

## TATRY, ICH SKAŁY OSADOWE I BADANIA SEDYMENTOLOGICZNE

Alfred UCHMAN

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków*

Tatry to poligon badawczy geologów polskich i słowackich, gdzie niejedyn z nich zdobył doświadczenie zawodowe, gdzie tworzone są nowe poglądy i wprowadzane są nowe metody badawcze. Tutaj, na początku XX wieku, po raz pierwszy w Karpatach rozpoznano płaszczowiny. Od XIX wieku badana jest stratygrafia. Tu też powstawały ciekawe koncepcje tektoniczne i paleogeograficzne. Mniejszym powodzeniem cieszyły się natomiast badania sedymentologiczne. Dość rzadko poglądy na temat środowiska powstawania tatrzańskich skał osadowych oparte były na głębszej analizie sedymentologicznej. W efekcie poglądy te są nie rzadko kontrowersyjne. Wiele utworów tatrzańskich nie było badanych od kilku dziesiątków lat. Jest to wyzwanie dla badaczy, które jest z powodzeniem ostatnio podejmowane. Dla zapoznania czytelnika z przedmiotem i stanem badań sedymentologicznych, w niniejszym opracowaniu przedstawiono szkic litostratygrafii tatrzańskich skał osadowych wraz z przeglądem dotychczasowym poglądów na ich genezę.

### Tektonika – najważniejsze fakty

Tatry wchodzą w skład zachodniej części Karpat wewnętrznych, które rozciągają się na południe począwszy od pienińskiego pasa skałkowego i zajmują dużą część Słowacji oraz niewielki skrawek Polski. Ta część Karpat wewnętrznych

tworzy tak zwany blok słowacki lub wewnętrzne Karpaty Zachodnie. Podobnie jak wiele innych masywów górskich Karpat wewnętrznych (e.g., Maheľ, 1980; Plašienka, 2003), Tatry zbudowane są z trzonu krystalicznego i jego mezozoicznej pokrywy osadowej, na którą nasunięte są z południa jednostki wierzchowe, zbudowane ze skał krystalicznych i dominujących, mezozoicznych skał osadowych (e.g., Kotański, 1965a; Bac-Moszaszwili *et al.*, 1981, 1984; Bac-Moszaszwili, 1998; Dumont *et al.*, 1996). Tworzą one razem nadjednostkę tektoniczno-facjalną Tatricum, występującą również w innych częściach Karpat wewnętrznych (e.g., Plašienka, 2003). W wielu miejscach skały autochtonu są częściowo oderwane od swojego podłoża i przemieszczone na niewielką odległość w wyniku nasuwania się allochtonu, tworząc tak zwany paraautochton (przykładowo w rejonie Ciemniaka i Kominiarskiego Wierchu). Na jednostki wierzchowe nasunięte są jednostki reglowe dolne (jednostka krizniańska, Fatricum) oraz środkowe (jednostka choczańska, Hronicum, Veporicum) i górne (jednostka strażowska, ?Silicicum), zbudowane wyłącznie ze skał osadowych. Jednostki te mają budowę łuskowo-płaszczowinową. Na jednostkach nasuniętych zalega posttektoniczna pokrywa osadowa paleogenu wewnątrzkarpackiego, reprezentowana w Tatrach przez tak zwany eocen numulitowy (Fig. 1). Lokalnie na wszystkich jednostkach występuje pokrywa

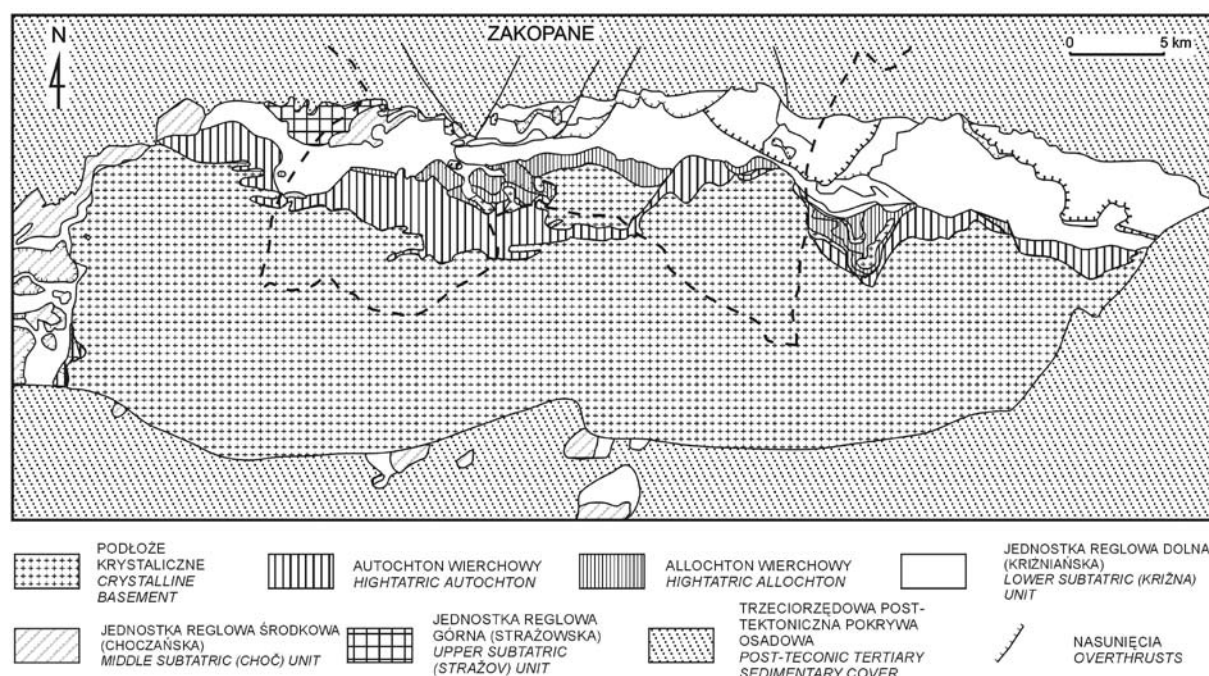


Fig. 1. Uproszczona mapa geologiczna Tatr (na podst. Bac-Moszaszwili *et al.*, 1979, zmienione).

Fig. 1. Simplified geological map of the Tatra Mts. (based on Bac-Moszaszwili *et al.*, 1979, changed).

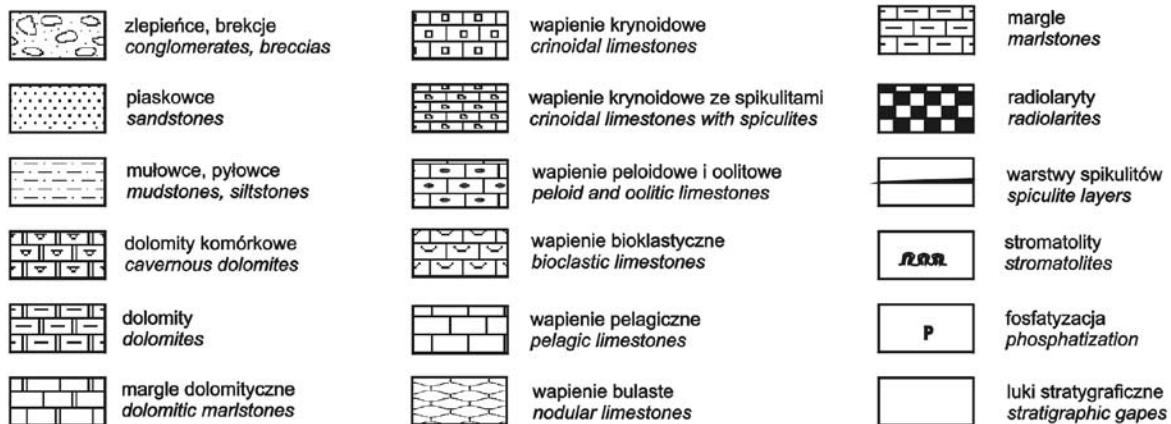
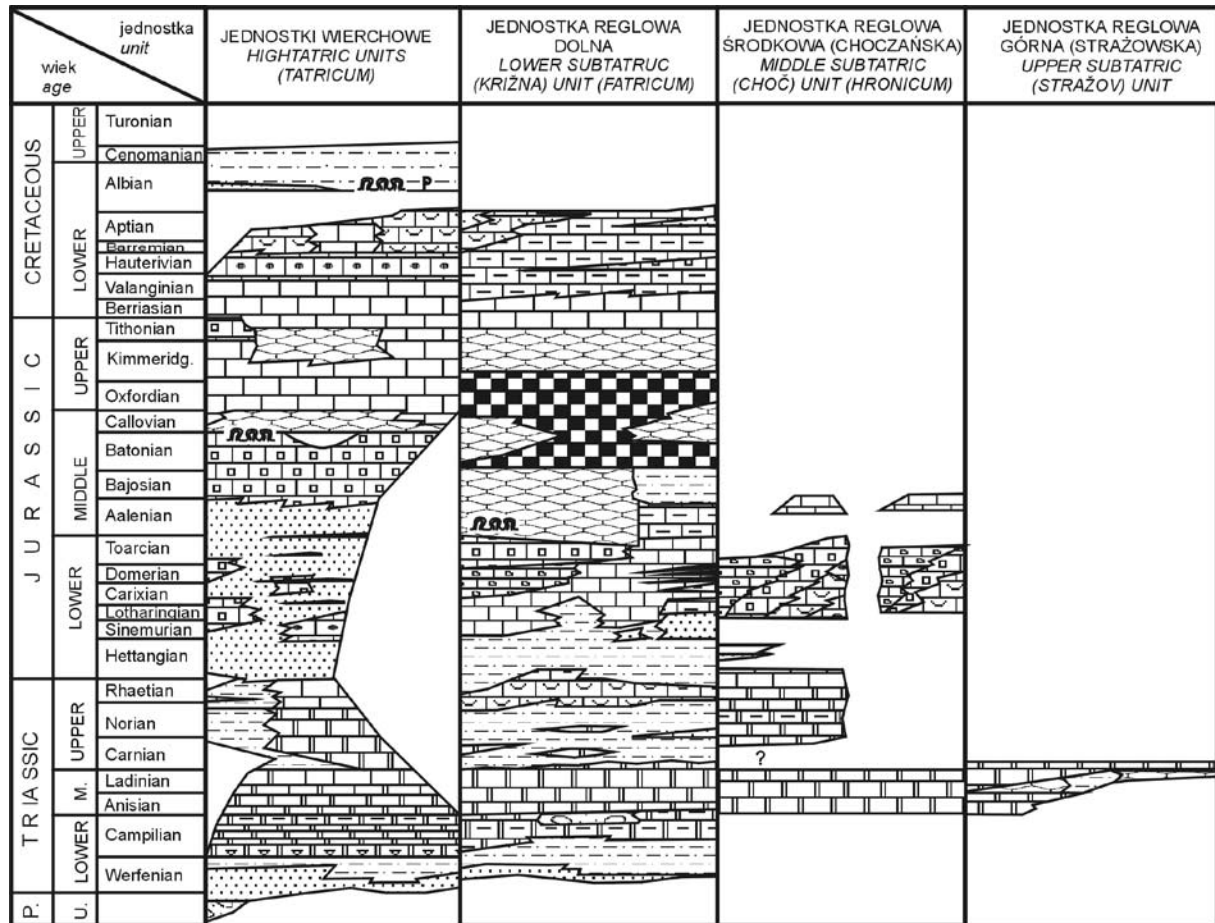


Fig. 2. Uproszczony schemat stratygrafii skał osadowych Tatr.  
Fig. 2. Simplified scheme of the stratigraphy of sedimentary rocks in the Tatra Mts.

czwartorzędowa. Sekwencje skał osadowych wykazują znaczne różnice facjalne i stratygraficzne w poszczególnych jednostkach tektonicznych (Fig. 2). Duża zmienność facjalna i bardzo liczne jednostki tektoniczne, powodują, że Tatry posiadają unikatową, mozaikową budowę geologiczną.

Powszechnie uważa się, że płaszczowiny tatrzańskie zostały nasunięte z południa w kredzie późnej, w fazie subhercyńskiej (medytterrańskiej) (np. Kotański, 1961; Bac-Moszaszwili *et al.*, 1984). Według Birkenmajera (2000a) zlepieńce facji gozawskiej są zaklinowane pomiędzy łuski jednostki krizniańskiej. Ich włączenie w ruchy

nasuwca sugeruje, że co najmniej część płaszczowiny krizniańskiej została sfałdowana w fazie laramijskiej na przełomie kredy i trzeciorzędu (*op. cit.*).

W wyniku neogeńsko-czwartorzędowego nierównego wyźwignienia masywu tatrzańskiego (e.g., Gross, 1973; Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili, 1995) znacznie większego od południa wzdłuż uskoku podtatrzańskiego, wszystkie jednostki tektoniczne, wraz z paleogeńską pokrywą posttektoniczną, są wychylone i zapadają najczęściej ku północy. Allochton wierchowy tworzy małe płaszczowiny, a jednostki reglowe zarówno

małe płaszczowiny jak i liczne łuski. W wielu miejscach zaznaczają się uskoki, z których część przecina tylko struktury przedpaleogeńskie, a inne także utwory paleogeńskie (Bac-Moszaszwili, 1995; Birkenmajer, 1999, 2000b).

