

TRIAS

ANNA BECKER, ANNA FIJAŁKOWSKA-MADER,
ALEKSANDER KOWALSKI, RYSZARD ZABIELSKI,
ZBIGNIEW ŻŁONKIEWICZ

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
TRIAS	górnny	retyk	201,4 ±0,2
		noryk	~205,7
		karnik	~227,3
	środkowy	ladyn	~237
		anizyk	241,464 ±0,28
	dolny	olenek	246,7
		ind	249,9
			251,902 ±0,024

Wstęp

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Zbigniew Żłonkiewicz, Aleksander Kowalski, Ryszard Zabielski

System triasu budują w Polsce skały osadowe, powstałe zasadniczo w dwóch, odległych od siebie, basenach sedimentacyjnych (fig. 1). Na większości obszaru Polski, czyli w jej pozakarpackiej części (fig. 2), występują skały powstałe w śródkratonicznym, epikontynentalnym, mezozoicznym basenie Niżu Polskiego, obejmującym również obszar północnosudecki. Ogólnie stanowił on basen nałożony na osadowe podłoże polskiego basenu cechsztyńskiego (Leszczyński, 2023). Skały triasowe Tatr, powstałe w basenie oceanicznym Tetydy (fig. 1 i 2) prawdopodobnie typu załukowego, zostały zdeformowane tektonicznie i włączone w górotwór karpacki podczas orogenezy alpejskiej (Grabowski, 2023). Niewielkim, postorogenicznym, śródgórskim basenem, położonym w NE obrzeżeniu masywu czeskiego, był basen śródsudecki, który okresowo mógł mieć połączenie z północnosudecką częścią basenu Niżu Polskiego (Kowalski, 2020; Cymerman, 2023). Nazewnictwo basenów sedimentacyjnych jest zasadniczo zgodne z zaproponowanym przez Narkiewicza i in. (2023).

Pangea w triasie została już w zasadzie rozdzielona na dwie części, a polskie baseny pozakarpackie były zlokalizowane w północnej części rozpadającego się superkontynentu, w miejscu jego najwięk-

szego przewężenia. We wczesnym triasie basen Niżu Polskiego, stanowiący wschodni segment systemu basenów środkowoeuropejskich (określanego mianem basenu germańskiego lub środkowej Europy), był położony na szerokości geograficznej ok. 20°N (fig. 1). Następnie, wraz z fragmentem skorupy kontynentalnej, tworzącej podłoże tego basenu, stopniowo przemieszczał się on ku północy i ulegał rotacji w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. Z końcem triasu przemieszczenie wyniosło ok. 25°, rotacja natomiast ok. 30° (Feist-Burkhardt i in., 2008). Basen był ograniczony od północy wyniesieniem fennoskandzkim, od południa natomiast zespołem bardziej lub mniej speneplenizowanych masywów (np. masyw windelicko-czeski). Ku wschodowi przechodził on w obszar lądowy platformy wschodnioeuropejskiej. Na SE łączył się z otwartym oceanem Tetydy przez bramy: wschodniokarpacką i śląskomorawską, co najaktywniej wpływało na depozycję w środkowym triasie. Poprzez zachodnią część systemu basenów środkowoeuropejskich istniało prawdopodobnie również słabe połączenie z morzem borealnym, postulowane głównie dla najwcześniejszego triasu (Pieńkowski, 1991; Beutler, Szulc, 1999; Becker, 2005; Bachmann i in., 2010). System basenów środkowoeuropejskich był czasowo (głównie w lądynie) połączony z Tetydą poprzez bramę

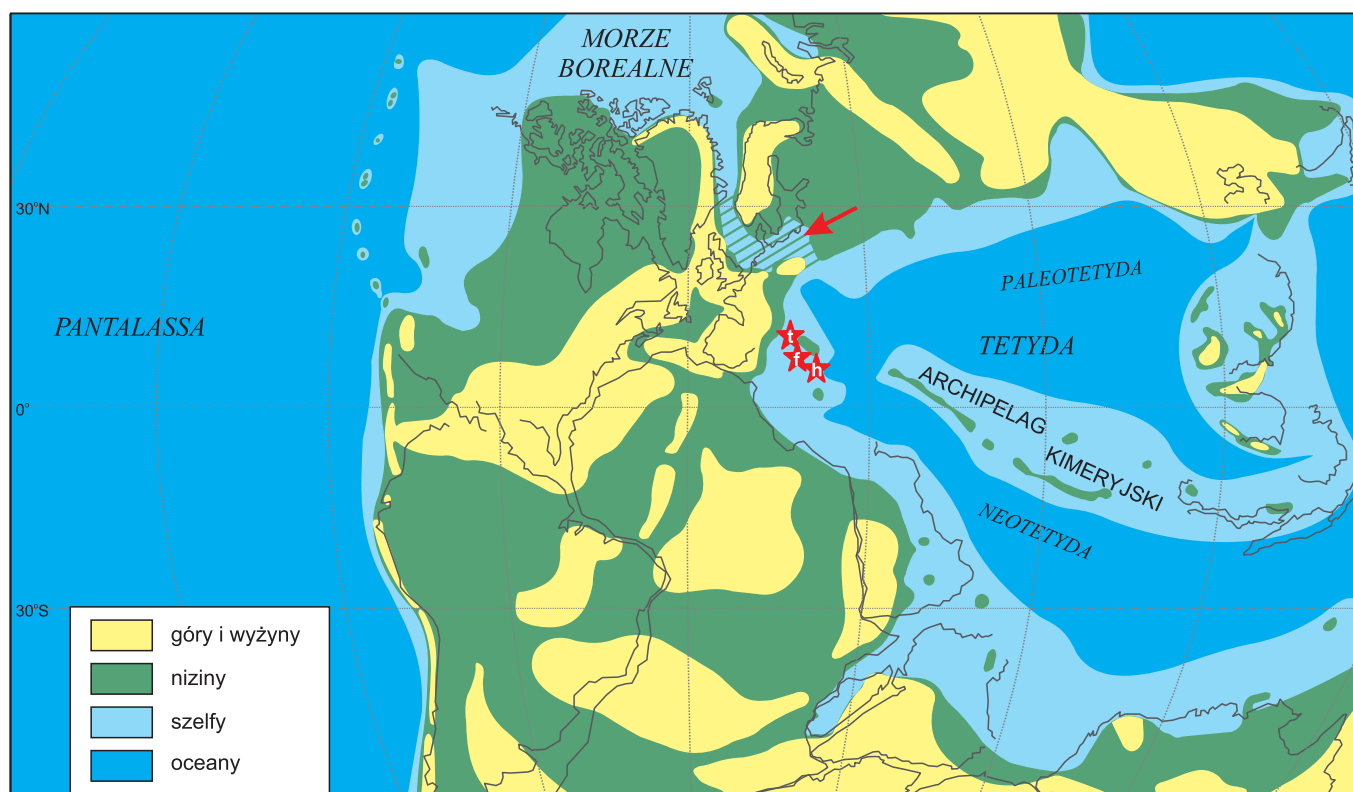


FIG. 1. Paleogeografia wczesnego triasu wg Scotese'a (2018), zmieniono. Strzałka wskazuje mezozoiczny basen Niżu Polskiego, stanowiący wschodnią część systemu basenów środkowej Europy; gwiazdki wskazują przypuszczalne położenie basenu Tatr (na podstawie Barriera, 2000 *vide* Uchman, 2014): t – tatrikum, f – fatrikum, h – hronikum

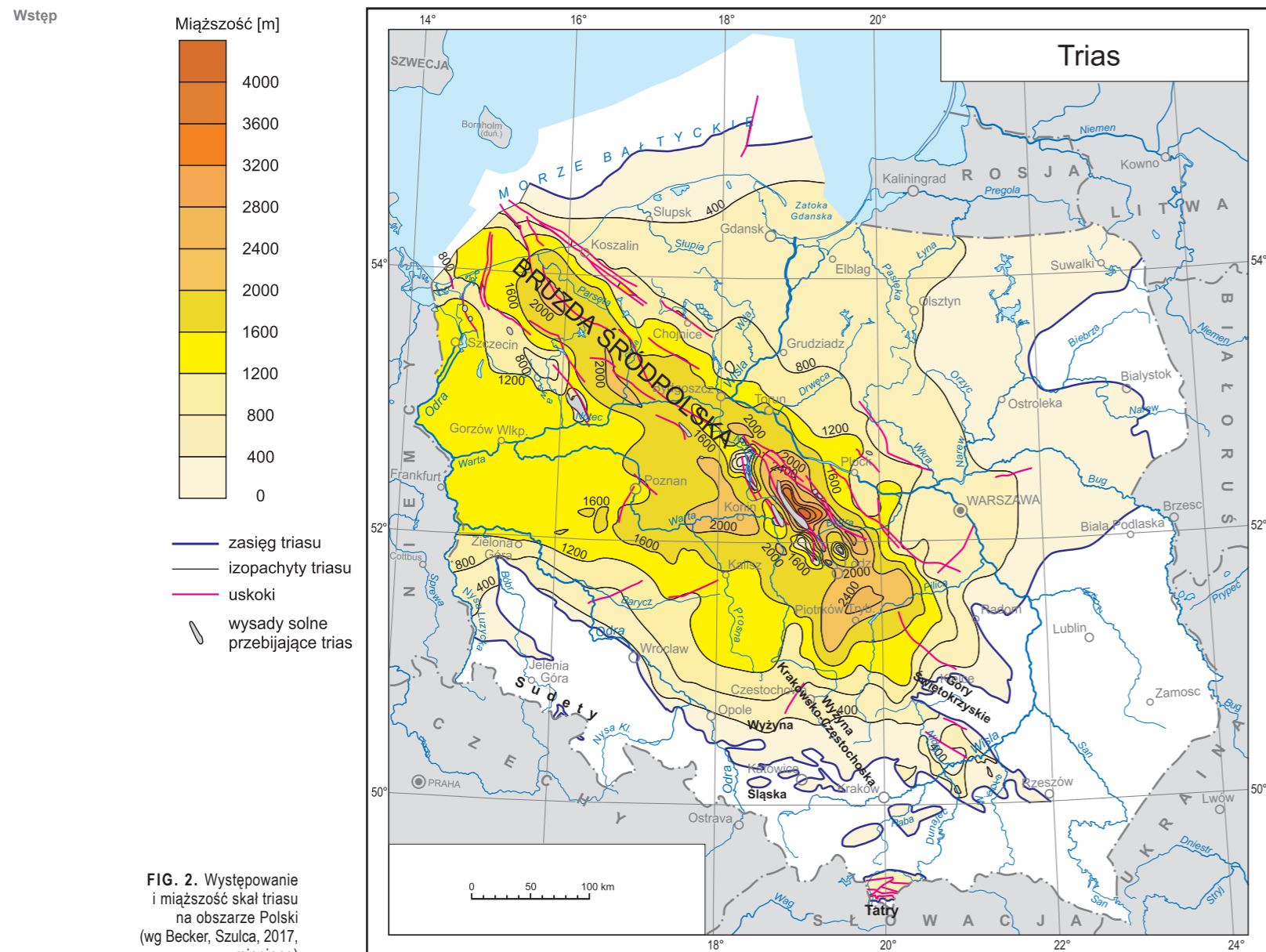


FIG. 2. Występowanie i miąższość skał triasu na obszarze Polski (wg Becker, Szulca, 2017, zmieniono)

zachodnią (burgundzką), ułożoną na SW od masywu windelicko-czeskiego (np. Szulc, 2000; Feist-Burkhardt i in., 2008).

Basen Tatr w triasie znajdował się w przybrzeżnej strefie NW Tetydy, prawdopodobnie ok. 1000–2000 km na południe od basenu Niżu Polskiego, i był podzielony na trzy domeny tektoniczno-facjalne: tatrium, fatrikum i hronikum (fig. 1; np. Uchman, 2014; Grabowski, 2023; i literatura tam cytowana). Depozycja osadów triasowych miała miejsce we wszystkich trzech domenach głównie w środowisku płytkomorskim i lądowym. Jedynie domena hronikum reprezentuje nieco głębsze środowisko (np. Uchman, 2014 i literatura tam cytowana).

Rozwój mezozoicznego basenu Niżu Polskiego w triasie był związany ze wznowieniem aktywności tektonicznej w strefach struktur waryscyjskich, takich jak strefa Teisseyre'a-Tornquist, warunkującej położenie depocentrum basenu – bruzdy śródpolskiej (np. Dadlez i in., 1995; Dadlez, 2006; Feist-Burkhardt i in., 2008; Leszczyński, 2023; fig. 2). Ugruntowane przez lata przekonanie, że obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i niecka miechowska w permie i mezozoiku należały do południowego segmentu bruzdy śródpolskiej (Pożaryski, 1957; Szyperko-Teller i in., 1997; fig. 32; Złonkiewicz, 2023), umiejscawiało os maksymalnej subsydencji na obszarze świętokrzyskiego trzonu paleozoicznego, ukończone względem jego struktur waryscyjskich (Kutek, Głazek, 1972; Kutek, 1994). Koncepcja ta została zakwestionowana w odniesieniu do jurajskiego (Złonkiewicz, 2006, 2011), a następnie także do triasowego (Złonkiewicz, Mader, 2018; Złonkiewicz, Fijałkowska-Mader, 2021; Złonkiewicz, 2023, 2024), etapu rozwoju paleotektonicznego ze wskazaniem na relatywnie stabilny charakter trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Trzon ten rozdzielał strefy o większej subsydencji bezpośrednio przylegające do niego od NE i SW. Wspomniana koncepcja została także poddana w wątpliwość przez Matyję (2009), którego zdaniem na tym terenie w późnej jurze istniał rozległy taras homoklinalnie nachylony w kierunku południowym, ku Tetydzie. Wprawdzie alternatywne

hipotezy dotyczyły głównie sedymentacji jurajskiej, jednak pośrednio implikowały także rewizję poglądów o paleotektonicznym rozwoju basenu w mezozoiku, w tym zasięgu ku SE klasycznie rozumianej bruzdy śródpolskiej. W południowej części basenu Niżu Polskiego wpływ na jego rozwój miała zrutowo-przesuwca aktywność strefy uskokuwej Kraków–Odra–Hamburg, a także uskoku Łaby oraz uskoku śląsko-morawskiego (np. Szulc, 2000; Feist-Burkhardt i in., 2008). Na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich depozycja była warunkowana zróżnicowanym ukształtowaniem przedpermicznego podłoża oraz reaktywaniem dyslokacji regionalnych (Hakenberg, 1980; Kowalczewski, Rup, 1989; Morawska, 1992; Świdrowska i in., 2008; Złonkiewicz, 2023, 2024), przy czym aktywność dyslokacji świętokrzyskiej jest dyskusyjna (Złonkiewicz, 2006, 2011; Złonkiewicz, Mader, 2018; Złonkiewicz, Fijałkowska-Mader, 2021 vs Gutowski, Koyi, 2007). Wczesnotriasowy etap rozwoju basenu przebiegał w warunkach ekstensyjnych, zapoczątkowanych w późnym permie (fig. 3), i charakteryzował się bardzo szybkim tempem depozycji (np. Szyperko-Teller i in., 1997). Tektoniczna aktywność przejawiała się w ruchach blokowych, szczególnie intensywnych podczas depozycji środkowego pstręgo piaskowca, głównie w oleneku (por. Durkowski i in., 2024), oraz w noryku, w czasie depozycji wyższego kajpru (np. Feist-Burkhardt i in., 2008). Na przełomie oleneku i anizyku depozycja odbywała się w warunkach transtensji, zastąpionej silną transpresją na przełomie ladynu i karniku (Feist-Burkhardt i in., 2008). Transpresja spowodowała zintensyfikowanie halokinezy soli permickich, która wpływała na depozycję, chociaż w niewielkim stopniu, już od wczesnego triasu (fig. 3; np. Krzywiac, 2004; Warsitzka i in., 2019).

Odtworzenie historii tektonodepozycyjnej basenu Tatr w triasie narażca wiele trudności ze względu na jego późniejszą, orogeniczną deformację. Wydaje się, że była ona zbliżona do opisanej dla basenu niżowego w środkowym i późnym triasie (Feist-Burkhardt i in., 2008). Szaniawski i in. (2012), na podstawie badań paleomagnetycznych piaskowców dolnotriasowych, wyinterpretowali rotację całego bloku

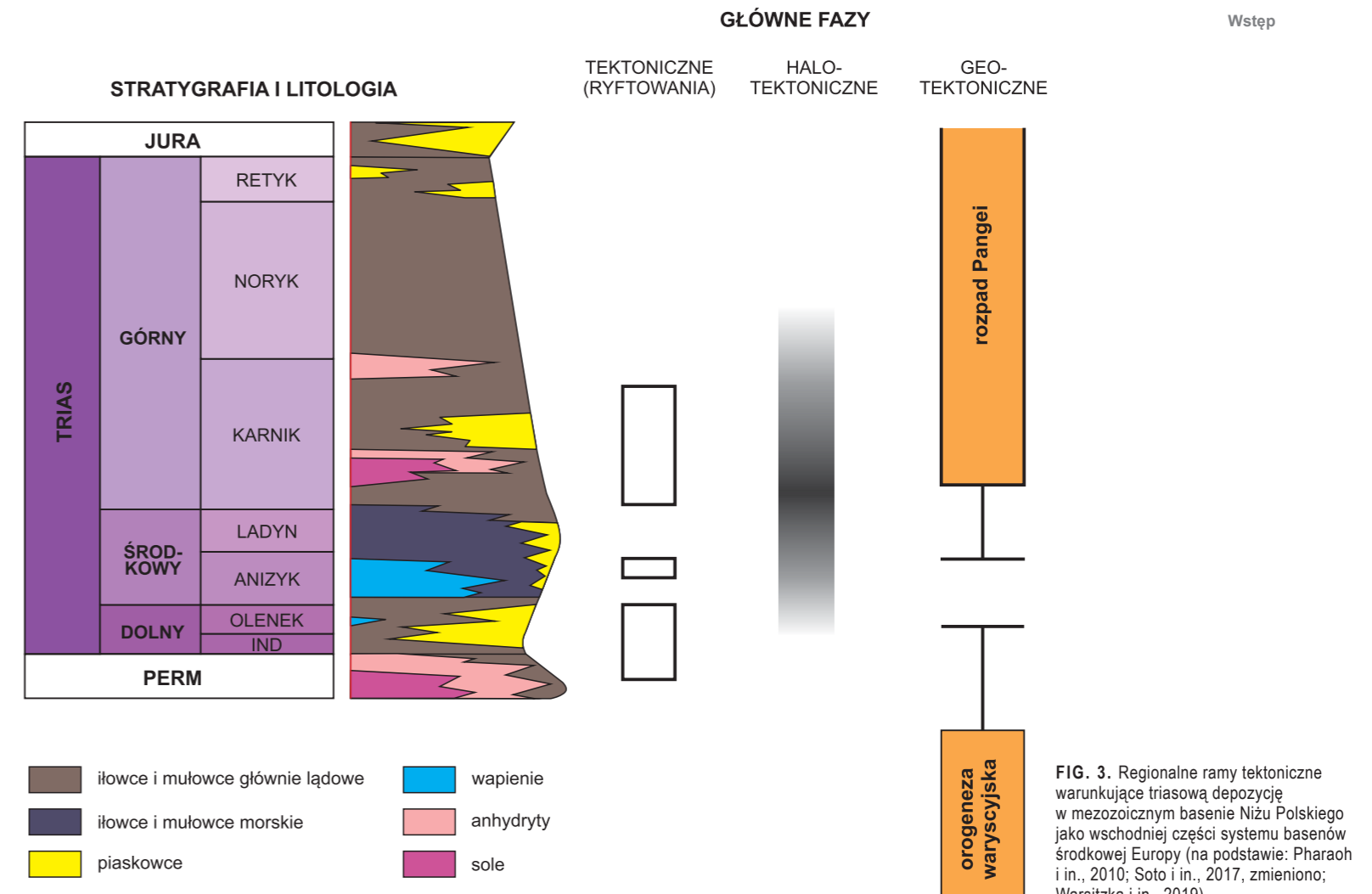


FIG. 3. Regionalne ramy tektoniczne warunkujące triasową depozycję w mezozoicznym basenie Niżu Polskiego jako wschodniej części systemu basenów środkowej Europy (na podstawie: Pharaoh i in., 2010; Soto i in., 2017, zmieniono; Warsitzka i in., 2019)

tektonicznego Tatr w stosunku do stabilnego obszaru europejskiego o 19° w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara, która nastąpiła po wczesnym triasie.

Pierwsze podsumowanie wiedzy o stratygrafii triasu Polski zostało zawarte w pracy pod redakcją Sokolowskiego (1973). Z późniejszych opracowań, o charakterze przekrojowym, należy wymienić: Marek Pajchlowa (1997) i Wagner (2008). Podsumowaniem prac nad całą sukcesją perm-mezozoiczną Niżu Polskiego stał się także atlas paleogeograficzny (Dadlez i in., 1998).

W ostatnich dziesięcioleciach powstały również publikacje podsumowujące, w przekrojowym kontekście, wiedzę o triasie europejskim (Feist-Burkhardt i in., 2008; Bachmann i in., 2010). Szczegółową korelację polskich wydziałów z wydziałami niemieckimi na podstawie lito-, bio-, magne- i cyklostratygrafii, a także stratygrafii sekwencji, przeprowadzili: Kędziński (2002) dla dolnego wapienia muszlowego, Becker (2005) dla środkowego i dolnego pstręgo piaskowca (fig. 4) oraz Franz (2008) dla kajpru. Szulc (2000; fig. 5), scharakteryzował rozwój sekwencji depozycyjnych od najwyższego pstręgo piaskowca po niższy kajper z elementami chemostratygrafii i innych metod, wspólnie dla obszaru Polski i Niemiec, a Franz i in. (2021) przedstawili kompendium wiedzy o triasie Polski w kontekście jego powiązań z rozwojem triasu niemieckiej części basenu środkowej Europy. Prace te precyzyjnie zdefiniowały pozycję polskich profili, zwłaszcza z obszaru zachodniej i centralnej części kraju, w europejskim kontekście.

Mimo wieloletnich badań i zastosowania różnorodnych metod stratygraficznych nadal nierozstrzygnięte pozostały kwestie dotyczące stratygrafii triasu, których przykładem jest interpretacja wieku formacji retu w Górach Świętokrzyskich. Zdaniem Szulca (2000) oraz Nawrockiego i Szulca (2000) należy interpretować ją jako powstałą w oleneku, podczas gdy Ptasiński i Niedźwiedzki (2006) zaliczyli ją w całości do anizyku. Niejednoznaczna jest także pozycja stratygraficzna szarych warstw parszowskich górnego kajpru tego regionu (Karaszewska, 1962). Pomimo stwierdzenia w nich obecności megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung, przewodniej dla jury dolnej (Kopik, 1970), część badaczy nadal zalicza je do triasu górnego (Pieńkowski, 2004; Becker i in., 2008; Pieńkowski i in., 2014).

W ostatnich latach tematem intensywnych badań stratygraficznych stało się pogranicze permu i triasu (Nawrocki, 2004; Ptasiński, Niedźwiedzki, 2004a, b, 2005; Nawrocki i in., 2005; Becker, 2014a, 2015a; Treła, Fijałkowska-Mader, 2017; Jewuła i in., 2020), co stanowiło kontynuację problematyki poruszanej już we wcześniejszej literaturze (np. Kuleta, Rup, 1980; Wagner 1988, 1994; Kowalczewski, Rup, 1989; Pieńkowski, 1989, 1991). Chronostratygraficzna granica systemów jest w Polsce różnie korelowana: z granicą cechsztynu i pstręgo piaskowca (Wagner, 1994; Jewuła i in., 2020), ze spągiem poziomu palinologicznego *Lundbladispora obsoleta-Protohaploxyipinus pantii* (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985; Fijałkowska-Mader, 1999), z powierzchnią transgresji w spągu pstręgo piaskowca (Pieńkowski, 1989, 1991), z granicą zon paleomagnetycznych Pzr1 i Tbn1 (Nawrocki, 2004) czy z pierwszym wystąpieniem muszloraczka *Falsisca verchojanica* (Ptasiński, Niedźwiedzki, 2004a). Mimo – wydawałoby się – tak licznych wskaźników, ta tak ważna granica nadal nie jest w pełni rozpoznana. Wiązanie jej z litostratygraficzną granicą cechsztynu i pstręgo piaskowca powoduje zacieranie różnic między lito- i chronostratygrafią (patrz np. Becker, 2023). Poziom palinologiczny *Lundbladispora obsoleta-Protohaploxyipinus pantii* jest stosunkowo słabo rozdzielnicy i w profilach często rozpoznawany jedynie punktowo, co powoduje, że wskazanie jego spągu jest mocno interpretacyjne i nierzadko trzeba wspierać się również litostratygrafią (Orłowska-Zwolińska, 1984). W literaturze dotyczącej niemieckiej części basenu pojawiły się na przełomie permu i triasu dwa poziomy *Lundbladispora obsoleta-Lunatisporites noviaulensis* oraz *Lundbladispora willmotti-Lunatisporites hexagonalis* (np. Kozur, 1994; Bachmann, Kozur, 2004) o niejasnej relacji do poziomu *Lundbladispora obsoleta-Protohaploxyipinus pantii*, co komplikuje palinostratygraficzną interpretację granicy systemów (patrz np. Becker, 2014a). Powierzchnia transgresji jest trudna do rozpoznania w brzeźnych strefach basenu (patrz np. Pieńkowski, 2023; Becker, 2023), a transgresja morska na przełomie permu i triasu jest kwestionowana w pracach dotyczących zachodniej części basenu środkowej Europy (np. Paul, 1982; Bachmann i in., 2010; Voigt, 2017; Käsbohrer, Kuss, 2021). Dyskusyjne jest również położenie tej granicy w schemacie magnetostratygraficznym. Wypracowana przez Nawrockiego (1997, 2004) korelacja granicy perm/trias z przełomem zony odwrotnej Pzr1 i normalnej Tbn1 została zredefiniowana przez Szurlisa i in. (2003) na podstawie pierwszego

wystąpienia muszloraczk *Falsisca verhojanica*, uznanego za wskaźnikowe dla początku triasu (Kozur, 1999; Bachmann, Kozur, 2004), na najniższą część zony normalnej Tbn1. Becker (2014a, 2015a) zakwestionowała stratygraficzną użyteczność muszloraczków, a Scholze i in. (2016) zdefiniowali wcześniej proponowaną przez

Kozura (1999) oraz Bachmanna i Kozura (2004) muszloraczkową stratygrafię pogranicza systemów. Wypracowanie spójnej interpretacji granicy permu i triasu dla całego basenu środkowej Europy można zatem nadal uważać za otwarty problem badawczy.

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

1.1. LITOSTRATYGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Aleksander Kowalski, Zbigniew Złonkiewicz

W triasie mezozoicznego basenu Niżu Polskiego wyróżnia się trzy nadrzędne jednostki litostratygiczne uznawane w najnowszej literaturze za grupy: pstry piaskowiec, wapień muszłowy i kajper, dzielone na podgrupy: dolną, środkową i górną (m.in. Becker i in., 2008; Bachmann i in., 2010). Status formalny tych jednostek jest niejasny ze względu na brak pracy je definiującej, co wiąże się z brakiem jednoznacznie zdefiniowanych kryteriów tych podziałów. Trias pozakarpcki odłania się w Polsce na powierzchni w trzech regionach: świętokrzyskim (omawianym łącznie z niecką miechowską, gdzie brak jest odsłonięć utworów triasowych), górnośląskim (włączając tu Śląsk Opolski) i sudeckim (synklinorium północnosudeckie i śródsudeckie). W tych regionach opracowano szczegółowe podziały litostratygiczne. Zasadniczą część basenu niżowego jest rozpoznana otworami wiertniczymi, w dużym stopniu nierozdzielanymi, co ogranicza rozdzielczość zaproponowanych schematów.

Silne zróżnicowanie profili triasu zarówno na obszarze permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, jak i w niecce miechowskiej, zwłaszcza w obrębie „formacji” retu, było jednym z kryteriów bardziej szczegółowego podziału regionalnego. W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wyróżniono części: północną, zachodnią i południową, natomiast w niecce miechowskiej – północną i południową (fig. 6). Północne obrzeżenie, dalej zróżnicowane na część wschodnią i zachodnią, charakteryzuje się najbardziej kompletnym profilem

triasu. Wyróżniamy tu także tzw. część bliższą, z wychodniami utworów permskich i dolnotriasowych, oraz dalszą – z wychodniami skał środkowo- i górnotriasowych (Kuleta, Zbroja, 2006; fig. 6).

Obszar górnośląski (fig. 7) można podzielić na część zachodnią (region opolski), tworzącą lokalne depocentrum związane z uskokiem śląsko-morawskim, oraz część wschodnią (region śląsko-krakowski), związaną z wyniesionym blokiem Siewierz–Olkusz (np. Wyczółkowski, 1982; Matysik, 2016; Szulc, Hagdorn, 2020). Takie uwarunkowania tektoniczne wpływały na zróżnicowane wykształcenie facyjne, dobrze poznanych na tym obszarze osadów wapienia muszłowego i górnego pstrego piaskowca. Niższy pstry piaskowiec odłania się tu jedynie marginalnie, stąd też jego opracowania są znikome i żadne bardziej szczegółowe podziały nie są szerzej stosowane w literaturze.

Na obszarze sudeckim profile triasu są najpełniej wykształcone w NW części synklinorium północnosudeckiego (fig. 8), gdzie obejmują pstry piaskowiec, wapień muszłowy i kajper. Na przeważającym obszarze tego synklinorium występują jednak wyłącznie utwory pstrego piaskowca, podobnie jak w synklinorium śródsudeckim.

