych lasami i gromadzący się w miejscowych torfowiskach i jeziorzyskach utworzył cienkie pokłady węgla brunatnego. Depresja orawska przez cały miocen i pliocen odwadniana była w kierunku zachodnim przez system rzeczny Orawy (zlewisko Morza Czarnego), a Czarny Dunajec stanowił w tym czasie dopływ Orawy.

Analogiczne zapadliska o założeniach tektonicznych późnomiocenских, pliocenских i staroplejstocenских powstawały kolejno w kierunku wschodnim aż po obszar Pienin. W rejonie wschodniego Podhala odwodnienie systemem rzeczny Białki i Białego Dunajca w ciągu miocenu środkowego odbywało się ku wschodowi. Rzeki te prawdopodobnie łączyły się przy południowym obrzeżeniu morfologicznego garbu pienińskiego pasa skałkowego i spływały razem ku wschodowi do górnego Popradu. Ich krótkie lewobrzeżne dopływy odwadniały południowe stoki garbu pienińskiego.

W tym czasie nie istniało jeszcze bezpośrednie połączenie rzek podhalańskich z Dunajcem sądeckim. Dopływy Dunajca sądeckiego nie sięgnęły w środkowym miocenie przez flisz magurski po obszar wapienny Pienin, na co wskazuje brak materiału skałkowego w osadach pięter karpackiego i badeńskiego zapadliska nowosądeckiego.

W górnym miocenie i dolnym pliocenie rzeki płynęły na poziomie odpowiadającym dzisiejszym partiom szczytowym Pienin. Niektóre z tych rzek osiągnęły stadium dojrzałe, tworząc zakola (meandry). Po ustąpieniu morza dolnobadeńskiego z okolic Nowego Sącza, Dunajec sądecki zaczął wytwarzać dolinę poprzeczną do łańcucha Karpat fliszowych. Erozja wsteczna jego dopływów spowodowała rozszerzenie się zlewni Dunajca sądeckiego aż po północne stoki grzbietu morfologicznego Pienin, wciągając się w ten grzbiet i przechwycenie drogą kaptażu meandrycznego sy-



Tablica I. Trzy Korony — widok od południa
(fot. W. Strojny)

stemu rzecznej Białki-Białego Dunajca. Wskutek utraty zlewni wschodniopodhalańskiej (Białki i Białego Dunajca) Poprad stał się już tylko dopływem Dunajca.

Wskutek silnego wcinania się Dunajca w dźwigający się równocześnie obszar Pienin i Małych Pienin meandry rzeczne, założone początkowo głównie w pokrywie fliszowej pasa skałkowego, zostały uchwycone między twardymi skałkami. Od tej chwili zaczął się tworzyć Przełom Pieniński, którego dalsza historia i dzisiejsza forma wiąże się już z etapami górnoplioceniowymi i plejstoceniowymi, kiedy to do systemu Białki i Białego Dunajca dołączył się (przypuszczalnie również drogą kaptażu) Czarny Dunajec, a rzeki podhalańskie sforsowały barierę skałkową między Nowym Targiem a Czorsztynem wytwarzając szereg niewielkich przełomów.

Krótkotrwałym, ale ważnym etapem było tworzenie się słodkowodnych osadów plioceniowych i staroplejstoceniowych w pogrzebanych dolinach rzecznych na południowych stokach Gorców (Mizerna, Krościenko). Zasypanie tych dolinek wiąże się z dźwiganiem się pasma fliszowego Gorców-Beskidu Sądeckiego w poprzek doliny Dunajca, co utrudniło spływ tej rzeki ku północy (ryc. 12).