Budowa geologiczna Tatr Polskich została przedstawiona na mapach w skali 1: 10 000, wydanych na przestrzeni wielu lat przez Państwowy Instytut Geologiczny. Przegląd budowy geologicznej Tatr Polskich wraz z przekrojami przedstawia mapa w skali 1: 30 000 (Bac-Moszaszwili *et al.*, 1979). Budowa geologiczna całych Tatr wraz z korektą budowy geologicznej dolnej części Doliny Chochołowskiej w rejonie Wielkich Korycisk została przedstawiona na słowackiej mapie geologicznej w skali 1: 50 000 (Nemčok *et al.*, 1994), w rejonie regli zakopiańskich i Kop Sołtysich przez Bac-Moszaszwili & Lefeld (1999) oraz Lefeld (1999), a w rejonie Szerokiej Jaworzyńskiej przez Birkenmajera (2000b). Rewizję pozycji jednostek reglowych w rejonie Doliny Białej Wody dokonał Birkenmajer (2000c). Liczne opisy szczegółów budowy geologicznej Tatr, pominięte ze względu na ramy niniejszego wprowadzenia, znajdują się w pracach cytowanych w szeregu publikacjach o charakterze syntez (*e.g.*, Andrusov, 1959, Sokołowski, 1959a; Kotański, 1961, 1965a, 1979; Książkiewicz, 1972; Passendorfer, 1978a; Lefeld, 1985, 1996; Wieczorek, 2000). Budowa geologiczna Tatr została spopularyzowana między innymi przez książki i przewodniki (Passendorfer, 1978b; Kotański, 1971; Bac-Moszaszwili & Gąsienica Szostak, 1990).

### Seria wierchowa (Tatricum)

Przeгляdu skał osadowych dokonano zgodnie ze schematem litostratygrafii, w tym litostratygrafii formalnej zaproponowanej dla jury i kredy (Lefeld *et al.*, 1985), z późniejszymi uzupełnieniami (*e.g.*, Pszczółkowski, 2003; Krajewski, 2003). Te poprzednie były przedmiotem krytyki (Wieczorek, 1988a).

Najstarsze skały osadowe znane są tylko ze słabo odsłoniętych płatów na stokach Jagnięcego Wierchu, w pobliżu przełęczy pod Kopą na Słowacji. Jest to tak zwany zlepieniec koperszadzki zalegający bezpośrednio na zwietrzałych granitoidach, uznany za odpowiednik facji *verrucano* i tym samym za utwór permski (Sokołowski, 1948). Uhlig (1897) uznał go za efekt abrazji morskiej, a Limanowski (1903), podobnie jak Kuźniar (1913), za lądową brekcję stokową utworzoną w klimacie tropikalnym. Także Passendorfer & Turnau-Morawska (1956) i Passendorfer (1957, 1978a) uważali, że omawiane osady to efekt depozycji produktów wietrzenia trzonu krystalicznego i skał piroklastycznych, przerabianych częściowo przez wody płynące. Zarzucony został pogląd Michalika (1956), według którego zlepieniec koperszadzki jest brekcją tektoniczna pod nasuniętymi utworami triasu. Być może, zlepiencom koperszadzki odpowiadają zlepience z otoczakami skał magmo-

wych i metamorficznych z Doliny Bobrowieckiej (Vozárová, 1991 in Nemčok *et al.*, 1993).

Na pozostałym obszarze Tatr, trzon krystaliczny przykrywają dolnotriasowe, czerwone silikoklastyki werfenu (seisu) (60-130 m), wyróżnione w Tatrach Wysokich na Słowacji jako formacja z Lúžnej (Nemčok *et al.*, 1993; Michalík, 1997). W dolnej części są to piaskowce kwarcytowe, lokalnie zlepiencowate lub arkozowe, a w górnej części bezwapniste mułowce z piaskowcami, rzadkimi ławicami dolomitów i łupków dolomitycznych, określane jako warstwy werfeńskie. Limanowski (1903) uważał je za utwory pustyniowe, głównie eoliczne. Według Passendorfera (1950, 1957, 1978b), Turnau-Morawskiej (1953a), Dżułyńskiego & Gradzińskiego (1960), ich dolna, piaskowcową część to utwory rzeczne, a według Borzy (1958) i Roniewicza (1959, 1966) są to utwory płytkomorskie. Mader (1990, 1992) opisał horyzonty glebowe i konkretje węglanowe pochodzenia glebowego z utworów górnego werfenu rejonu Żółtej Turni. Roniewicz (1997a) uważa spagową część utworów werfeńskich za lądową, a wyższą za morską. Mišik & Jablonský (2000) uznali wszystkie dolnotriasowe piaskowce kwarcytowe Karpat Zachodnich za utwory rzek roztokowych. Megaspory z warstw werfeńskich Starych Szałasik wskazują na środkowy pstry piaskowiec (Fuglewicz, 1979). Czerwone mułowce były uważane za utwory morskie (Uhlig, 1897; Kuźniar, 1913) lub lądowe (Limanowski, 1903).

Utwory seisu przechodzą ku górze w utwory kampilu. W dolnej części są to dolomity komórkowe, dolomity szare, łupki zielone i margle popielate, często zbrekcjowane. W ich wyższej części wyróżnia się warstwy myoforiowe (około 120 m). Tworzą je żółto wietrzejące dolomity, czarne wapienie i łupki, często zbrekcjowane, w których znaleziono górnokampilskie małże (Kotański, 1956a, 1961). Są to utwory marginalne, tworzone na pograniczu ładu i płytkiego morza o typie sabhy, z matami mikrobiotycznymi (Gaździcki & Lefeld, 1997a). Powstanie struktur komórkowych tłumaczono dolomityzacją kalcytu pochodzenia rafowego i wypłukaniem kalcytu lub uważano je za czwartorzędowe brekcje stokowe (Kotański, 1956b). Passendorfer (1978a) uznał, że struktury komórkowe, podobnie jak w analogicznej alpejskiej facji *cargneule*, powstały w wyniku wylugowania kryształów gipsu zlepionych spoiwem dolomitowym, co udowodnił Kasiński (1981), który porównał je do facji *Rauwacken* z Alp. Brekcje uznano za pochodzenia rafowego (Kuźniar, 1913) czy ogólnie osadowego (Turnau-Morawska, 1953a) i określono jako brekcje „śródwarstwowe” (Kotański, 1955a, 1956b), deponowane w płytkim morzu, prawdopodobnie w wyniku sztormów (Kotański, 1959a). W dolomitach warstw myoforiowych rozpoznano struktury „groszkowe” przypisywane glonom oraz „pasmowe struktury glonowe typu biohermowego” (Kotański, 1956b).

Wyżej występują płytkomorskie utwory

triasu środkowego, określone jako warstwy z Gutenstein (Nemčok *et al.*, 1993), rozpoczynające się tak zwaną anizyjską brekcją podstawową zawierającą rozmyte utwory starsze, przykrytą szarymi dolomitami krystalicznymi („cukrowatymi”). W tych ostatnich znaleziono małże (Rabowski, 1931), wskazujące na anizyk (Kotański, 1979). Brekcje te uznane zostały częściowo za klifowe (Kotański, 1955a). Nad nimi występują (około 120 m) tak zwane wapienie robaczkowe ze strukturami „robaczkowymi”, przeławiczone z żółto wietrzejącymi dolomitami oraz wapieniami. Pochodzenie struktur robaczkowych tłumaczone było niestatecznym warstwowaniem gęstościowym i deformacjami spływowymi (Kotański, 1955b). Część z nich to struktury bioturbacyjne (Kotański, 1973a; Kasiński *et al.*, 1978; Passendorfer, 1978b). Lokalnie, w wapieniach występują krynoidy, ślimaki i małże. Do górnego anizyku zaliczane są wapienie krystaliczne („cukrowe”; do 180 m), złożone z ziaren dolomitów, datowane na podstawie diplopor i otwornic (Kotański, 1979). W dolomitach „cukrowych” rozpoznano warstwowania równoległe (Kotański, 1959a), określone jako „ziarnkowe” (Kotański, 1956b). Dolomity te uznano za utwory deponowane cyklicznie w płytkim morzu, pochodzące z niszczenia raf lub bioherm glonowych (Kotański, 1959a). Zalegające nad nimi drobniej ziarniste wapienie dolomityczne z laminacją typu „*seam lamination*” zinterpretowano jako utwory deponowane wolniej w stosunku do dolomitów „cukrowych”, z przerwami sedimentacyjnymi (Kotański, 1959a). W wapieniach krynoidowych stwierdzono uzianienie frakcjonalne uznane za przejaw prądów zawieszonych, oraz drobną laminację mającą świadczyć o spokojnym środowisku sedimentacji. Na podstawie badań triasu wierchowego Kotański (1955a) podjął się genetycznej klasyfikacji brekcji sedimentacyjnych. Obok wspomnianych brekcji klifowych wyróżnił on w utworach triasu środkowego brekcje sródfarmacyjne i spływowe. Stwierdził on ponadto występowanie „twardego dna” i lokalną dostawę materiału terygenicznego (Kotański, 1959a). Ubóstwo fauny tłumaczono nienormalnym zasoleniem (*op. cit.*). Wydaje się, że termin „twarde dno” był użyty dla niewielkich nieciągłości sedimentacyjnych erozyjnego pochodzenia, przykrytych intraklastami.

Do dolnego lądynu należą żółto wietrzejące dolomity, naprzemianległe z wapieniami laminowanymi i oolitowymi (300 m). Wyżej (ładyn górny) występują dolomity organodetrytyczne ze szczątkami glonów, ślimaków, małży, liliowców i otwornic, oraz z onkoidami. Ku górze przechodzą one w uławiczone dolomity z interkalacjami łupków (około 100 m; Kotański, 1959a). Przypuszcza się, że zielone łupki w lądynie mają charakter tuffitów (Gaździcki & Lefeld, 1997a). W utworach lądynu stwierdzono występowanie śladów wynurzeń z pozycjami *terra rossa*, strukturami tepee, zjawiskami krasowymi i dolomityzacją (Szulc *et al.*, 1996). Ostatnio, w rejonie Kominiarskiego Wierchu wykonano analizę sedimentologiczną i

izotopową profilu anizyku i lądynu w świetle stratygrafii sekwencyjnej. W rezultacie wydzielono sekwencje depozycyjne i stwierdzono istnienie izolowanej platformy węglanowej z epizodami ewaporacyjnymi (Jaglarz & Szulc, 2003).

W triasie górnym wyróżniono (Kotański, 1959a) trzy typy profili (serii). W Czerwonych Żlebkach (seria Tomanowej), w rejonach Osobitej i Szerokiej Jaworzyńskiej nad utworami triasu środkowego występują lądowe pstrutwy kajpru karpackiego (Nemčok *et al.*, 1993). Są to łupki piaszczyste, czerwone, zielone i żółte, różnorodnie piaszkowce i lokalnie zlepieńce, których co najmniej dolna, łupkowa część została uznana za morskie (Turnau-Morawska, 1953b; Kotański, 1956b, 1959a) a zlepieńce i piaszkowce za utwory delty morskiej oraz utwory fluwialne, kontrolowane być może przez zmiany klimatyczne (Kotański, 1956b, 1959a). Brak utworów środkowego triasu w niektórych profilach uznano za przejaw erozji w triasie późnym (Kotański, 1959a). Pod Ciemiakiem (seria Rzędów) są to uławiczone, żółte dolomity, przeławiczone z żółtymi, czerwonymi i czarnymi łupkami, oraz wapieniami, przykryte warstwami tomanowskimi. Te ostatnie to ciemne łupki i piaszkowce z retycką florą lądową (*e.g.*, Raciborski, 1891; Gorek, 1958; Radwański, 1968) i tropami gada *Coelurosauroides tatricus* (Michalík *et al.*, 1976). Były one interpretowane jako utwory lądowe lub bagienne (*e.g.*, Raciborski, 1891; Kuźniar, 1913; Kotański, 1956b; Michalík *et al.*, 1976; Michalík, 1980). Według innych autorów, warstwy te miały osadzać się w środowisku morskim, w pobliżu lądu (*e.g.*, Uhlig, 1897; Limanowski, 1901). Poglądy te uzasadniano obecnością horyzontów z fauną morską (Kotański, 1961; Radwański, 1968). Wykazano jednak, że jest to już fauna jury dolnej (Michalík *et al.*, 1976). W Dolinie Smytniej (seria Kominów Tylkowych), w dolnej części triasu górnego występują czerwone osady klastyczne, a w górnej części laminowane dolomity. W Dolinie Chochołowskiej i w Dolinie Bobrowieckiej, do retyku należą płytkomorskie organogeniczne wapienie glonowe, onkoidowe i oolitowe z koralami, ramienionogami i liliowcami, które w Dolinie Cichej leżą nad utworami warstw tomanowskich (Radwański, 1968).

W jednostce Giewontu profil triasu kończy się na utworach dolnego anizyku, a w jednostce Czerwonych Wierchów na utworach lądynu. Najpełniejsze profile triasu posiada autochton wierchowy, gdzie jednak w wielu miejscach profil kończy się także na triasie środkowym. Wyżej zalegają utwory jury.

Profil jury w autochtonie wierchowym tworzą wyłącznie utwory morskie. Rozpoczyna je formacja dudziniecka (0-530 m), która nie występuje w allochtonie jednostek Giewontu i Czerwonych Wierchów. Dominują w niej źle wysortowane piaszkowce, częściowo zlepieńcowate, lokalnie wapienie, często piaszczyste i krzemionkowe z warstwami spongiolitów wieku synemur-baton (Wójcik, 1981, 1985). Ich mikrofacje i geneza

zostały opisane przez Wójcika (1981). W dolnej części tej formacji wyróżniono warstwę z Kopiańca Starorobociańskiego (12 m), złożoną z wapieni piaszczystych z krynoidami i peloidami. W wyższej części formacji wyróżniono ogniwo wapieni z Kobylej Głowy (wapienie krynoidowe, lokalnie piaszczyste i skrzemionkowane) oraz ogniwo wapieni ze Smytniej (szare i ciemnoszare wapienie piaszczyste z ramienionogami; górny synemur-lotaryng). Jeszcze wyższą pozycję zajmują ogniwo wapienia z Kobylarki (masywne wapienie krynoidowe), ogniwo wapienia z Iwanówki (piaszczyste wapienie krynoidowe ze spongiolitami), oraz ogniwo piaskowców z Kominów Dudowych (piaskowce zlepieńcowate) (Wójcik, 1985). W Dolinie Kościeliskiej, w dolnej części formacji, występuje tak zwany piaskowiec pisański z otoczkami skał nieznanymi z podłoża i z warstwowaniami przekątnymi, na podstawie których Radwański (1959) określił kierunek transportu z południa. W Dolinie Smytniej utworu jury dolnej zalegają na częściowo zerodowanych, laminowanych dolomitach. W ich spągu występują bloki skał triasowych podrażone przez skałotoczce. Uznane one zostały za brekcję klifową (Radwański, 1959). Znaczne zróżnicowanie facjalne utworów jury dolnej, ich znaczne ścienienie lub brak w niektórych profilach oraz ich erozyjne zaleganie na różnych ogniwach triasu środkowego i górnego były interpretowane jako przejaw ruchów tektonicznych (Kotański, 1959a, 1961), rozpoznanych jako przejaw fazy ryftowej rozwoju pasywnej krawędzi kontynentu (Wieczorek, 1990, 1995a).