Ze względu na ubóstwo faunistyczne, zwłaszcza dolnego i górnego triasu mezozoicznego basenu Niżu Polskiego, litostratygia stała się najważniejszą metodą porządkującą i korelacyjną. Rozwinęła się ona w znacznym stopniu na podstawie schematów istniejących w niemieckiej części basenu środkowej Europy, stworzonych w XIX i na początku XX w. Stąd liczne przypadki wydzielen, które miały charakter opisowy i bardzo silnie wrosły w nomenklaturę stratygraficzną. Przywiązanie do tradycyjnych wydzielen oraz ich trafność skutecznie powstrzymywało rozwój formalnej litostratygii triasu. Do dziś znaczna część stosowanych jednostek triasu Polski jest

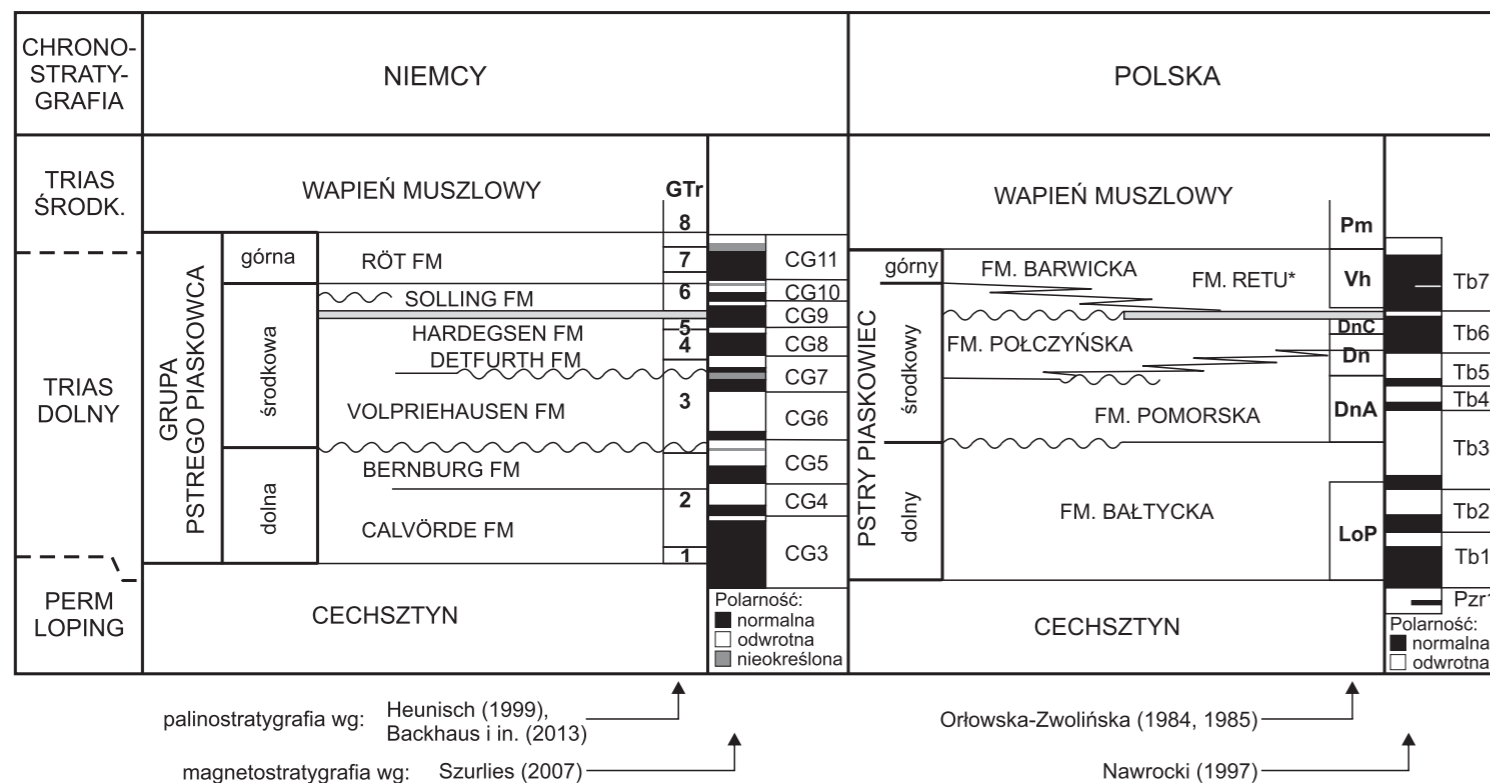


FIG. 4. Korelacja litostratygiczna pstrego piaskowca polskiej i niemieckiej części basenu środkowej Europy wraz z dowiązaniami do wydzielen litostratygicznych poziomami palino- i magnetostratygicznymi; litostratygia i chronostratygia na podstawie Bachmanna i in. (2010), zmieniono na podstawie Szypko-Teller i in. (1997); Becker (2005); Becker i in. (2020b)

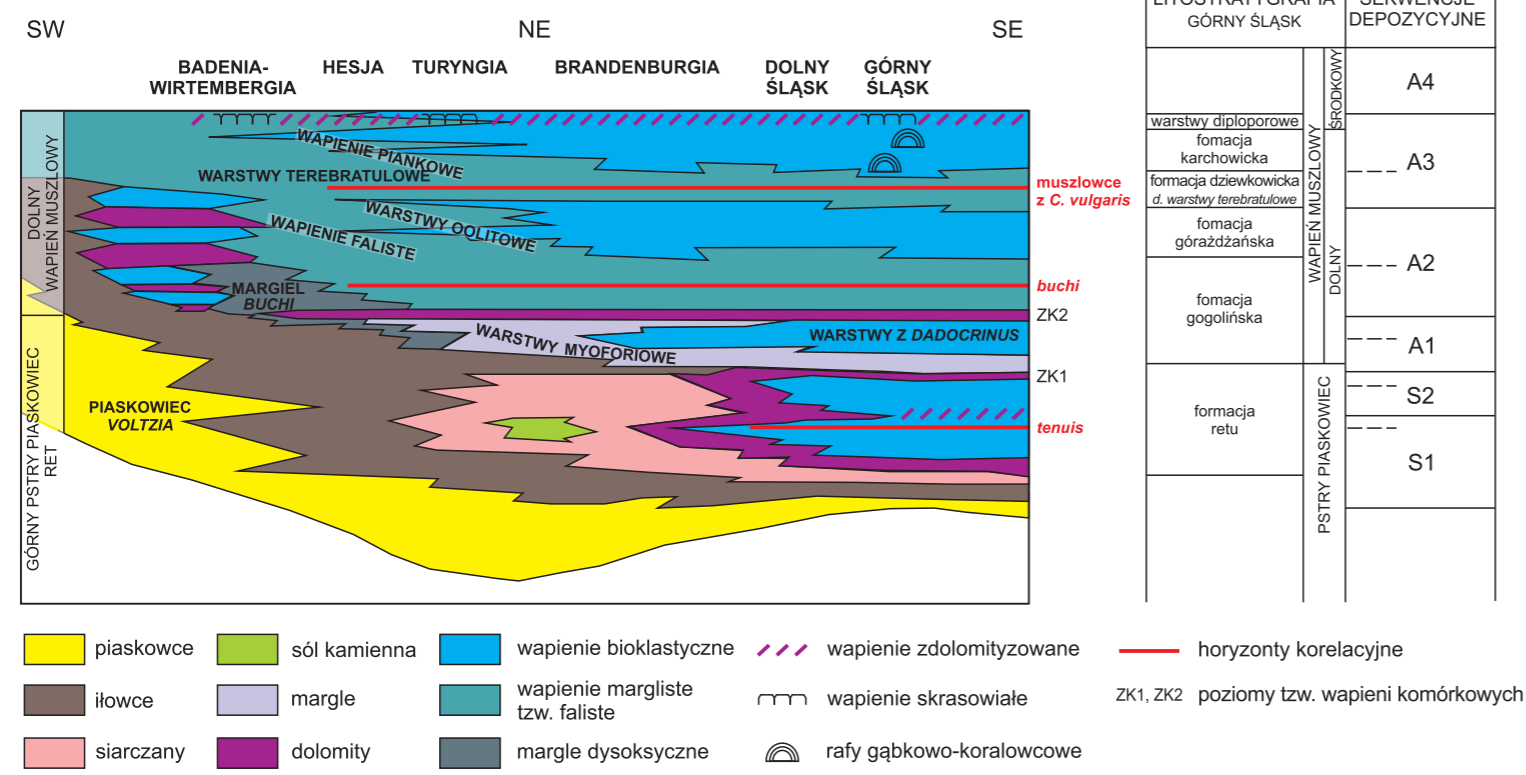


FIG. 5. Schemat rozkładu facji górnego pstrego piaskowca i dolnego wapienia muszłowego w basenie środkowej Europy na podstawie stratygrafii sekwencji (wg Szulca, 2000, zmieniono)



FIG. 6. Szkic geologiczny permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej (Szczepanik, 2015, zgeneralizowano)

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Nizu Polskiego)

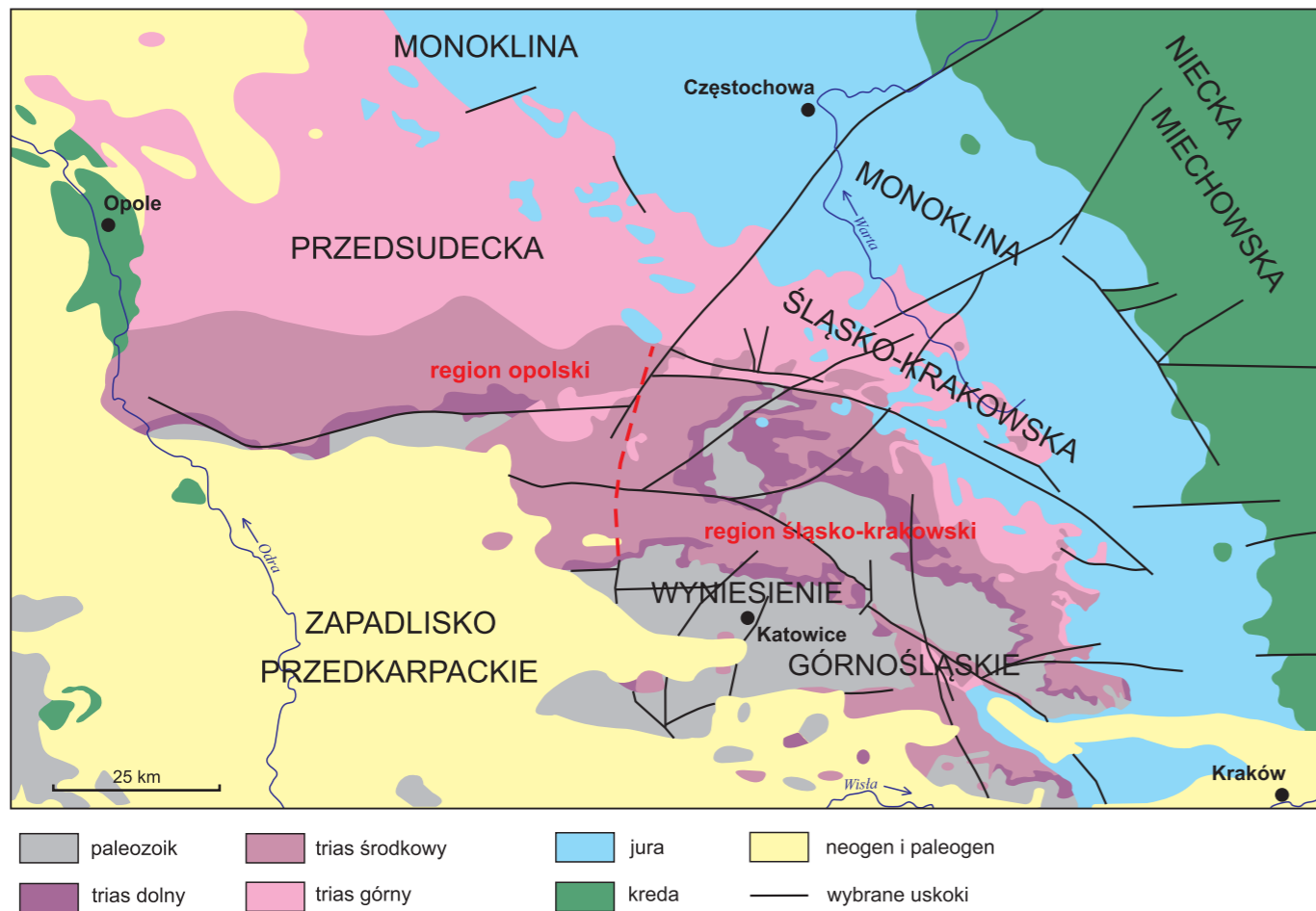


FIG. 7. Szkic geologiczny obszaru górnośląskiego na podstawie mapy odkrytej podzwartorzędowej (Marks i in., 2022; podział na rejony na podstawie Matysika, 2016)

nieformalna. Formalizacja powiodła się głównie w obrębie pstręgo piaskowca północnej Polski (Szyperko-Sliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1982) i Gór Świętokrzyskich (Kuleta, Zbroja, 2006) oraz w wapieniu muszlowym Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Bodzioch, 1997; Niedźwiedzki, 2000; Kowal-Linka, 2008, 2009). Ostatnio zdefiniowanym, formalnym wydzieleniem kajpru jest formacja z Grabowej (Szulc, Racki, 2015; Szulc i in., 2015b).

Litostratygrafia triasu Gór Świętokrzyskich była przedmiotem badań Senkowiczowej (1966a, b, 1970), Kopika (1970) i Jurkiewicza (1980a, b, 1988), a następnie – w przypadku pstręgo piaskowca – Kulety (1990; Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006), natomiast w przypadku górnego kajpru – Kulety i Iwanowa (2006a, b) oraz Fijałkowskiej-Mader (2018a). Najnowszą aktualizację regionalnego schematu litostratygraficznego triasu dolnego przedstawili Jewuła i in. (2023). Litostratygię triasu niecki miechowskiej opracował Jurkiewicz (1974a, 1975).

W regionie sudeckim w ostatnich dziesięcioleciach powstawały prace o szerszym kontekście, z pogranicza różnych metod stratygraficznych, sedimentologii oraz tektoniki (Szulc, 1991; Chrzastek, 2002; Kędziński, 2002; Śliwiński i in., 2003; Chrzastek, Wojewoda, 2011; Durkowski, Sokalski, 2016), które zaowocowały powstaniem kilku schematów litostratygraficznych dla synklinorium północnosudeckiego. Lorenc i Mroczkowski (1978) oraz Mader (1992) uszczegółowili podaną przez Milewicza i Wójcika (1973) pierwszą polską propozycję litostratygrafii osadów pstręgo piaskowca synklinorium śródsudeckiego, a Kowalski (2017, 2020) zaproponował stosowanie czeskiej formacji z Bohdašina (Táslér i in., 1979) również w polskiej części synklinorium.

1.1.1. Pstry piaskowiec

Dla większości obszaru Nizu Polskiego w **dolnym pstrym piaskowcu** wyróżniono dwie formacje: bałtycką, zdefiniowaną formalnie przez Szyperko-Sliwczyńską (1979), oraz piaskowcową, która nie została sformalizowana (fig. 9; tab. 1). Obszarem stratotypowym formacji bałtyckiej jest NE Polska, ale jej rozprzestrzenienie obejmuje całą północną Polskę, aż po linię Zielona Góra-Kalisz-Warka-Radzyn Podlaski na południu (Szyperko-Teller i in., 1997; fig. 28). Udział piaskowców wzrasta stopniowo ku południowi tak, że przejście w formację piaskowcową – dominującą na południu – jest stopniowe. W rejonie Gór Świętokrzyskich oraz w Sudetach, gdzie pstry piaskowiec basenu niżowego odsłania się na powierzchni, skonstruowano lokalne, bardziej szczegółowe schematy litostratygraficzne.

Podział litostratygraficzny osadów pstręgo piaskowca **rejonu świętokrzyskiego** został opracowany przez Kuletę (w: Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006) w zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, gdzie omawiane utwory rozpoznano zarówno licznymi wierceniami, jak również w odsłonięciach. W wersji zaktualizowanej przez Jewuła i in. (2023) wyłączono z niego formację z Siodeł, którą obecnie interpretuje się jako permską (Jewuła i in., 2020). Niższa część dolnego pstręgo piaskowca w bliskim NW obrzeżeniu (fig. 10) obejmuje formację heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych z Jaworznej (fig. 11A, B), z wyróżnianym w niej lokalnym grubookruchowym ogniwnem z Zachelmia (fig. 11B), oraz formację ze Szczukowic (fig. 11C), będącą jej facjalnym odpowiednikiem w zachodnim obrzeżeniu. Wyższą część dolnego pstręgo piaskowca stanowi formacja piaskowców z Zagnańska (fig. 11B, C), z tzw. piaskowcami gałęzickimi (fig. 11E), wydzielanymi lokalnie w południowej części zachodniego obrzeżenia. Pozycja ogniwa piaskowców eolicznych z Tumlina (fig. 11D), włączonych przez Kuletę (w: Kuleta, Zbroja, 2006) do formacji z Zagnańska, w świetle najnowszych badań (Kiersnowski, 2023; Kiersnowski i in., 2023; Jewuła i in., 2024) wymaga rewizji. Do formacji z Zagnańska należy także ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry wyróżniane we wschodniej części obrzeżenia. W dalekim NW obrzeżeniu profil triasu poniżej formacji z Zagnańska jest reprezentowany przez heterolitową formację z Opoczna, znaną tylko z profili wiertniczych. Szczegółową charakterystykę wymienionych jednostek litostratygraficznych przedstawiono w tabeli 2.

Wykształcenie **środkowego pstręgo piaskowca** jest bardziej urozmaicone w skali basenu w porównaniu z dolnym pstrym piaskowcem (fig. 9). Podziały na jednostki formalne opracowano dla NE oraz NW Polski (Szyperko-Sliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1982). Dla pozostałych obszarów, wyłączając Góry Świętokrzyskie i Sudety, stosuje się różnego typu jednostki nieformalne lub adaptowane są jednostki formalne z obszarów sąsiednich.

Na obszarze NW Polski wydzieliła się dwie formacje: pomorską i półczyńską. Formacja półczyńska przechodzi w rejonie centralnej Polski w niesformalizowaną tzw. „formację” ilastą (Szyperko-Teller i in., 1997; Szyperko-Teller, Becker, 2011; tab. 1). Ku SW wzrasta wyraźnie udział piaskowców w profilu środkowego pstręgo piaskowca – wyróżniane są tu nieformalne jednostki „formacji” węglanowo-klastycznej, korelowanej z formacją pomorską, oraz „formacji” piaskowcowej, korelowanej z formacją półczyńską (Szyperko-Sliwczyńska, 1973; Becker, 2021). W południowej części monokliny przedsudeckiej piaskowcowe wykształcenie zarówno dolnego, jak i środkowego pstręgo piaskowca często uniemożliwia ich rozdzielenie (Kłapciński, 1993). Podobnie nierozdzielone osady silikoklastyczne

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Nizu Polskiego)

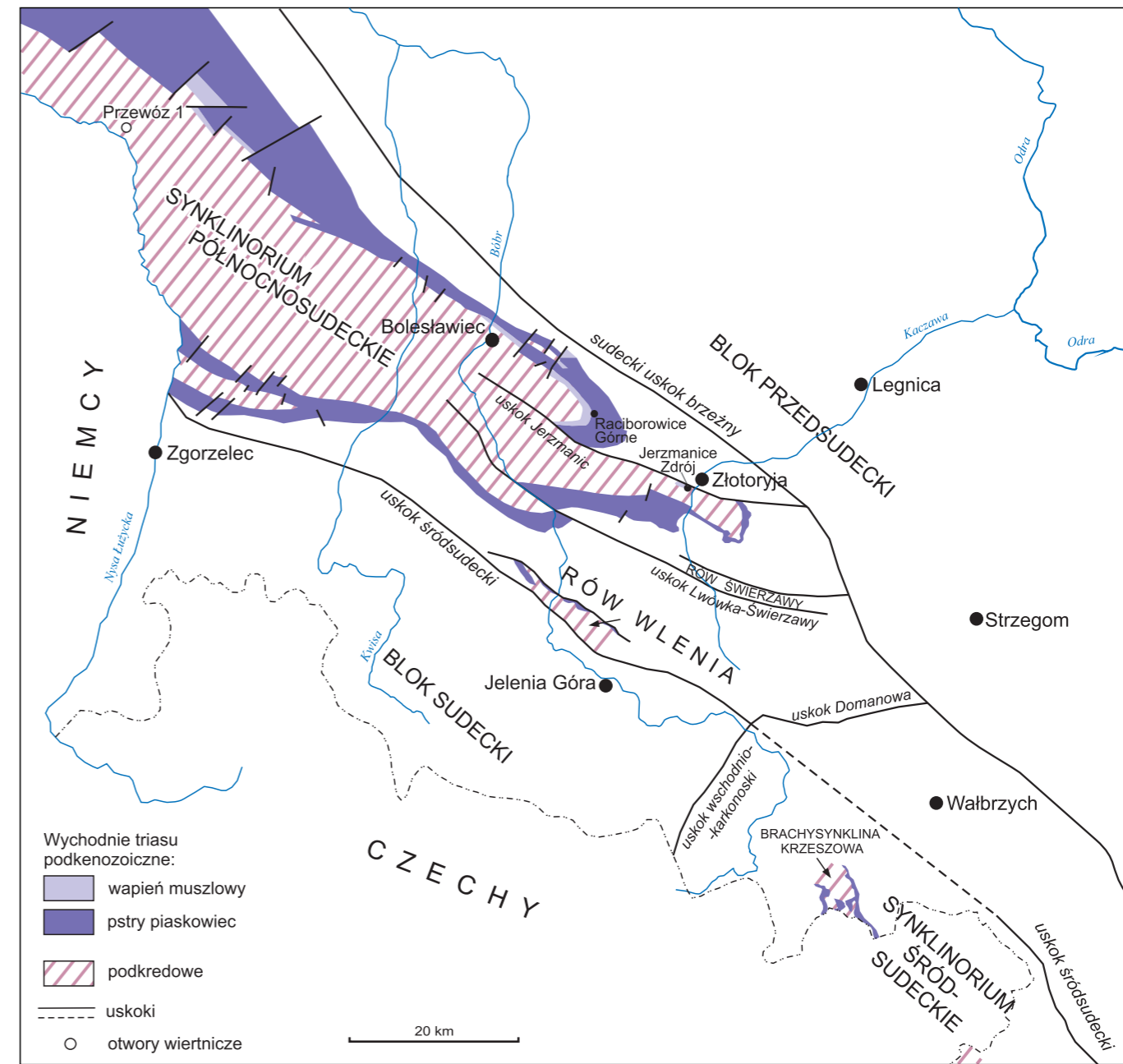


FIG. 8. Występowanie utworów triasu w synklinorium północnosudeckim i śródsudeckim (wg Milewicza, Wójcika, 1973; Milewicza i in., 1979; Milewicza, 1985; Zelaźniewicza i in., 2011)

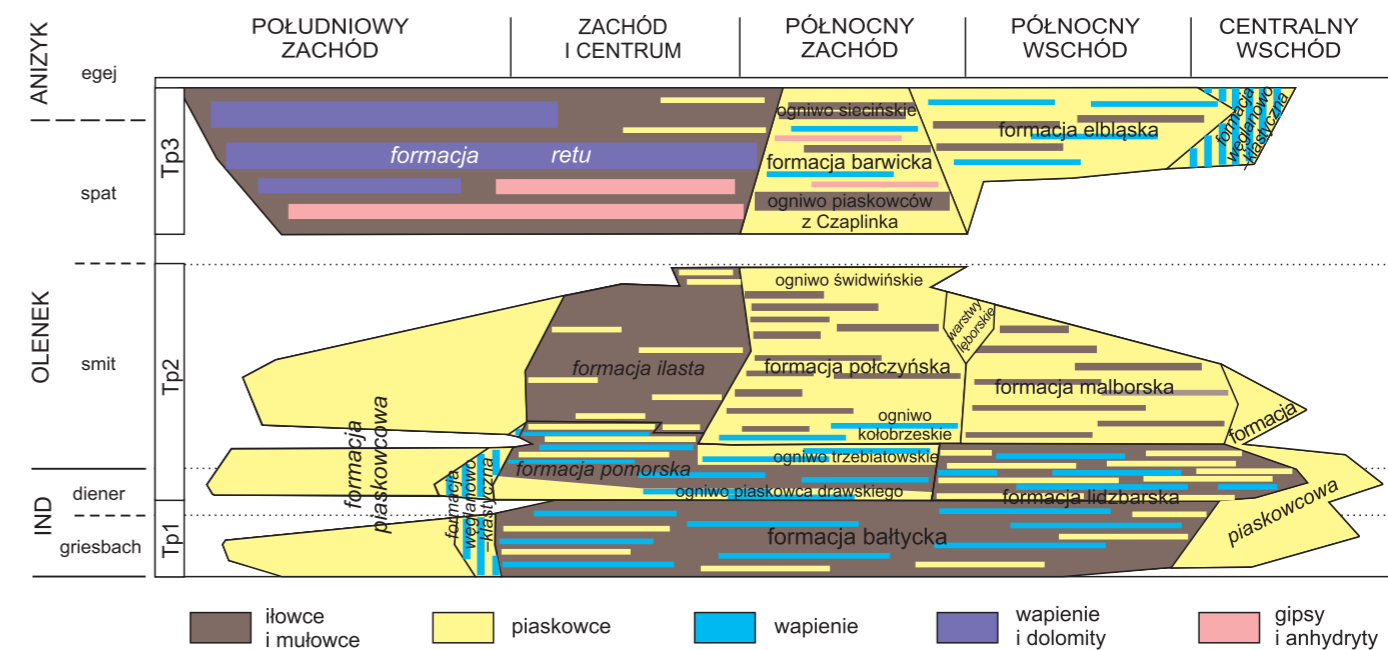


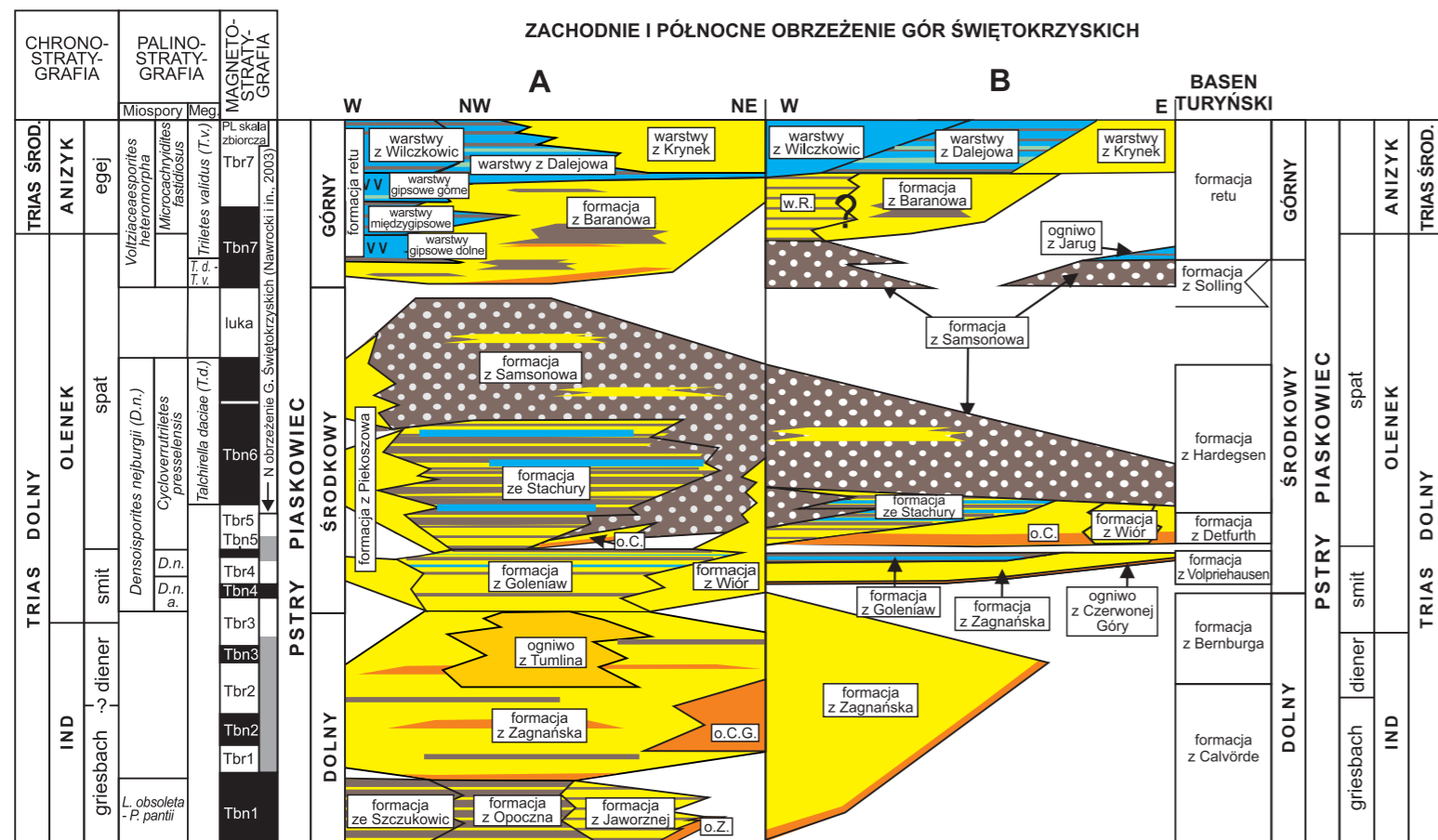
FIG. 9. Schemat litostratygraficzny triasu dolnego Nizu Polskiego bez części SE i Gór Świętokrzyskich: Tp1, Tp2 i Tp3 – odpowiednio dolny, środkowy i górny pstry piaskowiec; jednostki nieformalne są napisane kursywą (na podstawie Becker i in., 2008, zmieniono)

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niżu Polskiego)

TAB. 1. Litostratygrafia pstrego piaskowca Niżu Polskiego (występowanie w obrębie tektonicznych struktur mezozoicznych wg podziału Aleksandrowskiego, 2017)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym kreator	Stratotyp	Typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja bałtycka	100–400	zasadnicza część Polski pozakarpckiej (od Bałtyku mniej więcej po linię Zielona Góra–Kalisz–Warka–Radzyń Podlaski)	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rdzeniowania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: Szyperko-Słiwczyńska (1979) ; Szyperko-Teller, Moryc (1988); Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997), stratygraficzno-sekwencyjne i sedimentologiczne (np. Becker, 2005; Feldman-Olszewska, 2014a; Jasonowski, Becker, 2023)	otwór Bartoszyce IG 1, głęb. 1254,5–1049,2 m; hipostratotyp: otwór Pasłek IG 1, głęb. 1580,0–1311,0 m, otwór Goldap IG 1, głęb. 969,5–819,0 m	północna Polska	stosunkowo jednolity kompleks skalny złożony z mulowców, przechodzących w ilowce i margle, masywne lub warstwowane fałiszcze i soczewkowo, głównie barwy czerwonej do czerwono-brązowej; miejscami kongregacje anhydrytu, smugi i laminy wapieni marglistych; zwłaszcza dla środkowej części formacji charakterystyczne są przewarstwienia wapieni oolitowych o miąższości od kilku centymetrów do ok. 1 m	rzadko, głównie muszloraczki, szczątki ryb, sporadycznie małżoraczki i otwornice	trias dolny, w najniższej części być może również najwyższy perm	palinostratygrafia; poziom <i>Lundbladispora obsoleta-Protohaploxylinus pantii</i>	formacja tworzy dolny pstry piaskowiec na większości obszaru Polski; ku południowi przechodzi obocznie w sukcesję głównie piaskowcową, określaną roboczo jako „formacja” piaskowcowa lub objęta szczegółowymi lokalnymi podziałami litostratygraficznymi
Formacja pomorska	do 350	nieka szczecińsko-gorzowska, pomorska część antyklinorium środkowopolskiego, nieka koszańska, północna monoklina przedśudecka, północna nieka łódzka	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rdzeniowania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: Szyperko-Teller (1982) ; Szyperko-Teller, Moryc (1988); Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej (Orłowska-Zwolińska (1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997; Becker, Nawrocki, 2014), stratygraficzno-sekwencyjne i sedimentologiczne (np. Becker, 2005; Feldman-Olszewska, 2014a; Szulc, 2019; Jasonowski, Becker, 2023)	otwór Kolobrzeg IG 1, głęb. 1931,0–1733,0 m; hipostratotyp: otwór Polczyn IG 1, głęb. 2673,1–2320,0 m	NW i centralna Polska	formacja zbudowana z dwóch podobnych do siebie cyklotemów, których dolne człony tworzą skały oolitowo-piaskowcowe, wapieniste, a górne – głównie czerwono-brązowe skały mulowcowo-ilowcowe, wapieniste, zawierające smugi, soczewki i przewarstwienia skal wapieniste; skały te często są warstwowane równoległe, fałiszcze lub soczewkowo; sporadycznie występują kongregacje anhydrytów; w najniższej części formacji jest wydzielane ogniwo piaskowca drawskiego, a górną część formacji tworzy ogniwo trzebiatowskie	rzadko, głównie muszloraczki, szczątki ryb i sporadycznie małże; lokalnie w przewarstwieńiach wapieni w najwyższej części formacji występują także ślimaki, tentakuly (mikrokonchidy), miniaturowe kolonie gąbek w obrębie stromatolitów, otwornice, kości kręgowców	trias dolny	palinostratygrafia; poziom <i>Densoisporites neburgii</i>	niższa część środkowego pstrego piaskowca na obszarze występowania; w starszych opracowaniach określaną jako seria górna dolnego pstrego piaskowca; ku SW przechodzi obocznie w sukcesję zdominowaną przez piaskowce z niewielkim udziałem węglanów, nazywaną roboczo „formacją” węglanowo-klasztynną lub objętą lokalnymi schematami litostratygraficznymi
Formacja lidzbarska	20–100	monoklina mazursko-podlaska	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rdzeniowania; badania pod kątem litologicznym i stratygraficznym prowadzono podczas rozpoznania wiertniczego Niżu Polskiego w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: Szyperko-Słiwczyńskiej (1979) ; Szyperko-Teller, Moryc (1988) oraz Szyperko-Teller i in. (1997); badania biostratygraficzne były prowadzone przez: Styk (np. 1982) na podstawie małżoraczek, Fuglewicza (1980), Marcinkiewicz (1992a), Orłowska-Zwolińska (1984) oraz Becker i in. (2020a) na podstawie palinofity; w ostatnich latach prowadzono badania sedimentologiczne, geochemiczne, palinofajalne i magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020b)	otwór Bartoszyce IG 1, głęb. 1049,2–987,9 m; hipostratotyp: otwór Pasłek IG 1, głęb. 1313,5–1254,0 m	NE Polska	kompleks niejednorodny litologicznie z przewagą skal mulowcowo-ilowcowych i przewarstwieńiami margli, wapieni i piaskowców; udział skal węglanowych lokalnie może przekraczać 40% sumarycznej miąższości jednostki; udział piaskowców również może lokalnie być znaczący; charakterystyczne są laminacje równoległe, fałiste i soczewkowe; szczeliny z wysychania i struktury powstałe w wyniku falowania; charakterystyczne są barwy: fioletowe, ciemnoczerwone, zielone, szare, często plamiste rozłożone	liczne małżoraczki, muszloraczki, szczątki ryb i palinofity, w wyższej części – oogonie charofitów, sporadycznie również małże	trias dolny; olenek	palinostratygrafia; poziom megasporowy <i>Trileites polonicus</i> , poziom miosporowy <i>Densoisporites neburgii</i>	niższa część środkowego pstrego piaskowca NE Polski
Formacja polczyńska	do ponad 400	północna część nieki szczecińsko-gorzowskiej, antyklinorium środkowopolskiego i nieki koszańskiej	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rdzeniowania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: Szyperko-Teller (1982) ; Szyperko-Teller, Moryc (1988), Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej (Orłowska-Zwolińska (1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997), stratygraficzno-sekwencyjne i sedimentologiczne (np. Becker, 2005)	zespół stratotypów: otwór Kolobrzeg IG 1, głęb. 1733,0–1448,5 m, oraz otwór Polczyn IG 1, głęb. 2320,0–1895,8 m	NW Polska	czerwonoceglaste i czerwonoróżowe piaskowce z podrzędnymi przewarstwieńiami skal mulowcowo-ilowcowych; piaskowce są drobnoziarniste, często przekątnie warstwowane, partiami wapieniste; miejscami zawierają otoczki skal mulowcowo-ilastych; ilowce i mulowce są na ogół wapieniste, czerwono-brunatne, często z zielonymi odbarwieniami, miejscami zawierają kongregacje węglanowe; w niektórych partiach profilu skały drobnoziarniste stają się częstsze i tworzą większe kompleksy; udział piaskowców w obrębie formacji maleje ku południowi; pojęcie formacji polczyńskiej stosuje się dla profilu, w których piaskowce stanowią co najmniej 1/3 ich sumarycznej miąższości; w dolnej części formacji wyróżnia się ogniwo kolobrzskie, a w najwyższej – ogniwo świdwińskie	–	trias dolny; olenek	brak bezpośrednich danych biostratygraficznych	górna część środkowego pstrego piaskowca w NW Polsce; w niektórych pracach do formacji polczyńskiej są zaliczane jej ekwiwalenty z innych części Polski (np. W i SW Polska, centralna Polska); ku SE (centralna Polska) przechodzi obocznie w sukcesję zdominowaną przez osady drobnoziarniste, określane roboczo jako „formacja” ilasta; ku SW przechodzi obocznie w sukcesję piaskowcową, określaną roboczo jako „formacja” piaskowcowa lub objętą lokalnymi schematami litostratygraficznymi
Formacja malborska	do 100	monoklina mazursko-podlaska	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rdzeniowania; badana pod kątem litologicznym i stratygraficznym podczas rozpoznania wiertniczego Niżu Polskiego w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: Szyperko-Słiwczyńskiej (1979) ; Szyperko-Teller, Moryc (1988) oraz Szyperko-Teller i in. (1997); badania biostratygraficzne były prowadzone przez: Styk (np. 1982) na podstawie małżoraczek, Fuglewicza (1980), Marcinkiewicz (1992a), Orłowska-Zwolińska (1984) oraz Becker i in. (2020a) na podstawie palinofity; w ostatnich latach prowadzono badania sedimentologiczne, geochemiczne, palinofajalne i magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020b)	otwór Bartoszyce IG 1, głęb. 987,9–898,0 m; hipostratotyp: otwór Pasłek IG 1, głęb. 1254,0–1170,0 m	NE Polska	dolną część formacji tworzą jasnoczerwone i szare piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieńiami laminowanych mulowców i ilowców z laminami i smugami wapieni; wyższą część formacji stanowi monotonny kompleks głównie masywnych ilowców i mulowców, wapienistych lub wapienisto-dolomitowych z kongregacjami wapienistymi lub dolomitowymi z nielicznymi przewarstwieńiami lub laminami piaskowca; charakterystyczna jest czerwona barwa osadów z kulistymi zielonymi odbarwieniami	rzadko szczątki ryb, małżoraczki, palinofity, oogonie charofitów oraz fragmenty kości dużych kręgowców	trias dolny; olenek	palinostratygrafia; poziom makrosporowy <i>Talchirella dacica</i> , poziom miosporowy <i>Densoisporites neburgii</i> (w najniższej części formacji)	wyższa część środkowego pstrego piaskowca NE Polski
Warstwy lęborskie	od ok. 40, średnio 80–100, maks. 150	skrajnie północna część monokliny mazursko-podlaskiej (NW część tzw. syneklizy penibałtyckiej)	jednostka wprowadzona przez Dadleza i in. (1976) , stosowana w pracach stratygraficznych (np. Szyperko-Teller, 1986; Szyperko-Teller i in., 1997; Pięnkowski, 2011; Becker, 2015c), gdzie podkreślana jest jej niepewna korelacja litostratygraficzna i chronostratygraficzna	–	skrajnie północna część Niżu Polskiego (okolicie Gdańska, między Lęborkiem a Helem)	piaski i kruche piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieńiami i smugami ilastymi, jasnoszare, szarobrazowe, szarzielone, rzadziej pstre; przewarstwieńia o grubszym ziarnie, nawet drobnoziarnistych zlepieńców, głównie kwarcowych; spoiwo ilaste, często wapieniste; smugi, laminy, otoczki lub skupienia wapieni piaszczystych	nieliczne nieoznaczalne ślady fauny skorupowej	niepewny, interpretowany różnie w przedziale od triasu dolnego po jurę dolną	–	inaczej seria lub formacja lęborska; wydzielenie często korelowane z innymi jednostkami: formacją elbląską, formacją fromborską, warstwami zbąszyneckimi; uznawane obecnie najczęściej za wydzielenie w najwyższej części podgrupy pstrego piaskowca środkowego; zdefiniowane na obszarze z licznymi lukami stratygraficznymi, pomiędzy sukcesjami triasu dolnego a jury środkowej; brak wskaźników chronostratygraficznych
Formacja barwicka	80–200	północna część nieki szczecińsko-gorzowskiej, antyklinorium środkowopolskiego i nieki koszańskiej	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rdzeniowania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: Szyperko-Teller (1982) ; Szyperko-Teller, Moryc (1988); Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997)	otwór Polczyn IG 1, głęb. 1895,0–1744,3 m	NW Polska	kompleks niejednorodny litologicznie, składający się w 80–95% ze skal klastycznych, w większości wapienistych, różnobarwnych, zawierających przewarstwieńia skal węglanowych, przeważnie szarych, oraz kongregacyjne skupienia anhydrytu; profil formacji charakteryzuje regularne na całym obszarze rozprzestrzenienie występowanie dwóch charakterystycznych kompleksów litologicznych wydzielonych jako ogniwo ilowców z Czaplina w niższej części formacji i drobnoziarnisto-węglanowe ogniwo siecińskie w jej najwyższej części	rzadko małże	trias dolny; najwyższy olenek; być może również trias środkowy; najniższy anizyk	palinostratygrafia; poziom <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i>	najwyższy fragment profilu pstrego piaskowca w NW Polsce; dość często w publikacjach określaną tradycyjnie jako ret
Formacja elbląska	20–90	monoklina mazursko-podlaska	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rdzeniowania; badania pod kątem litologicznym i stratygraficznym prowadzono podczas rozpoznania wiertniczego Niżu Polskiego w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: Szyperko-Słiwczyńskiej (1979) ; Szyperko-Teller, Moryc (1988) oraz Szyperko-Teller i in. (1997); badania biostratygraficzne były prowadzone przez: Styk (np. 1982) na podstawie małżoraczek, Fuglewicza (1980) oraz Marcinkiewicz (1992a) na podstawie megaspor oraz Orłowska-Zwolińska (1984) na podstawie miospor; w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020a)	otwór Pasłek IG 1, głęb. 1170,0–1090,0 m; hipostratotyp: otwór Krynica Morska IG 1, głęb. 872,0–817,0 m, otwór Nidzica IG 1, głęb. 1962,–1916,6 m	NE Polska	dolną część formacji tworzą zlepieńce zbudowane z otoczek dolomitów, wapieni, margli, mulowców, ilowców i kwarcu, piaskowce drobnoziarniste, mulowce i ilowce barwy szarej, rzadziej czerwonej; górną część formacji tworzą naprzemianległe warstwy czerwonych ilowców i mulowców oraz czerwonych drobnoziarnistych piaskowców	zwęglone szczątki roślin, palinofity, szczątki ryb	trias dolny, być może najniższy trias środkowy; olenek–najniższy anizyk (?)	palinostratygrafia; poziom makrosporowy <i>Trileites validus</i> , poziom miosporowy <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> ; podrzędnie małżoraczkowy poziom <i>Cytherissinella crista</i>	najwyższa część pstrego piaskowca NE Polski; ku SE i NW przechodzi obocznie w niesformalizowaną sukcesję silikoklastyczno-węglanową, określaną roboczo jako „formacja” węglanowo-klasztynna; podobna sukcesja (niezaliczana do formacji elbląskiej) występuje również niekiedy w najwyższej części górnego pstrego piaskowca regionu
Formacja retu	50–60, maks. do ok. 200	monoklina przedśudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie (bez skrajnie północnej części), antyklinorium środkowopolskie (bez północnej części)	jednostka wprowadzona tymczasowo przez Szyperko-Teller i in. (1997) ; liczne badania litostratygraficzne (m.in.: Tokarski, 1965; Senkowiczowa, 1965, 1970; Kulikowski, 1973, 1979; Szyperko-Słiwczyńska, 1980; Szyperko-Teller, Moryc, 1988); badania facjalno-sekwencyjne (np. Szulc, 2000, 2014; Kędzierski, 2002); badania geochemiczne (np. Kovalevych i in., 2002, 2009); badania biostratygraficzne (np. Fuglewicz, 1979b, 1980; Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985; Senkowiczowa, 1985; Marcinkiewicz, 1992a; Marcinkiewicz i in., 2014), badania paleomagnetyczne i magnetostratygraficzne (Nawrocki, 1997; Nawrocki, Szulc, 2000; Nawrocki, Becker, 2020); badania złożowe (np. Czupowski, Tomassi-Morawiec, 2016)	–	Niż Polski bez części północnej i NE	margle, wapienie i dolomity z przewarstwieńiami gipsów i anhydrytów; podrzędnie sole kamienne, ilowce i piaskowce; na większości obszaru występowania jednostka dzieli się na: kompleks podewaporatowy, kompleks ewaporatowy dolny, kompleks międzyewaporatowy, kompleks ewaporatowy górny, kompleks nadewaporatowy (użyto tu najbardziej uniwersalnych jednostek podrzędnych Kulikowskiego, 1973, ale pozostałe podziały mają taki sam schemat); w południowej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej zanikają przewarstwieńia ewaporatowe i formacja dzieli się na wapienie retu i dolomity retu	stosunkowo liczna fauna: ramienionogi, małże, ślimaki, glowonogi, liliowce (w najwyższej części jednostki)	pogranicze triasu dolnego i środkowego; olenek/anizyk	poziom miosporowy <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> ; poziom megasporowy <i>Trileites validus</i> ; poziom małżoraczkowy <i>Cytherissinella crista-Puviella ovalis</i>	nazwa pochodzi od niemieckiego pojęcia Röt, którym określaną górną część pstrego piaskowca; w polskiej literaturze również stosowano pojęcie retu jako synonimu podgrupy pstrego piaskowca górnego; zdefiniowane formalnych jednostek w randze formacji w regionach, gdzie pstry piaskowiec górny jest wykształcony głównie jako sukcesje silikoklastyczne wymusiło wprowadzenie osobnego wydzielenia dla sukcesji węglanowo-ewaporatowej; Szyperko-Teller i in. (1997) zaproponowali tymczasowe objęcie tej sukcesji nazwą formacji retu; dalsze prace formalizujące nie zostały przeprowadzone