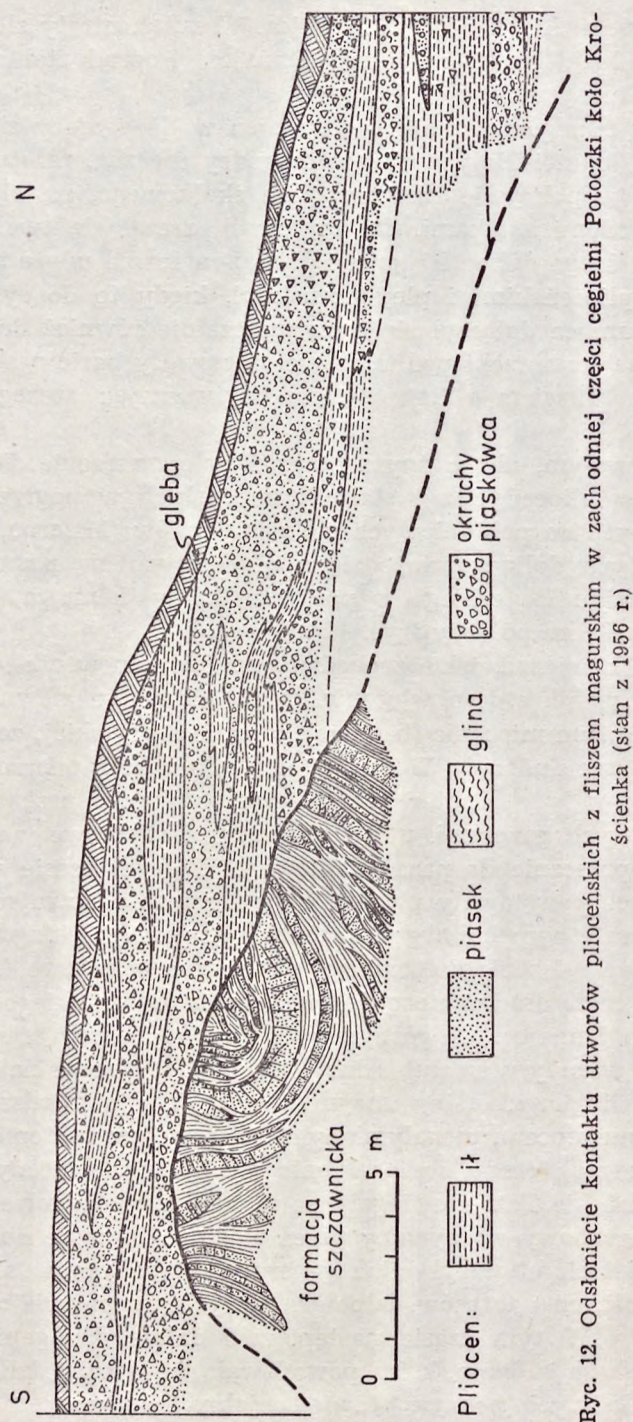
Ruchy tektoniczne, jakie zachodziły na Podhalu w czasie od miocenu środkowego po plejstocen włącznie, miały charakter głównie uskokowy.

W środkowym miocenie (badenie), w fazie styryjskiej, zostały zdeformowane starsze andezyty Wżaru, a powstałe uskoki poprzeczne do pasa skałkowego miały charakter przesuwczy, to znaczy przemieszczały andezyty starszych generacji, utwory fliszowe i skałkowe w kierunku poziomym, poprzecznie do pasa skałkowego. W tym czasie w Karpatach Zewnętrznych powstawały płaszczowiny fliszowe nasuwające się na wewnętrzną strefę wypełnionego morzem rowu przedgórskiego.

W górnym miocenie deformacje tektoniczne uskokowe (faza mołdawska) objęły część osadów neogeńskiego stożka Domańskiego Wierchu koło Czarnego Dunajca. W górnym pliocenie i dolnym oraz środkowym plejstocenie tworzyły się lub odnawiały uskoki starsze na granicy pasa skałkowego i płaszczowiny magurskiej, a osady młodszego neogenu i starszego plejstocenu ulegały słabym deformacjom tektonicznym.

W czasie plejstocenu obszar Pienin nie był zlodowacony. Zlodowacenia plejstoceniowe Tatr nie sięgały po obszar pasa skałkowego, natomiast materiał okrucowy wymywany przez wody lodowcowe z moren lodowców tatrzańskich utworzył kilka generacji włożonych w siebie stożków fluwioglacjalnych i tarasów, odpowiadających trzem kolejnym zlodowaceniom Tatr. W tym czasie następowało dalsze dźwiganie się całego obszaru Podhala i Pienin, które powodowało, że cokoły skalne kolejnych, coraz to młodszych pokryw fluwioglacjalnych są na coraz to niższym poziomie. Dźwiganie to zdaje się trwać po dziś dzień.

W okresach schyłkowych poszczególnych zlodowaceń utworzyły się



Ryc. 12. Odsłonięcie kontaktu utworów pliocenских z fliszem magurskim w zachodniej części cegielni Potoczki koło Krośnica (stan z 1956 r.)

grube pokrywy soliflukcyjne, które nadbudowują zwirowe tarasy fluwioglacjalne. Na wyższych poziomach osadzały się w okresie zimnym i suchym pokrywy pyłowe typu lessowego, rozwinięte zwłaszcza na południowych stokach Gorców; pyły te powstały z wywiewania najdrobniejszego materiału ze zwietrzelin przez wiatry typu spadowego, które docierały na Podhale głównie z Beskidu Wysokiego.

Współcześnie na Podhalu i w Pieninach zachodzi dalsze rozcinanie plejstocénskich pokryw fluwioglacjalnych i ich cokołów skalnych, jak też zwirowych pokryw fluwialnych osadzonych w środkowym holocenie. Równocześnie w zakolach rzek tworzą się odsypy zwirowo-piaszczyste, a na obszarach podmokłych na tarasach plejstocénskich od schyłku ostatniego zlodowacenia powstają osady torfowe. Formy przełomów rzecznych, których ostateczne wymodelowanie nastąpiło w plejstocenie, są już w zasadzie dojrzałe, ale zachodzi dalsze podcinanie stoków zarówno przez Dunajec, jak i jego dopływy, które uruchamia osuwiska i obrywy skalne.