Nad formacją dudziniecką występuje formacja wapienia ze Smolegowej (bajos), do której zaliczono jasnoszare i różowawe wapienie krynoidowe (do 30 m). Według Łuczyńskiego (2002) tworzyły się one poniżej normalnej podstawy falowania, w środowisku dobrze natlenionym o dobrej cyrkulacji wody. Na formacji tej zalega formacja wapieni z Krupianki (do 30 m). Tworzą ją batońskie wapienie krynoidowe, żelaziste, z domieszka materiału terygenicznego i ze stromatolitami, oraz wapienie gruzłowe (Szulczewski, 1963, 1968; Łuczyński, 2001b, 2002), przejawami kondensacji i ze strukturami z rozpuszczania (Łuczyński, 2001a). Wapienie krynoidowe tworzą soczewkowane litosomy związane prawdopodobnie z depozycją w formie megariplemarków co sugeruje wysoką energię środowiska (Łuczyński, 2001b, 2002). Aczkolwiek Głuchowski (1987) uważał, że powstawały one w środowisku niskiej energii. Według Łuczyńskiego (2002), wapienie żelaziste ze stromatolitami deponowane były w środowisku płytkomorskim, powyżej łak krynoidowych, z przerwami sedymentacji, lecz pod wpływem czynników sejsmicznych odpowiedzialnych za znaczny udział składników terygeniczných, a wapienie gruzłowe prawdopodobnie głębiej, na podmorskim skłonie. Stromatolity, uznane zostały za płytkomorskie (Szulczewski, 1963, 1968; Passendorfer, 1978a), aczkolwiek Wieczorek (2001) stwierdził, że tworzyły się one na skondensowa-

nych wapieniach w trakcie pogłębiania basenu, na przejściu od stadium synryftowego do postryftowego rozwoju pasywnej krawędzi kontynentu. Wapienie tych formacji rozpoczynają profil jury jednostek Giewontu i Czerwonych Wierchów. Występowanie w nich okruchów dolomitów triasowych w utworach jury środkowej interpretowano jako przejaw głębokiej erozji (Kotański, 1959a). Wapienie te występują często w wypięczeniach żył neptunicznych tnących utwory niżejległe (np. Łuczyński, 2001b; Wieczorek, 2001).

Wyżejległa formacja wapieni z Raptawickiej Turni (100-110 m), wieku kelowej-hoteryw, zawiera szare i różowe wapienie pelityczne, a następnie wapienie peloidowe i onkoidowe. Występują w nich mikrofacje z *Saccocoma* (Lefeld & Radwański, 1960). W formacji tej wyróżniono występujące lokalnie ogniwo wapienia czorsztyńskiego (?kelowej-oksford), wykształcone jest jako różowe i czerwone wapienie gruzłowe, oraz występujące w rejonie Osobitej ogniwo z Sobótki (tyton). Te ostatnie tworzą zapiaszczone wapienie krynoidowe z *Pygope diphya*, tufitami i lawami limburgitowymi (Kotański, 1959b; Kotański & Radwański, 1959). Pod tufitami limburgitowymi występuje brekcja sedymentacyjna (10 m), złożona różnorodnych skał węglanowych, późniejsza od wczesnego beriasu (Staniszewska & Ciborowski, 2000). Powstanie wapieni gruzłowych wiązano głównie z rozpuszczaniem węglanu wapnia w warunkach podmorskich (Szulczewski, 1965; Passendorfer, 1978b). Przeglądu tej facji dokonał Wieczorek (1983).

Wyżej, nad płyciejacymi wapieniami formacji z Raptawickiej Turni zalega formacja wapieni z Wysokiej Turni (barem-apt). Są to płytkomorskie, platformowe, kremowe wapienie organodetrytyczne i brekcje rafowe (60 m), porównywane z alpejskim wapieniem *Schrattenkalk* i facją urgońską *sensu lato*. Występują w nich skamieniałości koralów, stulbiopławów, mszywiolów, małży, ślimaków, glonów i otwornic (e.g., Lefeld, 1968, 1988a; Masse & Uchman, 1997). Skłon platformy węglanowej obniżał się ku południowi. W rejonie Giewontu występowały facje bliskie bariery rafowej a w rejonie Wysokiej Turni facje bardziej lagunowe (Morycowa & Lefeld, 1966; Lefeld, 1988a), którym odpowiada ogniwo Mechów, zawierające laminowane, mikrytowe wapienie, obok wapieni kalkarenitowych. Na zachód od Doliny Kościeliskiej formacja wapieni z Wysokiej Turni zastąpiona jest formacją wapieni z Osobitej, wykształconą na terenie Tatr Polskich jako ciemne wapienie mikrytowe z czertami (Lefeld, 1968, 1985a). Platforma węglanowa utworów formacji z Wysokiej Turni uległa wynurzeniu, prawdopodobnie w apcie późnym i albie wczesnym (np. Lefeld, 1997a).

Wyżejległe utwory formacji margli z Zabijaka (240-260 m) wieku alb-turon dolny spoczywają w niektórych miejscach na częściowo zerodowanych wapieniach z Wysokiej Turni (Krajewski, 1985). Lokalnie, w ich spągu znajdują

się skondensowane, lokalnie glaukonitowe biomikryty i kalkarenity z twardymi dnami, stromatolitami pelagicznymi i onkoidami fosforanowymi (Passendorfer, 1930; Krajewski, 1980, 1981a, b, c, 1983, 1984, 2003). Utwory te występują także w żyłach neptunicznych w utworach niżejleżących (Krajewski, 1980, 2003; Vašíček & Michalík 1997). Lokalnie, na wapieniach zalegają glaukonitowe margle piaszczyste i piaskowce (Passendorfer, 1930; Borzák & Martiny, 1962; Krajewski, 2003). Wspomniane stromatolity fosforanowe były uważane początkowo za świadectwo płytkowodności (Niegodzisz, 1965), jednak kondensacja tych utworów jest związana z zatopieniem kredowej platformy węglanowej (Masse & Uchman, 1997; Wieczorek, 2000, 2001). Lokalnie, w rowach tektonicznych, w spągu formacji występują biomikryty z fosforanami, wyróżnione jako ogniwo z Żeleźniaka (Krajewski, 2003). Dominującą część formacji tworzą zbioturbowane, ciemnoszare, szare i żółtawe margle i mułowce, o charakterze turbidytów (Passendorfer, 1978a; Krajewski *vide* Lefeld, 1997a; Uchman, 1997), wyróżnione jako ogniwo z Kamiennego (Krajewski, 2003). Kuźniar (1913) porównywał je do współczesnych osadów ilów błękitnych. Analiza otwornic (Bąk, K., 1998, 2001) pozwoliła stwierdzić, że w autochtonie wierzchowym depozycja zachodziła na zróżnicowanym topograficznie dnie, w strefie dolnego batiału, w pobliżu granicy kompensacji kalcytu, a w allochtonie prawdopodobnie na grzbiecie podmorskim powyżej tej granicy. Ogólnie, otwornice wskazują na warunki stresowe, związane być może z niedotlenieniem, oraz na niską energię środowiska (*op. cit.*). W wyższej części formacji (ogniwo z Pisanej) występują piaskowce turbidytowe (Krajewski, 1980, 2003). Według Wieczorka (1990, 1995a) są to najgłębsze osady w Tatrach, związane z kolizją Adrii i Europy.

### **Seria regłowa dolna (kriżniańska, *Fatricum*)**

Profil serii regłowej dolnej rozpoczynają występujące lokalnie utwory dolnego seisu wyróżnione w Tatrach Bielskich jako formacja z Lúžnej (Michalík, 1997). Są to czerwone i białe piaskowce kwarcytowe, które Limanowski (1903) uważał za utwory lądowe. Passendorfer (1978b) uznał te utwory za rzeczne, a ich wyższą część, tam gdzie występują czerwone łupki, za morskie. Wyżej zalegają warstwy werfeńskie, w których, w Dolinie Jaworzynki znaleziono kampilskie małże *Costatoria costata* i *Gervillea* sp. (Limanowski, 1901), oraz megaspory z górnego seisu (Fuglewicz, 1979; Fijałkowska & Uchman, 1993). Piaskowce z małżami uważał Limanowski (1903) za utwory morskie, a otaczające czerwone łupki za utwory lądowe. Utwory te przechodzą ku górze w dolomity komórkowe (facja *Rauhwacken*; Roniewicz, 1997b) i wyżejleżące warstwy myoforiowe (do 120 m), złożone z różnorodnych, często zbrekcjowanych dolomitów, ciemnych wapieni, czarnych i

zielonych łupków. W Tatrach Bielskich utwory te wyróżniono jako formacja z Šuňavy (Michalík, 1997). W rejonie Czarnej Turni w masywie Łysanek, w spągu warstw myoforiowych występują zlepieńce (Jaczynowski & Jaczynowska, 1963).

Utwory triasu środkowego jednostki regłowej dolnej tworzą miększe (około 1000 m) płytkomorskie utwory węglanowe. Rozpoczyna je najczęściej anizyjska brekcja podstawowa, na której zalegają dolomity organodetrytyczne („cukrowate”) oraz wapień z liliowcami *Dadocrinus* i *Encrinus*. Występują w nich warstwowania skośne (Kotański, 1973a; Gawęda *et al.*, 2003), wskazujące na wysokoenergetyczne środowisko na rampie węglanowej i sedymentację w czasie transgresji anizyjskiej (Szulc & Rüffer, 1997). W najwyższej części anizyku występują dolomity pelityczne bez fauny, w dolnym ładynie krystaliczne dolomity diploporowe, a w ładynie górnym ciemnoszare, a następnie jasne, uławicone dolomity, miejscami oolitowe (Lefeld, 1997b). W utworach górnego anizyku i ładynu (ponad 200 m) pospolicie występują pseudomorfozy po ewaporatach (Kotański, 1963, 1979; Szulc *et al.*, 1996; Szulc & Rüffer, 1997; Skiba & Michalík, 1999, 2000; Gawęda *et al.*, 2003), laminity mikrobialne (Szulc *et al.*, 1996) i struktury *teepee* (Szulc & Rüffer, 1997), typowe dla niskoenergetycznej, hypersalinarniej wewnętrznej platformy węglanowej (Szulc & Rüffer, 1997; Gawęda *et al.*, 2003). Niewęglanowe składniki tych utworów były badane przez Skibę & Michalika (1999, 2000). Na Boczaniu, wkładka zielonych łupków jest być może tufitem (Kotański, 1973a; Lefeld, 1997b). Ciemniejsze anizyjskie utwory określone zostały jako warstwy gutensteinie lub formacja z Gutenstein, a jaśniejsze gruboławicowe dolomity z warstwami brekcji (ładyn-karnik) jako warstwy (formacja) z Ramsau (Mello & Wieczorek, 1993a; Michalík, 1997), w nawiązaniu do znanych wydzielen z Północnych Alp Wapiennych. W stropie ładynu występują miejscami czerwone chalcedony uważane za efekt zjawisk krasowych (Passendorfer, 1978b). Skrasowały strop ladyńskiej platformy węglanowej uznano za granicę sekwencji (Szulc & Rüffer, 1997).

Nad utworami triasu środkowego leży kajper karpacki (około 130 m). Są to czerwone, fioletowe i zielone łupki z konkrejami dolomitycznymi, warstwami dolomitów, piaskowców i zlepieńców (*e.g.*, Borzák, 1959). Limanowski (1903) uważał je za utwory lądowe, w tym piaskowce za utwory rzeczne, a Turnau-Morawska (1953b) za lądowe przybrzeżne i płytkomorskie, a piaskowce za rzeczne. Passendorfer (1978b) zinterpretował warstwy dolomitów jako utwory lagunowe. W dolomitach w górnej części profili występują otwornice i trochity liliowców wskazujących na środowisko morskie (Gaździcki *et al.*, 1979). Według Madera (1990), kajper karpacki osadzał się na równiach zalewowych i w plajach z intensywną pedogenezą, przecinanych przez rzeki roztokowe. Fioletowe horyzonty w czerwonych mułowcach zostały uznane za glebowe (Gawęda

*et al.*, 2003).

Wyżej zalegają utwory retyku formacji fatrzańskiej (80 m), porównywane z warstwami kesseńskimi z Alp. Dominują w nich różnorodne, płytkomorskie uławicone wapienie, łupki margliste i dolomity, wśród których wyróżniają się ciemne wapienie bioklastyczne z fauną ramienionogów, małży, koralowców, otwornic i innych organizmów, o charakterze biostrom. Utwory łupkowe porównywane były z facją szwabską retyku i interpretowane były jako osady deponowane bliżej lądu w stosunku do wapieni (Goetel, 1917). Passendorfer (1978b) uważał, że przeławianie się wapieni i łupków jest efektem zmian klimatycznych. Łupki miały by się wiązać ze zwiększonym spłukiwaniem klastyków z lądu w klimacie wilgotniejszym. Mikrofacje tej formacji były analizowane przez Gaździckiego (1970, 1974) i Gaździckiego *et al.* (1979). Utwory formacji fatrzańskiej w Karpatach Zachodnich były deponowane w częściowo izolowanym płytkim morzu pod wpływem sztormów (Michalík, 1980), z epizodami wynurzenia zaznaczonymi dolomitacją (Gaździcki *et al.*, 1979). Przechodzą one ku górze i częściowo zazębiają się z szelfowymi utworami formacji z Kopiańca (dawnej warstwy gresteńskie) (późny retyk-synemur), którą tworzą brązowo szare mułowce margliste, piaskowce i ciemne wapienie (27-86 m) (Gaździcki, 1974; Gaździcki *et al.*, 1979). Skamieniałości śladowe z tej formacji wskazują na ichnofację *Cruziana* (Uchman, 1991). Mikrofacje utworów tej formacji wskazują na depozycję w przybrzeżnym spływającym się morzu, w strefie fotycznej (onkoidy), lokalnie wysokoenergetycznej (ooidy, intraklasty, kalkarenity) (Gaździcki, 1975). Dostawę materiału klastycznego uznano za przejaw ruchów epejrogenicznych (*op. cit.*). Występujące w tej formacji muszlowce z małżami *Cardinia* były kontrolowane przez okresowo niskie zmiany natlenienia i sztormy (Krobicki & Uchman, 1991).