Meg. – megaspory, *L. obsoleta* – *Lundbladispora obsoleta*, *P. pantii* – *Protohaploxypinus pantii*, a. – akritarchy, o.C.G. – ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry, o.C. – ogniwo piaskowców z Cierchów, o.Z. – ogniwo brekcji z Zachelmia, ogniwo z Jarug – ogniwo wapieni marglistych z Jarug, w.R. – warstwy z Radoszyc

zlepieńce i brekcje, piaskowce (eoliczne), mułowce i ilowce z gruzami węglanowymi, dolomity, luka stratygraficzna, piaskowce (fluwialne i przybrzeżne), mułowce i ilowce, wapień i margle, v v v gipsy

FIG. 10. Stratygrafia dolnego i najniższej części środkowego triasu zachodniego i północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich: **A** – wg Kulety, Zbroi (2006; bez formacji z Siedel, która została zaliczona do permu); **B** – wg Ptaszyńskiego, Niedźwiedzkiego (2006); palinostratygrafia: miospory wg Moryc (1971, 2014); Fijałkowskiej (1994a, b, 2006a, b); Fijałkowskiej-Mader, (2018b), megaspory wg Marcinkiewicz (1976); Fuglewicza (1980); Rdzanka (1981b, 1984); magnetostratygrafia wg Nawrockiego (1997); Nawrockiego i in. (2003)

budują dolny i środkowy pstry piaskowiec przedgórza Karpat, gdzie są często określane jako nierozdzielone klastyczne osady permotriasu (Moryc, 1971, 2014).

Na obszarze NE Polski również wydzielono dwie formacje: lidzbarską i malborską (fig. 9; tab. 1). Wykształcenie litologiczne pozwala korelować formację lidzbarską z formacją pomorską, a formację malborską z formacją polczyńską NW Polski (Szyperko-Śliwczynski, 1979; Szyperko-Teller i in., 1997).

Szyperko-Teller i Moryc (1988) włączyli do środkowego pstręgo piaskowca również niesformalizowane wydzielenie warstw lęborskich (fig. 9; tab. 1). Jest to kompleks piaskowcowy, występujący w skrajnie północnej Polsce (rejon Helu–Łęborka), gdzie trias, a także leżąca na nim jura, w znacznym stopniu są wykształcone jako piaskowce i charakteryzują się licznymi lukami stratygraficznymi (np. Witkowski, 1986). Dotychczasowe rozważania wskazują, że warstwy lęborskie powstały we wczesnym, środkowym lub późnym triasie lub we wczesnej jurze (Dadlez i in., 1976; Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Pieńkowski, 2011; Becker, 2015c). Żadna z tych interpretacji nie jest bardziej uzasadniona od innych ze względu na wysoce ograniczone możliwości datowania tej piaskowcowej formacji.

Niektóre z tych formacji można rozpoznać także w obrzeżeniu południowym (fig. 12). Nieco inną interpretację wzajemnych relacji formacji, wyróżnionych przez Kuletę (w: Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006), opartą na korelacji litostratygraficznej z basenem turyńskim, przedstawili Ptaszyński i Niedźwiedzki (2006; fig. 10B). Najnowsza propozycja podziału pstręgo piaskowca w północnej części niecki miechowskiej (Kuleta w: Kuleta i in., 2000; Fijałkowska-Mader i in., 2015a), nawiązuje do podziałów z regionu świętokrzyskiego oraz Niżu Polskiego (fig. 13).

Na obszarze górnośląskim lądowe pstre utwory ilasto-piaskowcowe najniższego triasu, podścielające węglanowe utwory górnego pstręgo piaskowca, są włączane do warstw ze Świerklańca czy świerklańceńskich (Alexandrowicz, 1965, 1966 w: Szyperko-Śliwczynska, 1980; Kotlicki, 1974), aczkolwiek wydzielenie to jest stosunkowo rzadko używane w praktyce. Zwyczajowo używa się określenia niższy pstry piaskowiec.

W rejonie sudeckim utwory dolnego i środkowego pstręgo piaskowca są nierozdzielone. W synklinorium północnosudeckim reprezentuje je formacja z Radłówki (tab. 3, 4; fig. 14, 15A), a w synklinorium północnosudeckim – formacja z Bohdašina (fig. 15B, C; tab. 5). Określenie pozycji stratygraficznej formacji z Bohdašina jest bardzo trudne, gdyż w leżących poniżej utworach permskich nie występuje fauna, więc ich stratygraficzna interpretacja również jest niepewna (Śliwiński, 1980, 1984). Brak też przykrywających utworów górnego pstręgo piaskowca, obecnych w synklinorium północnosudeckim. Dolnotriasowy wiek formacji z Bohdašina przyjęto na podstawie podobieństw litologicznych do piaskowców w synklinorium północnosudeckim, które mają lepiej udokumentowaną pozycję stratygraficzną (por. Zimmermann, Berg, 1904; Chrząstek, 1995a; Fijałkowska i in., 2018). Charakterystycznym ogniwem występującym w stopie formacji z Bohdašina są białe piaskowce kaolinowe (fig. 15C), których zarówno wiek, jak i geneza są przedmiotem dyskusji (Mroczkowski, 1977; Kowalski, 2017, 2020). Przez analogię do synklinorium północnosudeckiego, gdzie w stopie formacji z Radłówki także występują te piaskowce, konsekwentnie zalicza się je do pstręgo piaskowca, przypisując im wiek wczesnotriasowy (np. Prouza i in., 1985). Kowalski (2021) zasugerował jednak, że mogą one reprezentować trias środkowy.

Środkowy pstry piaskowiec charakteryzuje się większym zróżnicowaniem litologicznym również w rejonie świętokrzyskim (fig. 10). Jego dolną część stanowi formacja z Goleniaw *sensu* Kuleta (2006), co w świetle najnowszych badań (Jewuła i in., 2023, 2024; Kiersnowski, 2023; Kiersnowski i in., 2023) wymaga redefinicji. We wschodnim obrzeżeniu zastępuje ją formacja piaskowców z Wiór. Wyższy środkowy pstry piaskowiec reprezentuje formacja ilowców i mułowców z Samsonowa (fig. 11F; tab. 2). Zawiera ona charakterystyczne gruzły węglanowe, pochodzące ze zniszczonych poziomów glebowych, które w starszej literaturze określano mianem „pseudo-oolitów” (Senkowińska, 1970). W bliższym obrzeżeniu formacja z Samsonowa leży z luką sedimentacyjną na formacji z Goleniaw, a lokalnie nad jej spągami występuje ogniwo zlepieńców z Cierchów. W obrzeżeniu zachodnim formacja z Samsonowa zajeżdża się z formacją ze Stachury, znaną tylko z profili wiertniczych. Formacja z Samsonowa kończy sukcesję środkowego pstręgo piaskowca. Lokalnie, w zachodnim obrzeżeniu, wyróżnia się formację z Piekoszowa (fig. 10A; tab. 2).

1
Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

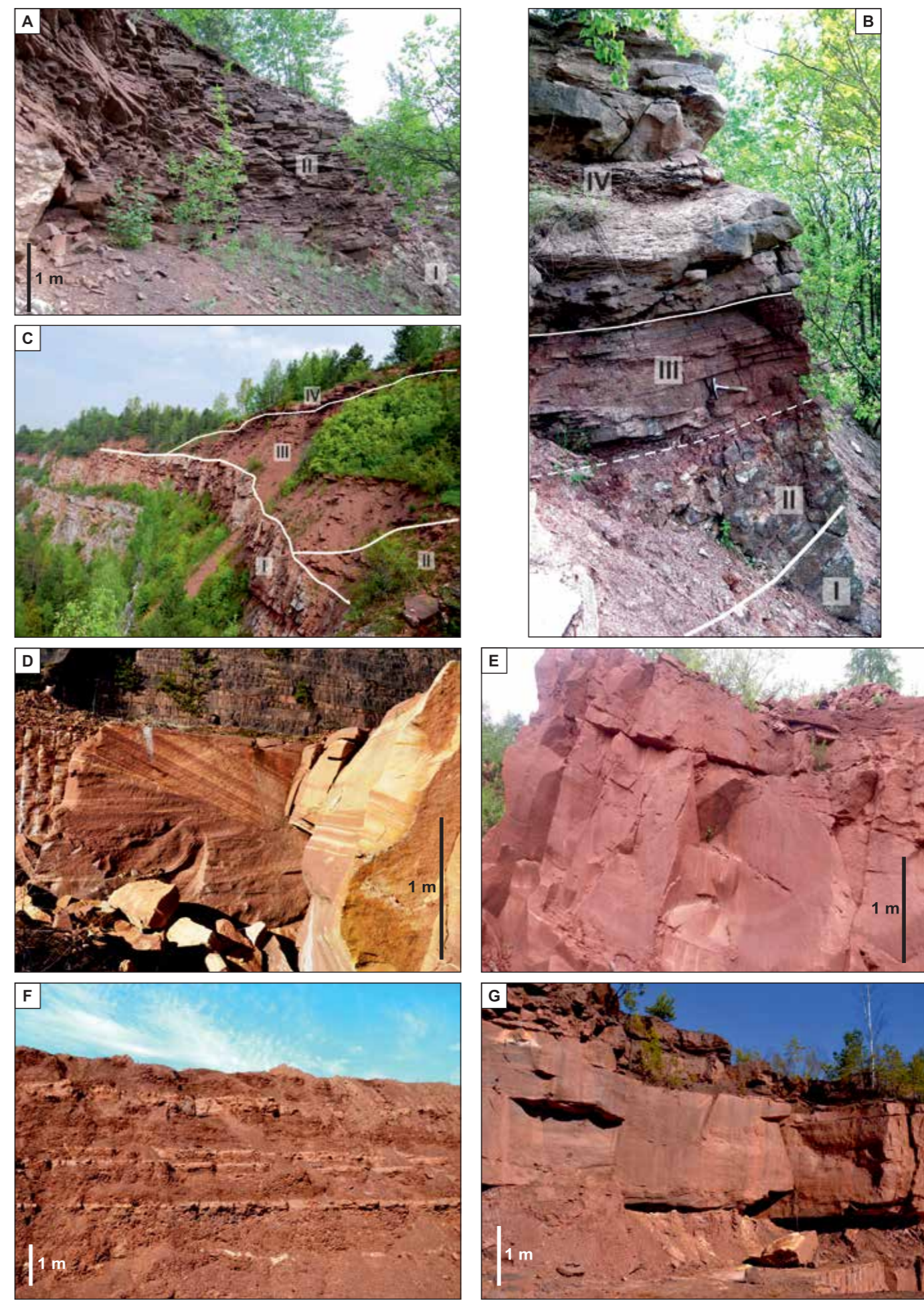


FIG. 11. Osady pstręgo piaskowca Gór Świętokrzyskich: **A** – utwory formacji heterolitów mułowcowo-ilowcowo-piaskowcowych z Jaworznej (II) leżące na środkowodolnych dolomitach formacji wojciechowskiej (I) w kamieniołomie Zachelmie; **B** – profil utworów triasu dolnego w kamieniołomie Zachelmie obejmujący: ogniwo brekcji z Zachelmia (II), formację heterolitów mułowcowo-ilowcowo-piaskowcowych z Jaworznej (III) i formację piaskowców z Zagnańska (IV), leżący na dolomitach formacji wojciechowskiej (I); **C** – profil utworów triasu dolnego w kamieniołomie Jaworzna, obejmujący mułowce formacji ze Szczukowic (III) i formację piaskowców z Zagnańska (IV), leżący na dolomitach formacji wojciechowskiej (I) i zlepieńcach górnopermskiej formacji z Czerwonej Góry; **D** – piaskowce eoliczne ogniwa z Tumlina w kamieniołomie na górze Grodowej w Tumlinie; **E** – piaskowce gałęzickie formacji z Zagnańska w kamieniołomie Kopaniny w Gałęzicach; **F** – ilowce z przewarstwieniami piaskowców formacji z Samsonowa w kopalni ilów Józef w Pałęgach; **G** – piaskowce formacji z Baranowa w kamieniołomie Kopalnia k. Suchedniowa. Fot. A, B – Z. Zlonkiewicz; fot. C, D, F, G – A. Fijałkowska-Mader; fot. E – D. Wiczorek

TAB. 2. Litostratygrafia dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i północnej części niecki miechowskiej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.), w tym kreator	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Magnetostratygrafia	Uwagi
Formacja z Jaworznej	6,0–36,2	bliskie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Kuleta (1976, 1984, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996); Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Pieńkowski (1989, 1991); Nawrocki i in. (1993, 2003); Kuleta, Zbroja (1995, 2006); Szulcowski (1995); Studencki (1998); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Malec i in. (2006); Kuleta i in. (2006a, 2007a, 2009); Szulc i in. (2015a); Zlonkiewicz, Becker (2015); Trela, Fijałkowska-Mader (2017); Zlonkiewicz (2019, 2023, 2024); Jewula i in. (2020); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1980); Fijałkowska (1992b, 1994a, b); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński (1996, 2015); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2002, 2004a, 2005, 2006); Nawrocki i in. (2005); Becker (2014a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Pieńkowski (1988, 1991); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in., (1995); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Zlonkiewicz (2019, 2023, 2024); Jewula i in. (2021)	otwór Jaworzna IG 1 na głęb. 154,7–175,8 m	rejon Tumulina	cechą formacji jest duża zmienność litofacyjna; dominują piaskowce czerwone, wiśniowe lub różowe, bezwęglanowe do słabo węglanowych, kwarcytowe lub mikowe, bardzo drobno- do średnioziarnistych, poziomo lub przekątnie warstwowane, czasami słabo widoczna przekątna laminacja riplemarkowa, miejscami zawierają klasty czerwonych do wiśniowych mulowców lub ilowców; piaskowce przeławiczone wiśniowymi lub brunatnymi, mikowymi mulowcami masywnymi lub laminowanymi poziomo, miejscami występują heterolity mulowcowo-łowcowo-piaskowcowe, lokalnie silnie wapniste z domieszką bio- i intraklastów oraz ze strukturami oczkowymi	małżoraczki, muszloraczki, luskki ryb, detrytus makroflory, miospory, akritarchy, glony, ichnofauna: ślady bezkręgowców i tropy kręgowców	trias dolny; ind, griesbach (Nawrocki i in., 2003)	poziom palinologiczny miosporowy <i>Lundbladispora obsoleta-Protohaploxypinus pantii</i> (Fijałkowska, 1994a, b); poziomy muszloraczkowy <i>Eustheria gutta</i> (por. Schneider i in., 2020)	zony Tbn1 i Tbr1 (Nawrocki, 1997; Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy przejściowe (Senkowiczowa, Ślącza, 1962), mulowce z Dołw Opacich (Barczuk, 1979), kompleks A1 (Kuleta, 1993, 1996); jest korelowana z wyższą częścią formacji z Opoczna w Górach Świętokrzyskich oraz dolną częścią formacji bałtyckiej na Niziu Polskim
Formacja z Opoczna	41–78	dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Rubinowski (1974); Kuleta (1976, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996); Głazek, Romanek (1978); Pawłowska (1978); Jurkiewicz (1980a, b); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Kuleta, Zbroja (1995, 2006); Nawrocki (1997); Romanek (1998); Zlonkiewicz (1998, 2024); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Nawrocki i in. (2003); Szulc i in. (2015a); Jewula i in. (2020); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Nawrocki i in. (2005); Becker (2014a); Ptaszyński (2015); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Głazek, Romanek (1978); Kuleta, Fijałkowska (1994); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in. (1995); Fijałkowska-Mader (1999); Jewula i in. (2021)	otwór Szczukowice IG 1 na głęb. 253,0–279,8 m	rejon Szczukowic	zróżnicowana – od osadów zlepnicowo-brekcjowych przez drobnoziarniste brunatnowiśniowe piaskowce mikowe i mikowe mulowce bezwapniste, lokalnie zawierające kalkrety i rizoidy, po nieregularne heterolity piaskowcowo-mulowcowo-łowcowe; w górnej części formacji występują masywne mulowce i ilowce o zaburzonej laminacji z cienkimi przewarstwieniami piaskowców i zlepniców intraformacyjnych	ichnofauna: tropy kręgowców	trias dolny; ind, griesbach (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zona Tbr1 (Nawrocki, 1997)	w starszej literaturze określana jako: dolny kompleks mulowcowy (Rubinowski, 1974), dolne warstwy strawczyńskie (Pawłowska, 1978), kompleks A (Kuleta 1987, 1990); stanowi facyjny odpowiednik formacji z Jaworznej
Formacja z Zagnańska	80–288	bliskie i dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980b, 1995); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Mader (1985, 1992); Filonowicz, Lindner (1987); Kuleta (1987, 1990, 1993, 1996); Kuleta, Zbroja (1995, 2006); Romanek (1998); Studencki (1998); Zlonkiewicz (1998, 2019, 2023, 2024); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Nawrocki i in. (2003); Malec i in. (2006); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Szulc i in. (2015a); Zlonkiewicz, Becker (2015); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); Kiersnowski (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); Ptaszyński (2015); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta, Fijałkowska (1995); Kuleta i in., (1995); Fijałkowska-Mader (1999); Zlonkiewicz (2019, 2023, 2024); Jewula i in. (2021)	otwór Goleniawy IG 1 na głęb. 191,7–387,2 m	rejon Zagnańska	czerwone i różowe piaskowce o zróżnicowanym uziarnieniu z przewarstwieniami polimiktycznych zlepniców i mulowców; wśród otoczek (o średnicy do 5 cm) tworzących zlepniec dominuje kwarc oraz kwarcyty, piaskowce i pyłowe kwarcowe, obecne okrucy dewońskich skał węglanowych, okrucy skał krzemionkowych, łupków kwarcytowych; w zlepnicach występujących w spagu formacji wśród egzotyków obecne okrucy kwaśnych skał wulkanicznych (z grupy riolitu-dacytu) i ich tufów; piaskowce są warstwowane przekątnie lub rynnowo w dużej i małej skali, w piaskowcach drobnoziarnistych występuje także laminacja pozioma; osady tworzą najczęściej niepełne, proste cykle sedymentacyjne, oddzielone granicami erozyjnymi; w części północnej („piaskowce zagnańskie”) piaskowce przeważnie są różowe, rzadziej jasnoszare; w części SE („piaskowce gałęzickie”) charakterystyczna obfita zawartość muskowitu, dominują piaskowce różowe i czerwone, miejscami żółto-brązowe lub brunatnowiśniowe	muszloraczki, ichnofauna: tropy kręgowców	trias dolny; ind, griesbach-diener (Nawrocki i in., 2003)	–	zony Tbn1, Tbr1, Tbn2, Tbr2, Tbr3 (Nawrocki, 1997; Kuleta, Nawrocki, 2000; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy z Zagnańska (Senkowiczowa, Ślącza, 1962), piaskowce „gałęzickie”, środkowy kompleks piaskowcowo-zlepnicowy (Rubinowski, 1974), górne warstwy strawczyńskie (Pawłowska, 1978), kompleks B (Kuleta, 1987, 1990, 1993, 1996); odpowiednikiem wyższej części formacji z Zagnańska w NE obrzeżeniu są warstwy ze Stryczowic (Mader, Barczuk, 1985); formacja z Zagnańska jest korelowana z formacją piaskowcową na Niziu Polskim
Ogniwo zlepniców z Czerwonej Góry	10,0–27,5	wschodnia część bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Mader, Barczuk (1985); Mader i in. (1986); Kuleta (1993, 1996); Romanek (1994); Kuleta, Zbroja (1997, 2006); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Nawrocki i in. (2003); Kuleta i in. (2007c); Szulc i in. (2015a); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader, Barczuk (1985); Mader i in. (1986); Mader (1992); Kuleta i in. (1995)	żwirownia we wschodniej części miejscowości Czerwona Góra (powiat ostrowiecki)	rejon Czerwonej Góry	czerwono-szare, słabo związane, polimiktyczne zlepniec średnio- i drobnookruchowe z soczewkowatymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych i mulowców; w składzie okruców dobrze i średnio otoczonych, dominują piaskowce kwarcytowe i mulowce; zlepniec masywne, warstwowane przekątnie lub poziomo	muszloraczki	trias dolny; ind, griesbach-diener (Nawrocki i in., 2003)	–	zona Tbr3 (Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy z Czerwonej Góry (Senkowiczowa, Ślącza, 1962), zlepniec z Czerwonej Góry i piaskowce ze Stryczowic (Barczuk, 1979)
Ogniwo piaskowców eolicznych z Tumlina	kilka do 142,5	bliskie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Gagol (1976, 1981); Gradziński i in. (1979); Mader (1985); Gradziński (1986, 1992); Kuleta (1987, 1990, 1993, 1996); Szperko-Teller, Moryc (1988); Mader (1992); Studencki (1998); Zlonkiewicz (1998, 2024); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Nawrocki i in. (2003); Gagol i in. (2006); Kuleta, Zbroja (2006); Kuleta i in. (2006d, 2007d); Szulc i in. (2015a); Kiersnowski (2023); Kiersnowski i in. (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Gradziński, Uchman (1994); Ptaszyński (2000b); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2002, 2004b, 2006); Sadlok, Bujok (2008); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Kuleta i in. (1995)	otwór Goleniawy IG 1, głęb. 197,1–314,8 i 324,0–348,8 m	Wzgórze Tumlińskie	dominują czerwone średnioziarniste piaskowce wydmowe, warstwowane wielkoskalowo przekątnie; stromy kąt nachylenia lamin w górnej części zestawów zmienia się na łagodny w dolnej ich części; w formie przewarstwień występują piaskowce drobnoziarniste, miejscami przechodzące w mulowce oraz piaskowce różnoziarniste i zlepnicowate, stanowiące osad międzywydmowy	ichnofauna: ślady kręgowców	trias dolny; ind, diener (Nawrocki i in., 2003)	–	zony Tbn3, Tbr3 (Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy z Tumlina i warstwy ze Stryczewic (Senkowiczowa, Ślącza, 1962), piaskowce ze Stryczewic (Barczuk, 1979), kompleks C i C2 (Kuleta, 1987, 1990, 1993, 1996)
Formacja z Goleniawy	76–200	bliskie i dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980b); Kuleta (1976, 1984, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996, 2006a); Pawłowska (1978); Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Mader (1985, 1992); Mader, Rdzanek (1985); Jurkiewicz (1980b, 1988); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Kuleta i in. (1995); Kuleta i in. (2000); Nawrocki i in., (2003); Kuleta, Zbroja (2006); Malec i in. (2006); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Zlonkiewicz (2010, 2019, 2023, 2024); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Szulc i in. (2015a); Kiersnowski (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Pawłowska (1978); Jurkiewicz (1988); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Fijałkowska (1994a, 2006a); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader, Rdzanek (1985); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in. (1995); Morawska (1996); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Zlonkiewicz (2019, 2023, 2024)	otwór Cierchy IG 1 na głęb. 197,1–273,5 m	rejon Zagnańska	podstawa litofacja to różowoszare piaskowce drobnoziarniste z różną zawartością ooidów i bioklastów, przewarstwione osadami piaskowcowo-mulowcowymi typu heterolitów oraz szarymi wapieniami ooidowo-bioklastycznymi; piaskowce laminowane poziomo, smużyście, a także przekątnie w dużej i małej skali, wykazują ponadto uziarnienie frakcyjne, a ich spagowe granice są na ogół erozyjne	małże, małżoraczki, szczątki ryb, kości kręgowców, fragmenty makroflory, mio- i megaspory, akritarchy, ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias dolny; ind-olenek, diener-smit (Kuleta, Zbroja, 2006)	poziomy palinologiczny miosporowy <i>Densoisporites neiburgii</i> , z podpoziozami <i>Densoisporites neiburgii</i> -akritarchy i <i>Densoisporites neiburgii</i> (Fijałkowska, 1994a)	zony Tbr3, Tbn4, Tbr4, Tbn5 (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy łopuszańskie, warstwy murchisonowo-labirynthodontowe (Pawłowska, 1978), warstwy z <i>Gervilleia murchisoni</i> , warstwy labirynthodontowe (Senkowiczowa, Ślącza, 1962), ilowce z Pokrzywnicy (Barczuk, 1979), kompleks D (Kuleta, 1990, 1993, 1996); jest korelowana z dolną częścią formacji z Włód i dolną częścią formacji z Piekoszowa w Górach Świętokrzyskich, a także z niższą częścią formacji pomorskiej na Niziu Polskim