Struktura skałkowa, która była silnie skomprimowana w efekcie ruchów fałdowych fazy sawskiej, odpręża się pod wpływem erozji rzecznej trwającej od miocenu do chwili obecnej, uaktywniają się spękania i powstają otwarte szczeliny, a poszczególne bloki skał twardych (przede wszystkim wapienie i andezyty) pękają i rozsuwają się tworząc rowy graniowe i zboczowe, zsuwy blokowe i gołoborza. W szczelinach skał wapiennych krążą wody opadowe wytwarzając lokalne systemy krasowe i powodując powstanie niewielkich jaskiń. Najstarsze przejawy krasowe w pienińskim pasie skałkowym wiążą się z powstaniem Wąwozu Homole i mogły być zapoczątkowane jeszcze w pliocenie. Wyraźny etap tworzenia się form krasowych wiąże się z plejstocenem (skałka szaflarska). Poszerzanie jaskiń trwa po dziś dzień.

Piśmiennictwo

- Alexandrowicz S. 1966. Stratygrafia środkowej i górnej kredy w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. *Zesz. nauk. AGH* 157, Rozpr. 78.
- Andrusov D. 1959. Geologia československých Karpat. Vol. II. Akad. Vied. Bratislava.
- Birkenmajer K. 1951. Uwagi o utworach plioceńskich w okolicy Krościenka nad Dunajcem. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 20, 4: 319—331.
- Birkenmajer K. 1953. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt series in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci. Cl. III* 1 (6).
- Birkenmajer K. 1957. Zabytki przyrody nieożywionej pienińskiego pasa skałkowego. I. Odcinek przełomowy doliny Dunajca między Zamkiem Czorsztynem a Zamkiem Niedzicą. *Ochr. Przyr.* 24: 157—179.
- Birkenmajer K. 1958. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Cz. I—IV. Wydawn. Geol. Warszawa.
- Birkenmajer K. 1959. Przekroje geologiczne przez Polskę: Pieniny. Wydawn. Geol. Warszawa.

- Birkenmajer K. 1961. Mizerna near Czorsztyn. Pliocene and older Pleistocene deposits. *INQUA VIth Congr. Guide Book of Exc. Pt. III. Łódź*.
- Birkenmajer K. 1963. Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Studia geol. pol.* 9.
- Birkenmajer K. 1965. Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 35, 3.
- Birkenmajer K. 1970. Przedoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Studia geol. pol.* 31: 1—77.
- Birkenmajer K. 1971. Geneza Wąwozu Homole w Pieninach. *Ochr. Przyr.* 36: 309—361.
- Birkenmajer K. 1973. Trias, jura i kreda pienińskiego pasa skałkowego. W: Budowa geologiczna Polski. T. I, cz. 2. Instytut Geologiczny i Wydawn. Geol. Warszawa.
- Birkenmajer K. 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) in Poland. *Studia geol. pol.* 45.
- Birkenmajer K. 1978. Powstanie pienińskiego pasa skałkowego. *Wszechświat* 3: 57—63.
- Birkenmajer K. 1979. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wydawn. Geol. Warszawa.
- Horwitz L. 1963. Budowa geologiczna Pienin. *Prace Inst. Geol.* 38: 1—148.
- Klimaszewski M., Starkel L. 1972. Karpaty polskie. W: Geomorfologia Polski. T. I. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- Książkiewicz M. 1972. Budowa geologiczna Polski. T. IV, cz. 3. Instytut Geologiczny i Wydawn. Geol. Warszawa.
- Małkowski S. 1958. Przejawy wulkanizmu w dziejach geologicznych okolic Pienin. *Prace Muzeum Ziemi* 1: 11—57.
- Oszast J. 1973. The Pliocene profile at Domański Wierch near Czarny Dunajec in the light of palynological analysis, Western Carpathians, Poland. *Acta palaeobot.* 14, 1.
- Szafer W. 1946 i 1947. Flora plioceńska z Krościenka nad Dunajcem. Cz. I (1946) i II (1947). *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU* 72, B, ser. III, 32, 1 i 2.
- Szafer W. 1954. Plioceńska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. *Prace Inst. Geol.* 11.
- Uhlig V. 1980. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen II. Der pieninische Klippenzug. *Jb. geol. R.-A.* 40, 3—4.
- Wojciechowski J. 1955. O żyłach kruszcowych pod Szczawnicą. *Biul. Inst. Geol.* 101.