Utwory jury dolnej i częściowo środkowej jednostki kriżniańskiej wykazują znaczne różnice facjalne pomiędzy częścią zachodnią i wschodnią Tatr Polskich (Guzik, 1959), co uwidacznia się zwłaszcza w utworach grupy Tatr Bielskich. Do grupy tej należy występująca w reglach wschodnich formacja piaskowca z Koperszadów (? dolny synemur), oraz nadległa formacja margli z Sołtysiej, sięgająca w reglach wschodnich do jury środkowej, a w reglach zachodnich ograniczona do synemuru górnego i dolnego pliensbachu

Do formacji piaskowca z Koperszadów należy ogniwo piaskowców z Babosza, wykształcone jako kwarcyty o barwie białej do ciemnoszarej (4-30 m), deponowane według Gaździckiego & Lefeldy (1997b) prawdopodobnie „w ujściach podmorskich kanionów”. Do formacji tej należy również wyższe ogniwo piaskowca z Waksmundzkiej. Są to ciemne piaskowce wapniste z interkalacjami łupków (20 m).

Wyższą pozycję zajmuje formacja margli z Sołtysiej, podzielona w reglach wschodnich na

szereg ogniwi. W Tatrach Bielskich i w Dolinie Juraniowej (Tatry Zachodnie) formacja ta opisywana była jako formacja Janovky (Gaździcki *et al.*, 1979; Michalík, 1997). Plamiste wapienie i margle tej formacji były opisywane również jako warstwy algawskie (Mello & Wiczorek, 1993a) lub facja *Fleckenmergel* (Wiczorek, 2000). Do ogniwa wapieni z Płaśni (2-15 m) należą ciemne, częściowo skrzemionkowane margle, z czertami w stropie i lotaryngskimi amonitami. Wyżej zalega ogniwo wapieni z Kobyły (12-20 m), złożone z szaro- i ciemnobrązowych wapieni ze spongiolitami (najwyższy lotaryng lub najniższy karyks). Utwory te przykryte są warstwą z Czerwonych Brzezków (2-7 m), którą tworzą jasno- i popielato szare wapienie z krynoidami i belemnitami, oraz ze zlepieńcami śródformacyjnymi w spągu. Ku górze przechodzą one w ciemnoszare, skrzemionkowane wapienie plamiste z ławicami czertów ogniwa wapieni z Krzywania (40-50 m), wieku przypuszczalnie karyks-domer. Wyżej zalega warstwa margli ze Świniarki (3 m), zbudowana z margli oliwkowozielonych. Utwory te przechodzą w nadległe ogniwo wapieni ze Skalnitego (80-90 m). Są to szare margle plamiste przeławicone z łupkami wapnistymi. Zawierają one amonity domeru-górnego toarku (Iwanow, 1973). Wyżej wydzielono ogniwo wapieni z Podspadu (40-50 m). Są to prawie czarne plamiste margle, przeławicone z łupkami wapnistymi. Nad nimi występują ciemne łupki margliste z przeławiczeniami wapieni (80 m), z górnoaaleńskimi amonitami, należące do ogniwa łupków z Podskalnej, określone jako osady anoksydyczne (Gaździcki & Lefeld, 1997b). Wyższą pozycję zajmuje ogniwo wapienia z Łomów (80-190 m). Są to ciemne, częściowo skrzemionkowane, plamiste wapienie margliste z ławicami radiolarytów i wapieni krynoidowych, należące przypuszczalnie do dolnego bajosu. Nad nimi zalega warstwa wapienia z Łężnego (0.3-0.5 m). Jest to jasnoszary, gruboziarnisty, piaszczysty wapień krynoidowy. Wyżej występuje ogniwo wapieni z Broniarskiego (4-30), wykształcone w postaci ciemnobrązowszarych, uławiconych plamistych wapieni, przeławiconych lokalnie z radiolarytami. Ich przypuszczalny wiek to górny bajos.

W Tatrach Zachodnich, w formacji margli z Sołtysiej wyróżniono 4 ogniwa. Ogniwo margli z Przysłopu (20-25 m), zalegające nad formacją z Kopiańca, tworzą ciemne wapienie margliste z przeławiczeniami łupków marglistych, wieku najwyższy synemur-dolny lotaryng. Miejscami ogniwo to zastępuje lub przykrywa ogniwo margli z Posledniej Hali (0-60 m). Tworzą je uławicone, plamiste wapienie margliste z przeławiczeniami łupków marglistych, zawierające amonity środkowego-górnego lotaryngu. Nadległe, jasnoszare wapienie z belemnitami (5-10 m), wyróżnione jako ogniwo wapieni z Pośredniej Kopki, należą prawdopodobnie do dolnego pliensbachu. Wyżejległe ogniwo wapieni z Parządczaka tworzą skrzemionkowane wapienie margliste, ciemnoszare do brązowo szarych (15-55 m). Ich wiek

to przypuszczalnie najwyższa część dolnego pliensbachu. Skamieniałości śladowe z wapieni plamistych formacji margli z Sołtysiej, uznanych za osady basenowy początków pogłębiania, były opisane przez Wieczorka (1995b). Skamieniałości te między innymi kontrolowane były przez zmiany natlenienia (*op. cit.*).

Powyżej grupy Tatr Bielskich wyróżniono grupę Homoli, w skład której wchodzi formacja: wapieni z Hucisk, formacja ździarska (radiolaryty), wapienia niedzickiego, radiolarytów z Czajakowej, oraz wapieni czorsztyńskich (6-10 m). Grupa ta obejmuje utwory węglanowo-krzemionkowe (60-110 m) od toarku do dolnego tytonu.

W dolnej części formacji wapieni z Hucisk wyróżniono ogniwo spongiolitów ze Świńskiej Turni (15 m). Są to szare i ciemnoszare spongiolity, przeławiczone ze skrzemionkowanymi wapieniami krynoidowymi, należące do domeru (Lefeld, 1985b), lub toarku dolnego (Krajewski *et al.*, 2001). Analiza tych utworów wskazuje na depozycję osadów krynoidowych przez prądy generowane sztormami i na spływanie (Jach, 2002). Wyżej zalega ogniwo wapieni z Długiej (?dolny toark). Są to wapienie krynoidowe (4-8 m), szare do różowych, lokalnie z czertami, wyróżnione jako wapienie hierlatskie (Mello & Wieczorek, 1993a). Według Krajewskiego *et al.* (2001), utwory ogniwa spongiolitów ze Świńskiej Turni osadziły się na pogrążającej się platformie węglanowej, a wapienie krynoidowe ogniwa wapieni z Długiej to osady spływów grawitacyjnych na podmorskim skłonie, częściowo deponowanych w depresjach lub kanałach, tam gdzie jest ich największa miąższość. W górnej części ogniwa wapieni z Długiej wyróżniono warstwę rudonośną z Bani (Krajewski *et al.*, 2001), którą tworzą trzy soczewkowane warstwy czerwonych i brązowo czarnych wapieni krynoidowych (2,5 m), z rudami żelaza i manganu, eksploatowanymi w XIX wieku. Według cytowanych wyżej autorów, osady bogate w związki manganu powstały w warunkach płytkomorskich, a następnie zostały redeponowane głębiej przez spływy grawitacyjne, gdzie uległy przemianom diagenetycznym, częściowo przy współudziale bakterii, w warunkach niskiego natlenienia. Ostatnio, zostały one uznane za osady gorących źródeł podmorskich (Jach *et al.*, 2003). Utwory te przechodzą raptownie ku górze w czerwone i wiśniowe wapienie krynoidowe, gruzłowe, częściowo margliste i mikrytowe (10-12 m) ogniwa wapieni z Klinów, wyróżnione także jako wapienie adneckie (Mello & Wieczorek, 1993a). Zawierają one amonity środkowego toarku – najniższego aalenu (Myczyński & Lefeld, 2003). Utwory te uważa się za osady pelagiczne deponowane w pobliżu granicy kompensacji kalcytowej w warunkach dobrego natlenienia (Krajewski *et al.*, 2001). Występują w nich objawy kondensacji z makroonkoidami mikrobialno-otwornicowymi i stromatolitami (Gradziński *et al.*, 1997), związane z wyniesionymi blokami powstałymi w fazie synryftowej pasywnej krawędzi kontynentu (Wieczorek, 2001).

W Dolinie Długiej stwierdzono występowanie skondensowanych margli z glaukonitem i stromatolitem wieku prawdopodobnie toark/aalen (Jach & Starzec, 2003).

Utwory formacji wapieni z Hucisk przechodzą ku górze w głębokomorskie utwory formacji ździarskiej (środkowy baton - dolny kimeryd) (Polák *et al.*, 1998; Bąk, M., 2001). Są to zielone radiolaryty i wapienie radiolariowe (15-25 m), które w dolnej części, w profilu Huciska zostały uznane za turbidyty dystalne i mikroturbidyty (Polák *et al.*, 1998). W rejonie Kop Sołtysich zawierają one przeławiczenia wapieni krynoidowych. Wyżejleżą formację wapienia niedzickiego (2-6 m) tworzą czerwono-brązowe, mikrytowe wapienie gruzłowe (?górnego bajos - kelowej).

Wyższą pozycję zajmuje formacja radiolarytów z Czajakowej. Są to czerwone, brązowe lub zielone radiolaryty i wapienie radiolariowe (5,5-27 m), lokalnie przeławiczone z cienkimi wkładkami łupków marglistych. Aptychy wskazują na ich oksfordzki wiek (Gąsiorowski, 1959). Utwory te powstały w głębokim morzu (Kuźniar, 1913; Sujkowski, 1932; Passendorfer, 1978a), nieco powyżej CCD (Lefeld, 1974), ale poniżej ACD, na co wskazuje obecność aptychów i brak muszli amonitów (Lefeld, 1997c). Sedymencja radiolarytów zachodziła w czasie globalnego podniesienia się poziomu CCD (Lefeld, 1988b).

Młodsze, głębokomorskie utwory należą do wyżejleżącej formacji wapienia czorsztyńskiego (6-10 m), która zbudowana jest z czerwonych, mikrytowych wapieni gruzłowych lub płytowych (kimeryd-dolny tyton). Utwory te kończą profil grupy Homoli. Ich płytowa odmiana (Tatry Bielskie) odpowiada facji *Ross ad Aptichi* (Lefeld, 1997c). Występuje w nich mikrofacja z *Saccocoma* (Borża, 1959, Miślik, 1959). Pochodzenie wapieni gruzłowych w Tatrach Lefeld (1974) tłumaczył rozpuszczaniem lub powolnym osuwaniem.

Wyżej wydzielono formację wapienia pienińskiego (60 m; tyton-berias). Należą one do facji maiolica, której znaczenie i powstanie analizował Wieczorek (1988b). Formację tą tworzą głębokomorskie margle przeławiczone z oliwkowo szarymi wapieniami mikrytowymi (ogniwo z Pośredniego) oraz wyżejleżące jasnoszare, krzemionkowe wapienie mikrytowe (ogniwo z Osnicy) (Pszczółkowski, 1996). Wapienie te przechodzą wyżej w utwory formacji margli z Kościeliskiej (130-260 m). Są to ciemnoszare, basenowe, zbioturbowane margle i łupki margliste (Uchman, 1997), z ławicami skrzemionkowanych wapieni krynoidowych oraz lokalnie piaskowców wapienistych. Ich wiek to najwyższy berias-barrem-?dolny apt (Kędziński & Uchman, 1997). W dolnej części występują margle z warstwami biomikrytów (25 m), wydzielone jako ogniwo z Pod Furkaski (Pszczółkowski, 2001). Wyżej występują margle, piaskowce i wapienie tworzące ogniwo z Krytej, w którym skład i pochodzenie piaskowców był przedmiotem badań Świerczewskiej & Pszczółkowskiego, 1997). Zostały one uznane za turbidyty (Pszczół-



kowski, 2003). Wydzielono także wyższe ogniwo ze Wściekłego Żlebu złożone z margli i wapieni i zalegające nad nim ogniwo wapienia murańskiego złożone z kalkarenitów (Pszczółkowski, 2001).

W Kopach Sołtysich i w Tatrach Bielskich, nad formacją margli z Kościeliskiej wyróżniono formację wapieni murańskich (hoteryw-barrem), którą tworzą głównie kilkudziesięciometrowej miąższości wapienie organodetrytyczne z turbidytami i olistolitami o litologii zbliżonej to facji urgońskiej znanej ze strefy wierzchovej (Lefeld, 1974, 1985, 1988a; Vašíček *et al.*, 1994). Zalegający nad nimi kompleks margli z olistolitami w stropie wyróżniono jako formację z Hali Murańskiej, datowanej na apt - najniższy alb (Michalík & Soták, 1997).

### **Seria regłowa środkowa (choczańska, Hronicum)**

W polskiej części Tatr najstarszymi utworami jednostki regłowej środkowej są występujące w łusce Uplazu dolomity onkoidowe i diploporowe anizyku górnego (Kotański, 1973b). Utwory triasowe z tak zwanego „profilu nad moreną” w rejonie Przysłopu Miętusiego, włączane do jednostki regłowej środkowej (Kotański, 1965a), są obecnie zaliczone do jednostki regłowej dolnej (Uchman, 1988, 1994).