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.), w tym kreator	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Magnetostratygrafia	Uwagi
Formacja z Wiór	40–84	bliskie NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Mader, Rdzanek (1985); Mader i in. (1986); Rdzanek (1992); Kuleta (1996); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Kuleta, Zbroja (2006); Becker i in. (2007); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz i in. (1981, 1990); Ptaszyński (1996); Rdzanek (1999); Ptaszyński (2000a); Niedźwiedzki, Ptaszyński (2006); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2004b, 2006); Ptaszyński (2015); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Mader, Rdzanek (1985); Mader i in. (1986)	nieistniejące odsłonięcie na terenie obecnego zbiornika Wióry	rejon Wiór	czerwone piaskowce średnio- i drobnziarniste, partiami zlepieńcowate i zlepieńcowate, które tworzą proste cykle sedymentacyjne o miąższości do kilku metrów, ze zlepieniami polimiktycznymi, zawierającymi klasty ilaste i mulowcowe, oraz piaskowcami zlepieńcowatymi w spagu; górną część zestawów budują heterolity piaskowcowo-mulowcowe lub mulowce i ilowce lokalnie z gruzłami węglanowymi	muszloraczki, kości kregowców, szczątki makroflory; ichnofauna: tropy kregowców (plazów i gadów); ślady bezkręgowców	trias dolny; ind-olenek, diener-spat (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zony Tbr3, Tbn4, Tbr4 (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako warstwy labiryntodontowe i warstwy hierogilifowe (Senkowiczowa, Ślęczka, 1962), ilowce z Pokrzywnicy (Barczuk, 1979), piaskowce z Wiór (Rdzanek, 1992, 1999); jest korelowana z formacją z Goleniaw, dolną częścią formacji ze Stachury oraz z formacją z Piekoszowa w Górach Świętokrzyskich, a także z górną częścią formacji pomorskiej i dolną częścią formacji polczyńskiej na Niżu Polskim
Formacja ze Stachury	40–>160	bliskie i dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980a, b, 1988, 1993); Kuleta (1976, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996, 2006a); Marcinkiewicz (1976); Pawłowska (1978); Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Kuleta i in. (2000); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Nawrocki i in. (2003); Kuleta, Zbroja (2006); Malec i in. (2006); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Szulc i in. (2015a); Zlonkiewicz (2019, 2024); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1973, 1980); Pawłowska (1978); Jurkiewicz (1988); Fijałkowska (1994a, 2006a); Fijałkowska-Mader (2013); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1995); Kuleta i in., (1995); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Zlonkiewicz (2019, 2024)	otwór Stachura IG 1 na głęb. 67,2–107,4 m	Pasmo Oblegorskie	brunatno-szare heterolity piaskowcowo-mulowcowo-ilowcowe, przedzielane heterolitami mulowcowo-ilowcowo-wapiennymi, powstałymi częściowo w wyniku lityfikacji mat glonowych; w przewarstwieńiach o różnej miąższości występują laminowane mulowce, ilowce margliste lub margle ilaste, a także kilkucentymetrowe pakiety wapieni ooidowo-bioklastycznych, lub piaskowców z ooidami i bioklastami; grubość warstwek poszczególnych odmian litologicznych w heterolitych jest zmienna. Jaśniejsze (beżowe, jasnoszare), grubsze, miąższości 1–2 cm, utworzone z piaskowców i wapieni oraz ciemniejsze (brunatne, ciemnoszare), miąższości kilku milimetrów, zbudowane z mulowców i ilowców, wspólnie tworzą warstwowanie poziome, faliste i falisto-smużysto-soczewkowe	małże, muszloraczki, kości kregowców, szczątki flory, spory, ziarna pyłku, glony, ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias dolny; olenek, spat	poziom palinologiczny miesoporowy <i>Densioisporites neburgii</i> , podpoziom <i>Cycloverruiriletes presselensis</i> (Fijałkowska, 1994a)	zony Tbr5, Tbn6 (Nawrocki i in., 2003; Kuleta, Zbroja, 2006)	w starszej literaturze określana jako warstwy hierogilifowe (Senkowiczowa, Ślęczka, 1962); warstwy pseudoolitowo-hierogilifowe (Pawłowska, 1978); piaskowce z Rzepina (Barczuk, 1979); kompleks E (Kuleta, 1987, 1990, 1996); jest korelowana z formacją z Piekoszowa oraz górną częścią formacji z Wiór; w bliskim i dalszym obrzeżeniu formacja ze Stachury obocznie zajął się z formacją z Samsonowa, która ją też przykrywa; w dalekim obrzeżeniu formacja ze Stachury graniczy w spagu z formacją z Goleniaw, a w stropie z formacją z Samsonowa; formacja ze Stachury jest korelowana z górną częścią formacji pomorskiej na Niżu Polskim
Formacja z Samsonowa	kilkanaście do 420	bliskie i dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Kuleta (1976, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996, 2006a, b, 2018); Pawłowska (1978, 1979); Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Rdzanek (1980, 1981b, 1984); Mader (1985, 1992); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Romanek (1994); Kuleta i in. (1995); Romanek (1995); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Kuleta i in. (2000); Nawrocki i in. (2003); Kuleta, Zbroja (2006); Kuleta i in. (2006b); Malec i in. (2006); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Zlonkiewicz (2010, 2019, 2023, 2024); Szulc i in. (2015a); Kuleta (2018); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1973, 1980); Marcinkiewicz (1976, 1992a); Rdzanek (1981a, b, 1984); Fijałkowska (1994a, 2006a, b); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); Żyła i in. (2013); Fijałkowska-Mader (2018b); Fijałkowska-Mader, Wawrzyniak (2019); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1995); Kuleta i in., (1995); Morawska (1996); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Zlonkiewicz (2019, 2023, 2024)	otwór Cierchy IG 1 na głęb. 23,8–197,0 m; na odcinku 67,5–118,5 m tego profilu występuje pakiet osadów formacji ze Stachury, która zajął się z niższą częścią opisywanej formacji	rejon Samsonowa	brunatne i pstre (brunatno-szaro-zielone) mulowce i ilowce z gruzłami kalcytowymi, przewarstwione czerwonymi piaskowcami drobnziarnistymi i mulowcami; rzadko występują zlepieńce intraformacyjne typu „pseudoolitu”; w dalekim obrzeżeniu w środkowej i górnej części profilu występują mulowce i ilowce z gruzłami siarczanowymi; mulowce i ilowce najczęściej są masywne i wykazują brylowo-skorupową oddzielność, tylko lokalnie jest zachowana szczątkowa, pierwotna laminacja pozioma lub smużysta; w obrębie mulowców i ilowców występują owalne i groniaste gruzły, smugi i inne nieregularne koncentracje węglanu wapnia o średnicy 0,5–3,0 cm; miejscami skała przyjmuje postać wapienia gruzłowego; w profilach bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich udział gruzłów sięga często 30% masy skały, podczas gdy w profilach dalekiego obrzeżenia gruzły mogą być pojedyncze, przemieszane ponadto z nodulemi siarczanowymi; brak struktur sedymentacyjnych w osadzie oraz obecność gruzłów węglanowych można tłumaczyć homogenizacją osadu w trakcie rozwoju procesów pedogenicznych, o czym świadczą także ślady po korzeniach roślin zachowane w niektórych przewarstwieńiach piaskowców oraz struktury cętkowe	małże, ślimaki, muszloraczki, kości kregowców (ryb, plazów i gadów); makroflora, mikro i megaspory, ziarna pyłku, ichnofauna: tropy kregowców (gadów); ślady bezkręgowców	trias dolny; olenek, spat	poziom palinologiczny miesoporowy <i>Densioisporites neburgii</i> , podpoziom <i>Cycloverruiriletes presselensis</i> (Fijałkowska, 1994a) i poziomy megasporowy: <i>Tarchirella dacicae</i> (Marcinkiewicz, 1976, 1992a) i <i>Trileites polonicus-Pusulospites populosus</i> (Fuglewicz, 1980); korelowany z poziomami <i>Trileites polonicus</i> i <i>Tarchirella dacicae</i> (Marcinkiewicz i in., 2014) oraz zespoły megasporowe <i>Pusulospites populosus-Echiriletes echinatus</i> i <i>Echiriletes echinatus-Trileites validus</i> (Rdzanek, 1981b, 1984)	zony Tbr5, Tbn6 (Nawrocki i in., 2003; Kuleta, Zbroja, 2006)	w starszej literaturze określana jako warstwy pseudoolitowe (Senkowiczowa, Ślęczka, 1962); warstwy pseudoolitowo-labiryntodontowe (Pawłowska, 1978); ilowce z Michalowa (Barczuk, 1979); kompleks F (Kuleta, 1987, 1990, 1996; Kuleta i in., 1995); w bliskim i dalszym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich dolna część formacji z Samsonowa obocznie zajął się z formacją ze Stachury, ponadto dolna część formacji z Samsonowa jest korelowana z górną częścią formacji z Wiór, natomiast górna część formacji z Samsonowa odpowiada górnej części formacji z Piekoszowa; formacja z Samsonowa jest także korelowana z formacją polczyńską na Niżu Polskim
Ogniwo piaskowców z Cierchów	10–15	NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Kuleta (1987, 1990, 1993, 1996); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Kuleta, Zbroja (2006); Zlonkiewicz (2024)	otwór Cierchy IG 1 na głęb. 182,4–197,0 m	Pasmo Oblegorskie	czerwone piaskowce średnio- i różnziarniste, rzadziej gruboziarniste i zlepieńcowate przechodzące ku górze profilu w piaskowce drobnziarniste i mulowce	–	trias dolny; olenek, spat (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zona Tbr5 (Kuleta, Zbroja, 2006)	w starszej literaturze określana jako kompleks F1 (Kuleta, 1987, 1990, 1996; Kuleta i in., 1995); występuje w najniższej części formacji z Samsonowa
Formacja z Piekoszowa	50–>147	bliskie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Kuleta (1987, 1990, 1993); Romanek (1998); Studencki (1998); Zlonkiewicz (1998, 2023, 2024); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Kuleta, Zbroja (2006)	otwór Piekoszów IG 1 na głęb. 249,0–322,4 m	rejon Piekoszowa	brunatno-czerwone mulowce z gruzłami kalcytowymi, lokalnie wapienie gruzłowe, w niższej i środkowej części formacji występują przewarstwienia heterolitów piaskowcowo-mulowcowych, miejscami węglanowych z bioklastami, a w części środkowej – szarych i brunatno-szarych mulowców i ilowców, laminowanych poziomo i falistnie; w spagu formacji są obecne piaskowce drobn- i różnziarniste, a w stropie – zlepieńce polimiktyczne	muszloraczki, kości kregowców, detrytus makroflory	trias dolny; ind-olenek, diener-spat (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zony Tbr4-Tbn6 (Kuleta, Zbroja, 2006)	formacja z Piekoszowa obocznie zajął się z formacjami z Goleniaw, ze Stachury i z Samsonowa

Górny pstry piaskowiec jest wykształcony zasadniczo w postaci dwóch domen facjalnych (fig. 9). Jedną z nich obejmuje południową, SW i zachodnią Polskę i jest to domena tzw. „formacji” retu. Druga obejmuje NW, NE i wschodnią Polskę. W tej domenie wyróżniono dwie jednostki formalne: formację barwicką i formację elbląską, oraz nieformalną tzw. „formację” węglanowo-klastyczną (tab. 1). „Formacja” retu jest dość jednolicie wykształcona na obszarze swojego występowania. Budują ją osady ilasto-węglanowe z dwoma epizodami „ewaporatowymi”, zaznaczającymi się w postaci przewarstwień dolomitów, gipsów/anhydrytów lub nawet soli kamiennej. W drugiej domenie wszystkie formacje charakteryzują się bardzo zmiennym składem litologicznym, ale zwykle w znacznym stopniu są zbudowane z piaskowców, którym towarzyszą ilowce, węglany i w niewielkim stopniu gipsy/anhydryty.

Litostratygrafię górnego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich opracowały Senkowiczowa (1961, 1966a, 1970) oraz Kuleta (w: Kuleta, Zbroja, 2006; fig. 10). Sukcesję rozpoczynają terygeniczne osady formacji z Baranowa. Na wschodzie są one reprezentowane głównie przez piaskowce (tzw. piaskowce baranowskie, suchedniowskie, wąchockie; fig. 11G). Stają się coraz bardziej

ilaste ku zachodowi, gdzie w starszej literaturze nazywano je warstwami z Radoszyc (Senkowiczowa, 1961, 1966a, 1970). W większości profili na granicy formacji z Samsonowa i formacji z Baranowa zaznacza się luka stratygraficzna. W młodszych osadach górnego pstrego piaskowca jest widoczna wyraźna dwudzielność. W obrzeżeniu zachodnim i południowym, dalekim NW i w niecce miechowskiej występują osady węglanowe z ewaporatami (warstwy gipsowe dolne, warstwy międzygipsowe, warstwy gipsowe górne i warstwy z Wilczkowic; fig. 16A). Bliżej trzonu paleozoicznego nad formacją z Baranowa występują utwory węglanowo-terygeniczne (warstwy z Młodzaw, Łyżew i Dalejowa sensu Senkowiczowa, 1970). Najnowsza propozycja ich szczegółowej litostratygrafii przedstawił Zlonkiewicz (w: Jewuła i in., 2023; fig. 6; 2024). W bliskim i wschodnim obrzeżeniu są one zastępowane przez osady klastyczne formacji z Baranowa, z Dalejowa i warstw z Krynek (tab. 6; fig. 10, 12–13, 16B, C).

Obszar górnośląski zasadniczo należy do domeny „formacji” retu. W jego północnej i centralnej części (w przybliżeniu tzw. rejon opolski) sukcesja ta jest wykształcona kompletnie i zawiera osady facji salinarnej, podczas gdy w części SE (w przybliżeniu tzw. rejon

śląsko-krakowski) wykształcenie jest niepełne i charakterystyczny jest brak facji salinarnej (Senkowiczowa, 1965, 1998; Wyczołkowski, 1978). Z tego względu w SE części obszaru dość często spotyka się podział górnego pstrego piaskowca na dolomity retu (inaczej warstwy z *Beneckeia tenuis* lub warstwy z *Myophoria costata* i *Beneckeia tenuis*) oraz wapienie retu (inaczej warstwy z *Lingula tenuissima* lub warstwy z *Myophoria vulgaris*) za Assmannem (1944) i Siedleckim (1952; por. Szyperko-Sliwczynska, 1980).

Utwory węglanowe górnego pstrego piaskowca tworzą w synklinorium północnosudeckim dolną część formacji z Raciborowic (tab. 3, 4; fig. 14). Piaskowcowa formacja z Radłówki oraz najniższa część formacji z Raciborowic występują na prawie całym obszarze tego synklinorium z wyjątkiem jego skrajnie południowych fragmentów (południowa część rowu Wlenia, rów Świerzawy; fig. 8). Z południowej części tego obszaru, a także z otworów wiertniczych zlokalizowanych w synklinie Grodzca k. Bolesławca, znane są nieme paleontologicznie piaskowce, które z dużym prawdopodobieństwem należy zaliczyć do najniższej części formacji z Raciborowic (Chrzastek, 2002; Durkowski i in., 2017).

Przechodzą one ku górze w osady margliste z soczewkami gipsów i anhydrytów (Leśniak, 1978a).

1.1.2. Wapień muszlowy

Litostratygrafia wapienia muszlowego w znacznej części mezozoicznego basenu Niżu Polskiego opiera się na podziale na podgrupy wapienia muszlowego dolnego, środkowego i górnego. Wiąże się to z faktem rozpoznania jednostki głównie otworami wiertniczymi, często przewiercającymi ją bezzdrzeniowo. Niekiedy wprowadza się bardziej szczegółowy podział na nieformalne jednostki warstw marglistych, falistych i piankowych w dolnej podgrupie oraz warstw glaukonitowych i ceratytowych w górnej podgrupie (Gajewska i in., 1997a; Becker i in., 2008; tab. 7) w profilach zachodniej Polski. Często jednak – zwłaszcza w północnej Polsce – nie udaje się rozdzielić środkowego i górnego wapienia muszlowego (np. Gajewska i in., 1997a). W skrajnie NE części basenu wapień muszlowy przechodzi w klastyczną formację fromborską (Strzelecki, 1980; Gajewska i in., 1997a; Becker i in., 2008; tab. 7).

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Nizu Polskiego)

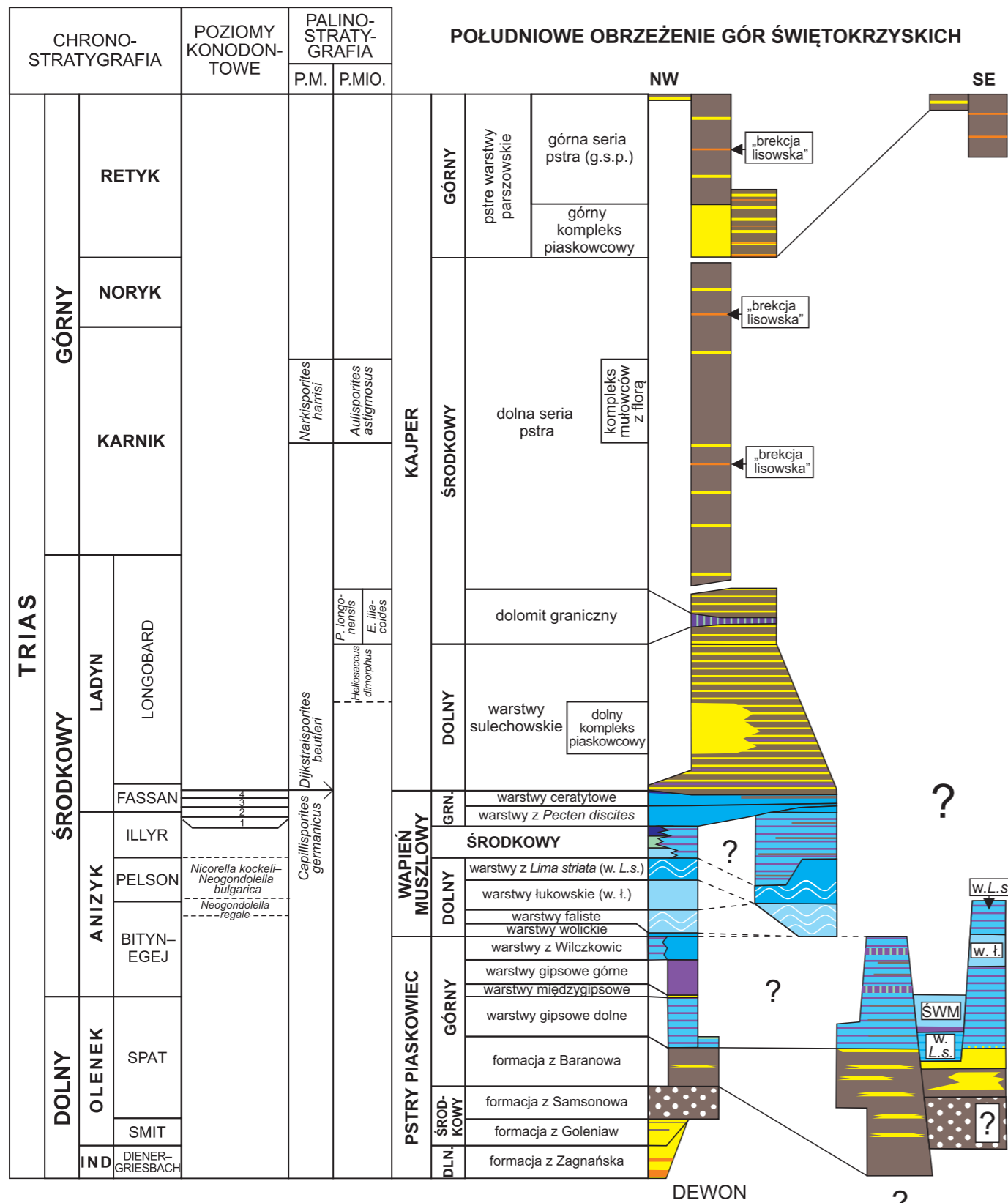


FIG. 12. Stratygrafia triasu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wg Trammera (1975); Pawłowskiej (1979); Czapowskiego, Romanka (1986); Szulca (2000); poziomy konodontowe wg Trammera (1975); palinostratygrafia – poziomy miosporowe wg Orłowskiej-Zwolińskiej (w: Pawłowska, 1979), poziomy megasporowe wg Fuglewicza (w: Romanek, 1982): P.M. – poziomy megasporowe, P.MIO. – poziomy miosporowe, Ch. – Chirodella, E. – Echinisporites, N. – Neogondolella, P. – Porcellispora,

- dolomity
- wapienie
- margle dolomityczne
- wapienie i margle piaszczyste
- margle
- mulowce z gruzłami węglanowymi
- muszłowce
- mulowce i ilowce
- wapienie bioklastyczne
- piaskowce
- wapienie faliste
- zlepierce

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Nizu Polskiego)

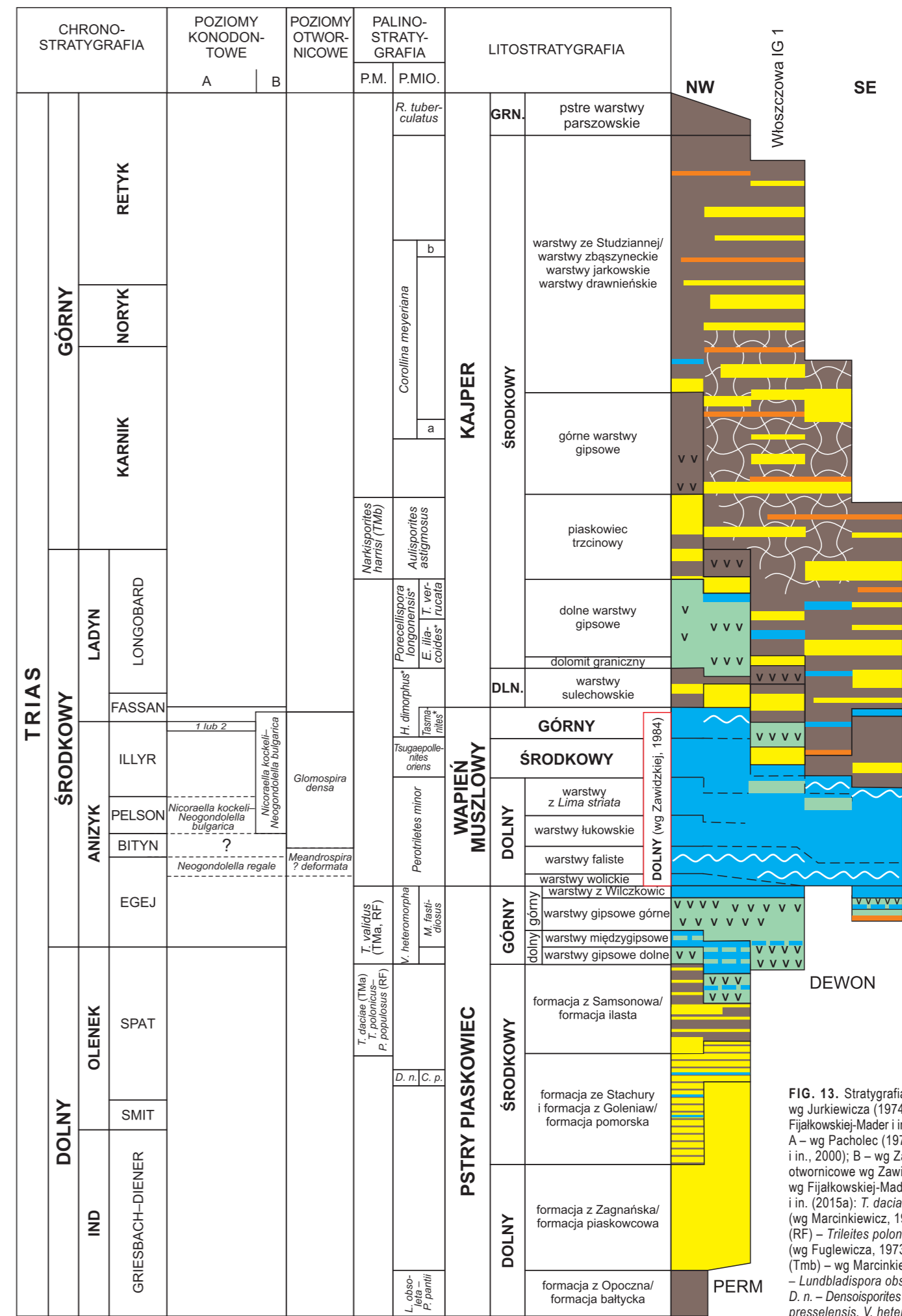


FIG. 13. Stratygrafia triasu niecki miechowskiej wg Jurkiewicza (1974a), Kulety i in. (2000), Fijałkowskiej-Mader i in. (2015a); poziomy konodontowe: A – wg Pacholec (1972), Romanek (w: Kuleta i in., 2000); B – wg Zawidzkiej (1984); poziomy otwornicowe wg Zawidzkiej (1984); palinostratygrafia wg Fijałkowskiej-Mader (2013); Fijałkowskiej-Mader i in. (2015a): T. daciae (Tma) – Tarchirella daciae (wg Marcinkiewicz, 1992a), T. polonicus-P. populosus (RF) – Trileites polonicus-Pusulospirites populosus (wg Fuglewicza, 1973), T. validus – Trileites validus, (Tmb) – wg Marcinkiewicz, 1978; L. obsoleta-P. pantii – Lundbladispora obsoleta-Protohaploxylinus pantii, D. n. – Denoisporites nejburgii, C. p. – Cyclovertriletes presselensis, V. heteromorpha – Voltziaeasporites heteromorpha, M. fastidiosus – Microcachrydites fastidiosus, H. dimorphus – Heliosaccus dimorphus, R. tuberculatus – Ricciisporites tuberculatus; * wg Orłowskiej-Zwolińskiej, 1972; pozostałe objaśnienia jak na figurze 12

- wapienie faliste i gruzłowe
- v v v gipsy i anhydryty
- mulowce i ilowce gruzłowe

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niziu Polskiego)

TAB. 3. Jednostki litostratigraficzne triasu synklinorium północnosudeckiego z uwzględnieniem prac od 1973 r.

		Milewicz, Wójcik (1973)	Leśniak (1978a, b)	Senkowiczowa (1979a)	Milewicz (1985)	Szulc (1991)	Chrząstek (2002)	Kędziński (2002)	Śliwiński i in. (2003)	Chrząstek, Wojewoda (2011)	Wydzielenia zastosowane w tej pracy	
Kajper	środkowy				formacja M fm. K \ fm. L						górne warstwy gipsowe	
	dolny				formacja węgrowska						piaskowiec trzcinowy	
Wapień muszlowy	górnym			formacja G og. w. gl.	formacja G						dolne warstwy gipsowe	
	środkowy		XIV								dolomit graniczny	
	dolny	warstwy wapieni piankowych	XIII	formacja C	formacja C	D	warstwy E	w. terebratulowe				warstwy E
		górne warstwy faliste	XII			C	warstwy D	w. górażdżańskie				warstwy D
Pstry piaskowiec	górnym (ret)	górne warstwy faliste	X–XI	formacja B (gogolińska)	formacja B	warstwy C	warstwy górne gogolińskie				warstwy C	
		dolne warstwy faliste	VIII–IX			B	warstwy C	warstwy górne gogolińskie				warstwy C
	warstwy myoforowe	VII	formacja A	formacja z Raciborowic	A	warstwy B	warstwy A				warstwy B	
	ret	IV–VI		og. z Lwówka		warstwy B	warstwy A				warstwy A	
dolny-środkowy	poziom lwówecki (γ)	I–III				górny ret					warstwy A	
	poziom z Radłówki (β)					dolny ret					warstwy A	
	poziom kaczawski (α)										warstwy A	

fm. – formacja, og. – ogniwo, w. – warstwy, og. w. gl. – ogniwo wapieni glaukonitowych

Litostratografię wapienia muszlowego obszaru świętokrzyskiego opracowała Senkowiczowa (1956, 1957, 1961, 1970). W dolnym wapieniu muszlowym wyróżniła ona warstwy wolicke, faliste, łukowskie (fig. 16D) i warstwy z *Lima striata* (fig. 16D, E), w środkowym – warstwy poddolomitowe, dolomitowe i naddolomitowe (fig. 16F), a w górnym – warstwy z *Pecten discites* (fig. 16G) i ceratytowe (tab. 8; fig. 12, 17). Najbardziej dyskusyjny okazał się podział wapienia muszlowego w niecce miechowskiej. Jurkiewicz (1974a) i Kuleta (w: Kuleta i in., 2000; Fijałkowska-Mader i in., 2015a) zakładali obecność dolnego, środkowego i górnego wapienia muszlowego, natomiast Zawidzka (1984) – prawie wyłącznie dolnego wapienia muszlowego (fig. 13).

W ostatnich latach najwięcej prac dotyczyło litostratigrafii wapienia muszlowego z obszaru górnośląskiego (fig. 18). Sformalizowane zostały – dobrze udokumentowane odsłonięciami – wydzielenia dolnego wapienia muszlowego: formacja gogolińska (Kowal-Linka, 2008; fig. 19A, B), formacja górażdżańska (fig. 19C), formacja dziewczkowska (Niedźwiedzki, 2000; fig. 19D) i formacja karchowicka (Bodzioch, 1997; fig. 19E, F), odpowiadające wcześniej wydzielanym tam warstwom o zbliżonych nazwach (Assmann, 1944; Gajewska i in., 1997a; tab. 7). We wschodniej części monokliny śląsko-krakowskiej rozdzielenie formacji górażdżańskiej, dziewczkowskiej i karchowickiej następuje z wieloma trudnościami, co

doprowadziło do wydzielenia ich odpowiednika – warstw olkuskich (Śliwiński, 1961; Wyczółkowski, 1978; Matysik, 2014). Warstwy olkuskie są po części zdolomitowane i okruszczone, tworzą zasadniczą część tzw. dolomitów kruszczoonych (Śliwiński, 1961; Wyczółkowski, 1978; Matysik, 2014; fig. 18; tab. 7).

W wyższej części wapienia muszlowego tego obszaru stosuje się dwa podziały litostratigraficzne: Assmanna (1944) oraz Kotlickiego (1974). W starszym schemacie, bardziej rozpowszechnionym, wydzielono warstwy dipoporowe i warstwy tarnowickie, odpowiadające w przybliżeniu podgrupie środkowego wapienia muszlowego, oraz warstwy wilkowickie i boruszowickie, odpowiadające górnemu wapieniowi muszlowemu (Gajewska i in., 1997a; Sulc, 2000; fig. 18). W schemacie Kotlickiego (1974) najniższym wydzieleniem środkowego wapienia muszlowego są warstwy jemielnickie, odpowiadające dolomitom dipoporowym, a najniższym wydzieleniem górnego wapienia muszlowego są warstwy z Rybnem, odpowiadające najwyższej części warstw tarnowickich oraz warstwom wilkowickim (tab. 7). Należy podkreślić, że doskonała dokumentacja odsłonięciami oraz szerokie, przemysłowe wykorzystanie wapienia muszlowego regionu śląsko-krakowskiego i opolskiego pobudzało zainteresowanie badawcze i skutkowało częstymi modyfikacjami schematów litostratigraficznych opracowywanych profili. W literaturze można zatem znaleźć bardzo różne odmiany nazw tych samych jednostek,

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niziu Polskiego)

TAB. 4. Litostratografia triasu synklinorium północnosudeckiego

Nazwa	Miażdżność [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia	Skamieniałości	Chronostratografia	Biostratografia	Uwagi
Formacja z Radłówki	kilkanaście do 700	synklinorium północnosudeckie	badania litostratigraficzne: Milewicz (1985); Mader (1992); Śliwiński i in. (2003); Chrząstek i in. (2004); badania petrograficzno-sedymentologiczne: Błazińska, Bossowski (1979); Mroczkowski, Mader (1985); Mader (1992); Raczynski i in. (1998); Śliwiński i in. (2003); Durkowski, Sokalski (2016); Kowalski (2020); Durkowski (2022); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski, Mader (1985); Chrząstek, Wojewoda (2011); Kowalski (2020)	stratotyp – brak, hipostratotyp – łom w Nieleśnie (Milewicz, 1985)	centralna część niecki północnosudeckiej	piaskowce kruche, rozsyplawe, kwarcowe lub arkozowe, różnobarwne, różnobarwne: od czerwonych przez różowe, lokalnie żółte i kremowe, do białych, masywne lub warstwowane poziomo, przekątnie albo krzyżowo, obecne pojedyncze otoczki kwarcu, kwarcytu lub łupków krzemionkowych a także intraklasty mulowcowe o średnicy od kilkunastu mm do 7 cm, lokalnie przewarstwienia zlepieńców oraz pojedyncze, cienkie przewarstwienia ilowców i mulowców; w wyższej części wyraźna cykliczność sedymentacji, cykl rozpoczyna drobnoziarnisty zlepieniec, który przechodzi w piaskowiec grubo-, a następnie średnio- i drobnoziarnisty	skamieniałości śladowe	trias dolny; ind-olenek (?)	–	formacja z Radłówki jest korelowana z formacją piaskowcową na monoklinie przedsudeckiej (Szyperko-Teller i in., 1997); w starszej literaturze (Milewicz, Wójcik, 1973) dzielona na poziom kaczawski, poziom z Radłówki i poziom lwówecki, nawiązujące do piaskowca kaczawskiego, warstw z Radłówki i lwóweckiego piaskowca budowlanego wyróżnionych przez Scupina (1933a, b)
Piaskowiec kaolinitowy	kilkadziesiąt centymetrów do 4 m	synklinorium północnosudeckie	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Mroczkowski, Mader (1985); Durkowski, Sokalski (2016); Durkowski i in. (2017); Durkowski (2022); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski, Mader (1985); Durkowski i in. (2017)	kamieniołom w zachodniej części Lwówka Śląskiego	rejon Lwówka Śląskiego	piaskowiec kaolinitowy utworzony z szarych, szarokremowych i jasnoróżowych piaskowców głównie drobno- i średnioziarnistych, masywnych, warstwowanych poziomo, rzadziej przekątnie, zawierających dużą ilość kaolinitu, przewarstwionych oliwkowozielonymi i oliwkowoszarymi mulowcami i ilowcami	–	trias dolny; olenek (?)	–	piaskowiec kaolinitowy został wyróżniony przez Mroczkowskiego (1972; Majz, Mroczkowski, 1972)
Formacja z Raciborowic	174–272	synklinorium północnosudeckie	badania litostratigraficzne: Senkowiczowa (1979a); Leśniak (1978a, b); Milewicz (1985); Chrząstek (1995b, 2002); Kędziński (2002); Śliwiński i in. (2003); Chrząstek i in. (2004); Chrząstek, Wojewoda (2011); badania cyklostratigraficzne i stratygrafii sekwencji: Kędziński (2002); badania petrograficzno-facialno-sedymentologiczne: Błazińska, Bossowski (1979); Sulc (1991); Chrząstek (1995a, b, 2002, 2004a, b, 2013); Kędziński (2002); Śliwiński i in. (2003); Chrząstek i in. (2004); Chrząstek, Wojewoda (2011); Durkowski (2022); Durkowski i in. (2024); badania paleontologiczne i biostratigraficzne: Styk (1990); Sulc (1991); Senkowiczowa (1992); Chrząstek (1995a, b, 2002, 2004a, b, 2007, 2008a, b, 2013); Kędziński, Sulc (1996); Chrząstek, Niedźwiedzki (1998); Salamon i in. (2003); Kędziński (2004); Gluchowski, Salamon (2005); Chrząstek, Wojewoda (2011); Durkowski i in. (2024); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Styk (1990); Chrząstek (2002, 2013); Kędziński (2002); Chrząstek, Wojewoda (2011)	kamieniołom w północnej części Raciborowic Górnych	rejon Raciborowic Górnych	w spągu szare i beżowe piaskowce, mulowce i ilowce przechodzące w szare, lokalnie czerwone margle, margle dolomityczne, lokalnie ilaste z przewarstwieńmi szarozielonkawych ilowców i przewarstwieńmi wapieni, które ku górze profilu przechodzą w szare, cienkopłytkowe margle ilaste i wapienie margliste; w NW części niecki dolomity oraz przewarstwienia i soczewki gipsów i anhydrytów w dolnej części profilu; w dolnych częściach profilu brzeżnych partii niecki przewarstwienia piaskowców; wyższa część formacji, korelowana z dolnym wapieniem muszlowym, jest zbudowana z wapieni różnego typu: pelitycznych, organodetrytycznych, onkolitowo-oolitowych, gruzlowych, falistych, muszlowców i margli	ramienionogi, małże, ślimaki, głowonogi, łódkonogi, szkarłupnie – liliowce, węzowidła i jeżowce, konodonty, zęby i łuski ryb, kości płazów i gadów, otwornice, miospory, glony, akritarchy, ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias dolny-środkowy; olenek-anizyk	poziomy liliowcowe: <i>Dadocrinus, acutangulus i dubius</i> , poziomy otwornicowce: <i>Meandrosira deformata i Glomospira densa</i> , poziomy małżoraczkowe <i>Cytherisnella crassa i Judahella tsorfata (tuberculifera)</i> ; palinostratografia: poziomy miosporowe: <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> , podpoziomy <i>Microchrydites fastidiosus i Perotriles minor</i>	formację z Raciborowic wyróżnił Milewicz (1985), obejmowała ona osady retu i warstwy myoforowe dolnego wapienia muszlowego; Śliwiński i in. (2003) poszerzyli zasięg formacji i objęli nią osady retu i dolnego wapienia muszlowego, Chrząstek i Wojewoda (2011) w formacji z Raciborowic opisali wydzielone wcześniej przez Chrząstek (2002) warstwy B-E, a w niniejszej pracy wlicza się do niej również warstwy A o niejasnej pozycji stratygraficznej
Środkowy wapień muszlowy	27–60	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratigraficzne: Leśniak (1978a, b); Chrząstek (2002); Chrząstek, Wojewoda (2011); badania petrograficzno-sedymentologiczne: Leśniak (1978a, b); Milewicz i in. (1977)	–	–	jasnoszaro-kremowe, jasnoszaro-żółte i szare cienkoplukowate dolomity, dolomity margliste, margle i mulowce dolomityczne, wapienie dolomityczne, w stropie przewarstwienia szarych, drobnoziarnistych piaskowców	małże, ramienionogi	trias środkowy	–	środkowy wapień muszlowy jest korelowany z kompleksem XIV Leśniaka (1978a, b)
Warstwy glaukonitowe	3,3	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratigraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985); badania petrograficzne: Milewicz i in. (1977)	–	monoklina przedsudecka	szare piaskowce kwarcowe średnio- i gruboziarniste z glaukonitem przeławiczone szarym dolomitem marglistym	–	trias środkowy; anizyk	–	wydzielenie opisane na podstawie rdzenia otworu Gozdnicza IG 2 (Milewicz i in., 1977)
Warstwy ceratytowe	21	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratigraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	szare, naprzemianległe wapienie, wapienie dolomityczne i margle	ramienionogi	trias środkowy	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczynski, 1970)
Warstwy sulechowskie	32	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratigraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	rdzeń otworu Sulechów IG 1	zachodnia Polska	szare lub pstre ily i ilowce przewarstwione jasnoszarymi piaskowcami warstwowanymi poziomo i przekątnie w malej skali	–	trias środkowy	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczynski, 1970)
Dolomit graniczny	2	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratigraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska	margle dolomityczne	–	trias środkowy	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczynski, 1970)
Dolne warstwy gipsowe	122	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratigraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska	szare i jasnoszare anhydryty, ciemnoszare margle dolomityczne, żyłki białego gipsu	–	trias środkowy-górny	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczynski, 1970)
Piaskowiec trzcinowy	69	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratigraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska	szare, miejscami pstre mulowce i ilowce przeławiczone szarozielonkawymi piaskowcami średnioziarnistymi, warstwowanymi poziomo lub przekątnie	–	trias górny	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczynski, 1970)
Górne warstwy gipsowe	50	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratigraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska	szarozielone i czerwono-brunatne mulowce i ilowce z przewarstwieńmi i gniazdam bialo-różowego gipsu	–	trias górny	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczynski, 1970)

TAB. 5. Litostratygrafia triasu synklinorium śródsudeckiego

Nazwa	Miażdżość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Uwagi
Formacja z Bohdašina	kilka-dziesiąt	synklinorium śródsudeckie	badania litostratygraficzne: Lorenc, Mroczkowski (1978); Kowalski (2017); badania petrograficzno-sedymentologiczne: Mroczkowski (1977); Lorenc, Mroczkowski (1978); Mroczkowski, Mader (1985); Mader (1992); Kowalski (2020); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski (1977); Lorenc, Mroczkowski (1978); Mroczkowski, Mader (1985); Mader (1992); Kowalski (2020)	Bohdašin, Czechy	synklinorium śródsudeckie	czerwone i różowe różnobarwne piaskowce arkozowe ze zróżnicowanymi petrograficznie otoczkami kwarcytów, kwarcu żyłowego, agatów, granitów, gnejsów, porfirów, piaskowców i in., wielkości od kilku do 15 cm, na ogół rozmieszczonych nieregularnie; piaskowce warstwowe przekątnie w malej i dużej skali, rzadziej równoległe	–	trias dolny	w starszej literaturze (Milewicz, Wójcik, 1973) nazwane piaskowcami czerwonymi (α) i ogniwem D (Lorenc, Mroczkowski, 1978); nazwę formacji z Bohdašina wprowadzili do literatury Tásler i in. (1979); Mader (1992) w dolnej części formacji z Bohdašina wyróżnił dolne polimiktyczne piaskowce i zlepierce, a w środkowej – środkowe piaskowce skaleniowe
Piaskowiec kaolinowy z Devět Křížů	10 do ok. 20	synklinorium śródsudeckie	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Mroczkowski (1977); Don i in. (1981); Kowalski (2017, 2020); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski (1977); Kowalski (2020)	kamieniołom Devět Křížů, Czechy	rejon Červeného Kostelce	kruche, białawe i jasnoszare, gruboziarniste piaskowce gruboziarniste o spoiwie kaolinowym i zlepierce, zawierające otoczki skal metamorficznych (gnejsów i kwarcytów) i magmowych (granitów, granodiorytów, rzadziej nolitów); warstwowe przekątnie w dużej i średniej skali; w górnej części profilu piaskowce grubo- i średnioziarniste warstwowe przekątnie w dużej skali, o wyraźnej oddzielności płytowej	skamieniałości śladowe	trias dolny	piaskowiec z Devět Křížů stanowi nieformalną nazwę ogniw z Barchovin (Holub, 1972); w starszej, polskiej literaturze (Milewicz, Wójcik, 1973) nazwane piaskowcami białymi (β)

czy też modyfikacje znaczenia jednostek o tych samych nazwach. W tej publikacji ograniczono się do przedstawienia jednostek formalnych oraz najbardziej rozpowszechnionych jednostek nieformalnych (patrz tab. 7). Jednostkami nieformalnymi posługiwano się dla tych części profilu, dla których nie dokonano formalizacji litostratygraficznej.

Od czasu pracy Assmanna (1933) dolną granicę dolnego wapienia muszlowego w synklinorium północnosudeckim przyjęto w miejscu pojawienia się pierwszej ławicy liliowcowej, utworzonej z członów liliowców z rodzaju *Dadocrinus* (Senkowiczowa, 1979a). Granica ta – rozdzielająca pstry piaskowiec i wapień muszlowy – przebiega na ogół w obrębie jednolitej serii marglisto-wapiennej i przy braku skamieniałości trudno ją wskazać. W regionie wydzieliła się formacja z Raciborowic obejmująca pierwotnie górny pstry piaskowiec i najniższą część dolnego wapienia muszlowego (Milewicz, 1985), a następnie rozszerzoną na cały dolny wapień muszlowy regionu (Milewicz, 1997; Śliwiński i in., 2003; Chrzastek i Wojewoda, 2011; tab. 3, 4; fig. 14). W profilach rdzeni wiertniczych często całą sukcesję wapienno-marglistą, leżącą pomiędzy utworami górnego pstręgo piaskowca a dolomitami środkowego wapienia muszlowego lub, częściej, utworami kredy górnej, określa się jako dolny wapień muszlowy (por. Chrzastek, 2002; Durkowski i in., 2024). W odsłonięciach, zwłaszcza w kamieniołomach w Raciborowicach Górnych i Jerzmanicach-Zdroju, można wydzielić mniejsze jednostki w obrębie formacji z Raciborowic – określane jako warstwy od A do E (Chrzastek, 2002; Chrzastek, Wojewoda, 2011; fig. 14, 16D, E). Warstwy te dobrze korelują się z warstwami gogolińskimi, górażdżańskimi i terebratulowymi obszaru górnośląskiego (Chrzastek, 2002; Kędziński, 2002; tab. 3).

Osady środkowego wapienia muszlowego, wykształcone głównie jako dolomity i margle dolomityczne, podrzędnie ewaporaty, a także warstwy ceratytowe i warstwy glaukonitowe górnego wapienia muszlowego, stwierdzono jedynie w kilku otworach wiertniczych w NW części synklinorium (np. otwory Przewóz 1 i Gozdnicza IG 2; Milewicz i in., 1977; Leśniak, 1978a; Senkowiczowa, 1979a; Chrzastek, 2002; fig. 8).

1.1.3. Kajper

Do końca XX w. kajper dzielono jedynie na część dolną i górną, stosując równocześnie pojęcie retyku jako jednostki litostratygraficznej, obejmującej utwory najwyższego triasu, leżące nad kajperem (fig. 20). Dopiero podczas opracowywania tabeli stratygraficznej Polski na początku XXI w. zrezygnowano ze stosowania pojęcia retyku w sensie litostratygraficznym, ze względu na stosowanie jednostki o identycznej nazwie w podziale chronostratygraficznym triasu. Rozszerzono zasięg grupy kajpru na cały najwyższy interwał triasu, a dotychczasowe wydzielenia uznawane za kajper górny włączono do kajpru środkowego (fig. 20). Do podgrupy tej zaliczono również najniższe wydzielenia dawnego retyku (tzw. retyk niższy). Najwyższe wydzielenia dawnego retyku (tzw. retyk wyższy) zaliczono do kajpru górnego (patrz Becker i in., 2008). Dla większości obszaru Polski stosuje się w kajprze jednostki nieformalne, często nawiązujące do wydzieleni utworzonych w niemieckiej części basenu (fig. 20). Jednostką kajpru dolnego,

o największym rozprzestrzenieniu na Niżu Polskim, są warstwy sulechowskie (Gajewska, 1978; Gajewska i in., 1997b; Becker i in., 2008). W kajprze środkowym wyróżnia się w zasadniczej części obszaru Polski warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzciniowy, warstwy gipsowe górne, warstwy jarkowskie oraz warstwy zbąszyneckie (fig. 20; tab. 9). Dwa ostatnie wydzielenia są często trudne do rozdzielenia, zwłaszcza w nierodzeniowanych otworach wiertniczych (por. Deczkowski, 1977; Deczkowski i in., 1997). Z wydzielenia warstw drawnieńskich poniżej warstw jarkowskich zrezygnowano w ogóle (Deczkowski, 1977; Becker i in., 2008). W NE Polsce kajper środkowy jest reprezentowany przez warstwy niżdzkie, uważane za odpowiednik warstw jarkowskich i zbąszyneckich (fig. 20; tab. 9).

Kajper górny budują, w zasadniczej części Niżu Polskiego, warstwy wielichowskie, a w NE Polsce odpowiadające im warstwy bartoszyckie (Deczkowski i in., 1997; fig. 20; tab. 9). W północnej i NW Polsce stosuje się pojęcie warstw z *Trileites*, określając nim tę część warstw wielichowskich (lub ich całość), która charakteryzuje się bardziej piaskowcowym wykształceniem (Dadlez, Franczyk, 1979; Franczyk, 1983, 1987; Iwanow, Becker, 2007; Becker i in., 2008).

Dla obszaru świętokrzyskiego Jurkiewicz (1974a, 1988) podał – opartą na wydzieleniach z Niżu Polskiego – litostratygię terygeniczną osadów kajpru dolnego (warstwy sulechowskie), utworów węglanowo-ewaporatowych dolnej części kajpru środkowego (dolomit graniczny i dolne warstwy gipsowe, znane tylko z wierceń) północnego i zachodniego obrzeżenia (fig. 21) oraz niecki miechowskiej (fig. 13). Podział wyższej części kajpru środkowego zaproponowała Fijałkowska-Mader (2018a) – wyróżniła warstwy ze Studziannej (fig. 22), które (w obrębie dominujących, brunatnych mułowców i ilowców) zawierają przewarstwienia piaskowców oraz poziomy tzw. brekcji lisowskiej, zbudowanej z gruzłów węglanowych, kalkretów oraz zlepierców wapiennych (por. Szulc, 2005; Szulc i in., 2015a; tab. 10; fig. 13). Warstwy ze Studziannej są odpowiednikami warstw jarkowskich i zbąszyneckich na Niżu Polskim. Kajper górny natomiast skorelowała z ilasto-mułowcowymi pstrymi warstwami parszowskimi (fig. 12, 13, 21), będącymi odpowiednikiem warstw wielichowskich na Niżu Polskim. Autorami podziału stosunkowo najslabiej poznanego triasu górnego w południowym obrzeżeniu są Pawłowska (1979) oraz Czapowski i Romanek (1986). Na podstawie profili wiertniczych wyróżnili oni kajper dolny, dolomit graniczny, dolną serię pstrą, z kompleksem mułowców z florą, stanowiącym odpowiednik piaskowca trzciniowego oraz górny kompleks piaskowcowy i górną serię pstrą, które można zaliczyć do pstrych warstw parszowskich (fig. 12).

Na obszarze górnośląskim wykreowano kilka schematów litostratygraficznych w obrębie grupy kajpru (fig. 23). Zasadniczo kajper dolny jest wydzielany na poziome podgrupy lub reprezentują go warstwy miedarskie (Kotlicki, 1974). W zachodniej części regionu powyżej warstw miedarskich są wyróżniane warstwy z Opola oraz warstwy z Potempy (Kotlicki, Włodek, 1976; tab. 9) a także, odpowiadająca im stratygraficznie we wschodniej części regionu,

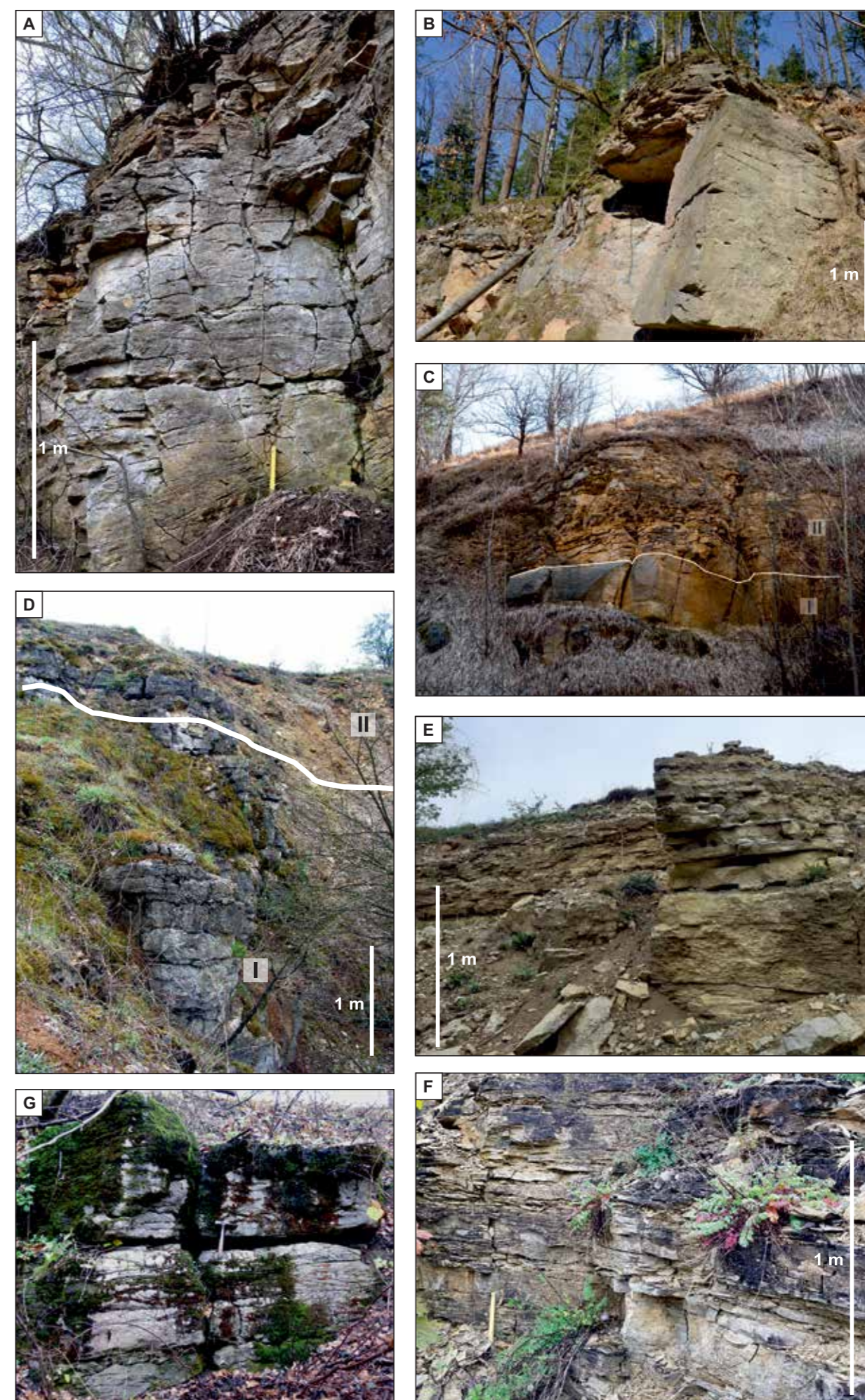


FIG. 16. Osady górnego pstręgo piaskowca i wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich: A – wapień warstw międzygipsowych retu w kamieniołomie w Piekoszowie; B – piaskowce warstw z Krynek w kamieniołomie Gębury („Oczy Ziemi”) koło Suchedniowa; C – piaskowce warstw z Krynek (I) i osady węglanowe wapienia muszlowego (II) w kamieniołomie Witulin w Dolach Biskupich; D – wapień warstw lukowskich (I) i warstw z *Lima striata* (II) dolnego wapienia muszlowego w kamieniołomie w Wolicy; E – wapień warstw z *Lima striata* w kamieniołomie w Wolicy; F – wapień środkowego wapienia muszlowego w kamieniołomie w Promniku; G – wapień warstw z *Pecten discites* górnego wapienia muszlowego w kamieniołomie w Blizynie-Gostkowie. Fot. A, D, F – W. Trela; fot. B, C – A. Fijałkowska-Mader; fot. E – M. Poros; fot. G – Z. Zlonkiewicz

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niziu Polskiego)

TAB. 6. Litostratygrafia górnego pstręgo piaskowca obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz niecki miechowskiej

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.), w tym kreator	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwag
Formacja z Baranowa	40–200	bliskie i dalekie północne obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Gagol (1974); Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Rup, Kuleta (1980); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Mader (1985, 1992); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993, 1998); Romanek (1993, 1995); Romanek (1994); Kuleta, Nawrocki (2000, 2002); Kuleta (2004); Malec i in. (2006); Kuleta, Zbroja (2006); Kuleta i in. (2006a, c, 2007b); Zlonkiewicz (2010, 2019, 2024); Szulc i in. (2015a); badania paleontologiczne i biostatystyczne: Senkiewiczowa (1982); Kuleta i in. (2001, 2005a, b, 2006b, d, 2007e); Kuleta (2004); Ptaszyński, Niedzwiedzki (2006); Bujok i in. (2008); Żyła i in. (2013); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in. (1995); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Zlonkiewicz (2019, 2024)	kopalnia Baranów w Suchedniowie	rejon Suchedniowa	czerwone, rzadziej różowe i białe (odbarwione) piaskowce średnio- i drobnoziarniste, często przekątnie warstwowane, czerwone mulowce i ilowce, lokalnie z plamistymi białymi i seledynowymi odbarwieniami wokół śladów po korzeniach roślin, tworzące proste cykle sedimentacyjne o miąższości od kilku do kilkunastu metrów; grube, do 4 m, warstwy piaskowca, tworzące dolną część cykli, z intraklastami ilowców i otoczkami hematytu; w górnych ilowcowych członach cykli inicjalne gleby kopalne; cechą charakterystyczną są „polewy” i laminy wzbogacone w hematyt na górnych i dolnych powierzchniach ławic piaskowców	małże, ślimaki, małżoraczki, stawonogi w tym owady, kości kregowców: ryb, płazów i gadów, szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: tropy kregowców (gadów); ślady bezkregowców, ślady po korzeniach roślin	trias dolny–środkowy; olenek–anizyk, spat–bityn?	poziom palinologiczny miosporowy <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> (Żyła i in., 2013)	formacja obejmuje utwory określane w starszej literaturze jako: poziom podrudny (Kłeczowski, 1953), warstwy z Radoszyc, warstwy z Wąchocka, warstwy z Młodzaw i warstwy z Łyżew (Senkiewiczowa, 1966a, b) i kompleks podwęgłanowy (Gagol, 1974); obocznie zalega się z dolnymi warstwami gipsowymi warstwami międzygipsowymi i górnymi warstwami gipsowymi wyróżnionymi w dalekim zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich
Warstwy z Radoszyc	20–80	dalekie zachodnie i NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Barczuk (1979); Jurkiewicz (1993); Romanek (1995, 2006a, b); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); Zlonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostatystyczne: Dybowa-Jachowicz, Laszko (1978); Marcinkiewicz (1978); Malec (1981); Fijałkowska, Trzepierzyska (1990); Fijałkowska (2006a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Zlonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3, głęb. 350–400 m	rejon Radoszyce–Mniów	drobnoziarniste piaskowce ciemnoczerwone (wiśniowe); rzadziej różowe, z ziarnami kaolinu, z przewarstwieniami piaskowców gruboziarnistych i mulowców ciemnoczerwonych (wiśniowych) czasem nieco piaszczystych; spoiwo stanowi kalcyt, uwodnione tlenki żelaza, czasem krzemionka lub dolomit	małże, ślimaki, małżoraczki, stawonogi w tym owady, kości kregowców (ryb, płazów i gadów); szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: tropy kregowców (gadów); ślady bezkregowców, ślady po korzeniach roślin	trias środkowy; anizyk	poziom palinologiczny megasporowy <i>Trileites validus</i> (Fuglewicz, 1973).	niejasna relacja do formacji z Baranowa
Warstwy gipsowe dolne	20–40	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980a, 1988, 1990, 1991b, 1993, 1994, 1995, 1996); Romanek (1976, 1995, 2006a); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Szulc (2000); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostatystyczne: Romanek (1976); Pawłowska (1978); Fijałkowska, Trzepierzyska (1990); Fijałkowska (2006a); Fijałkowska-Mader (2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Zlonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc	szare dolomity, margle i ilowce z przewarstwieniami gipsów, piaskowców i wapieni glaukonitowych	ramienionogi, małże, ślimaki, liścionogi, kości kregowców, zęby ryb, konodonty, otwornice, szczątki makroflory, miospory	trias dolny; olenek, spat	poziom palinologiczny miosporowy <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> (Fijałkowska, Trzepierzyska, 1990; Fijałkowska, 2006a; Fijałkowska-Mader, 2018b)	oryginalna nazwa jednostki to warstwy gipsowe I korelowane z górną częścią warstw z Wąchocka (Senkiewiczowa, 1966a)
Warstwy międzygipsowe	20–30	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1973, 1974a,b,c, 1976a, 1980a,b, 1988, 1990, 1991b, 1993, 1994, 1995, 1996); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a); Romanek (1982); Filonowicz, Lindner (1987); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Szulc (2000); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); Jewula i in. (2023); badania paleontologiczne i biostatystyczne: Romanek (1976); Pawłowska (1978); Fijałkowska, Trzepierzyska (1990); Liszkowski (1993); Fijałkowska (2006a); Fijałkowska-Mader (2013, 2015, 2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Fijałkowska-Mader (2013); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Zlonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc	szare wapienie margliste, margle dolomityczne, mulowce i ilowce z przewarstwieniami piaskowców	ramienionogi, małże, ślimaki, kości kregowców, zęby ryb, konodonty, otwornice, szczątki makroflory, miospory	trias środkowy; anizyk, egej	poziom palinologiczny miosporowy <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> , podpoziom <i>Microcachrydites fastidiosus</i> (Fijałkowska, Trzepierzyska, 1990; Fijałkowska, 2006a; Fijałkowska-Mader, 2018b)	korelowane z warstwami z Młodzaw (Senkiewiczowa, 1966a, b)
Warstwy gipsowe górne	kilka–27	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980a,b, 1988, 1990, 1991b, 1993, 1994, 1995, 1996); Romanek (1976, 1995); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostatystyczne: Fuglewicz (1973); Romanek (1976); Fijałkowska-Mader (2015, 2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Zlonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc	szare wapienie margliste, margle dolomityczne z przewarstwieniami piaskowców, gipsu i anhydrytu; zielonkavo-wiśniowe i szare margle dolomityczne, beżowe dolomity i ilowce z przewarstwieniami piaskowców	małże, muszloraczki, kości kregowców, szczątki makroflory	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	poziom palinologiczny miosporowy <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> , podpoziom <i>Microcachrydites fastidiosus</i> (Fijałkowska-Mader, 2018b)	oryginalna nazwa jednostki to warstwy gipsowe II korelowane z warstwami z Łyżew (Senkiewiczowa, 1966a, b)
Warstwy z Wilczkowic	25–85	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980a,b, 1988, 1990, 1993, 1994, 1995); Romanek (1976, 1995); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostatystyczne: Romanek (1976, 1995); Pawłowska (1978); Fuglewicz (1980); Malec (1981); Gluchowski, Salamon (2005); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Morawska (1996); Zlonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Wilczkowice–Radoszyce	szare wapienie organogeniczne z podrzędnymi przewarstwieniami dolomitów, margli oraz wiśniowych mulowców i pstrych ilowców, a także z lokalnymi przewarstwieniami gipsu i anhydrytu; w dalekim zachodnim obrzeżeniu w wykształceniu warstw z Wilczkowic zaznacza się wyraźna trójczłonowość: dolną część budują czerwone ilowce i także wapienie, środkowa – wapienie szare zbite, lokalnie bitumiczne, z małżami, górna – wapienie z przewarstwieniami wiśniowych mulowców	ramienionogi, małże, ślimaki, liliowce, małżoraczki, muszloraczki, kości kregowców, otwornice, szczątki makroflory	trias środkowy; anizyk, bityn	poziom liliowcowy <i>Dadocrinus</i> (Gluchowski, Salamon, 2005); poziom palinologiczny miosporowy <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> , podpoziom <i>Microcachrydites fastidiosus</i> (Kuleta, Zbroja, 2006) i megasporowy <i>Trileites validus</i> (Fuglewicz, 1980)	korelowane z warstwami z Dalejowa i warstwami z Krynek (Senkiewiczowa, 1966a, b) oraz wapieniami marglistymi z Jarug (Barczuk, 1979)
Warstwy z Dalejowa	2–50	bliskie i dalekie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Gagol (1974); Filonowicz (1979); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Romanek (1994); Romanek (1995); Romanek, Kuleta (2018); Zlonkiewicz (2019); badania paleontologiczne i biostatystyczne: Romanek (1976); Senkiewiczowa (1982); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Zlonkiewicz (2019)	–	rejon Mniów–Suchedniów	dwa typy osadów: marglisto-dolomityczne, w których podrzędnie występują piaskowce i ily, oraz ilasto-piaskowcowe, w których margli brak lub występują podrzędnie; osady pierwszego typu budują naprzemianległe margle dolomityczne i dolomity płytkowe żółtoszare, piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, ily i lupki margliste; występują w nich poziom syderytowy ilastych, szarokremowych lub ciemnoszarych, wietrzejących na kolor rdzawy; osady typu drugiego to ily pstrze, wiśniowe, żółte oraz plamiste, z cienkimi przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych drobnoziarnistych, zlewnych, piaskowców z drobnym żwirkiem, niekiedy limonitowych, oraz, rzadko, margli dolomitycznych i dolomitów marglistych, z przewarstwieniami limonitów i limonitów piaszczystych	ramienionogi, małże, ślimaki, małżoraczki, kości płazów, zęby rekinów, otwornice, szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: ślady bezkregowców, ślady po korzeniach roślin	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	poziom palinologiczny miosporowy <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> , podpoziom <i>Microcachrydites fastidiosus</i> (Kuleta, Zbroja, 2006)	–
Ogniwo wapieni marglistych z Jarug	kilkadziesiąt cm do 1 m	bliskie NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Barczuk (1979); Romanek (1994)	odsłonięcie w brzegu rzeczki Kamionki w Jarugach	wschodnia część północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	szare, twarde wapienie margliste i dolomity	–	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	–	w schemacie Kulety i Zbroi (2006) ogniwo z Jarug zostało włączone do warstw z Dalejowa
Warstwy z Krynek	10–40	bliskie północne i NE oraz dalekie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Ptaszyński (1981b); Studencki (1993); Romanek (1993, 1995, 2006a, c); Romanek (1994); Kuleta i in. (2005b); Trela i in. (2007); Trela, Wojtyła (2009); Zlonkiewicz (2019); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostatystyczne: Karaszewski (1976); Romanek (1976, 2006b); Senkiewiczowa (1982); Kuleta i in. (2005b); Fijałkowska (2006b); Niedzwiedzki i in. (2007); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Trela (1998)	–	rejon Wąchock–Krynki	szarozółte, rzadziej różowawe i czerwone piaskowce różnoziarniste z otoczkami kwarcu do 1 cm średnicy z cienkimi przewarstwieniami wiśniowych, zielonkawych, żółtych i fioletowych ilowców, których ilość i miąższość wzrasta we wschodniej części obrzeżenia, lokalnie spotyka się przewarstwienia margli i dolomitów piaszczystych	małże, małżoraczki, szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: tropy kregowców (gadów); ślady bezkregowców, ślady po korzeniach roślin	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	poziom palinologiczny miosporowy <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> , podpoziom <i>Microcachrydites fastidiosus</i> (Kuleta, Zbroja, 2006); w otworze Ostalów PIG 2 Fijałkowska-Mader (2006b) stwierdziła poziom <i>Perotrilites minor</i> , co wskazuje na diachronizm jednostki	Barczuk (1979) wprowadził nazwę piaskowca z Bukowia dla warstw z Krynek we wschodniej części NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niziu Polskiego)

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niziu Polskiego)

TAB. 7. Litostratygrafia wapienia muszlowego Nizu Polskiego (występowanie w obrębie tektonicznych struktur mezozoicznych wg podziału Aleksandrowskiego, 2017)