Na zachodnim krańcu Tatr (Słowacja) wyróżniono anizyjskie wapienie z Gutenstein (200 m). Są to jako mikrytowe, lokalnie laminowane wapienie z bioklastami, stromatolitami i brekcjami (Mello & Wiczorek, 1993b). Nad nimi zalegają jasne dolomity z Ramsau (anizyk górny – ladin; 200-300 m) (*op. cit.*). Do serii regłowej środkowej niektórzy autorzy (*e.g.*, Mello & Wiczorek, 1993b) zaliczają wapienie z Reifling i warstwy z Partnach (anizyk górny – ladin) i dolomity z Wetterstein; ladin – karnik dolny) omówione w następnym rozdziale. Pomiedzy wapieniami z Reifling i warstwami z Lunz, na zachodnim krańcu Tatr, występują czarne, uławicone wapienie z wkładkami ciemnych łupków (10-20 m). Są one wyróżnione jako warstwy svarinskie (*op. cit.*, p. 55). W tych samych okolicach występują warstwy z Lunz (środkowy karnik). Są to piaszkowce i łupki o miąższości 300 m (*op. cit.*).

W jednostce Siwej Wody i dalej na zachód występują górnotriasowe ciemne, uławicone dolomity z lokalnymi przewarstwieniami łupków (200 m). Są one porównywane z facją dolomitu głównego (*Hauptdolomit*) z Alp. Nad nimi zalegają retyckie wapienie ciemne, w środkowej części piaszczyste (9 m) formacji norowickiej. Zawierają one ramienionogi, korale, otwornice i konodonty (Gaździcki & Michalík, 1980).

Utwory jurajskie jednostki choczańskiej odsłaniają się jedynie w łuskach Uplazu, Kończystej, Bramy Kantaka (formacja wapieni z Miętusiej) oraz marginalnie w jednostce Suche Wody. Dominują w nich różnorodne morskie wapienie, o miąższości do 250 m w łuskach Kończystej i

Bramy Kantaka, oraz około 60 m w łusce Uplazu. Wykazują one znaczne zróżnicowanie lateralne, tworząc niekiedy swoistą mozaikę facji. Ich formalna litostratygrafia została przedstawiona przez Lefelda (1985c), a poszczególne facje zostały opisane przez Grabowskiego (1967), Uchmana (1988, 1994) i Uchmana & Tchoumatchenco (1994).

W łusce Kończystej występują masywne kalkarenity peloidowe (ogniwo wapienia z Zawiesistej z ooidami, onkoidami i rzadkimi bioklastami (?lotaryng). U podnóża Zawiesistej Turni odsłania się kilkunastometrowy pakiet wapieni uławiconych o podobnej litologii. Powyżej występuje kompleks lateralnie zalegających się zoogenicznych wapieni krynoidowo-muszlowych (ogniwo wapienia z Hali pod Uplazem, kalkarenitów krynoidowych (ogniwo wapienia z Kończystej), skrzemionkowanych kalkarenitów krynoidowych z ławicami spikulitów i spikulitów z ławicami kalkarenitów krynoidowych (ogniwo wapieni z Eliaszowej). Kalkarenity krynoidowo-muszlowe, o barwach od różowych do szarych, zalegają w łusce Uplazu bezpośrednio nad dolomitami anizyku górnego. Ramienionogi wskazują na ich domerski wiek w Bramie Kantaka i łusce Uplazu, oraz górnosynemurski-domerski w Kończystej Turni (Uchman & Tchoumatchenco, 1994).

W łusce Bramy Kantaka, w obrębie kalkarenitów krynoidowych, występują kalkarenity peloidowe, a także niewielkie odsłonięcia różowych i czerwonych kalcyłutytów. Ponadto, wapienie tego typu występują żyłach neptunicznych w obrębie wapieni łusek Uplazu i Bramy Kantaka. Są to najmłodsze utwory jury choczańskiej w Tatrach, należące prawdopodobnie do jury środkowej (Uchman, 1988) lub toarku (Wiczorek, 2001).

### **Seria regłowa górna (strażowska, ?Silicium)**

Niektórzy badacze uważają że opisane niżej utwory należą do jednostki choczańskiej (Hronicum) (*e.g.*, Mello & Wiczorek, 1993b). Serię regłową górną na terenie Tatr tworzą wyłącznie utwory triasowe (Kotański, 1986a, b; Iwanow & Wiczorek, 1987). Najstarsze z nich to wapienie z Reifling. Są to basenowe, zielonoszare wapienie gruzłowe, częściowo skrzemionkowane, z radiolarami i filamentami. Konodonty z tych wapieni wskazują na górny anizyk - dolny ladin (Zawidzka, 1972). Występują w nich tufity, z których uzyskano aptski wiek radiometryczny (Wolska *et al.*, 2002). Z wapieniami z Reifling zalegają się warstwy z Partnach (anizyk górny). Są to szare margle z fauną górnianizyjskich amonitów, otwornic, jeżowców i liliowców. Stwierdzono w nich także kości płaza tarczogłowego (Maryńska & Shishkin, 1996). Wyżej zalegają dolomity z Wetterstein. Są to dolomity masywne z ladyńskimi diploporami (Kotański, 1973b). Znalezione w nich także globochety, sinice, otwornice, małże, ślimaki, liliowce, amonity, gąbki i korale (Zawidzka, 1972). Kuźniar (1913) uważał te utwory

za „przekryształizowany utwór rafowy”. Występują w nich struktury evinosponginowe (Kotański, 1965b), brekcje diagenetyczne i osadowe, w tym brekcje związane z caliche, i stromatolity (Iwanow & Wieczorek, 1987). Według Kotańskiego (1986a, b) dolomity z Wetterstein osadzały się na skraju platformy węglanowej. Mello & Wieczorek (1993b) sygnalizowali w nich występowanie facji rafowych i przedrafowych.

### Eocen numulitowy w Tatrach Polskich

Eocen numulitowy (Passendorfer, 1959; Sokołowski, 1959b; Roniewicz, 1969) odsłania się wzdłuż prawie całej południowej krawędzi niecki podhalańskiej na brzegu Tatr. Pojedyncze, izolowane płyty eocenu numulitowego zalegają na jednostce reglowej dolnej w strefie reglowej Tatr, a w słowackiej części Tatr Zachodnich (Zadnie Kosarzyska) nawet na krystalniku. W rejonie Rusinowej Polany (regle Tatr Wysokich), zlepieńce eoceńskie są zaklinowane tektonicznie pomiędzy utworami mezozoiku jednostki reglowej dolnej (Głazek *et al.*, 1998). Ostatnio, są one uważane za odpowiednik facji gozawskiej (górną kreda) z Północnych Alp Wapiennych, włączony w nasunięcia jednostki krizniańskiej Tatr (Birkenmajer, 2000a).

Eocen numulitowy zalega transgresywnie na podłożu (Limanowski, 1910), które lokalnie jest skrasowiałe (Głazek, 2000). Rozpoczynają go zwykle różnorodnie zlepieńce, których miąższość może dochodzić miejscami do kilkuset metrów (Hruby Regiel). Otoczaki w zlepieńcach zdominowane są przez różne węglanowe utwory tatrzańskich jednostek reglowych, odzwierciedlające często litologię pobliskiego podłoża. W dolnej części są to słabo wysortowane zlepieńce, częściowo pochodzenia lądowego (Roniewicz, 1997c). Występujące miejscami w otoczkach drażenia skalotoczy i inkrustacje glonami wapiennymi znaczą wkroczenie morza. W dolinie Suchej Wody, w obrębie zlepieńców stwierdzono grubą (70 cm) ławicę tufitu związaną z wulkanizmem na terenie Węgier (Głazek *et al.*, 1998).

Zlepieńce przechodzą ku górze w kalkarenity lub dolomityczne piaskowce wapieniste. Te ostatnie zawierają ziarna dolomitów triasowych z jednostek reglowych. W utworach tych występują rzadkie duże otwornice (numulity). Utwory te przechodzą w płytkomorskie wapienie numulitowe (5-30 m) o charakterze biokalkarenitów, stanowiące górną część eocenu numulitowego. Występują w nich liczne duże otwornice, głównie *Nummulites*, *Discocyclus*, rzadziej *Operculina*, *Asterocyclina*, *Heterostegina*, *Alveolina* i inne, małże (pekteny, ostrygi), ramienionogi (terebratule), mszywioly, jeżowce i rurki pierścienic. Występują tu także ślady organizmów penetrujących w osadzie i drażnienia (Roniewicz, 1970), glony wapienne (Małecki, 1956) oraz flora (Szafer, 1958; Bąkowski, 1967; Głazek & Zastawniak, 1999). Wapienie numulitowe, według Olszewskiej (2001), osadzały się w stosunkowo płytkiej lagunie wewnętrznej pod

wpływem fal lub sztormów, gdzie skorupki numulitów tworzyły wydłużone nasypy.

Lokalnie, w obrębie wapieni numulitowych występują cienkie, soczewkowate litosomy zlepieńców („górne zlepieńce”), niekiedy z dużymi otoczkami i blokami, w tym dolnojurajskich piaskowców kwarcytowych (Passendorfer & Roniewicz, 1963). Lokalnie (w kamieniołomie „Pod Capki” w Zakopanem), występują także margle z glaukonitem (Turnau-Morawska & Linder, 1959). Ogólnie, utwory eocenu numulitowego, wykazują dużą zmienność pionową i poziomą (Passendorfer, 1959; Sokołowski, 1959b). Wiązane jest to ze zróżnicowaną topografią dna basenu sedimentacyjnego i jego linii brzegowej, a w przypadku zlepieńców w obrębie wapieni numulitowych, z ruchami tektonicznymi lub wstrząsami sejsmicznymi (Roniewicz, 1969, 1997c).

Stratygrafia eocenu numulitowego nastrocza wiele problemów. Bieda (1948, 1951, 1960, 1963) wyróżnił cztery eoceńskie poziomy numulitowe (*Nummulites brongniarti*, *N. perforatus*, *N. millecaput*, *N. fabianii*; górny lutet - barton). Małe otwornice potwierdzają eoceński wiek omawianych utworów (Alexandrowicz & Geroch, 1963; Liszka & Śmigielka, 1975), aczkolwiek późniejsze badania ich stratygrafii przyniosły szereg zmian. Olempska (1973) wykazała, że pierwsze dwa poziomy występują razem na Hrubym Reglu. Kulka (1985) podważył stratygraficzne znaczenie pierwszych trzech poziomów, wskazując na ich zależność od zmian facjalnych. Autor ten (*op. cit.*) wyróżnił wapienie niższej energii (dyskocyklinowe) osadzone od strony basenu (facja przedławicowa), wyżej energetyczne wapienie numulitowe z *N. perforatus* (facja ławicowa), niżej energetyczne wapienie dolomityczne z *N. puschi* (facja załawicowa), oraz wapienie dolomityczne z *N. brongniarti*, tworzący się najbliżej brzegu. Obecnie, w eocenie numulitowym wyróżnia się trzy cykle sedimentacyjne, tworzone od górnego lutetu po górny priabon, związane z glacieustatycznymi zmianami poziomu morza i w mniejszym stopniu z przedłukowym rozciąganiem (Bartholdy & Bellas, 1998; Bartholdy *et al.*, 1996, 1999), w których niżej energetyczne facje odpowiadają wysokim stanom poziomu morza. Priaboński wiek młodszych utworów eocenu numulitowego potwierdzają badania nanoplanktonu (Bartholdy *et al.*, 1996) jak i obecne interpretacje fauny dużych otwornic poziomu *N. fabianii* (Machaniec *vide* Uchman *et al.*, 1997).

### Czwartorzęd w Tatrach Polskich

Kotański (1956b, 1958) rozpoznał brekcje zboczowe mylone niekiedy z utworami kampu oraz preglacjalne i interglacjalne brekcje piargowe (Kotański, 1958). Ich cementacje studiowali Grądziński *et al.* (2001). Osady zboczowe badała także Jakubská (1995, 1996). Czwartorzędowe osady Doliny Pięciu Stawów opracowali Dzierżek *et al.* (1987), a osady lodowców gruzowych Dzierżek &

Nichotyruk (1986) i Kotarba (1992). W Dolinie Waksmundzkiej osady czwartorzędowe były badane przez Włodka (1978), a podmorenowe wcześniej przez Głazka (1960a). Podobne osady były badane w Dolinie Kościeliskiej (Kening & Lindner, 2001). Strukturę i miąższość osadów czwartorzędowych badano metodami geofizycznymi (Kotarba *et al.*, 1977; Dobiński *et al.*, 1996).

Prowadzono badania allochtonicznych osadów jaskiń (np. Wójcik, 1960a, b, 1966; Borówka *et al.*, 1980; Kostrzewski *et al.*, 1991). Hercman (1986) badała pochodzenie osadów jaskiniowych na podstawie minerałów ciężkich. Z jaskiń tatrzańskich opisano utwory mleka wapiennego (Gradziński & Radomski, 1957; Gradziński *et al.*, 1997c), utwory cementacyjne (Gradziński & Radomski, 1960), nacieki grzybkowe (Gradziński & Unrug, 1960) i nacieki manganowe (Gradziński *et al.*, 1995). Genezę pól naciekowych badali Dziadzio *et al.* (1993) a ich rocznych przyrostów Gradziński *et al.* (1997a, b, 1998).

Badano również holocenijskie osady jezior tatrzańskich (Wicik, 1979; Baumgart-Kotarba *et al.*, 1990; Bąk, 1992; Kotarba, 1994, 1996, 1998; Kotarba & Baumgart-Kotarba, 1996, wraz z cytowaną literaturą). Kopalne gleby poligonalne zostały opisane przez Głazka (1960b).

Gawęł (1962) i Musielewicz (1980) opisałi współczesne stożki usypiskowe. Głazek (1965b) porównywał współczesne onkolity potoków tatrzańskich do onkoidów potoków północnego Wietnamu.

*Podziękowania.* J. Szulc (Kraków) i S. Leszczyński (Kraków) dokonali szeregu poprawek.