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym kreator	Stratotyp	Typowy obszar	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja gogolińska	40–80, maks. do ponad 90	monoklina przedsudecka, synklinorium północnosudeckie	badania wapienia muszlowego Wyżyny Śląsko-Krakowskiej były prowadzone od połowy XIX w.; formacja gogolińska odpowiada wyróżnionym przez Assmanna (1944) warstwom gogolińskim; litostratygrafia Assmanna (1944), przetłumaczona przez Siedleckiego (1949) stała się podstawą do formalizacji jednostki przez Kowal-Linkę (2008); wcześniejsze próby formalizacji przez Senkowiczową (1980) nie zostały sfinalizowane; interpretację wieku formacji przedstawił Zawidzka (1975a) na podstawie badań litologicznych i biostratygraficznych (konodonty), a dodatkową dyskusję na podstawie magnetostratygrafii przeprowadził Nawrocki i Szulc (2000); bardzo liczne prace poświęcono zespołowi skamieniałości formacji, z których do najnowszych należą m.in. prace Hagdorna i Gluchowskiego (1993), Senkowiczowej (1998), czy Niedźwiedzkiego (2002); formacja gogolińska była również rozważana w szerszym kontekście sedimentologicznym i genetycznym m.in. w pracach Szulca (2000), Kędzierskiego (2002) i Matysika (2016, 2019). Kowal-Linka (2009) przeprowadziła dalsze badania litostratygraficzne	stratotyp złożony, składający się ze stratotypów podrzędnych jednostek (ogniwi i poziomów)	Wyżyna Śląsko-Krakowska	zbudowana z: kremowych, szarych i różowawych, grubo-, średnio- i cienkolawicowych wapieni organodetrytycznych; kremowych i szarych, średnio- i cienkolawicowych wapieni pelitowych, często o strukturze falistej lub falisto-gruzłowej; żółtawych i pomarańczowych dedolomitów (wapienie margliste); szarych wapieni piaszczystych; zlepieńców śródformacyjnych; szarych i brązowych margli, zazwyczaj złupkowanych. Jednostki podrzędne (od spagu do stropu): 1) ogniwo wapienia krynowidowego z Zakrzowa, 2) ogniwo margla ze Skąły, 3) ogniwo wapienia komórkowego z Emiliówki, 4) poziom wapienia marglistego z Odrowąża, 5) poziom wapienia z Malni, 6) ogniwo wapienia falistego z Ligockiej Góry; w obrębie 1): warstwa wapienia pelitowego z Krapkowic, warstwa wapienia organodetrytycznego z Dąbrówki, warstwa wapienia organodetrytycznego z Podboru; w obrębie 2): warstwa zlepieńca śródformacyjnego z Kociny; w obrębie 3): warstwa wapienia organodetrytycznego z Karłubca, warstwa wapienia marglistego z Otmętu	zróżnicowane gatunkowo małże, ślimaki i ramienionogi, liliowce z rodzajów <i>Dadocrinus</i> i <i>Holocrinus</i> , zróżnicowane skamieniałości śladowe, rzadziej: małżoraczki, węzowida, jeżowce, łódkonogi, głowonogi oraz elementy szkieletowe ryb, płazów i gadów	trias środkowy; anizyk; być może również najwyższy trias dolny; najwyższy olenek	głównie konodontowa; podpoziom <i>Neospathodus germanicus</i> oraz najniższa część poziomu <i>Neospathodus cockelli</i>	formacja tworzy najniższą część dolnego wapienia muszlowego
Warstwy margliste	do ok. 30	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez Gajewską (1971), stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Nizu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)	margle szare, przelawiczone wapieniami marglistymi szarymi z liczną fauną; nagromadzenia skorup nadają skałe miejscami teksturę gruzłową	w przelawiczeniach wapiennych liczna fauna głównie <i>Myophoria vulgaris</i> Schloth; pojedyncze liliowce	trias dolny/środkowy	poziom miosporowy <i>Perotrilites minor</i>	najniższa część dolnego wapienia muszlowego; wcześniej określane jako „warstwy myoforiowe” (Gajewska, 1964, 1971) i włączane do najwyższego pstręgo piaskowca (retu); różne przesłanki co do przynależności chronostratygraficznej (trias dolny lub środkowy)
Warstwy faliste	ok. 30–80	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez Gajewską (1964, 1971) i nieco zmodyfikowana przez Senkowiczową (1973b), stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Nizu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)	wapienie margliste szare, nieregularne przelawiczone ilowców i margli ciemnoszarych; pojedyncze przewarstwienia wapieni drobnokrystalicznych jasnoszarych i szarobieżowych ze szczątkami przekrystalizowanej fauny	przekrystalizowana w nielicznych przewarstwach wapieni drobnokrystalicznych (małże)	trias środkowy; anizyk	poziom miosporowy <i>Perotrilites minor</i> ; poziom małżoraczkowy <i>Judahella teorfata III</i>	środkowa część dolnego wapienia muszlowego; nazwa wywodzi się od niemieckiego <i>Wellenkalk</i> ; Gajewska (1964, 1971) stosowała pojęcie serii wapieni falistych
Warstwy piankowe	ok. 40–80	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez Gajewską (1971) i nieco zmodyfikowana przez Senkowiczową (1973b), stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Nizu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Becker i in., 2008; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)	jasnobieżowe wapienie, miejscami oolitowe, mniej lub bardziej porowate; przewarstwienia wapieni falistych oraz szarych wapieni drobnokrystalicznych z liczną przekrystalizowaną fauną muszlową i liliowcami	w niektórych przewarstwach liczna fauna (małże, ramienionogi, liliowce)	trias środkowy; anizyk	poziom konodontowy <i>cockelli</i> ; poziom miosporowy <i>Perotrilites minor</i> ; poziom małżoraczkowy <i>Judahella teorfata III</i>	najwyższa część dolnego wapienia muszlowego; nazwa wywodzi się od niemieckiego <i>Schaumkalk</i> ; Gajewska (1971) stosowała pojęcie serii wapieni piankowych
Formacja górażdżańska	6–27, przeważnie 15–20	SE monoklina przedsudecka	formacja odpowiada w przybliżeniu warstwom górażdżańskim, które dzięki swym odsłonięciom na Śląsku były intensywnie badane od połowy XIX w. do dziś pod kątem litologicznym i biostratygraficznym, a później również sedimentologicznym i genetycznym; najbardziej znaczące prace opublikowali m.in.: Assmann (1913, 1944); Siedlecki (1949, 1952); Kotlicki, Kubicz (1974); Senkowiczowa (1980); Zawidzka (1975a, b); Hagdorn, Gluchowski (1993); Kotański (1994); Niedźwiedzki (2000); Szulc (2000); Matysik (2016)	kamieniołom Górażdże; hipostratotyp – kamieniołom Strzelce Opolskie	Śląsk Opolski	trzy kompleksy średnio- i grubolawicowych wapieni ziarnistych z onkoidami i bioklastami, rozdzielone dwoma kompleksami wapieni mikrytowych (pelitowych lub kostkowych); jednostki podrzędne: ogniwo mikrytu z Kamiennej, ogniwo mikrytu z Wysokiej, ogniwo ziarnitu z Choruli, ogniwo ziarnitu z Ligoty, ogniwo ziarnitu z Rogowa	w wapieniach ziarnistych występuje bardzo bogaty ilościowo i jakościowo zespół skamieniałości; z ramienionogów najliczniejsze są <i>Coenothyris vulgaris</i> i <i>Tetractinella trigonella</i> , a małże – <i>Entolium discites</i> , pospolite są ślimaki, zwłaszcza <i>Neritaria</i> i <i>Worthenia</i> oraz liliowce <i>Encrinurus</i> , wśród otwornic przeważa <i>Glomospira densa</i> ; w wapieniach mikrytowych występują skamieniałości śladowe <i>Balanoglossites</i> i <i>Palaeophycus</i>	trias środkowy; anizyk, pelson niższy	głównie konodontowa; dolna część poziomu <i>Neospathodus cockelli</i>	formacja tworzy środkową część dolnego wapienia muszlowego na Śląsku Opolskim
Formacja dziewkowińska	7–19, przeważnie 11–15	SE monoklina przedsudecka	formacja odpowiada w przybliżeniu warstwom terebratulowym, które dzięki swym odsłonięciom na Śląsku były intensywnie badane od połowy XIX w. do dziś pod kątem litologicznym i biostratygraficznym, a później również sedimentologicznym i genetycznym; najbardziej znaczące prace opublikowali m.in.: Assmann (1913, 1944); Siedlecki (1949, 1952); Kotlicki, Kubicz (1974); Senkowiczowa (1980); Zawidzka (1975a, b); Hagdorn, Gluchowski (1993); Kotański (1994); Niedźwiedzki (2000); Szulc (2000); Matysik (2016)	kamieniołom w Dziewkowicach; hipostratotyp – kamieniołom I na Górze Św. Anny („Amfiteatr”)	Śląsk Opolski	cienkolawicowe margle i wapienie margliste (w części dolnej) oraz wapienie faliste i gruzłowe z ławicami muszłowców terebratulowych (w części górnej); między nimi leżą ławice wapieni liliowcowych; jednostki podrzędne: ogniwo enkritytu z Góry Św. Anny, ogniwo margla z Kamionka, ogniwo muszłowca z Chelma	zespół skamieniałości jest liczny, ale słabo zróżnicowany taksonomicznie; w zależności od litologii dominuje ramienionóg <i>Coenothyris vulgaris</i> , małże <i>Enantiostreon difforme</i> , <i>Gervillia</i> i <i>Plagiostoma</i> , liliowce <i>Eckicrinus</i> i <i>Holocrinus</i> ; najczęstsze skamieniałości śladowe to: <i>Balanoglossites</i> , <i>Palaeophycus</i> oraz <i>Thalassinoides</i>	trias środkowy; anizyk, pelson wyższy	głównie konodontowa; górna część poziomu <i>Neospathodus cockelli</i>	formacja tworzy wyższą część dolnego wapienia muszlowego na Śląsku Opolskim
Formacja karchowicka	10–17	SE monoklina przedsudecka	formacja odpowiada w przybliżeniu warstwom karchowickim, które dzięki swym odsłonięciom na Śląsku były intensywnie badane od połowy XIX w. do dziś pod kątem litologicznym i biostratygraficznym, a później również sedimentologicznym i genetycznym; najbardziej znaczące prace opublikowali m.in.: Assmann (1913, 1944); Siedlecki (1949, 1952); Kotlicki, Kubicz (1974); Senkowiczowa (1980); Zawidzka (1975a, b); Hagdorn, Gluchowski (1993); Kotański (1994); Bodzioch (1997); Szulc (2000); Matysik (2010, 2016)	holostratotyp – kamieniołom Zakładów Przemysłu Wapienniczego w Tarnowie Opolskim; hipostratotyp – kamieniołom „Strzelce Opolskie” w Strzelcach Opolskich	zachodnia część Górnego Śląska (Śląsk Opolski), od Rogowa Opolskiego po południk przechodzący przez Tarnowskie Góry	cienko-, średnio- i grubolawicowe, lokalnie silnie kawerniste i zawierające krzemienie wapienie szkarłupniowo-muszłowe i pelityczne (te ostatnie zwykle zbioturbowane) o barwie beżowej; w wapieniach występują biohermy gąbkowe, koralowce oraz gąbkowo-liliowcowo-koralowcowe; w wapieniach szkarłupniowo-muszłowych powszechne są warstwowania przekątne w dużej i małej skali, riplemarki falowe, uziarnienia frakcyjne i rynnny erozyjne; jednostki podrzędne: ogniwo wapienia ze Strzelca Opolskich (w tym warstwa wapienia gąbkowego z Szymiszowa i warstwa wapienia krynowidowego ze Szczepanki), ogniwo wapienia z Kamienia Śląskiego, ogniwo wapienia z Tarnowa Opolskiego (w tym warstwa wapienia biohermalnego z Rajsówki i warstwa wapienia riplemarkowego z Kosorowic)	bardzo bogaty zespół skamieniałości, najbardziej charakterystyczne są: gąbki krzemionkowe, koralowce, ramienionogi (szczególnie <i>Mentzella mentzeli</i> i <i>Punctospirella</i>), jeżowce oraz liliowce (szczególnie <i>Silesiacrinus silesiacus</i>), najbardziej typowe skamieniałości śladowe to <i>Thalassinoides</i> i <i>Balanoglossites</i>	trias środkowy; anizyk; pogranicze pelsonu i iliry	głównie konodontowa; pogranicze poziomów <i>Neospathodus cockelli</i> i <i>Godolella excelsa</i>	formacja tworzy najwyższą część dolnego wapienia muszlowego na Śląsku Opolskim
Warstwy glaukonitowe	od kilku do ok. 20	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez Gajewską (1971), stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Nizu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Becker i in., 2008; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)	wapienie drobnokrystaliczne, w dolnej części z laminami ilastymi podkreślającymi ślady rozmry; miejscami dość liczne skupienia glaukonitu	dość liczna fauna małży i ramienionogów	trias środkowy; anizyk/ladyn	poziom małżoraczkowy <i>Gemanelia schweyeri</i> V; poziom miosporowy <i>Heliosaccus dimorphus-Tasmanistes</i>	niższa część górnego wapienia muszlowego zachodniej Polski
Warstwy ceratytowe	zwykle kilkanaście do ponad 20	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez Gajewską (1971), stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Nizu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Becker i in., 2008; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)	głównie twory ilasto-margliste z miąższymi przewarstwieńiami wapieni marglistych, szarych lub drobnokrystalicznych oraz zlepów muszłowców; miejscami w części przystropowej występuje spiaszczenie osadu lub wpryśnięcia anhydrytu	stosunkowo liczna fauna małży i ceratytów	trias środkowy; ladyn	poziom małżoraczkowy <i>Gemanelia schweyeri</i> V; poziom miosporowy <i>Heliosaccus dimorphus-Tasmanistes</i> ; poziom megasporowy <i>Capillisporites germanicus</i>	wyższa część górnego wapienia muszlowego zachodniej Polski
Formacja fromborska	zwykle ok. 30, miejscami dochodzi do 50, a nawet 70	monoklina mazursko-podlaska (północna część)	jednostka wprowadzona przez Strzeleckiego (1980) podczas opracowywania osadów triasu NE Polski pod kątem ich potencjału złożowego rud uranu; stosowana głównie w pracach stratygraficznych i kartograficznych (m.in. Gajewska, 1988; Becker i in., 2008; Podhalańska, 2012; Franz i in., 2021)	–	NE część Nizu Polskiego	głównie szare osady drobnoziarniste z przewarstwieńiami piaskowców drobnoziarnistych oraz skal węglanowych (węglany najczęściej w spagu wydzielenia)	w przewarstwach wapieni żle zachowane: małże, skorupiaki, ramienionogi, łuski ryb	trias środkowy	zespoły miosporowe: <i>Tsugaepollenites oriens</i> oraz <i>Perotrilites minor</i>	formacja (bez pracy formalizującej) w obrębie grupy wapienia muszlowego, oboczna fałalnie w stosunku do klasycznych węglanowych osadów tej grupy
Warstwy diploporowe	z reguły od kilku do ok. 50	monoklina śląsko-krakowska	liczne prace litologiczno-litostratygraficzne (m.in.: Lehmann, Fűchsel, 1780 w; Assmann, 1944; Kłapiński, 1959; Wyczołkowski, 1978; Śliwiński, 1978), sedimentologiczne i sedimentologiczno-stratygraficzne (m.in.: Szulc, 2000; Matysik, 2014, 2016); mineralogiczno-złożowe (m.in. Śliwiński, 1978; Galkiewicz, Śliwiński, 1985; Pieczonka, 2011; Mikulski i in., 2013, 2017)	–	Wyżyna Śląska i Wyżyna Krakowsko-Częstochowska	przeważają dolomity drobnokrystaliczne żółte, szarżółte, jasnożółte do białych, niekiedy z domieszką ooidów, głównie grubolawicowe; spotyka się kongregacje krzemieni brunatnych lub szarych; ku NW obszaru występowania pojawiają się wapienie (jasnoszare, słabo ilaste), stanowiące miejscami znaczną część profilu jednostki; okruszczenie związkami cynku i ołowiu głównie w dolomitach	różnorodne, żle zachowane: liliowce, ramienionogi, małże, ślimaki, korale, glony	trias środkowy; anizyk	wyższy poziom konodontowy <i>excelsa</i> ; poziom otwornicowy <i>Glomospira densa</i> ; zespół sporowo-pyłkowy ZIV	wydzielenie włączane do środkowego wapienia muszlowego; odpowiednik dolomitów diploporowych; paralelizowane z warstwami jemielnickimi

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym kreator	Stratotyp	Typowy obszar	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
Warstwy tarnowickie	ok. 10	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedimentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: Assmann, 1944; Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000; Matysik, 2016)	–	Wyżyna Śląska i Śląsk Opolski	dolomity pelitowe, często płytkowe, margliste, cienko warstwowane, z domieszką minerałów ilastych, luszczyków i kwarcu; podrzędnie z przewarstwieniami czystych dolomitów i wapieni (w tym dolomitycznych) oraz margli dolomitycznych z gipsem, rzadziej anhydrytem	nieliczna fauna i flora, miejscami częstsza	trias środkowy; anizyk	poziom otwornicowy <i>Glomospira densa</i> ; zespół sporowo-pyłkowy ZIV	pierwotnie przez Assmanna (1944) zdefiniowane warstwy tarnowickie (z Tarnowic) składały się z części dolnej i górnej i włączane były do górnego wapienia muszlowego; Kotlicki (1974), zaliczył do warstw tarnowickich tylko dolną część pierwotnego wydzielenia; obecnie zalicza się je do środkowego wapienia muszlowego
Warstwy wilkowickie	do ok. 20	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedimentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: Assmann, 1944; Klapciński, 1959; Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000; Matysik, 2016)	–	Wyżyna Krakowско-Częstochowska, Śląska i Śląsk Opolski	zlepieniec zbudowany z otoczków wapieni, często organodetrytycznych, dolomitów i margli, spojonych ciemnoszarym margle, przechodzący ku górze w wapień margliste żółte i dolomity; w stropie przewarstwienia oolitowe	obfita fauna: małże, ramienionogi, głowonogi, łuski ryb	trias środkowy; lądyn	poziom konodontowy 2–3 i najniższy 4; poziomy otwornicowy <i>Glomospira densa</i> ; poziomy amonitowe (od dolu): ? <i>pulcher</i> , <i>robustus</i> , <i>compressus</i> , <i>evolutus</i> , <i>spinus</i> ; zespół sporowo-pyłkowy ZIV	niższa część górnego wapienia muszlowego; pierwotnie wydzielano konglomerat z Wilkowic (warstwy z Wilkowic) oraz warstwy z Wilkowic (warstwy z kolonii Wilkowice, niem. <i>Georgendorfer Schichten</i>), połączone później w jedno wydzielenie warstw z Wilkowic; wg podziału Kotlickiego (1974) wraz z górnymi warstwami z Tarnowic tworzą warstwy z Rybnej
Warstwy boruszowickie	ok. 8–12, maks. do 50	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedimentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: Assmann, 1944; Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000; Matysik, 2016)	–	Wyżyna Krakowско-Częstochowska, Śląska i Śląsk Opolski	iłowce dolomityczne, margliste i margle, ciemnoszare, łupkowane z cienkimi przewarstwieniami dolomitów, dolomitów mułowcowych, wapieni, mułowców i piaskowców	liczne głowonogi, małże, małżoraczki, łuski ryb i fragmenty kości, tworzące miejscami lawice brekcji kostnej; flora: skrzypy	trias środkowy; lądyn	poziom konodontowy 4; poziom amonitowy <i>enodis</i> ; zespół sporowo-pyłkowy ZIV (część najwyższa)	najwyższa część górnego wapienia muszlowego
Warstwy jemielnickie	ok. 30	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedimentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997)	–	Wyżyna Śląska i Śląsk Opolski	charakterystyczna jest znaczna regionalna zmienność litologiczna: różnego typu dolomity (w tym diploporowe, gruzłowate i zlepieńcowate) oraz wapień (m.in. gruzłowate i zlepieńcowate)	nieliczne, źle zachowane	trias środkowy; anizyk	prawdopodobnie jak dla warstw diploporowych	włączane do środkowego wapienia muszlowego wykreowane jako synonim dolomitów diploporowych dla obszaru Górnego Śląska; stosunkowo rzadko stosowane w literaturze
Warstwy z Rybnej	ok. 15	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedimentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997)	–	Wyżyna Śląska i Śląsk Opolski	wapień miejscami detrytyczny, miejscami zlepieńcowaty z obfitą fauną; podrzędnie dolomity i margle	liczne: małże, ramienionogi, głowonogi, łuski ryb	trias środkowy; lądyn	poziomy konodontowy 1–3 i najniższy 4; wyższy poziom otwornicowy <i>Glomospira densa</i> ; zespół sporowo-pyłkowy ZIV	najniższa część górnego wapienia muszlowego; odpowiada wydzieleniu pierwotnie przez Assmanna (1944) górnym warstwom z Tarnowic oraz warstwom wilkowickim; rzadko stosowane w literaturze
Warstwy olkuskie	ok. 40	wschodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litologiczne, litostratigraficzne i sedimentologiczne (m.in.: Śliwiński, 1961; Kotlicki, 1974; Matysik, 2014, 2016)	–	wschodnia część Wyżyny Krakowско-Częstochowskiej	w dolnej części dominują wapień sparytowane, oolitowe, miejscami porowate (typu wapieni piankowych); w wyższej części dominują wapień drobnokrystaliczne i mikrytowe z falistymi przewarstwieniami ilastymi (typ wapieni falistych); często zdolomitowane i okruszczone	fauna nieliczna	trias środkowy; anizyk	–	warstwy olkuskie wydzielono jako litostratigraficzny odpowiednik warstw górażdżańskich, terebratulowych i karchowickich (obecnie formacje: górażdżańska, dziewkowicka i karchowicka), które ku wschodowi są niemożliwe do rozdzielania; zdolomitowane i okruszczone warstwy olkuskie tworzą tzw. dolomit kruszczoński

formacja chrzanowska (Bilan, 1976). Jednostki te są korelowane z warstwami gipsowymi dolnymi, do których włączany jest tutaj poziom tzw. dolomitu granicznego (Deczkowski, 1977; Deczkowski i in., 1997; Becker i in., 2008). Utwory odpowiadające piaskowcowi trzcinowemu są włączane do formacji bolesławskiej, a ich piaskowcowe facje wydziela się też jako warstwy (piaskowce) z Piotrowiny (Bilan, 1976; Kotlicki, 1974; Kotlicki, Włodek, 1976; Kotlicki, 1995 w: Szulc, Racki, 2015) wykreowane odpowiednio dla wschodniej i zachodniej części obszaru. Powyżej utworów paralelizowanych z piaskowcem trzcinowym Szulc i Racki (2015) wprowadzili szczegółowo zdefiniowaną formację pstrych mułowców i węglanów z Grabowej (formacja z Grabowej), obejmującą zespół urozmaiconych litologicznie utworów wyższego kajpru śląsko-krakowskiego (fig. 19G, H, 23; tab. 9). W wyższej części formacji wyróżniono ogniwo wapienia woźnickiego, a wydzielane wcześniej w regionie brekcje lisowskie uznano za powtarzające się w profilu formacji horyzonty przemitych gleb kopalnych typu kalcisoli (Szulc, Racki, 2015). Formacja z Grabowej *sensu* Szulc i Racki (2015) rozszerzyła wcześniej zdefiniowaną przez Bilana (1976) formację grabowską o wydzielane poniżej iłowce z Kluczy i warstwy (margle) z Lublińca oraz wydzielaną powyżej formację wojsławicką (Bilan, 1976; Kotlicki, 1995 w: Szulc, Racki, 2015; Szulc, Racki, 2015). W podziale stosowanym dla pozostałej części Niżu Polskiego formacja z Grabowej odpowiada warstwom gipsowym górnym, jarkowskim i zbąszyneckim (Szulc, Racki, 2015; fig. 20, 23). Szulc i Racki (2015) skorelowali utwory formacji polskiej, przykrywające formację z Grabowej, z warstwami wielichowskimi.

Utwory kajpru w synklinorium północnosudeckim opisano tylko z jednego otworu – Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970; fig. 8). Obejmują one warstwy sulechowskie, dolomit graniczny, dolne warstwy gipsowe, piaskowiec trzcinowy i górne warstwy gipsowe (tab. 3; fig. 14), które są wykształcone tak samo jak na monoklinie przedsudeckiej (por. Milewicz, 1985).

1.2. STRATYGRAFIA SEKWENCJI

Anna Becker

Stratygrafia sekwencji triasu mezozoicznego basenu Niżu Polskiego jest najlepiej opracowana dla górnego pstręgo piaskowca (głównie „formacji” retu) oraz wapienia muszlowego i niższego kajpru. Jest to sukcesja rozwinięta w środowisku płytkiego morza epikontynentalnego, dla której interpretacja ciągów systemów depozycyjnych, w kontekście zmian względnego poziomu morza, ma w pełni logiczne uzasadnienie. Sukcesja ta jest również dobrze odsoniuta na obszarze śląsko-krakowskim, co umożliwia szczegó-

wo interpretacje środowiskowe. Zastosowanie klasycznej stratygrafii sekwencji dla niższego pstręgo piaskowca i wyższego kajpru jest postrzegane w literaturze jako trudne i dyskusyjne. Trudność (oprócz jednoznacznego wskazania eustatyki jako głównego elementu warunkującego depozycję) dotyczy bowiem nie tylko dyskusyjnych zasadniczych założeń paleogeograficznych, zwłaszcza dla wczesnego triasu, lecz także braku jednoczasowych horyzontów odniesienia do interpretacji sekwencyjnych, ze względu na ubogą zasobność danych biostratigraficznych. Tym niemniej pierwszą, wstępną koncepcję podziału na sekwencje depozycyjne triasowej sukcesji Niżu Polskiego zaproponowali Szulc (1995) oraz Beutler i Szulc (1999). Koncepcja ta została dość szczegółowo rozwinięta dla sukcesji obejmującej górny pstry piaskowiec, wapień muszlowy oraz niższy kajper (Szulc, 2000; Kędzierski, 2002; Matysik, 2014). Dla niższej części pstręgo piaskowca zaproponowano regionalny schemat sekwencyjny, opierający się na metodologii cykli poziomu bazowego (Becker, 2005), omówiony w końcowej części rozdziału, oraz bardziej lokalne interpretacje klasycznych sekwencji depozycyjnych, obejmujące również wyższą część kajpru (np. Iwanow, 2012; Feldman-Olszewska, 2014a, b). Dla utworów najwyższego triasu (ogólnie wyższy środkowy i górny kajper) brak jest regionalnych interpretacji sekwencyjnych, mimo próby podjętej przez Krzywca (2000).

W górnym pstrym piaskowcu Szulc (2000, 2014) wydzielił dwie sekwencje depozycyjne S1 i S2 (fig. 5, 24). Dolne granice obu sekwencji są związane z lukami stratygraficznymi, przy czym spąg sekwencji S2 jest podkreślony poziomami wietrzeniowymi i paleoglebami. Obie sekwencje mają podobną budowę: ciąg LST budują osady równi mułowej lub sebhry, ciąg TST to węglany z powierzchnią (strefa) maksymalnego zalewu zaznaczającą się występowaniem szczególnie licznej fauny. W sekwencji S1 na Górnym Śląsku występują w tej pozycji wśród fauny również liczne głowonogi. Ciąg HST to głównie osady restrykcyjnego szelfu węglanowego, sebhry oraz równi mułowej i piaszczystej. Na Górnym Śląsku sekwencje te można odnieść w przybliżeniu odpowiednio do dolomitów i wapieni retu. Na Niżu Polskim, w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1, sekwencja S1 obejmuje dolny kompleks ewaporatowy (warstwy gipsowe I), kompleks międzyewaporatowy (warstwy międzygipsowe), górny kompleks ewaporatowy (warstwy gipsowe II) oraz najniższą część kompleksu nadewaporatowego (warstwy z Wilczkowic; Szulc, 2014). Sekwencja S2 obejmuje zasadniczą część kompleksu nadewaporatowego (warstw z Wilczkowic; Szulc, 2014).

W dolnym i środkowym wapieniu muszlowym wyinterpretowano (Szulc, 2000, 2014, z uzupełnieniami Matysika, 2014, 2016) cztery sekwencje wieku anizyjskiego (An1–An4 lub A1–A4; fig. 5, 18).

Spąg sekwencji An1 wyznaczają zdiagenezowane meteorycznie, halitonośne, kawerniste węglany (wapień komórkowy), które przechodzą w bioklastyczne wapień ciągu transgresywnego najniższej formacji gogolińskiej. Strefę maksymalnego zalewu wyznacza horyzont twardego dna inkrustowany małżami *Plagiostoma* w sukcesji cienkoławicowych wapieni głębokomorskich. Granica sekwencji An2 leży w spągu drugiego poziomu poewaporatowych węglanów kawernistych. Ciąg TST budują wapień głębokomorskie z tempestatami wyższej formacji gogolińskiej czy też warstw falistych. Strefę maksymalnego zalewu wyznacza, uboga w cienkie przewarstwienia dystalnych tempestatów, stropowa partia formacji gogolińskiej, a na Niżu Polskim – pojawienie się konodontów *Nicoraella kockeli* (Tatge) w stropowej części warstw falistych (Szulc, 2000, 2014; Narkiewicz, Szulc, 2004; Matysik, 2014, 2016). Ciąg HST reprezentują wapień bioklastyczne, ooidowe i onkolitowe formacji górażdżańskiej oraz niższa część warstw piankowych na Niżu Polskim (Szulc, 2000, 2014; Narkiewicz, Szulc, 2004; Matysik, 2014, 2016). Dolną granicę sekwencji An3, podkreślona powierzchnią ferrikretową (Matysik, 2016), tworzą przeobrażone w wyniku meteorycznej diagenety osady pliczyn ooidowo-onkolitowych w stropowej części formacji górażdżańskiej i warstw piankowych. Ciąg TST jest reprezentowany przez drobnolaminowane, głębokomorskie wapień z ubogą gatunkowo fauną (głównie ramienionogi *Coenothyris vulgaris*) i nielicznymi skamieniaściami śladowymi, deponowanymi w restrykcyjnych warunkach środowiskowych, typowych dla szybko postępującej transgresji. Strefa maksymalnego zalewu sekwencji An3 jest uważana za maksimum transgresji anizyjskiej w całym basenie środkowej Europy (Szulc, 2000, 2007a; Matysik, 2016). Wyznaczają ją osady wyższej formacji dziewkowickiej oraz poziom rozmytego, spoiowego dna (*firmground*) w najwyższej części warstw piankowych. Ciąg HST reprezentują wapień z bogatym zespołem skamieniałości śladowych, świadczącym o dobrym natlenieniu zbiornika oraz wysokoenergetyczne kalkarenity i budowle gąbkowo-koralowcowe formacji karchowickiej. Najwyższą część sekwencji An3 tworzą debryty onkolitowe i algowe oraz płytkomorskie wały ooidowe warstw diploporowych. Dolna granica sekwencji An4 jest podkreślona poziomami paleogleb, strukturami krasowymi oraz osadami plał zarówno w warstwach tarnowickich na Śląsku, jak i w najniższej części środkowego wapienia muszlowego Niżu Polskiego. Stromatolity gąbkowo-mikrobiałne oraz pozabawione skamieniałości dolomity reprezentują ciąg LST. Dolomity i ubogie w faunę wapień wyznaczają strefę maksymalnego zalewu, a dolomity i wapień ze strukturami emersyjnymi i wprysnięciami czy laminami siarczanów reprezentują ciąg HST. Sekwencja An4, zdaniem Szulca (2000, 2007a, 2014), obejmuje zasadniczą część warstw tarnowickich na Śląsku oraz środkowego wapienia muszlowego na Niżu Polskim. Kolejne sekwencje depo-

zycyjne, wieku zasadniczo ladyńskiego, są oznaczane symbolami La1–La3 (lub L1–L3; Szulc, 2000, 2007a, 2014). Spąg sekwencji La1 wyznacza horyzont ze strukturami krasowymi i paleoglebami na pograniczu warstw tarnowickich i wilkowickich na Śląsku oraz warstw stromatolitu w spągu warstw glaukonitowych otworu Gorzów Wielkopolski IG 1. Spąg ten jest stosunkowo słabo rozpoznany w polskiej części basenu. Osady ciągu LST są reprezentowane przez wapień dolomitowy, a ciąg transgresywny budują skondensowane wapień warstw wilkowickich. Maksimum zalewu wyznacza w profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 horyzont z bogatym zespołem fauny, w tym z liliowcami, w warstwach glaukonitowych. Charakterystyczne dla tego maksimum jest występowanie ramienionoga *Coenothyris cycloides*. Ciąg HST reprezentują margle i morskie osady drobnoklastyczne warstw boruszowickich na Śląsku oraz warstw ceratytowych Niżu Polskiego. Matysik (2016, 2019) połączył osady sekwencji An4 i La1 w jedną, czwartą sekwencję w obrębie wapienia muszlowego (fig. 18).

Sekwencja La2 jest zapisana w sukcesji triasowej Śląska jedynie szczątkowo, w postaci wciętych dolin rzecznych najniższego dolnego kajpru, ze względu na marginalne położenie tego obszaru i jego emersję na tym etapie historii basenu (fig. 23; Szulc, 2007a, b). W otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 istnieje rozbieżność między interpretacjami Szulca (2014) i Feldman-Olszewskiej (2014b), dotyczącymi granic sekwencji w strefie przejściowej między wapieniem muszlowym a kajperem. Szulc (2014) uznał, że sekwencje depozycyjne wapienia muszlowego (dokładnie sekwencję L1) kończy erozyjna granica spągowa dolnego kajpru. Feldman-Olszewska (2014b) natomiast zinterpretowała niższe warstwy sulechowskie (niższy dolny kajper) jako osad ciągu HST najwyższej sekwencji wapienia muszlowego (sekwencja T2 wg Feldman-Olszewskiej, 2014b).

Kolejna sekwencja depozycyjna, oznaczona na Śląsku jako La3, a w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 jako T3-1, obejmuje osady najwyższego dolnego kajpru oraz najniższego kajpru środkowego (fig. 23). Jej dolną granicę wyznacza w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 spąg osadów fluwialnych, reprezentujących ciąg LST, zalegających na osadach płytkomorskich. Na Śląsku granica ta jest słabo czytelna, a sukcesję sekwencji La3 rozpoznają transgresywnie, płytkomorskie osady drobnoklastyczne z przewarstwieniami dolomitów. Maksimum zalewu wyznaczają tu warstwy z Opola (tzw. dolomit graniczny), a w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 – spąg sukcesji bogatej w przewarstwienia anhydrytowe w najniższej części warstw gipsowych dolnych (Feldman-Olszewska, 2014b). Ciąg HST reprezentują osady sebhry, plał i równi mułowej dolnych warstw gipsowych (warstwy z Potempy i formacja chrzanowska na Śląsku).