## LITERATURA

- Alexandrowicz, S., W. & Geroch, S., 1963. Zespół małych otwornic w eocenie tatrzańskim. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 33: 219-228.
- Andrusov, D., 1959. Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska (Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra). *Geologický Sborník Slovenskej Akadémie Vied*, 10: 97-132.
- Bac-Moszaszwili, M., 1995. Diversity of Neogene and Quaternary tectonic movements in the Tatra Mountains. *Folia Quaternaria*, 66: 131-144.
- Bac-Moszaszwili, M., 1998. Budowa geologiczna jednostek reglowych Tatr Zachodnich. *Studia Geologica Polonica*, 111: 113-136.
- Bac-Moszaszwili, M., Burchardt, J., Głazek, J., Iwanow, A., Jaroszewski, W., Kosiński, Z., Lefeld, J., Mastella, L., Ozimkowski, W., Roniewicz, P., Skupiński, A., Westwalewicz-Mogilska, E., 1979. *Mapa Geologiczna Tatr Polskich (Geological Map of the Polish Tatra)*, 1: 30 0000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
- Bac-Moszaszwili, M., Gamkredlidze, I. P., Jaroszewski, W., Schroeder, E., Stojanov, S. & Tzankov, T. V., 1981. Thrust zone of Križna nappe at Stoly in the Tatra Mts. (Poland). *Studia Geologica Polonica*, 68: 61-73.
- Bac-Moszaszwili, M. & Gąsienica Zlostak, M., 1990. Tatry Polskie, Przewodnik Geologiczny dla Turystów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 159 pp.
- Bac-Moszaszwili, M., Jaroszewski, W. & Passendorfer, E., 1984. W sprawie tektoniki Czerwonych Wierchów i Giewontu w Tatrach. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52: 62-88.
- Bac-Moszaszwili, M. & Lefeld, J., 1999. Correlation of the Subtatic tectonic units south of Zakopane (Polish Tatra Mts). *Studia Geologica Polonica*, 115: 131-138.
- Bartholdy, J. & Bellas, S. M., 1998. Regional depositional model for larger foraminiferal deposits in the Podhale Basin (Lutetian - Lower Bartonian), Western Carpathians, Poland. *Carpathian-Balkan Geological Association, XVI Congress, Abstracts, Vienna*, Vienna, p. 63.
- Bartholdy, J., Bellas, S. M., Čosović, V., Premec Fuček, V. & Keupp, H., 1999. Process controlling Eocene mid-latitude larger foraminifera accumulations: modelling of the stratigraphic architecture of a fore-arc basin (Podhale Basin, Poland). *Geologica Carpathica*, 50: 435-448.
- Bartholdy, J., Bellas, S. M., Mertmann, D., Machanec, E. & Manutsoglu, E., 1996. Fazies-Entwicklung und Biostratigraphie einer Sequenz eozäner Sedimente im Steinbruch Pod Capkami, Tatra Gebirge, Polen. *Berliner Geowissenschaftlichen Abhandlungen*, 16: 409-425.
- Baumgart-Kotarba, M., Jonasson, C. & Kotarba, A., 1990. Studies of youngest lacustrine sediments in the High Tatra Mountains, Poland. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 24: 161-176.
- Bąk, K., 1992. The mineralogical composition and conditions of sedimentation of the lacustrine deposits in the High Tatra Mountains (Poland). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 26: 151-160.
- Bąk, K., 1998. Najmłodsze osady serii wierchowych w Tatrach; biostratygrafia i paleoekologia. *Przegląd Geologiczny*, 46(1): 46-47.
- Bąk, K., 2001. Biostratygrafia i paleośrodowisko sedymentacji utworów marglistych z pogranicza dolnej i górnej kredy jednostek wierchowych Tatr. In: Bąk, K. (ed.), *Trzecie Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne, Mikro-2001, Zakopane 31.05-02.06.2001, Strzeszczenia Referatów i Posterów*. Kraków, p. 58-60.
- Bąk, M., 2001. Promienice z kompleksu radiolarytów środkowej i górnej jury jednostki reglowej dolnej Tatr – ich znaczenie biostratygraficzne. In: Bąk, K. (ed.), *Trzecie Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne, Mikro-2001, Zakopane 31.05-02.06.2001, Strzeszczenia Referatów i Posterów*. Kraków, p. 50-53.
- Bąkowski, Z., 1967. Rośliny eocenijskie Tatr i Podhala, cz. 1. *Prace Muzeum Ziemi*, 10: 167-213.
- Bieda, F., 1948. O nowych i mało znanych otwornicach z fliszu Karpat Polskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 18: 195-222.
- Bieda, F., 1951. Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiegó i fliszu podhalańskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 215-224.
- Bieda, F., 1960. Fauna numulitowa w eocenie tatrzańskim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 141: 5-19.
- Bieda, F., 1963. Duże otwornice eocenu tatrzańskiegó. *Prace Instytutu Geologicznego*, 37: 1-141.
- Birkenmajer, K., 1999. Late Tertiary fault system of the Biała Woda Valley, Tatra Mountains, Carpathians. *Bulletin of the Academy of Polish Sciences, Earth Sciences*, 47: 239-246.
- Birkenmajer, K., 2000a. Gosau-type conglomerate in the Rusinowa Polana area, Polish Tatra Mts: its relation to the Lower Subtatic Nappe. *Bulletin of the Academy of Polish Sciences, Earth Sciences*, 48: 117-133.
- Birkenmajer, K., 2000b. Inferred fault pattern and reinterpretation of architecture of the Široká Javorinská tectonic depression, Eastern Tatra Mts, West Carpathians, Slovakia. *Studia Geologica Polonica*, 117: 37-48.
- Birkenmajer, K., 2000c. Correlation of the Lower Subtatic Nappe partial units across the Biała Woda Valley, Tatra Mts, Carpathians. *Bulletin of the Academy of Polish Sciences, Earth Sciences*, 48: 232-245.
- Borówka, R.K., Kostrzewski, A. & Zwoliński, Z., 1980. The reconstruction of the cave deposits sedimentation on dif-

- ferent levels in Chochołowska valley caves, West Tatra Mts., Poland. *European Conference of Speleology, Sofia, September 22-28*. Sofia, p. 27.
- Borzá, K., 1958. Triasové a liasové kremence Belanských Tatier. *Geologický Sborník Slovenske Akadémie Vied*, 9: 52-65.
- Borzá, K., 1959. Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masívu Širokej. *Geologický Sborník Slovenske Akadémie Vied*, 10: 133-170.
- Borzá, K. & Martiny, E., 1962. Albian glauconitic limestone in the Javorová Valley in the Tatra Mountains. *Geologický Sborník Slovenske Akadémie Vied*, 13: 161-170.
- Dobiński, W., Gądek, B. & Żogała, B., 1996. Wyniki geoelektrycznych badań osadów czwartorzędowych w piętrze alpejskim. *Przegląd Geologiczny*, 44(3): 259-261.
- Dumont, T., Wiczorek, J. & Boullin, J.-P., 1996. Inverted Mesozoic rift structures in the Polish Western Carpathians (High-Tatric units). Comparison with similar features in the Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89: 181-202.
- Dziadzio, P., Różniak, R. & Szulc, J., 1993. Geneza pólwnaciekowych z Jaskini Psiej i Naciekowej w Tatrach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 41(11): 767-775.
- Dzierżek, J., Lindner, L. & Nichotyruk, J., 1987. Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry). *Przegląd Geologiczny*, 35(1): 8-15.
- Dzierżek, J. & Nichotyruk, J., 1986. Types of fossil rock glaciers in the Polish High Tatra Mts. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences*, 34: 409-418.
- Dzudyński, S. & Gradziński, R., 1960. Source of Lower Triassic clastics in the Tatra Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Classe des Sciences Géologiques et Géographiques*, 8: 45-48.
- Fijałkowska, A. & Uchman, A., 1993. Nowe dane do palinologii Triasu Tatr Polskich. *Przegląd Geologiczny*, 41(5): 373-375.
- Fuglewicz, R., 1979. Megaspores found in the earliest Triassic deposits of the Tatra Mountains. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49: 271-275.
- Gąsiorowski, M., 1959. Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej. *Acta Geologica Polonica*, 9: 221-230.
- Gawęł, A., 1962. Stożki usypiskowe w Tatrach. *Roczniki Naukowo-Dydaktyczne WSP w Krakowie, Prace Geograficzne*, 10: 35-46.
- Gawęda, A., Lefeld, J., Michalik, M. & Uchman, A., 2003. Tatra Mountains: Crystalline basement, Hightatric units, Lower Subatric (Križna) unit. In: Golonka, J. & Lewandowski, M. (eds), *Geology, geophysics, geothermics and deep structure of the West Carpathians and their basement. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, Monographic Volume, M-28* (363): 75-80.
- Gaździcki, A., 1970. *Triasina* microfacies in the Subatric Rhaetic of the Tatra Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Classe des Sciences Géologiques et Géographiques*, 18: 103-112.
- Gaździcki, A., 1974. Rhaetic microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 24(2): 17-96.
- Gaździcki, A., 1975. Lower Liassic („Gresten Beds”) microfacies and foraminifera from the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 25: 385-398.
- Gaździcki, A. & Michalik, J., 1980. Uppermost Triassic sequence (Choć nappe) of the Strazowska Hornatina and the West Tatra Mts (West Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 30: 61-76.
- Gaździcki, A., Michalik, J., Planderová & Sýkora, M., 1979. An Upper Triassic-Lower Jurassic sequence in the Križna napper (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Západne Karpaty, Geológia*, 5: 119-148.
- Gaździcki, A. & Lefeld, J., 1997a. Trias dolny (kampil) i trias środkowy. In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (eds), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, p. 46-48.
- Gaździcki, A. & Lefeld, J., 1997b. Jura dolna. In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (eds), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, p. 59-61.
- Głazek, J., 1960. Czwartorzędowe osady podmienowe Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 8(3): 154-155.
- Głazek, J., 1960a. W sprawie gleb strukturalnych na Krzyżnem (On the rost polygons at Krzyzne pass (Tatra Mts)). *Przegląd Geologiczny*, 8(6): 285-260.
- Głazek, J., 1965b. Współczesne onkolity w potokach Północnego Wietnamu i Tatr Polskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 35: 221-242.
- Głazek, J., 2000. Kras przedoeceński w Tatrach. *Materiały 34. Sympozjum Speleologicznego, Kościelisko, 20-22.10.2000*. p. 23-25.
- Głazek, J., Chowaniec, J., Poprawa, D., Przybycin, A. & Sochaczewski, A., 1997. Trasa A-3, Zazadnia - Wiktorówki - Rusinowa Polana - (Gęsia Szyja - Polana pod Wołoszynem lub Czerwone Brzeżki) - Polana Palenica. In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (eds), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, p. 101-113.
- Głazek, J., Przybycin, A. & Sochaczewski, A., 1998. Tufit wśród zlepieńców górnooeceńskich Tatr i jego znaczenie stratygraficzne. *Przegląd Geologiczny*, 46(7): 622-630.
- Głazek, J. & Zastawniak, E., 1999. Terrestrial plant fossils in the transgressive Palaeogene littoral/flysch sequence of the Tatra Mountains (Central Carpathians). *Acta Palaeobotanica, Supplement*, 2: 293-301.
- Głuchowski, E., 1987. Jurassic and Lower Cretaceous articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mountains, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 94: 1-102.
- Goetel, W., 1917. Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subatrischen Zone in der Tatra. *Bulletin International de l'Académie des Sciences Mathématiques et Naturelles, Série A, Sciences Mathématiques, Année 1916*: 1-222.
- Gorek, A., 1958. Geologické pomery skupiny Červených Vrchov, Tomanovej a Tichej Doliny (Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsgruppe Červené Vrchy, der Täler Tichá und Tomanová Dolina). *Geologický Sborník Slovenskej Akadémie Vied*, 9: 203-241.
- Grabowski, P., 1967. Budowa geologiczna choçańskich łusek Uplazu, Kończystej i Bramy Kantaka na wschód od Doliny Kościeliskiej. *Acta Geologica Polonica*, 17: 672-696.
- Gradziński, M., Banaś, M. & Uchman, A., 1995. Biogenic origin of manganese flowstones in the Jaskinia Czarna Cave in the Tatra Mts., Western Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 65: 19-27.
- Gradziński, M., Jach, R. & Stworzewicz, E., 2001. Cementation of Holocene slope breccias in the Długa Valley (the Western Tatra Mts.). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 105-113.
- Gradziński, M., Rospondek, M. & Szulc, J., 1997a. Environmental controls of origin of the annually varved calcite speleothems. *Proceedings of the 12<sup>th</sup> International Congress of Speleology, 1997, Switzerland - Volume 1*. Chaux de Fonds, p. 81-84.
- Gradziński, M., Rospondek, M. & Szulc, J., 1997b. Sedimentation of the annually varved calcite speleothems. In: *18<sup>th</sup> IAS Regional European Meeting of Sedimentology, Heidelberg, September 2-4, 1997*, p. 146-147.
- Gradziński, M., Rospondek, M. & Szulc, J., 1998 (for 1997). Mikrofacje nacieków jaskiniowych narzędziem rekonstrukcji paleośrodowiska. *Sprawozdania z Czynności i Posiedzeń Polskiej Akademii Umiejętności*, 61: 116-119.