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niziu Polskiego)

TAB. 8. Litostratygrafia wapienia muszlowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecce miechowskiej

Nazwa	Miaż- szość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia	Skamieniałości:	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Magnetostratygrafia	Uwag
Warstwy wolicie	3–6	zachodnia część południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich bliskie zachodnie obrzeżenie, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Trammer (1975); Romanek (1976, 1995, 2006a); Kostecka (1978); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1995, 2006a); Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982, 1989); Liszkowski (1993); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	odsłonięcia w miejscowości Wolica	rejon Wolicy	wapienie drobnokrystaliczne, organogeniczne, jasnoszare z przewarstwieniami zlepieńców sródroformacyjnych	małże, ślimaki, szkarłupnie, fragmenty kości, łuski i zęby ryb; ichnofauna: ślady bezkręgowców; detrytus makroflory	trias środkowy; anizyk, egej	poziom małżoraczkowy <i>Judahella pulchra</i> , poziom otwornicowy <i>Meandrosira deformata</i>	–	–
Warstwy faliste	4–25	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980, 1993, 1995); Romanek (1976, 1995, 2006a, 2018); Kostecka (1979); Pawłowska (1978, 1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1995, 2006a, 2018); Pawłowska (1978, 1979); Kostecka (1979); Jurkiewicz (1980a, b); Liszkowski (1981, 1993); Senkowiczowa (1982, 1989); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Trammer (1975); Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	kamieniołom w Wolicy	rejon Wolicy	wapienie pelityczne z przewarstwieniami wapieni falistych, gruzłowych i liliowcowych	małże, małżoraczki, szkarłupnie, strzykwy (skleryty); gąbki (igły); zęby i kości ryb, konodonty, skolekodonty, otwornice; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy; anizyk, egej	poziom konodontowy <i>Neogondolella regale</i> , poziom małżoraczkowy <i>Judahella tsorfatia</i> , poziom otwornicowy <i>Meandrosira deformata</i>	–	–
Warstwy lukowskie	10–30	zachodnia część południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich bliskie zachodnie obrzeżenie, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1993, 1995); Romanek (1976, 1995, 2006a); Pawłowska (1978); Kostecka (1979); Romanek (1982); Zlonkiewicz (1998, 2024); Szulc (2015a); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1981b, 1995, 2006a); Trammer, Mizerski (1976); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1978, 1979); Kostecka (1979); Liszkowski (1981, 1993); Senkowiczowa (1982, 1989); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	kamieniołom w Wolicy	rejon Wolicy	wapienie pelityczne, wapienie margliste, wapienie liliowcowe, koncentracje krzemienne	małże, ślimaki, szkarłupnie, skleryty strzykwy, igły gąbek, małżoraczki, zęby ryb, otwornice, konodonty, skolekodonty, glony; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy, anizyk, bityn–pelson	poziomy konodontowy: <i>Neogondolella regale</i> , <i>Nicoraella kockell–Neogondolella bulgarica</i> , poziom małżoraczkowy <i>Judahella tsorfatia</i> , poziomy otwornicowy: <i>Meandrosira deformata</i> i <i>Glomospira densa</i>	–	–
Warstwy z <i>Lima striata</i>	10–22	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich z wyjątkiem NE części, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1974a,b,c, 1976a, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a, c); Pawłowska (1978, 1979); Filonowicz (1979); Kostecka (1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982, 1994, 1998); Filonowicz, Lindner (1987); Nawrocki, Szulc (2000); Szulc (2015a, b); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); Zlonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1996); Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1981a, b, 1995, 2006b, 2018); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1978, 1979); Kostecka (1979); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Liszkowski (1981, 1993); Senkowiczowa (1982, 1989); Bodzioch (1993); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	kamieniołom w Wolicy	rejon Wolicy	wapienie pelityczne, wapienie organodetrytyczne, wapienie gruzłowe, szare i oliwkowe łupki ilaste i margliste	gąbki, koralowce, małże, ślimaki, głowonogi, szkarłupnie, ramienionogi, kości płazów, małżoraczki, skleryty strzykwy, zęby ryb, otwornice, konodonty, skolekodonty; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy; anizyk, pelson–illyr	poziomy konodontowy <i>Nicoraella kockell–Neogondolella bulgarica</i> , poziom małżoraczkowy <i>Judahella tsorfatia</i> , poziom otwornicowy <i>Glomospira densa</i>	zona HC1r i dolna część zony HC1n	po uznaniu przez Senkowiczową (1979b) nazwy gatunkowej <i>Lima striata</i> Schlotheim za synonim <i>Plagiostoma striatum</i> (Schlotheim), niektórzy autorzy (np. Senkowiczowa, 1982, 1991, M. Romanek od 1981 r.) zaczęli stosować nazwę warstwy z <i>Plagiostoma striatum</i>
Warstwy poddolomitowe	4–12	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a); Pawłowska (1978, 1979); Filonowicz (1979); Romanek (1982); Nawrocki, Szulc (2000); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1981a); Pawłowska (1978, 1979); Jurkiewicz (1980a, b)	otwór Wola Morawicka 1	rejon Woli Morawickiej–Burdzowa	margle i wapienie	małże, ślimaki, kości płazów, zęby, łuski i kości ryb	trias środkowy; anizyk, illyr	–	górna część zony HC1n i dolna część zony HC2r	–
Warstwy dolomitowe	6–19	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygrafia: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a, c); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1994); Nawrocki, Szulc (2000); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1981a); Dybowa-Jachowicz, Laszko (1978, 1980); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Romanek (2006b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Romanek, Kuleta (2018)	otwór Wola Morawicka 1	rejon Woli Morawickiej–Burdzowa	dolomity, margle dolomityczne, wapienie dolomityczne, ilowce, gipsy, anhydryty	małże, ślimaki, małżoraczki, zęby ryb, miospory, detrytus makroflory	trias środkowy; anizyk, illyr	poziomy miosporowy <i>Tsugaepollenites oriens</i>	zona HC2r	–
Warstwy naddolomitowe	3–25	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1980a, b, 1988, 1995); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1994); Nawrocki, Szulc (2000); Romanek (2006a, c); Romanek, Kuleta (2018); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1981a, 2006b); Jurkiewicz (1980a, b, 1988, 1993); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Romanek, Kuleta (2018)	otwór Wola Morawicka 1	rejon Woli Morawickiej–Burdzowa	wapienie z przewarstwieniami margli i ilów, piaskowce wapieniste	małże, ślimaki, kości ryb	trias środkowy; anizyk, illyr	–	zona HC2r	–
Warstwy z <i>Pecten discites</i>	1–9	południowe, zachodnie, NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i zachodnia część ich NE obrzeżenia	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1993, 1995); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1981a, d, 1995, 2006a, c); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1982, 1994); Nawrocki, Szulc (2000); Romanek, Kuleta (2018); Zlonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Romanek (1976, 1977, 1981a, d, 1995, 2006b, 2018); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1979); Ptaszyński (1981a); Rdzanek (1981a); Bodzioch (1984); Senkowiczowa (1989, 1991); Jurkiewicz (1993); Liszkowski (1993); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Trammer (1975); Romanek, Kuleta (2018)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc	wapienie drobnokrystaliczne, wapienie organodetrytyczne, wapienie piaszczyste, żółtawe lub jasnoszare z przewarstwieniami szarych ilów, ilowców i margli, lokalnie nagromadzenia skorup małży <i>Entolium discites</i> o charakterze muszlowca	małże, ślimaki, ramienionogi, głowonogi, szkarłupnie, konodonty, kości i zęby ryb, kości gadów, mega- i miospory	trias środkowy; anizyk–ladyn, illyr–fassan	poziomy amonitowy <i>pulcher?</i> , poziom konodontowy 1 <i>Neogondolella momburgensis</i> – <i>Chirodella dinodoides</i> i dolna część poziomu 2 <i>Neogondolella momburgensis</i> , podpoziomy <i>Tasmanites</i> poziomu miosporowego <i>Heliosaccus dimorphus</i>	górna część zony HC2n, zona HC3r i dolna część zony HC3n	warstwy nazywane warstwami pectenowymi (Rubinowski, 1974); po uznaniu przez Senkowiczową (1979b) nazwy gatunkowej <i>Pecten discites</i> Schlotheim za synonim <i>Entolium discites</i> (Schlotheim), niektórzy autorzy (np. Senkowiczowa, 1982, 1991; M. Romanek od 1981 r.) zaczęli stosować nazwę warstwy z <i>Entolium discites</i>
Warstwy ceratytowe	5–10	południowe, zachodnie, NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i zachodnia część ich NE obrzeżenia	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1974, 1976a, 1980a, b, 1993); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1981a, d, 1995); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982, 1994, 1998); Studencki (1998); Nawrocki, Szulc (2000); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); Zlonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1972); Styk (1965); Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Romanek (1976, 1977, 1981a, d, 1995, 2018); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1979); Ptaszyński (1981a); Rdzanek (1981a); Bodzioch (1984); Senkowiczowa (1982, 1989, 1991); Fijałkowska, Trzepierzynska (1990); Jurkiewicz (1993); Liszkowski (1993); Fijałkowska-Mader (2006b, 2018b); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Trammer (1975); Bodzioch (1984)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc	wapienie, wapienie organodetrytyczne, wapienie piaszczyste, mulowce, ilowce, piaskowce	małże, ślimaki, głowonogi, ramienionogi, konodonty, otwornice, kości, zęby i łuski ryb, kości gadów, mega- i miospory; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy; ladyn, fassan	poziomy amonitowy: <i>robustus</i> , <i>compressus</i> , <i>evolutus</i> , <i>spinosus</i> , <i>postspinosus</i> , <i>enodis</i> , poziomy konodontowy: górna część poziomu 2 <i>Neogondolella momburgensis</i> , poziom 3 <i>Neogondolella media</i> , poziom 4 <i>Neogondolella haslachensis</i> , podpoziomy <i>Tasmanites</i> poziomu miosporowego <i>Heliosaccus dimorphus</i> , poziom megasporowy <i>Capillisporites germanicus</i>	górna część zony HC3n i zona HC4r	–

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niziu Polskiego)

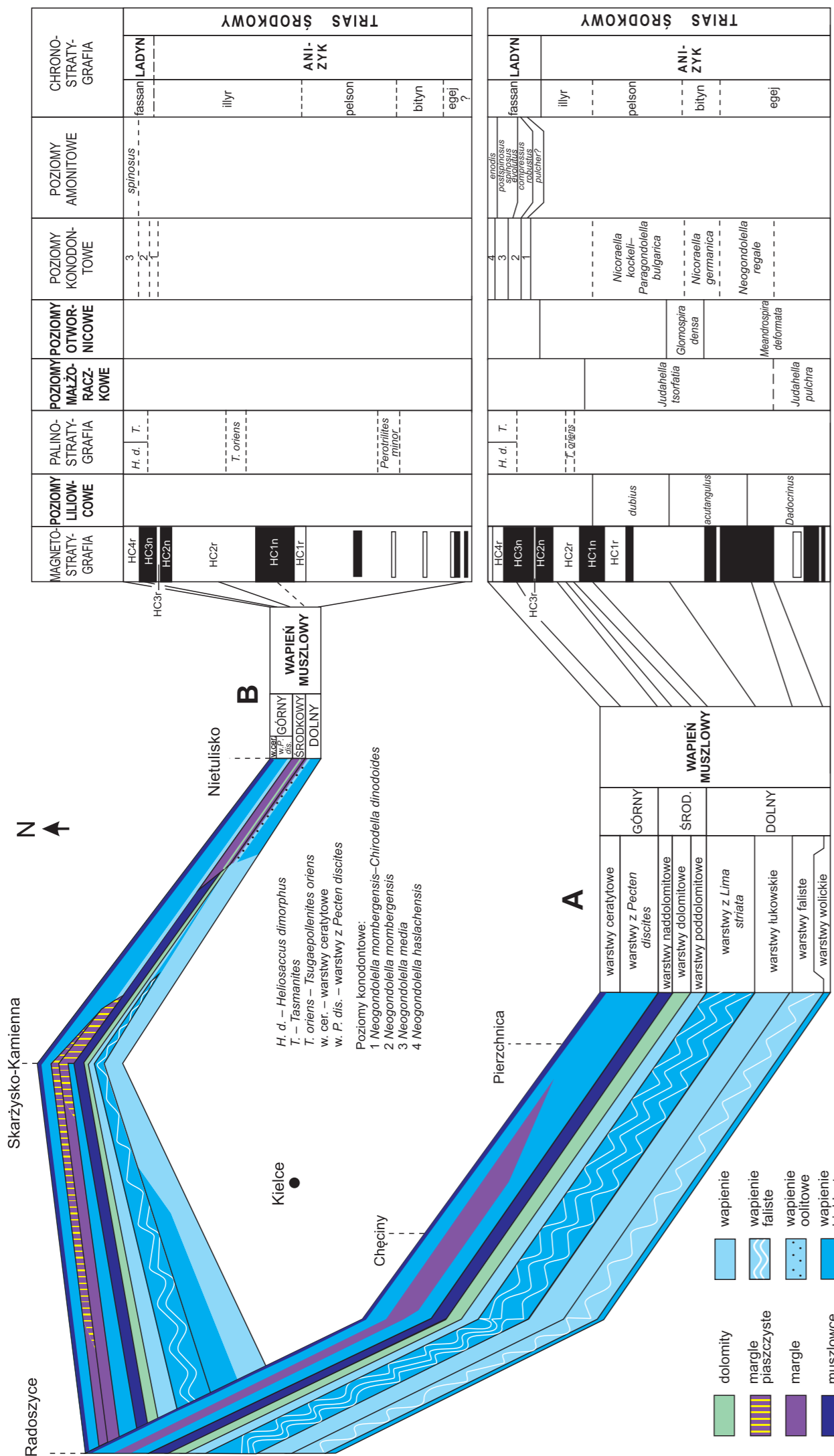


FIG. 17. Stratygrafia wapienia muszlowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wg Senkowiczowej (1979a, 1989), Piaszyskińskiego (1981a, b), Piaszyskińskiego i Nawrockiego, Szulca (2000a, b); poziomy ilłowcowe wg Gluchowskiego, Salomona (2005); palinostratygrafia: A – wg Dybowej-Jachowicz, Laszko (1978, 1980); B – wg Fijałkowskiej (2006a, b), Fijałkowska-Mader (2018b); poziomy małżoraczkowe wg Szyk (1982); poziomy otwornicowe wg Gaździckiego i in. (1975); poziomy konodontowe: A – wg Trammera (1971, 1972, 1975), Romanek (1977), Nawrockiego, Szulca (2000a, b), B – wg Romanek (1977, 1981a, b); Piaszyskińskiego (1981a); poziomy amonitowe wg Senkowiczowej (1991)

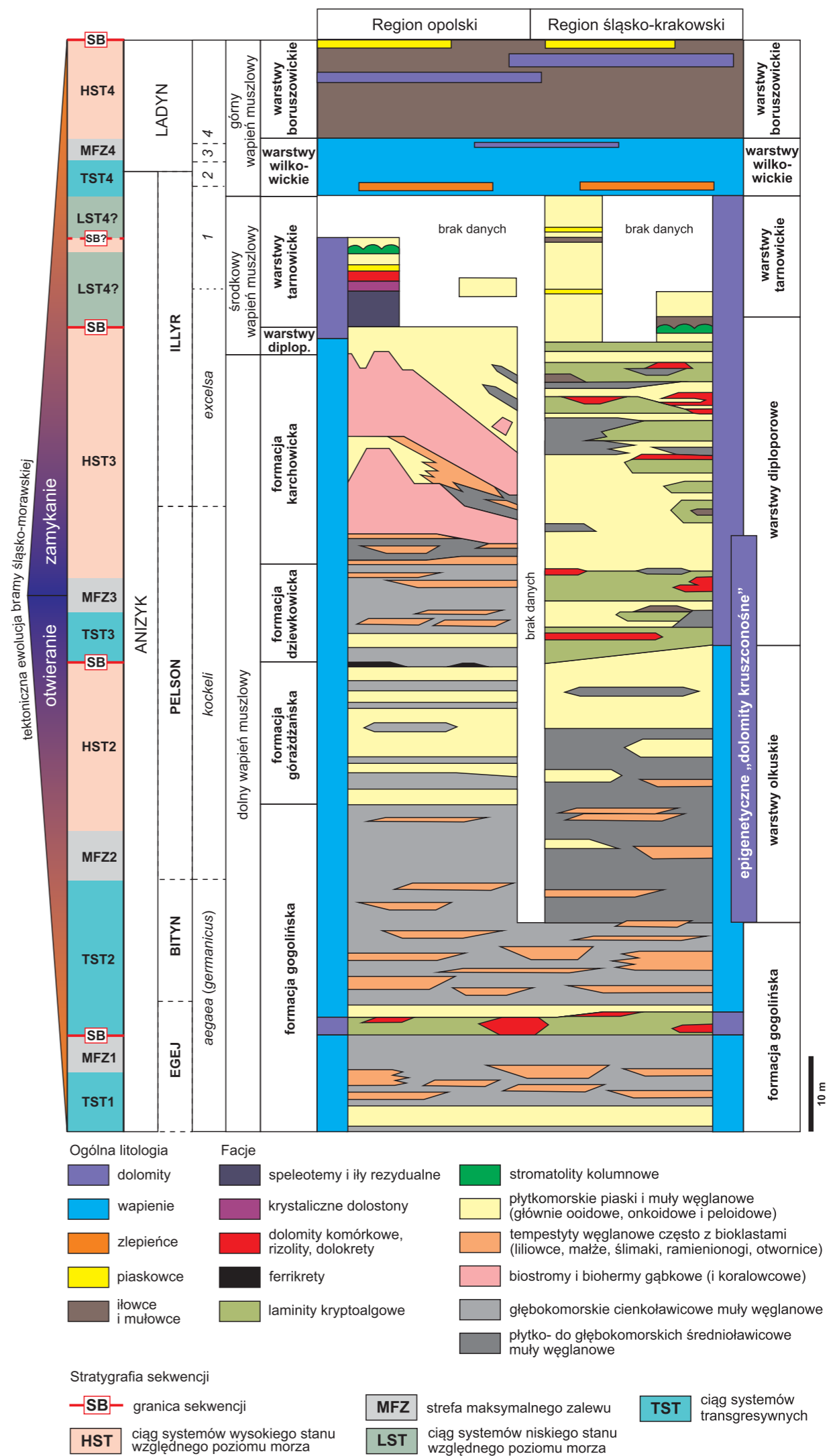


FIG. 18. Stratygrafia wapienia muszlowego regionu opolskiego i śląsko-krakowskiego wraz ze schematycznym rozkładem litologiczno-facjalnym wg Matysyka (2016, zmieniono) oraz literatury tam cytowanej; litologia górnego wapienia muszlowego na podstawie Szulca (2000); orientacyjne położenie poziomów konodontowych na podstawie Zawidzkiej (1975a)

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

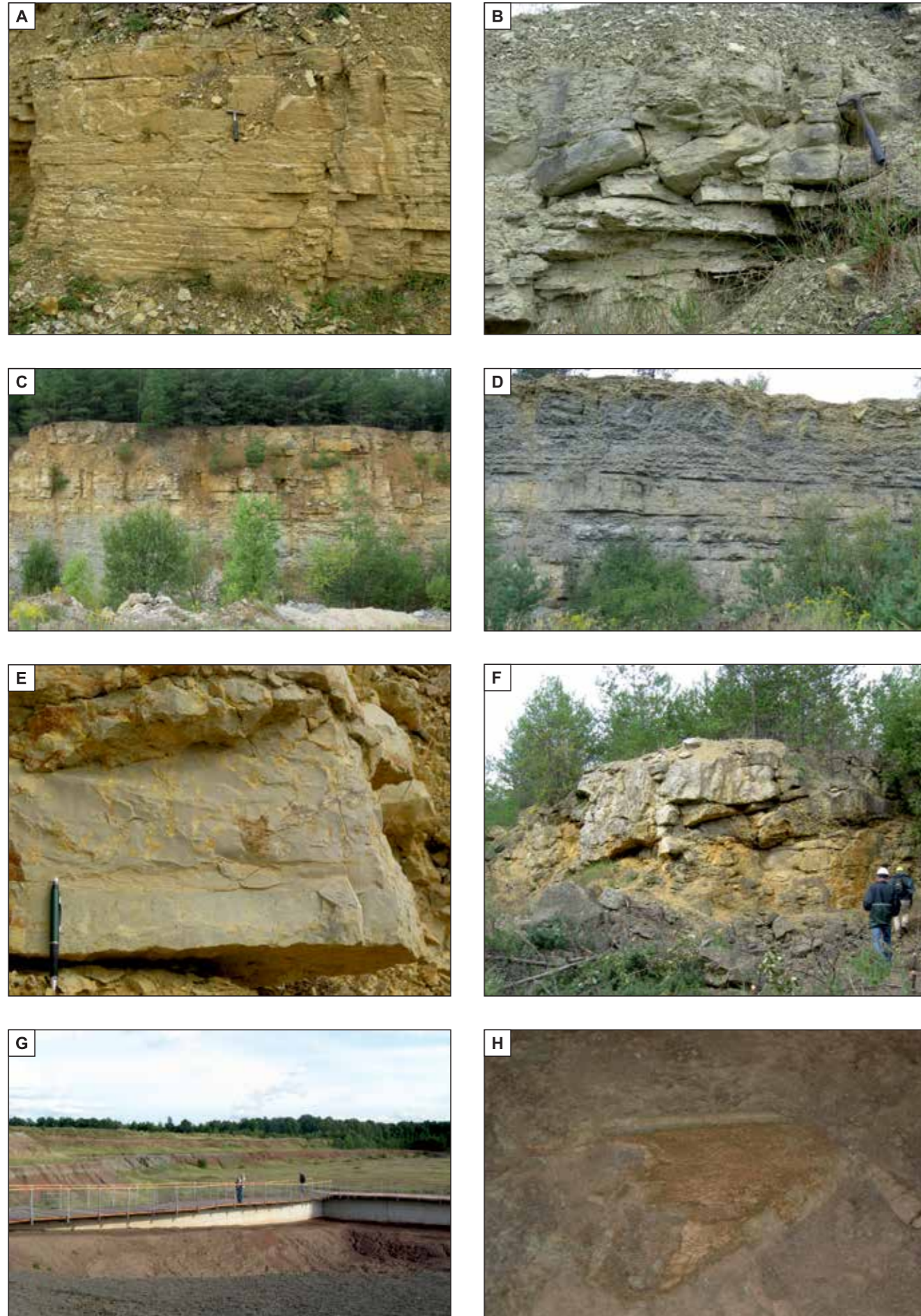


FIG. 19. Wapień muszlowy i kajper Śląska: A – warstwowane przekątnie wapienie bioklastyczne niższej formacji gogolińskiej, Gogolin; B – spływy rumoszone wywołane wstrząsem sejsmicznym w niższej formacji gogolińskiej, Gogolin; C – przejście formacji gogolińskiej w formację górażdżańską w Strzelcach Opolskich; D – drobnowarstwowane wapienie i margle formacji dziewczkowskiej z wyraźnym przewarstwieniem ogniwa enkrinitu z Góry Św. Anny (dawnej: głównej ławicy krynowidowej, Hauptcrinoidenbank); E – bioturbacje w spoiwym dnie w wapieniach najniższej formacji karchowickiej, Tarnów Opolski; F – rafa gąbkowo-koralowcowa, formacja karchowicka, Tarnów Opolski; G – odsłonięcie mulowców formacji z Grabowej w Krasiejowie; H – czaszka kręgowca z poziomu kościonośnego z formacji z Grabowej, Krasiejów. Fot. A. Becker

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

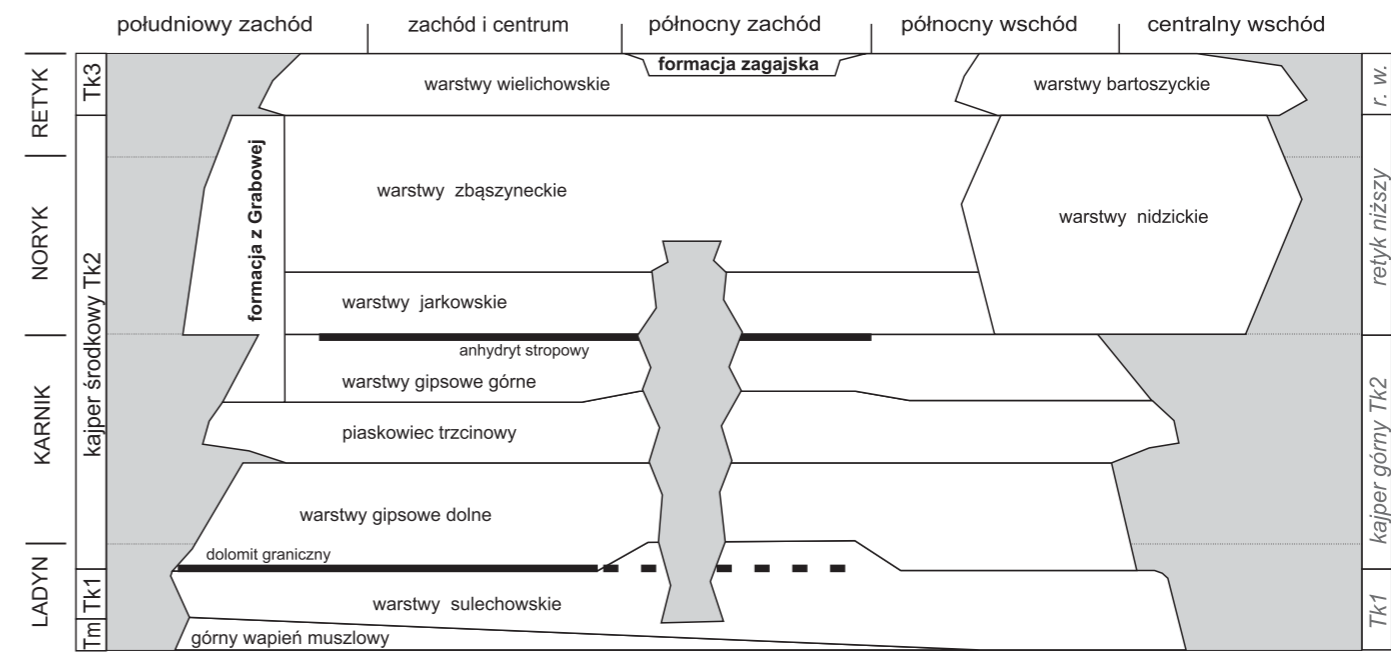


FIG. 20. Schemat litostratigrafii kajpru Niżu Polskiego (bez obszaru sudeckiego i świętokrzyskiego) na podstawie Franza i in. (2021, zmieniono); po prawej stronie schematu pokazano starszy, nieaktualny obecnie, nadrzędny podział litostratigraficzny na kajper i retyk

Dolną granicę kolejnej sekwencji depozycyjnej wyznacza spąg piaskowca trzciniowego (warstwy z Piotrowiny na Śląsku). Sekwencja ta została oznaczona w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 jako T3-2, a w nomenklaturze wprowadzonej przez Szulca (2000) – jako Ca1 (pierwsza sekwencja wieku karnickiego; Franz i in., 2021). Fluwialne osady piaskowca trzciniowego tworzą ciąg LST (Feldman-Olszewska, 2014b; Franz i in., 2021; fig. 23). Ciąg TST wg Feldman-Olszewskiej (2014b) tworzą warstwy gipsowe górne łącznie z dwiema warstwami anhydrytu (tzw. anhydryt stropowy), interpretowane jako osad sebhya przybrzeżnej i laguny. Powierzchnię maksymalnego zalewu autorka ta wyznaczyła w stropie tzw. anhydrytu stropowego. Cienki pakiet warstw gipsowych górnych, przykrywających anhydryt stropowy, reprezentuje ciąg HST. Spąg leżący wyżej fluwialnych warstw jarokowskich tworzy dolną granicę kolejnej sekwencji depozycyjnej (T3-3; Feldman-Olszewska, 2014b). Na Śląsku sukcesja wyższej części kajpru jest interpretowana jako rezultat depozycji w środowisku plał, fluwialnej równi mułowej oraz koryt rzecznych i nie była interpretowana w kontekście szeroko pojętej stratygrafii sekwencji.

Cykle poziomu bazowego są jednostkami stratygraficznymi, rejestrującymi retrogradacyjne i progradacyjne następstwa środowisk, interpretowane jako wynik zmian stosunku rozwoju przestrzeni akomodacyjnej do intensywności dostawy materiału w basenie

(np. Shanley, McCabe, 1994; Cross, Lessenger, 1998; Nystuen, 1998). Rosnący stosunek tych dwóch parametrów odpowiada wzniosowi i spadku poziomu bazowego i zapisuje się retrogradacyjnym następstwem, a jego zmniejszanie się – spadkowi tego poziomu i zapisuje się progradacją. Pełny cykl składa się z dwóch semicykli: wzniosu i spadku poziomu bazowego. Granice cykli mogą stanowić nieciągłości, ale z reguły są to stopniowe przejścia trendów pro- i retrogradacyjnych w siebie nawzajem. Becker (2005) wyróżniła cykl poziomu bazowego dużej skali w dolnym pstrym piaskowcu oraz małej i średniej skali w środkowym pstrym piaskowcu (fig. 25, 26). Formacja bałtycka reprezentuje jeden cykl poziomu bazowego dużej skali, w którym przejście z trendu wzniosu do spadku jest zarejestrowane nieco powyżej środkowej części formacji w osadach odrzeża. W formacji pomorskiej autorka wyróżniła trzy do czterech cykli bazowych średniej skali, które mają regionalny potencjał korelacyjny (Becker, 2005: fig. 23, 24). Niskie położenie poziomu bazowego było związane z depozycją w obrębie strefy brzegowej lub łach ooidowo-piaszczystych, natomiast wysokie położenie poziomu bazowego odzwierciedlało się w depozycji w centrum zbiornika w warunkach otwartych (fig. 26). Szczególnie charakterystyczne są maksima wzniosu poziomu bazowego pierwszego i trzeciego cyklu średniej skali. Pierwsze z nich reprezentuje sukcesja szaro-zielonych heterolitów drobnziarnistych z licznym, dwugatunkowym zespołem akritarch (Orłowska-Zwolińska, 1977,

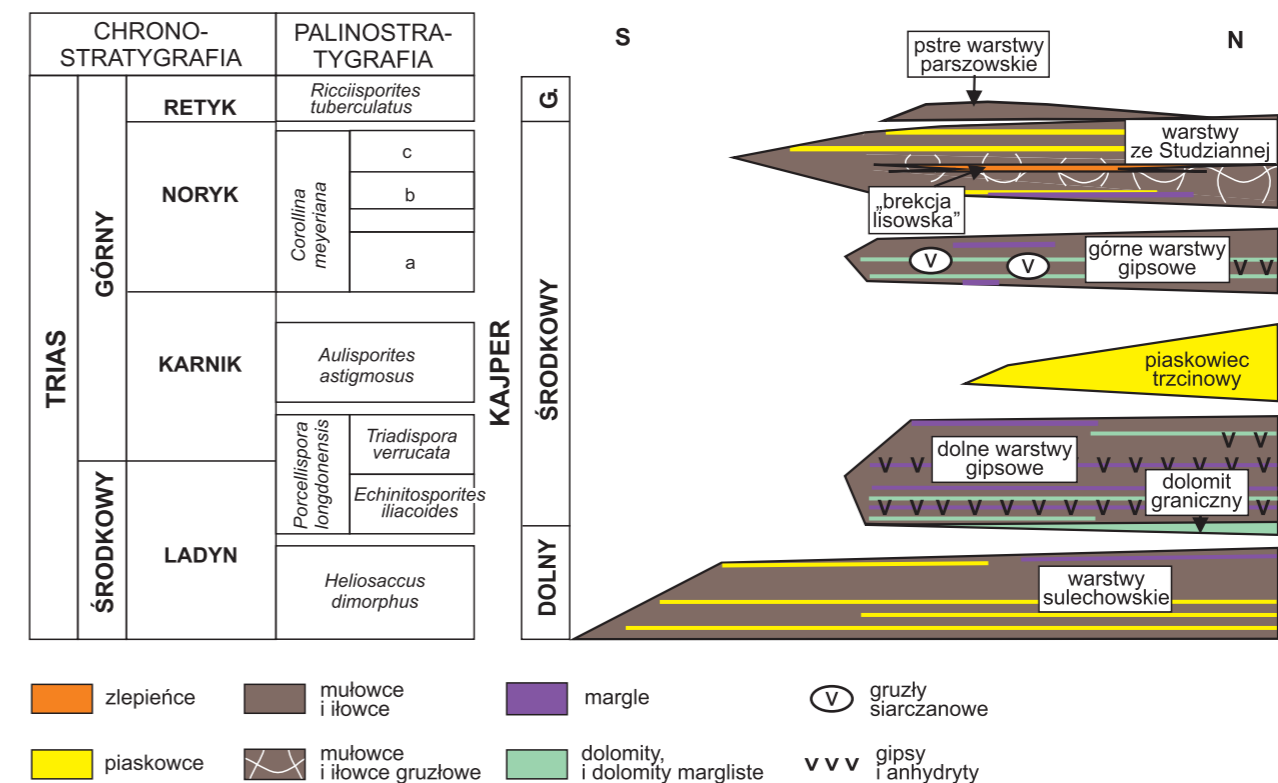


FIG. 21. Stratygrafia kajpru w zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (wg Jurkiewicza, 1980b, 1988; Fijałkowskiej-Mader, 2018a; palinostatygrafia wg Fijałkowskiej, 1992a)

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niżu Polskiego)

TAB. 9. Litostratygrafia kajpru Niżu Polskiego. Występowanie w obrębie tektonicznych struktur mezozoicznych wg podziału Aleksandrowskiego (2017)