- Gradziński, M., Szulc, J. & Smyk, B., 1997c. Microbial agents of moonmilk calcification. *Proceedings of the 12<sup>th</sup> International Congress of Speleology, 1997, Switzerland - Volume 1*, Chaux de Fonds, p. 275-278.
- Gradziński, R. & Radomski, A., 1957 (for 1956). Utwory naciekowe z „mleka wapiennego” w jaskini Szczelinie Chochołowskiej. *Rocznik Towarzystwa Geologicznego*, 26: 63-90.
- Gradziński, R. & Radomski, A., 1960. Utwory cementacyjne z namuliska Jaskini Mietusiej. *Rocznik Towarzystwa Geologicznego*, 30: 121-126.
- Gradziński, R. & Unrug, R., 1960. Uwagi o powstaniu nacieku grzybkowego w jaskiniach. *Rocznik Towarzystwa Geologicznego*, 30: 273-287.
- Gradziński, M., Tyszka, J. & Uchman, A., 1997. Microbial-foraminiferal oncoids from the Lower/Middle Jurassic of the Tatra Mts., Poland. *3rd Regional Symposium of International Fossil Algae Association, September 14-20, 1997, Cracow, Poland. Guidebook & Abstracts*, p. 71. Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Cracow.
- Gross, P., 1973. O charakterze choćsko-podtatranskiego zlomu. *Geologické práce, Správy*, 61: 515-319.
- Guzik, K., 1959. Niektóre zagadnienia stratygrafii liasu-doggeru płaszczowiny reglowej dolnej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 189-190.
- Hercman, H., 1986. Pochodzenie allochtonicznych osadów jaskini Magurskiej i Kasprowej Niżnej (Tatry) w świetle analizy minerałów ciężkich. *Przegląd Geologiczny*, 34: 100-103.
- Iwanow, A., 1973. New data on geology of the Lower Sub-Tatric Succession in the eastern part of the Tatra Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 21: 65-74.
- Iwanow, A. & Wieczorek, J., 1987. Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 35(10): 525-528.
- Jach, R., 2002. Lower Jurassic spiculite series from the Križna Unit in the Western Tatra Mts, Western Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 131-144.
- Jach, R., Dudek, T. & Barski, M., 2003. Toarcian manganese-bearing deposits in the Križna Unit (Tatra Mts., Poland). A record of submarine hydrothermal activity. In: *22<sup>nd</sup> IAS Meeting of International Association of Sedimentologists, Opatjia, September 17-19 2003*, p. 87.
- Jach, R. & Starzec, K., 2003. Glaucony from the condensed Lower-Middle Jurassic deposits of the Križna Unit, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 73: 183-192.
- Jacynowski, S. & Jacynowska, W., 1963. Budowa geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek w regłach zakopiańskich. *Acta Geologica Polonica*, 13: 445-465.
- Jaglarz, P. & Szulc, J., 2003. Middle Triassic evolution of the Tatricum sedimentary basin: an attempt of sequence stratigraphy to the Wierchowa Unit in the Polish Tatra Mountains. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 73: 169-182.
- Jakubska, O., 1995. Zróżnicowanie litologiczne osadów stokowych w piętrze reglowym Tatr Zachodnich. *IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Tradycja a Nowoczesność w Interpretacjach Sedymentologicznych, Kraków 26-28 czerwca 1995. Materiały Konferencyjne*. Kraków, p.76.
- Jakubska, O., 1996. Lithological features of the slope deposits in the carbonate series of the Western Tatra Mountains (forest zone). *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne*, 7: 79-81.
- Kasiński, J. R., 1981. Dolomity komórkowe triasu wierzchowego Tatr Polskich. *Przegląd Geologiczny*, 29(10): 534-529.
- Kasiński, J., Czapowski, G. & Gąsienica-Szostak, M., 1978. Uwagi o genezie „wapieni robaczkowych”. *Przegląd Geologiczny*, 26(3): 151-155.
- Kenig, K. & Lindner, L., 2001. Profile wiertnicze osadów czwartorzędowych na Ornaku oraz ich znaczenie w badaniach nad ostatnim zlodowaczeniem w Tatrach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 49(12): 1180-181.
- Kędziński, M. & Uchman, A., 1997. Age and palaeoenvironment of the Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Tatra Mountains, Poland: preliminary results. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 237-247.
- Kostrzewski, A., Noel, M., Thistlewood, L., Zwoliński, Z., 1991. Osady jaskiniowe Doliny Chochołowskiej w Tatrach. In: Kostrzewski, A. (ed.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Wydawnictwo UAM, Poznań, p. 289-308.
- Kotański, Z., 1955a (for 1954). Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierzchowego triasu Tatr. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 24: 63-116.
- Kotański, Z., 1955b. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierzchowej Tatr. *Acta Geologica Polonica*, 5: 343-360.
- Kotański, Z., 1956a. Kampil wierzchowy w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 6: 65-73.
- Kotański, Z.J., 1956b. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierzchowego w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 6(3): 273-286.
- Kotański, Z., 1958. Preglacialne i interglacialne osady w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 8: 275-303.
- Kotański, Z., 1959a. Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the High-tatric Triassic in the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 9: 113-145.
- Kotański, Z., 1959b. Nowe ogniwa stratygraficzne serii wierzchowej w rejonie Osobitej. *Przegląd Geologiczny*, 9(11): 507-509.
- Kotański, Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 11: 187-476.
- Kotański, Z., 1963. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich. *Acta Geologica Polonica*, 13: 317-385.
- Kotański, Z., 1965a. Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską. *Acta Geologica Polonica*, 15: 257-320.
- Kotański, Z., 1965b. Analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim. *Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 35: 143-162.
- Kotański, Z., 1971. *Przewodnik Geologiczny po Tatrach*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, pp. 280.
- Kotański, Z., 1973a. Karpaty. *Budowa Geologiczna Polski, Tom 1. Stratygrafia, Część 2. Mezozoik*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, p. 98-117.
- Kotański, Z., 1973b. Upper and Middle subatric nappe in the Tatra Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 21: 75-83.
- Kotański, Z., 1979. Trias tatrzański. *Przegląd Geologiczny*, 27(7): 369-377.
- Kotański, Z., 1986a. Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej, cz. 1. *Przegląd Geologiczny*, 33(10): 547-552.
- Kotański, Z., 1986b. Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej, cz. 2. *Przegląd Geol.*, 33(11): 621-628.
- Kotański, Z. & Radwański, A., 1959. Fauna z *Pygope diphya* i limburgity w tytonie wierzchowym Osobitej. *Acta Geologica Polonica*, 9: 519-534.
- Kotarba, A., 1992. Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacjacji Tatr Wysokich. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 25-26: 143-149.
- Kotarba, A., 1994. Zapis małej epoki lodowej w osadach jeziornych Morskiego Oka w Tatrach Wysokich. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 27-28: 61-69.
- Kotarba, A., 1996. Sedimentation rates in the High Tatra lakes during the Holocene – geomorphic interpretation. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30: 59-61.
- Kotarba, A., 1998. Lacustrine deposits in the Tatra Mountains as evidence of Late Vistulian and Holocene events related to climate change. *Carpathian-Balkan Geological Association XVI Congress, Abstracts, August 30<sup>th</sup> to September*

- 2<sup>nd</sup>, 1998, *Geocenter, University of Vienna, Althanstraße 14, 1090 Vienna, Austria*. Geological Survey of Austria, Vienna, p. 291.
- Kotarba, A. & Baumgart-Kotarba, M., 1996. Osady jeziorne jako miara dynamiki środowiska naturalnego Tatr Wysokich w okresie ostatnich 10 tysięcy lat. *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, Tom 1, Nauki o Ziemi, Kraków – Zakopane*, p. 105.
- Kotarba, A., Smolak, W. & Sroka, J., 1977. Some remarks on the modelling of glacial valley-floors in the Polish Tatra Mts. in the light of geophysical measurements. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 11: 67-78.
- Krajewski, K., 1980. Z badań sedymentologicznych utworów kredy wierzchowej w Dolinie Kościeliskiej. *Przegląd Geologiczny*, 28(11): 636-637.
- Krajewski, K., 1981a. Pelagiczne stromatolity z wapieni albu Tatr. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 731-759.
- Krajewski, K., 1981b. Phosphatic microstromatolites in the High-Tatric Albian limestones of the Polish Tatra Mountains. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 29: 175-183.
- Krajewski, K., 1981c. Phosphatic pizolite structures from condensed limestones of the High-Tatric Albian (Tatra Mts). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 51: 339-352.
- Krajewski, K., 1983. Albian pelagic phosphate-rich macroconoids from the Tatra Mts, Poland. In: Peryt, T. M. (ed.), *Coated Grains*. Springer, Berlin, 344-357.
- Krajewski, K., 1984. Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Sedimentology*, 31: 443-470.
- Krajewski, K., 1985. Zabijak Marlstone Formation. In: Lefeld, J. (ed.), Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units in the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 34-37.
- Krajewski, K. P., 2003. Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric mid-Cretaceous (Zabijak Formation) in the Polish Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 121: 81-158.
- Krajewski, K. P., Lefeld, J. & Łącka, B., 2001. Early diagenetic processes in the formation of carbonate-hosted Mn ore deposits (Lower Jurassic, Tatra Mountains) as indicated from its carbon isotopic record. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 49(1): 13-29.
- Krobicki, M. & Uchman, A., 1991. Uwagi o paleoekologii i sedymentologii bioklastycznych wapieni z formacji kopienieckiej (fm) (retyk górny - synemur dolny). *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Nauk Polskiej Akademii Nauk*. 35(1-2): 285-286.
- Książkiewicz, M. 1972. Tektonika Tatr i Podhala. *Budowa Geologiczna Polski, Tom IV. Tektonika, Część 3. Karpaty*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, p. 9-66.
- Kulka, A., 1985. Arni sedimentological model in the Tatra Eocene. *Kwartalnik Geologiczny*, 29: 31-64.
- Kuźniar, C., 1913. Osadowe skały tatrzańskie. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Akademii Umiejętności, Seria 3, Dział A*, 13: 131-175.
- Lefeld, J., 1968. Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierzchowej Tatr. *Studia Geologica Polonica*, 24: 1-115.
- Lefeld, J., 1974. Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric succession in the Tatra Mts (Western Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 24: 277-364.
- Lefeld, J., 1985a. Osobita Limestone Formation. In: Lefeld, J. (ed.), Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units in the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 33-34.
- Lefeld, J., 1985b. Świńska Turnia Spongiolite Member. In: Lefeld, J. (ed.), Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units in the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 67-68.
- Lefeld, J., 1985c. Miętusia Limestone Formation. In: Lefeld, J. (ed.), Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units in the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 82-84.
- Lefeld, J., 1988a. Urgonian Formations in the Carpathians. In: Narin, E. M. (ed.), Evolution of the northern margin of Tethys: The results of IGCP Project 198. *Mémoires de la Société Géologique de France, Paris, Nouvelle Série*, 154: 141-145.
- Lefeld, J., 1988b. Radiolarites and associated rocks along the northern margin of Tethys. In: Narin, E. M. (ed.), Evolution of the northern margin of Tethys: The results of IGCP Project 198. *Mémoires de la Société Géologique de France, Paris, Nouvelle Série*, 154: 147-164.
- Lefeld, J., 1996. Stan i perspektywy badań geologicznych w Tatrzańskim Parku Narodowym. *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek. Tom 1. Nauki o Ziemi*. Kraków-Zakopane, p. 13-18.
- Lefeld, J., 1997a. Kreda. In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (eds), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, p. 51-55.
- Lefeld, J., 1997b. Trias dolny (kampil) i trias środkowy. In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (eds), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, p. 56.
- Lefeld, J., 1997c. Jura górna. In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (eds), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, p. 62.
- Lefeld, J., 1999. Tectonics of the Subatric Units, Eastern Tatra Mts. *Studia Geologica Polonica*, 115: 139-166.
- Lefeld, J., Gaździcki, A., Iwanow, A., Krajewski, K. & Wójcik, K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units in the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 82-93.
- Lefeld, J. & Radwański, A., 1960. Planktoniczne liliowce *Saccocoma* Agassiz w malmie i neokomie wierzchowym Tatr Polskich. *Acta Geologica Polonica*, 10: 593-614.
- Limanowski, M., 1901. Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich. *Kosmos*, 26: 15-17.
- Limanowski, M., 1903. Perm i tryas ładowy w Tatrach. *Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego*, 24: 140-176.
- Limanowski, M., 1910. Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu czy też został przywleczony z dala? *Kosmos*, 35: 719-731.
- Liszka, S. & Śmigielska, T., 1975. Biostratygrafia utworów eocenicznych z otworu Hruby Regiel na podstawie mikrofauny. *Kwartalnik Geologiczny*, 19: 951-952.
- Luczyński, P., 2001a. Pressure-solution and chemical compaction of condensed Middle Jurassic deposits, High-Tatric series, Tatra Mountains. *Geologica Carpathica*, 52: 91-102.
- Luczyński, P., 2001b. Development history of Middle Jurassic neptunian dykes in the High-Tatric series, Tatra Mountains, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 51: 237-252.
- Luczyński, P., 2002. Depositional evolution of the Middle Jurassic carbonate sediments in the High-Tatric succession, Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 52: 365-378.
- Mader, D., 1990. Palaeoecology and the Flora in Buntsandstein and Keuper in the Triassic of Middle Europe, Volume 2, Keuper and Index. Gustav Fischer, Stuttgart, p. 937-1582.
- Mader, D., 1992. *Evolution of Palaeoecology and Palaeoenvironment of Permian and Triassic Fluvial Basins in Europe. Volume 1. Western and Eastern Europe*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart-New York, pp. 738.
- Mahel, M., 1980. Heterogeneity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geologický Zborník, Geologica Carpathica*, 31: 397-406.
- Małecki, J., 1956. Glony wapienne Tatr. *Rocznik Polskiego*

- Towarzystwa Geologicznego, 25: 135-158.
- Maryańska, T. & Shishin, M., 1996. New cycloporid (Amphibia: Temnospondyli) from the Middle Triassic of Poland and some problems of interrelationships of capitosauroids. *Prace Muzeum Ziemi*, 43: 53-83.
- Masse, J.-P. & Uchman, A., 1997. New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. *Cretaceous Research*, 18: 713-729.
- Mello, J. & Wieczorek, J., 1993a. Križňanský príkrov (Veporikum). In: Nemčok, J. (ed.), *Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier, 1: 50 000*. Geologický Ústav Dionýza Stúra, Bratislava, p. 36-49.
- Mello, J. & Wieczorek, J., 1993b. Chočský príkrov (Hronicum). In: Nemčok, J. (ed.), *Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier, 1: 50 000*. Geologický Ústav Dionýza Stúra, Bratislava, p. 50-57.
- Michalik, A., 1956. W sprawie genezy „zlepieńca Koperszadzkiego” w Tatrach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 109: 5-44.
- Michalik, J., 1980. A paleoenvironmental and paleoecological analysis of the West Carpathian part of the northern Tethyan nearshore region in the latest Triassic time. *Rivista Italiana di Paleontologia*, 85: 1047-1064.
- Michalik, J., 1997. Stop 1, Mt. Ždiarska Vidla section. *Mineralia Slovaca*, 29: 359.
- Michalik, Planderová, E. & Sykora, M., 1976. To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová Formation of the uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geologický Zborník, Geologica Carpathica*, 27: 299-318.
- Michalik, J. & Soták, J., 1997. Stop. 3, Mt Muráň section above the Javorová Valley (High Tatra Mts.). *Mineralia Slovaca*, 29: 360-363.
- Mišík, M., 1959. „Lombardiowa” mikrofacia vedúci horizont w malmie Západnych Karpát. *Geologický Sborník Slovenske Akadémie Vied*, 10: 171-182.
- Mišík, M. & Jablonský, J., 2000. Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. *Geologica Carpathica*, 51: 251-264.
- Morycowa, E. & Lefeld, J., 1966. Koralowce z wapieni urgońskich serii wierzchowej Tatr polskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 519-542.
- Musielewicz, S., 1980. Talus cones in the Polish Tatra Mountains (an example from the Pięć Stawów Polish Valley). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 14: 63-76.
- Myczyński, R. & Lefeld, J., 2003. Toarcian ammonites (Adneth facies) from the Subatric succession of the Tatra Mts (Western Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 121: 51-79.
- Nemčok, J., Bezák, Y., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, S., Kotoňánski, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Raczkowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wieczorek, J., Zelman, J., 1994. *Geologická Mapa Tatier (Geological Map of the Tatra Mountains), 1: 50 000*. Geologický Ústav Dionýza Stúra, Bratislava.
- Nemčok, J., Wieczorek, J. & Zelman, J., 1993. Tatrikum. In: Nemčok, J. (ed.), *Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier, 1: 50 000*. Geologický Ústav Dionýza Stúra, Bratislava, p. 25-35.
- Niegodzisz, J., 1965. Stromatolity z albu wierzchowego Tatr. *Acta Geologica Polonica*, 15: 529-553.
- Olempska, E., 1973. The genus *Discocyclina* (Foraminiferida) from the Eocene of the Tatra Mts., Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 18: 71-93.
- Olszewska, B., 2001. „Jarzec” z Doliny Kościeliskiej – przykład karpackiej ławicy numulitowej z modelu Armiego. In: Bąk, K. (ed.), *Trzecie Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne, Mikro-2001, Zakopane 31.05-02.06.2001, Streszczenia referatów i posterów*. Kraków, p. 47-49.
- Passendorfer, E., 1930. Studium stratygraficzne i paleontologiczne and kredą serji wierzchowej w Tatrach. *Prace Państwowego Instytutu Geologii*, 2: 548-667 (1-327).
- Passendorfer, E., 1950. Materiały do geologii Tatr. I. O zlepieńcu koperszadzkiem. II. O wapieniu murańskim. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 19: 401-418.
- Passendorfer, E., 1957. Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek. *Acta Geologica Polonica*, 7: 125-162.
- Passendorfer, E., 1959. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 259-271.
- Passendorfer, E., 1978a. Rozwój poglądów na budowę geologiczną Tatr w okresie powojennym. *Prace Muzeum Ziemi, Prace Geologiczne*, 28: 3-33.
- Passendorfer, E., 1978b. *Jak Powstały Tatry, Wydanie 6*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, pp. 305.
- Passendorfer, E. & Turnau-Morawska, M., 1956. Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek. *Przegląd Geologiczny*, 4(12): 575-576.
- Passendorfer, E. & Roniewicz, P., 1963. Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskiej w eocenie. *Acta Geologica Polonica*, 13: 1-12.
- Piotrowski, J., 1978. Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych Tatr w przekroju Doliny Kościeliskiej. *Studia Geologica Polonica*, 15: 1-190.
- Plašienka, D., 2003. Development of basement-involved fold and thrust structures exemplified by the Fatric-Fatric-Veporic nappe system of the Western Carpathians (Slovakia). *Geodinamica Acta*, 16: 21-38.
- Polák, M., Ondřejčková, A. & Wieczorek, J., 1998. Lithostratigraphy of the Ždiar Formation of the Križna nappe (Tatry Mts.). *Slovak Geological Magazine*, 4: 35-52.
- Pszczółkowski, A., 1996. Calpionellid stratigraphy of the Tithonian-Berriasian pelagic limestones in the Tatra Mts (Western Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 109: 103-130.
- Pszczółkowski, A., 2001. Stratygrafia kalpionelidowa i podział litostratygraficzny dolnej części formacji margli z Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich. In: Bąk, K. (ed.), *Trzecie Ogólnopolskie warsztaty Mikropaleontologiczne, Mikro-2001, Zakopane 31.05-02.06.2001, Streszczenie Referatów i Posterów*, p. 54-57.
- Pszczółkowski, A., 2003. Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Polish Western Tatra Mountains: lithostratigraphy and microfossil zones. *Studia Geologica Polonica*, 121: 7-50.
- Rabowski, F., 1931. Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 7: 108-119.
- Raciborski, M., 1891 (for 1890). Flora retycka w Tatrach. *Rozprawy Akademii Umiejętności, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, Seria 2*, 21: 243-260.
- Radwański, A., 1959. Struktury litoralne w liasie Doliny Smytniej. *Acta Geologica Polonica*, 9: 231-280.
- Radwański, A., 1968. Studium petrograficzne i sedymentacyjne retyku wierzchowego Tatr. *Studia Geologica Polonica*, 25: 1-146.
- Roniewicz, P., 1959. Cechy sedymentacyjne seisu wierzchowego. *Acta Geologica Polonica*, 9: 301-317.
- Roniewicz, P., 1966. Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 16: 1-90.
- Roniewicz, P., 1969. Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. *Acta Geologica Polonica*, 19: 503-608.
- Roniewicz, P., 1970. Borings and burrows in the Eocene littoral deposits of the Tatra Mountains, Poland. In: Crimes, T. P. & Harper, J. C. (eds), *Trace fossils. Geological Journal, Special Issue*, 3: 439-446.
- Roniewicz, P., 1997a. Trias dolny (werfen). In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (eds), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, p. 44-46.

- Roniewicz, P., 1997b. Trias dolny (werfen). In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (eds), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, p. 55.
- Roniewicz, P., 1997c. Paleogen. In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (wyd.), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, s. 69-72.
- Skiba, M. & Michalik, M., 1999. Origin of non-carbonate components in Triassic carbonate rocks from the Križna Unit in the Tatra Mts. *Mineralogical Society of Poland – Special Papers*, 14: 122-124.
- Skiba, M. & Michalik, M., 2000. Origin of silicate minerals in Triassic carbonate rocks from the Križna Unit in the Tatra Mts. *Slovak Geological Magazine*, 6: 253-255.
- Sokołowski, S., 1948. Tatry Bielskie. Geologia zbczocy południowych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4: 1-48
- Sokołowski, S., 1959a. Zarys geologii Tatr. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 45-49.
- Sokołowski, S., 1959b. Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich (sprawozdanie wstępne). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 197-213.
- Sokołowski, S., 1973. Geologia paleogenu i mezozoicznego południowego podłoża skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 265: 5-103.
- Staniszewska, A. & Ciborowski, T., 2000. Dolnokredowa brekcja wapienna w autochtonicznej serii wierchowej w Tatrach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 48(3): 246-250.
- Sujkowski, Z., 1932. Radjolaryty polskich Karpat Wschodnich i ich porównanie z radjolarytami tatrzańskimi. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 7: 97-168.
- Szafer, W., 1958. Nowa flora eoceńska w Tatrach. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 173-176.
- Świerczewska, A. & Pszczółkowski, A., 1997. Skład i pochodzenie materiału detrytycznego piaskowców ogniwa z Krytej (kreda dolna, Tatry). In: Wojewoda, J. (ed.), *Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach, VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Lewin Kłodzki, 26-28 Września 1997 r. Materiały Konferencyjne*. Wind, Wrocław, p. 55-56.
- Szulc, J., Czus, J. & Jaworski, M., 1996. Sedimentary and diagenetic environments of the Middle Triassic carbonates of the High Tatra Mts., Poland. In: *11. Sedimentologentreffen Sediment '96, Wien*. Wien, p. 165.
- Szulc, J. & Ruffer, T., 1997. Triassic evolution of the Fatricum basin as interpreted from the Triassic of the Križna Nappe (Tatra Mts., Poland). *International Conference "Alpine Evolution of the Western Carpathians and related Areas", Abstracts and Introductory Articles to the Excursion, Bratislava, Slovakia, September, 11-14, 1997*. Bratislava, p. 42-43.
- Szulczewski, M., 1963. The Bathonian stromatolites of the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 13: 125-145.
- Szulczewski, M., 1965. Spostrzeżenia nad genezą tatrzańskich wapieni bulastych. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 25: 243-261.
- Szulczewski, M., 1968. Jurassic stromatolites of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 18: 1-99.
- Szulczewski, M., 1965. Spostrzeżenia nad genezą tatrzańskich wapieni bulastych. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 25: 243-261.
- Turnau-Morawska, M., 1953a. Uwagi o sedymentacji werrfenu tatrzańkiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 23: 37-52.
- Turnau-Morawska, M., 1953b. Kajper tatrzański, jego petrografia i sedymentologia. *Acta Geologica Polonica*, 3: 33-102.
- Turnau-Morawska, M. & Linder, M., 1959. Mułowce glaukonitowe eocenu tatrzańkiego. *Acta Geologica Polonica*, 9: 147-164.
- Uchman, A., 1988. Red limestones - youngest member in the Choč unit, Tatra Mts., Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 58: 267-276.
- Uchman, A., 1991. *Isopodichnus* and other trace fossils from the Kopieniec Formation (Rhaetian - Sinemurian) in the Tatra Mts., Poland. *Geologica Carpathica*, 42: 117-121.
- Uchman, A., 1994 (for 1993). Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted blocks in the Choč Unit in the Tatra Mts., Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil. I*, 7/8: 875-883.
- Uchman, A., 1997. Paleozoikum margli kredowych w Tatrach Polskich w świetle badań ichnologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 45(10): 1018-1023.
- Uchman, A., Machaniec, E. & Kędzierski, M., 1997. Trasa A-2, Nędzówka - Gronka - Kończysta Turnia - Jaworzynka Miętusia - Eliaszowa Turnia - Zawiesista Turnia - Kira Miętusia - Wściekły Żleb - Brama Kantaka - Kiry. In: Lefeld, J. & Gaździcki, A. (ed.), *Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2-4 Października 1997*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, s. 93-100.
- Uchman, A. & Tchoumatchenco, P., 1994. Remarks on the stratigraphy and brachiopod palaeobiogeography in the Lower Jurassic Hierlatz-type limestone facies; the Choč Unit, Central Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 45: 195-202.
- Uhlig, V., 1897. Die Geologie des Tatragebirges. I. Einleitung und stratigraphischer Teil. *Denkschrift der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 64: 643-684(3-44).
- Vašíček, Z. & Michalik, J., 1997. Stop 2, Mokrý Diera in the Javorová Valley. *Mineralia Slovaca*, 29: 359-360.
- Vašíček, Z., Michalik, J. & Rehakova, D., 1994. Early Cretaceous stratigraphy, palaeogeography and life in Western Carpathians. *Beringeria*, 10: 3-169.
- Wicik, B., 1979. Postglacialna akumulacja osadów w jeziorach Tatr Wysokich. *Przegląd Geologiczny*, 27(7): 403-404.
- Wieczorek, J., 1988a. Jednostki litostratigraficzne jury i kredy Tatr - komentarz krytyczny. *Przegląd Geologiczny*, 36(3): 159-164.
- Wieczorek, J., 1983. Uwagi o facji "ammonitico rosso". *Przegląd Geologiczny*, 31(3): 247-252.
- Wieczorek, J., 1988b. Maiolica – a unique facies of the Western Tethys. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 58: 255-276.
- Wieczorek, J., 1990. Główne etapy ewolucji geologicznej zachodniej Tetydy. *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 401-412.
- Wieczorek, J., 1995a. Mesozoic evolution of the Tatra Mts. (Western Carpathians). *Special Publications of the Geological Society of Greece*, 4/1: 138-142.
- Wieczorek, J., 1995b. Trace fossils from Fleckenmergel facies (Jurassic) of the Tatra Mts. *Geobios, Mémoire Spécial*, 18: 425-431.
- Wieczorek, J., 2000. Mesozoic evolution of the Tatra Mountains (Carpathians). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Wien*, 44: 241-262.
- Wieczorek, J., 2001 (for 2000). Condensed horizons as turning events in passive margin evolution: the Tatra Mts. Example. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1/2: 199-209.
- Włodek, M., 1978. Czwartorzęd rejonu Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 306: 175-197.
- Wolska, A., Szulc, J. & Koszowska, E., 2002. K/Ar dating of the Middle Triassic tuffas from the Central Carpathians and its paleotectonic context. *Paleogeographical, Paleocological, Paleoclimatological Development of Central Europe, Czech and Slovakian Paleontological Seminary, ESSEWECA/EEDEN Workshop, International Visegrad Fund – Paleoclimate Workshop, Abstract Book, 5-7th June, 2002, Bratislava*. Institute of Geology, Slovak Academy of Science, Bratislava, p. 73-74.



- Wójcik, K., 1981. Wykształcenie facjalne liasu wierzchołowego w otoczeniu Doliny Chochołowskiej w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 29(8): 405-410.
- Wójcik, K., 1985. Dudziniec Formation. In: Lefeld, J. (ed.), Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units in the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 10-21.
- Wójcik, Z., 1960a. Badania granulometryczne allochtonicznych osadów jaskiń Tatr Zachodnich. *Speleologia*, 2: 31-39.
- Wójcik, Z., 1960b. Allochtoniczne żwirowiska jaskiń tatrzańskich. *Acta Geologica Polonica*, 10: 401-446.
- Wójcik, Z., 1966. Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich. *Prace Muzeum Ziemi*, 9: 5-130.
- Zawidzka, K., 1972. Stratigraphic position of the Furkaska limestones. *Acta Geologica Polonica*, 22: 459-466.