Nazwa	Miażdżość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym kreator	Stratotyp	Typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
Warstwy sulechowskie	70–100, maks. 160	północna część monokliny przedśudeckiej, północna i centralna część synklinorium szczytowo-miechowskiego, antyklinorium środkowopolskiego i synklinorium koszański-zamojskiego	jednostka wprowadzona przez Gajewską (1978) ; badania litostratygraficzne: m.in. Deczkowski (1977); Gajewska (1987); Becker i in. (2008); Franz i in. (2021); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2014b); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Styk (1982); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); badania magnetostratygraficzne: Nawrocki i in. (2015)	brak, opisane m.in. na podstawie rdzenia z otworu Sulechów IG 1	Niż Polski, głównie część centralna i zachodnia	utwory mulowcowe i ilowcowe, w dolnej części głównie szare, ku górze coraz bardziej pstrze; przewarstwienia piaskowców głównie szarych koncentrują się głównie w najniższej i najwyższej części wydzielenia, ale zwykle nie stanowią więcej niż 40% sumarycznej miąższości jednostki; pojedyncze przewarstwienia wapieni, dolomitów, margli, głównie w środkowej części; detrytus zwęglonej flory, nieliczne skorupki małży, ziarna glaukonitu, w najwyższej części sporadyczne wprysnięcia anhydrytu	slabo zachowane, nieliczne małże, zwęglona flora	trias środkowy; lądny	poziom miosporowy <i>Heliosaccus dimorphus</i> ; poziom megasporowy <i>Dijkstraisporites beutleri</i> ; poziomy małżoraczkowe <i>Spelunella alata</i> , <i>Gemmanella schweyeri</i>	jednostka rangi formacji w podgrupie kajpru dolnego, często utożsamiana z kajprem dolnym; w propozycjach formalizacji wydzielenia litostratygraficznego triasu jednostkę tę ujmowano w formacji lubuskiej
Warstwy miedarskie	ok. 20, miejscami do ponad 50	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litostratygraficzne: m.in. Kotlicki (1974) ; Kotlicki, Włodek (1976); Grodzicka-Szymanko (1978); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); badania biostratygraficzne i paleontologiczne: Kotlicki, Siewiak-Madej (1982); Laszko (1982); Sulaj i in. (2011); Czepiński i in. (2023); Rytel i in. (2024)	brak, opisane po raz pierwszy w Miedarach	Wyżyna Śląska	szaroczarne, rzadziej pstrze, ilowce ilowce piaszczyste laminowane poziomo lub faliste i piaskowce ze szczątkami zwęglonej flory; miejscami w ilowcach przewarstwienia żółtawego wapienia lub zlepierca wapiennego, miejscami dolomitów, w piaskowcach glaukonit	szczątki ryb, płazów, gadów; szczątki flory	trias środkowy; lądny	–	jednostka rzadko używana; częściej spotyka się terminy kajper ilowcowy, ilowce lub kajper dolny; ostatnio bardziej popularna dzięki licznym znaleziskom paleontologicznym
Warstwy gipsowe dolne	zwykle ok. 80 do ponad 200	monoklina przedśudecka, synklinorium szczytowo-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszański-zamojskiego	badania litostratygraficzne: m.in. Szyperko-Śliwczynska (1960) ; Deczkowski (1977); Gajewska (1978, 1988); Gajewska i in. (1997); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2008, 2014b); Iwanow (2012); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014)	brak, za typowy profil można uznać otwór Wagrowiec IG 1	Niż Polski	szare, ciemnoszare i szarozielonkawe ilowce z licznymi przewarstwieńiami, smugami i gniazdami anhydrytu, podrzędnie (głównie w najniższej części) dolomitu; sporadycznie miejscami przewarstwienia wapieni lub piaskowców; w rejonie Donatowo-Strzelno-Krośnice kilkunastometrowy pakiet soli kamiennej w środkowej części; w najwyższej części barwa ilowców staje się szaroczerwona; najniższą część tworzy tzw. pakiet ilowców z dolomitem granicznym	miejscami szczątki ryb i małżów oraz muszloraczki (esterie), miejscami liczne; skamieniałości te występują głównie w niższej części wydzielenia	trias górny; karnik	poziom miosporowy <i>Porcelispora longdonensis</i>	nazwa wydzielenia pochodzi od niemieckiego <i>unterer Gipskeuper</i> ; do polskiego nazewnictwa i stratygrafii wprowadziła je Szyperko-Śliwczynska (1960), używając pojęcia serii; ostateczną nazwę i zasięg stratygraficzny ustaliła Gajewska (1978); najniższe wydzielenie podgrupy kajpru środkowego
Piaskowiec trzinowy	zwykle ok. 50–80	monoklina przedśudecka, synklinorium szczytowo-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszański-zamojskiego	badania litostratygraficzne: m.in. Szyperko-Śliwczynska (1960) ; Gajewska (1973, 1978, 1988); Deczkowski (1977); Gajewska i in. (1997); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2008, 2014c); Iwanow (2012); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania paleoklimatyczne: Fijałkowska-Mader (2015); Fijałkowska-Mader i in. (2021); badania petrofizyczne: np. Feldman-Olszewska i in. (2012); badania paleomagnetyczne: Nawrocki i in. (2015)	–	Niż Polski	w dolnej części zmienna: piaskowce drobno- i średnioziarniste jasnoszare z licznym pyłem kaolinowym, przechodzące obocznie w mulowce szare, piaszczyste; w górnej części osady mulowcowo-piaszczyste szare i pstrze z cienkimi przewarstwieńiami margli, dolomitów i zlepierców węglanowych, wprysnięcia gipsów	skorupki małży (w najniższej części); szczątki zwęglonych lub spirytywanych roślin	trias górny; karnik	poziom miosporowy <i>Aulisporites astigosus</i> ; poziom megasporowy <i>Narkisporites harrisi</i>	nazwa wydzielenia pochodzi od niemieckiego <i>Schiffsandstein</i> ; do polskiego nazewnictwa i stratygrafii wprowadziła je Szyperko-Śliwczynska (1960); szczegółowy opis wydzielenia z zasadniczej części Niżu Polskiego podała Gajewska (1978); wydzielenie podgrupy kajpru środkowego, powyżej dolnych warstw gipsowych; w Niemczech wydzielenie Schiffsandstein zostało sformalizowane jako formacja ze Stuttgartu (fm. sztutgartka) – niektórzy autorzy stosują nazwę tej formacji również na terenie Polski
Warstwy gipsowe górne	zwykle 50–150, lokalnie może przekraczać 300	monoklina przedśudecka, synklinorium szczytowo-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszański-zamojskiego	badania litostratygraficzne: m.in. Szyperko-Śliwczynska (1960) ; Deczkowski (1977); Gajewska (1978, 1988); Gajewska i in. (1997); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2008, 2014c); Iwanow (2012); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania paleomagnetyczne: Nawrocki i in. (2015)	–	Niż Polski	ilowce czerwone z wprysnięciami lub przewarstwieńiami anhydrytu lub gipsu; sporadycznie cienkie przewarstwienia piaskowcowe; w najwyższej części występuje charakterystyczny pakiet ciemnoszarych ilowców z kilkumetrową warstwą lub cięszymi przewarstwieńiami szarego anhydrytu stopowego (głównie na monoklinie przedśudeckiej i w niecce łódzkiej)	–	trias górny; karnik-noryk	w najwyższej części poziom miosporowy <i>Corollina meyeriana</i>	nazwa wydzielenia pochodzi od niemieckiego <i>oberer Gipskeuper</i> ; do polskiego nazewnictwa i stratygrafii wprowadziła je Szyperko-Śliwczynska (1960), używając pojęcia serii; ostateczną nazwę i zasięg stratygraficzny ustaliła Gajewska (1978); wydzielenie podgrupy kajpru środkowego powyżej piaskowca trzinowego
Warstwy jarkowskie	ok. 50–120	monoklina przedśudecka, synklinorium szczytowo-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszański-zamojskiego	badania litostratygraficzne: m.in. Dadlez, Kopik (1963) ; Deczkowski (1977); Deczkowski i in. (1997); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2014c); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014)	brak, zdefiniowane w znacznym stopniu na podstawie rdzenia z otworu Książ Wielkopolski IG 1	Niż Polski	ilowce pstrze, często dolomityczne ze smugami lub przewarstwieńiami dolomitów (w tym oolitowych), rzadziej piaskowców; w ilowcach częste drobne kongregacje węglanowe lub redeponowane poziomy takich kongregacji	zwęglona flora, zęby ryb i gadów, małżoraczki, niekiedy nieoznaczalne szczątki małżów	trias górny; noryk	poziom miosporowy <i>Corollina meyeriana</i>	wydzielenie wyższej części kajpru środkowego (powyżej warstw gipsowych); wcześniej zaliczane do tzw. retyku niższego; poniżej warstw jarkowskich wydzieleno warstwy drawnieńskie, które obecnie wlicza się do warstw jarkowskich
Warstwy zbąszyńskie	ok. 50–300	monoklina przedśudecka, synklinorium szczytowo-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszański-zamojskiego	badania litostratygraficzne: m.in. Dadlez, Kopik (1963) ; Deczkowski (1977); Deczkowski i in. (1997); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2014c); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania mineralogiczno-geochemiczne i paleoklimatyczne: m.in. Brański (2014); Pierkowski i in. (2014); badania geochemiczno-złożowe: m.in. Brański, Mikulski (2016)	brak, zdefiniowane w znacznym stopniu na podstawie rdzenia z otworu Książ Wielkopolski IG 1	Niż Polski	ilowce, rzadziej ilowce mulowcowe i ilowce piaszczyste pstrze, często o strukturze gruzlowate, zlepierce ilowce; w ilowcach drobne kongregacje wapienne lub dolomitowe, przewarstwienia zlepierców zbudowanych z otoczków dolomitów, wapieni, ilowców, niekiedy przewarstwienia piaskowców; miejscami piryty lub syderyt	szczątki zwęglonej flory, małżoraczki	trias górny; noryk	poziom miosporowy <i>Corollina meyeriana</i>	najwyższe wydzielenie kajpru środkowego, często trudne do oddzielenia od leżących poniżej warstw jarkowskich; wcześniej wyższa część tzw. retyku niższego
Warstwy wielichowskie	ok. 20–150	monoklina przedśudecka, synklinorium szczytowo-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszański-zamojskiego	badania litostratygraficzne: m.in. Dadlez, Kopik (1963) ; Deczkowski (1977); Deczkowski i in. (1997); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Pierkowski (2004); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1971, 1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania multidyscyplinarne stratygraficzne: np. Pierkowski i in. (2012); badania mineralogiczno-geochemiczne i paleoklimatyczne: m.in. Brański (2014); Pierkowski i in. (2014); badania geochemiczno-złożowe: m.in. Brański, Mikulski (2016); Mikulski i in. (2022)	brak, zdefiniowane w znacznym stopniu na podstawie rdzenia z otworu Książ Wielkopolski IG 1	Niż Polski	skały ilasto-mulowcowo-piaszczyste, głównie szare, podrzędnie brązowe ze zmiennym udziałem piaskowców jasnoszarych; częste występowanie sferolitów syderytowych lub żelazistych, smug węglistych i węgli, miejscami piryty; miejscami dolomityzację, syderytację lub smugi syderytu; rizoidy	szczątki zwęglonej flory	trias górny; retyk	poziom miosporowy <i>Ricciisporites tuberculatus</i> ; poziom megasporowy <i>Trileites pinguis</i>	wydzielenie w randze formacji w podgrupie kajpru górnego (wcześniej tzw. retyk wyższy); facje z większym udziałem piaskowców na pograniczu pomorskiego segmentu antyklinorium środkowopolskiego i niecki koszańskiej nazywane są warstwami z <i>Trileites</i>
Warstwy niżdnie	zwykle 40–100, maks. do ok. 200	monoklina mazursko-podlaska	badania litostratygraficzne, petrograficzne i sedimentologiczne: m.in. Dadlez (1968) ; Maliszewska (1974); Deczkowski i in. (1997); Szulc (2018); Becker (2019); badania palinostratygraficzne: Marcinkiewicz (1971); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	brak, nazwane od najlepiej znanego ich profilu uzyskanego w otworze Nidzica IG 1	NE i wschodnia Polska	osady pstrze, często zlepiercowate, o zmiennej litologii; najczęściej ilowce, ilowce gruzlowate, zlepierce ilowce; różny udział przewarstwień piaskowców, mulowców, margli, dolomitów i różnorodnych zlepierców (w tym z otoczków skał węglanowych); w ilowcach drobne kongregacje wapienne i dolomityczne	szczątki ryb, małżoraczki	trias górny; noryk	poziom miosporowy <i>Corollina meyeriana</i>	wydzielenie w randze formacji w podgrupie kajpru środkowego, korelowane z warstwami jarkowskimi i zbąszyńskimi; uznawane wcześniej za tzw. retyk niższy
Warstwy bartoszyckie	zwykle ok. 15–70, maks. do ok. 100	monoklina mazursko-podlaska	badania litostratygraficzne, petrograficzne i sedimentologiczne: m.in. Dadlez (1968) , 1974); Maliszewska (1974); Deczkowski i in. (1997); Becker (2015c); Szulc (2018); Franz i in. (2021); badania palinostratygraficzne: Marcinkiewicz (1971); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	–	NE i wschodnia Polska	ilowce i mulowce szare, miejscami dolomityczne lub węgliste, podrzędnie przewarstwienia piaskowców szarych lub brązowych; sporadycznie laminy węgla, kongregacje syderytowo-iliaste, ilasto-żelaziste, pirytowe, sferolity syderytowe, syderytację, limonitację, sieczka roślinna; udział piaskowców wzrasta ku NE	sieczka roślinna, okruchy drewna, odciski roślin	trias górny; retyk	poziom miosporowy <i>Ricciisporites tuberculatus</i> ; poziom megasporowy <i>Trileites pinguis</i>	wydzielenie w randze formacji w podgrupie kajpru górnego, korelowane z warstwami wielichowskimi; wcześniej uznawane za tzw. retyk wyższy
Warstwy z Piotrowiny	zwykle ok. 45	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	stosowana głównie w badaniach litostratygraficznych i kartograficznych: np. Kotlicki, Włodek (1976) ; Gajewska i in. (1997)	–	Wyżyna Śląska	piaskowce i mulowce z detrytusem flory; piaskowce typu szarogłazowego w postaci grubych ławic, cięszych przewarstwień lub laminacji; w dolnej części szare, ku górze przechodzące w żółtawe lub brunatnoczerwone; w dolnej części niekiedy laminy węgla; dość częste poziomy gleby stigmariowej	detrytus zwęglonych szczątków roślin	trias górny; karnik	poziom miosporowy <i>Aulisporites astigosus</i> ; poziom megasporowy <i>Narkisporites harrisi</i>	jednostka rzadko używana, częściej stosuje się pojęcie piaskowca trzinowego, jednostki w obrębie kajpru środkowego
Warstwy z Opola	zwykle poniżej 10	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litostratygraficzne: m.in. Kotlicki (1974); Kotlicki, Włodek (1976) ; Grodzicka-Szymanko (1978); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); badania biostratygraficzne: Grodzicka-Szymanko, Orłowska-Zwolińska (1972); Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	brak, wydzielone na podstawie rdzenia z otworu Opole	Wyżyna Śląska	dolomity pelityczne bezwoszarne, margle dolomityczne oraz zlepierce ilasto-węglanowe	małże	trias górny; karnik	poziom miosporowy <i>Porcelispora longdonensis</i> , podpoziom <i>Echinisporites ilioides</i>	częściej stosowana nazwa to dolomit graniczny
Warstwy z Potempy	ok. 50–60	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litostratygraficzne: m.in. Kotlicki (1974); Kotlicki, Włodek (1976) ; Grodzicka-Szymanko (1978); badania sedimentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); badania biostratygraficzne: Grodzicka-Szymanko, Orłowska-Zwolińska (1972); Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	brak, wydzielone na podstawie rdzenia z otworu 21 w Potempie	Wyżyna Śląska	ciemnoszare margle i ilowce dolomityczne lub wapieniste z przewarstwieńiami dolomitów i margli dolomitycznych, często gruzlowych oraz cienkimi przewarstwieńiami piaskowców; żyłki lub wtrącenia anhydrytów i gipsów	–	trias górny; karnik	poziom miosporowy <i>Porcelispora longdonensis</i> , podpoziom <i>Triadispora verrucata</i>	odpowiadają warstwom gipsowym dolnym
Formacja chrzanowska	10–90	wschodnie obrzeżenie wyniesienia górnośląskiego; monoklina śląsko-krakowska	badania litologiczne, litostratygraficzne i sedimentologiczne: Bilan (1976) ; Szulc i in. (2015b); badania biostratygraficzne, głównie palinostratygraficzne: Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Fijałkowska-Mader i in. (2015b); badania sedimentologiczne i geochemiczne: m.in. Środoń i in. (2014); Jewula i in. (2019)	brak, najpełniejsze profile znane z rejonu Chrzanowa (m.in. otwór nr 75 = N-215 k. Ciężkowic)	południowa część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej	dominują ilowce, mulowce, margle dolomityczne (szare, czasem z odcieniem żółtawym lub zielonkawym, głównie masywne) oraz dolomity (głównie mikryty i mikrosparyty), tworzące liczne przewarstwienia; rzadko występują przelawienia piaskowców dolomitycznych oraz zlepierców śródformalcyjnych złożonych z okrągłych fragmentów dolomitów (dolocrete); charakterystyczne są lokalnie występujące przewarstwienia gipsu; miejscami liczne przewarstwienia, żyły, gniazda gipsu włókniściego	ubogie: liścionogi (muszloraczki) i małżoraczki	trias górny; karnik	poziom palinostratygraficzny <i>Longdonensis verrucata</i>	niepewny status formalny jednostki; odpowiednik warstw gipsowych dolnych zaliczanych do kajpru środkowego

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niżu Polskiego)

Nazwa	Miażdżość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym kreator	Stratotyp	Typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja bolesławska	10–35	wschodnie obrzeżenie wyniesienia górnośląskiego; monoklina śląsko-krakowska	badania litologiczne, litostratygraficzne i sedimentologiczne: Bilan (1976); Szulc i in. (2015b); badania biostratygraficzne, głównie palinostratygraficzne: Orłowska-Zwołńska (1983, 1985); Marcinkiewicz (1978); Fijałkowska-Mader i in. (2015b); badania sedimentologiczne i geochemiczne: m.in. Środoń i in. (2014); Jewuła i in. (2019)	brak, typowy profil przedstawia otwór nr 70 = BPH-141 z okolic Bolesławia	S część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej	budowa dwudzielna: niższa część tworzy ogniwo ilowców z Błędowa, a wyższa – ogniwo ilowców z Kluczy; ilowce z Błędowa charakteryzują się dużym zróżnicowaniem litologicznym (zlepienie, piaskowce, mulowce, ilowce i ility, wapień, margle i dolomity) skał o zróżnicowanym zabarwieniu i pstre; w ilowcach z Kluczy dominują pstre ilowce, wśród których występują przewarstwienia mulowców i wapieni	w wapieniach występują skorupki małżoraczków, liścionogów (muszloraczków), małżów i ślimaków	trias górny; kamik	poziom palinologiczny <i>astigmosus</i>	niejasny status formalny jednostki; odpowiednik piaskowca trzciny zaliczanego do środkowego kajpru (ilowce z Błędowa); ilowce z Kluczy włączone do sformalizowanej w 2015 r. formacji z Grabowej
Formacja pstrych mulowców i węglanów z Grabowej	od kilku do 175, maks. ok. 400	SE monoklina przedśudecka; NE obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	jednostka pierwotnie opisana przez Bilana (1976) jako formacja grabowska, ale w węższym znaczeniu; badania litostratygraficzne: Deczkowski (1977); Grodzicka-Szymanko (1978); Kotlicki (1995); Deczkowski i in. (1997); Szulc, Racki (2015); Szulc i in. (2015b); badania sedimentologiczno-facialne: Pieńkowski (1988); Szulc i in. (2006); Gruszka, Zieliński (2008); Bodzioch, Kowal-Linka (2012); Jewuła i in. (2019) Dzik i in. (2000); Dzik, Sulej (2007); Sulej i in. (2012); Niedźwiedzki i in. (2014); Pacyna (2014); badania chronostratygraficzne (oparte głównie na palinostratygrafii): Orłowska-Zwołńska (1984, 1985); Fijałkowska i in. (2015b); badania klimatostratygraficzne i chemostratygraficzne: Pieńkowski i in. (2014); Brański (2014); Środoń i in. (2014); Szulc i in. (2015b, c); badania magnetostratygraficzne: Nawrocki i in. (2015)	zespół stratotypów: otwór Woźniki K1 (stratotyp dolnej granicy, głęb. 68,8 m), otwór Patoka 1 (stratotyp górnej granicy), otwór Koziegłowy WB-3, odsłonięcia: Woźniki, Lipie Śląskie, Patoka	rejon między Olkuszem a Lublińcem	kompleks pstrych osadów mulowcowo-ilowcowych, na ogół marglistych, z licznymi przewarstwieniami jasnych wapieni (w wyższej części sukcesji) oraz piaskowców i skał grubokrochowych; charakterystyczne podrzędne składniki to rezydualne zwirowce węglanowe („brekcja lisowska”) oraz ciemne poziomy wzbogacone w materiał roślinny, rzadziej z akumulacjami kostnymi i sporadycznymi przewarstwieniami muszlowcowymi; formacja dzieli się w pełni na trzy ogniw: ogniwo mulowcowo-ewaporatowe z Ozimka, ogniwo marglistych mulowców i piaskowców z Patoki oraz ogniwo wapienia woźnickiego	skamieniałości występują w lokalnych nagromadzeniach o urozmaiconym składzie; występują szczątki kregowców, zwałona flora, małże, muszloraczk, małżoraczk	trias górny; noryk, w spągu prawdopodobnie również najwyższy kamik	palinostratygrafia; poziom <i>Corollina meyeriana</i>	podstawa jednostka środkowego kajpru Górnego Śląska, zawierająca unikatowe biocenozy kregowców



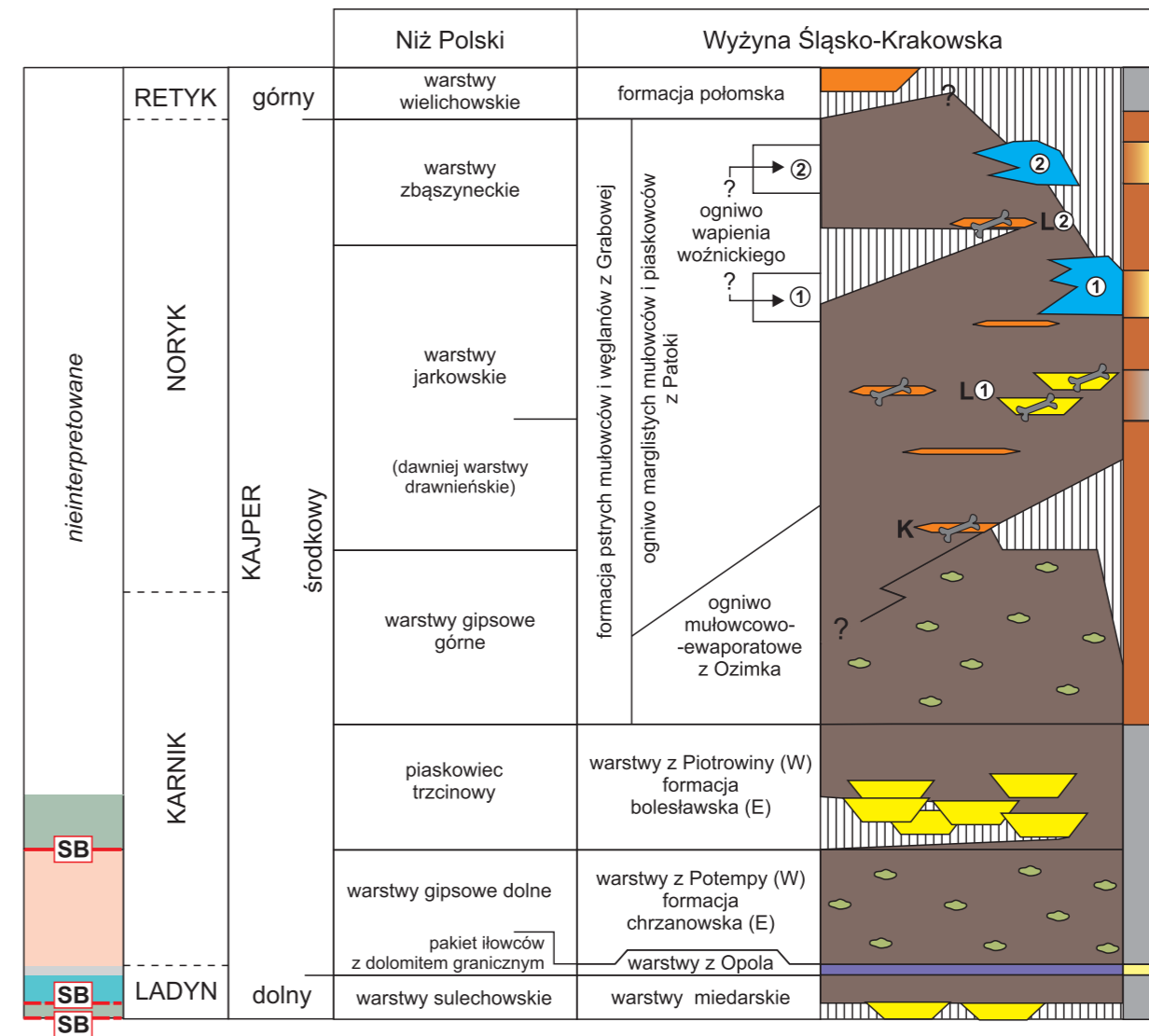
FIG. 22. Iłowce górnej części warstw ze Studzianej (środkowy kajper) w kopalni ilów w Wyszyńcu Machorowskiej. Fot. A. Fijałkowska-Mader

basenu. Feldman-Olszewska (2014a) przedstawiła interpretację sekwencji depozycyjnych dla sukcesji dolnego i środkowego pstręgo piaskowca otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 (fig. 25). Pierwszą sekwencję triasową, ograniczoną dwiema powierzchniami transgresji, tworzy formacja bałtycka. Ciąg transgresyjny tworzą osady sebh i laguny. W środkowej części osadów lagunowych wyznaczono powierzchnię maksymalnego zalewu. Ciąg HST tworzą osady laguny i ponownie sebh. Druga sekwencja triasu obejmuje formację pomorską. Jej dolna granica jest powierzchnią transgresji osadów płytkiego szelfu terygenicznego-węglanowego na osady sebh przybrzeżnej. Najbardziej ilasty interwał osadów szelfu wyznacza powierzchnię maksymalnego zalewu. Wyższa część osadów szelfu przechodząca w piaszczysto-oolitowe osady bariery i węglanowe osady laguny tworzą ciąg HST. Szczątkowo zachowane fluwialne osady formacji półczyńskiej (?), dawniej warstwy pod-ewaporatowe formacji retu) tworzą ciąg LST trzeciej sekwencji triasu, ograniczonej od dołu powierzchnią regresji, w nomenklaturze Szulca (2000) nazywanej sekwencją S1. Sekwencje depozycyjne Feldman-Olszewskiej (2014a) dobrze korespondują z cyklami poziomu bazowego dużej skali wg Becker (2005) oraz Becker i Nawrockiego (2007). Podstawową różnicą w obu interpretacjach jest podejście do problemu istnienia połączenia z otwartym oceanem podczas depozycji najniższego triasu obszaru Niżu Polskiego. Becker (2005, 2014b) rozważała istnienie czasowych połączeń, głównie podczas depozycji formacji pomorskiej. Feldman-Olszewska (2014a) zinterpretowała całą sukcesję w kontekście środowiska morskiego. Sekwencje depozycyjne Feldman-Olszewskiej (2014a) potwierdzają ogólny schemat sekwencyjny dolnego i środkowego pstręgo piaskowca zaproponowany przez Szulca (1995) oraz Beutlera i Szulca (1999).

Sekwencje depozycyjne opisane przez Feldman-Olszewską (2014a) dla niższego triasu oraz Szulca (2000) dla niższego i środkowego triasu są interpretowane jako sekwencje 3. rzędu. Becker (2005) skorelowała cykle bazowe średniej skali wyznaczone dla środkowego pstręgo piaskowca z sekwencjami 4. rzędu.

Stratygrafię sekwencji wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich opracował Szulc (2000). Nazewnictwo sekwencji jest zbieżne z tym stosowanym dla obszaru śląsko-krakowskiego i Niżu Polskiego. Sekwencje S1 i S2 obejmują odpowiednio formację baranowską i warstwy gipsowe dolne oraz interwał od najwyższych warstw gipsowych dolnych po niższe warstwy gipsowe górne. W wapieniu muszlowym wyróżniono sekwencje An(1), An(2) i La(1), których powierzchnie maksymalnego zalewu odpowiadają takim powierzchniom sekwencji An2, An3 i La1 opisanym ze Śląska (Szulc, 2000). Sekwencja An(1) obejmuje interwał od najwyższych warstw gipsowych górnych po najwyższe warstwy łukowskie, sekwencja An(2) obejmuje głównie warstwy z *Lima striata* i niższy wapień muszlowy środkowy, a sekwencja La(1) obejmuje sukcesję od wyższego środkowego wapienia muszlowego po warstwy ceratytowe (Szulc, 2000).

1984; głęb. 2208,0–2209,8 m w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1; fig. 24). Drugie wyinterpretowano w obrębie wapieni stromatolitycznych i ziarnistych z glaukonitem na głębokości 2112,0 m. Najniższe położenie poziomu bazowego było związane z depozycją piaskowców w strefie litoralnej w spągu formacji oraz z depozycją czerwonych wapieni oolitowych strefy przybrzeżnej (głęb. 2130,2–2136,2 m; fig. 25). Korelacja regionalna cyklu poziomu bazowego wykazała dwie luki stratygraficzne w profilu środkowego pstręgo piaskowca: na granicy dolnej i górnej formacji pomorskiej oraz na granicy formacji pomorskiej i warstw podewaporatowych/formacji półczyńskiej(?), co pokrywa się z wcześniejszymi wnioskami lito- i magnetostratygraficznymi (Szyperko-Śliwczyńska, 1973; Gajewska, Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Nawrocki, 1997). W obrębie formacji półczyńskiej Becker (2005) wyróżniła trzy pełne cykle poziomu bazowego średniej skali oraz jeden cykl niepełny (tylko semicykl wzniosu; fig. 26). W tej formacji maksima wzniosu wiąże się z dominacją w basenie osadów plał, a spadek poziomu bazowego manifestował się progradacją terminalnych stożków aluwialnych oraz piaszczystych koryt fluwialnych ku centrum



Stratygrafia sekwencji

- SB- granica sekwencji
- ciąg LST
- ciąg TST
- strefa maksymalnego zalewu
- ciąg HST

Ogólna litologia

- ewaporaty
- dolomity
- wapień
- zlepienie
- piaskowce
- ilowce i mulowce
- luki stratygraficzne
- poziomy kościonośne: K – krasiejowski, L – lisowicki

Barwa skał

- jedna dominująca
- dwie dominujące

FIG. 23. Stratygrafia kajpru Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na podstawie Kotlickiego (1974); Bilana (1976); Deczkowskiego i in. (1997, zmieniono); Szulca, Rackiego (2015, zmieniono); Jewuły i in. (2019, zmieniono); ogniwo wapienia woźnickiego i kościonośny poziom lisowicki wg (1) Szulca, Rackiego (2015); (2) Szulca i in. (2015b); stratygrafia sekwencji wg Szulca (2000, 2007a, b); Franza i in. (2021)

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niziu Polskiego)

TAB. 10. Litostratygrafia kajpru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
Warstwy sulechowskie	30–120	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1974a,b,c, 1980a,b, 1988, 1993); Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Hakenberg (1974); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Czapowski, Romanek (1986); Filonowicz, Lindner (1987); Rup, Kuleta (1980); Romanek A. (1982, 1994); Studencki (1993); Romanek M. (1998); Zlonkiewicz (1998, 2024); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Orłowska-Zwolińska (1968, 1972, 1981, 1983); Rdzanek (1981a); Styk (1982); Fijałkowska (1989, 1992a); Fijałkowska, Trzepieczyńska (1990); Jurkiewicz (1993); Fijałkowska (2006a, 2006b); Krupnik (2010); Krupnik i in. (2011, 2014); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Fijałkowska-Mader (2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Hakenberg, Świdrowska (1996); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Kuleta, Iwanow (2006b)	rdrzeń otworu Sulechów IG 1, głęb. 642,5–723,0 m	NW Polska	dolna część profilu – osady piaszczysto-mulowcowo-ileste barwy szarej i szaro-zielonej, z detrytusem roślinnym i licznymi ziarnami glaukonitu; środkowa część – ciemnoszare i czarne mulowce ze zwęglonym detrytusem roślinnym i przelawieniami piaszczystymi, miejscami brunatno-czerwony margiel dolomityczny; górna część – utwory piaszczysto-ileste, pstre, z konglomeratami żelazistymi oraz śladowymi ilościami anhydrytu	ramienionogi, małże, ślimaki, liścionogi, małżoraczkę, otwornice, zęby i łuski ryb, mega- i mikrospory, legnie ramienic (chary); szczątki makroflory	środkowy lądny	poziom palinologiczny miosporowy <i>Heliosaccus dimorphus</i>	nazwa jednostki wprowadzona przez Gajewską (1978) dla utworów opisywanych we wcześniejszej literaturze na obszarze Polski jako kajper dolny lub ilowegle
Dolomit graniczny	kilka do 36	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Pawłowska (1979); Jurkiewicz (1980a,b, 1988, 1993, 1995); Czapowski, Romanek (1986); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); Zlonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1972, 1981, 1983); Fijałkowska (1992a, 2006b); Jurkiewicz (1993); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kuleta, Iwanow (2006b)	–	NW Polska	dolomity, ilowce z przewarstwieniami dolomitów, margle dolomityczne barwy szarej i ciemnoszarej; w profilach z dalekiego północnego i południowego obrzeżenia w spągu osadów węglanowo-ilowcowych występują piaszczysto-ileste (piaskowce spągowe wg Kulety, Iwanowa, 2006b)	małże, ramienionogi, łuski ryb, detrytus makroflory, miospory, akritarchy, glony	góry lądny; longobard	podpoziom palinologiczny miosporowy <i>Echinospores illacoides</i> poziomu <i>Parcelispora longdonensis</i>	nazwa jednostki wprowadzona przez Szyperko-Sliwczynską (1960) dla profili z Niziu Polskiego
Dolne warstwy gipsowe	50–160	północne i zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna i centralna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1980a,b, 1988, 1993, 1995); Pawłowska (1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek A. (1982); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); Zlonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973); Orłowska-Zwolińska (1972, 1981, 1983); Fijałkowska (1992a, 2006b); Jurkiewicz (1993, 1995); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Fijałkowska-Mader (2018b, 2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Hakenberg, Świdrowska (1996); Kuleta, Iwanow (2006b); Fijałkowska-Mader (2015)	–	NW Polska	ilowce margliste i mulowce dolomityczne, szare, szarozielone lub brunatnowiśniowe z przelawieniami margli dolomitycznych i wapieni, lokalnie w dolnej części profilu ilowce i mulowce dolomityczne z przewarstwieniami piaszczystymi i piaszczystymi	małże, liścionogi, kości kręgowców, łuski ryb, detrytus makroflory, miospory	lądny/karnik; longobard/jul	podpoziomy palinologiczny miosporowy <i>Echinospores illacoides</i> i <i>Triadispora verrucata</i> poziomu <i>Parcelispora longdonensis</i>	jednostka opisana po raz pierwszy pod nazwą seria gipsowa dolna przez Szyperko-Sliwczynską (1960); nazwę dolne warstwy gipsowe wprowadzili Dadlez i Kopik (1963)
Piaszkowiec trzcinowy	kilka do 64	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1980a,b, 1993, 1995); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); Zlonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Orłowska-Zwolińska (1968, 1972, 1981, 1983); Fijałkowska (1992); Jurkiewicz (1993); Fijałkowska-Mader i in. (2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kuleta, Iwanow (2006b); Fijałkowska-Mader (2015); Fijałkowska-Mader i in. (2015a)	–	Niż Polski	piaskowce drobno- i średnioziarniste, szarozielone, ilowce i mulowce wiśniowo-brunatne i szarozielone z przewarstwieniami piaszczystymi szarozielonych, w strefie dystalnej zbiornika w dolnej części profilu ilowce i mulowce wiśniowo-brunatne z przelawieniami zlepieńców i piaszczystymi szarozielonych i wiśniowo-brunatnych, w górnej części piaszczysto-ileste, szarozielone	szczątki makroflory, miospory	karnik	poziom palinologiczny <i>Aulisporites astigmus</i>	na podstawie zmiany nazewnictwa tej jednostki w Niemczech, dla osadów piaszczysto-ilestych stosuje się niekiedy nazwę „formacja szutgarcka”
Górne warstwy gipsowe	70–220	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1980a,b, 1988, 1993, 1995); Rup, Kuleta (1980); Kuleta, Iwanow (2006b); Kuleta i in. (2018); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Orłowska-Zwolińska (1968, 1972); Fijałkowska (1992a); Fijałkowska-Mader (2018b, 2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Hakenberg, Świdrowska (1996); Kuleta, Iwanow (2006a,b); Fijałkowska-Mader (2015)	–	Niż Polski	ilowce i mulowce dolomityczne, wiśniowo-brunatne, szare i zielonoszare, margle dolomityczne szare, lokalnie warstewki i skupienia gipsu i anhydrytu	miospory, chary	górny karnik–dolny noryk; górny tuwał–dolny lak	podpoziom „a” poziomu palinologicznego <i>Corollina meyeriana</i>	–
Warstwy ze Studziannej	110–600	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Filonowicz, Lindner (1987); Jurkiewicz (1988, 1993, 1995); Studencki (1993); Romanek A. (1994); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Zlonkiewicz (2019, 2024); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1983); Fijałkowska (1992a); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Fijałkowska-Mader (2018b, 2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kuleta, Iwanow (2006b); Fijałkowska-Mader (2015)	rdrzeń otworu Studzianna IG 2, głęb. 1093–1215 m	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	w obrębie wydzielenia wyraźna trójdzielnosc: w części dolnej profilu występują mulowce wiśniowo-brunatne i szarozielone o teksturze brylowej z przewarstwieniami piaszczystymi drobnoziarnistymi zielonoszarych, w części środkowej w mulowcach widoczne plamiste, zielonkawe odbarwienia po korzeniach roślin oraz gruzelki węglanowe, tworzące nagromadzenia, tzw. pseudoolity lub poziomy brekcji lisowskiej, występują przelawienia piaszczystymi drobnoziarnistymi szarych i szarozielonych, laminowanych poziomo lub przekątnie w malej skali, w części górnej – mulowce wiśniowo-brunatne, plamiste z przewarstwieniami piaszczystymi różnoziarnistymi i zlepieńców śródformacyjnych	małże, małżoraczkę, łuski ryb, szczątki flory, miospory,	noryk–retyk	poziomy małżowe <i>Unionites posterus</i> w dolnej części warstw i <i>Rhaetavicula contorta</i> – w części górnej oraz podpoziomy palinologiczne „b” i „c” poziomu <i>Corollina meyeriana</i> i poziom <i>Ricciisporites tuberculatus</i>	jednostka zaproponowana przez Fijałkowską-Mader (2018a) dla utworów określanych we wcześniejszej literaturze jako retyk lub retyk <i>sensu polonico</i>
„Brekcja lisowska”	kilka cm do 2,5 m	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Romanek A. (1994); Kuleta, Iwanow (2006a,b); Kuleta i in. (2018); Zlonkiewicz (2019); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021)	–	Wyżyna Śląsko-Krakowska	skała złożona z nieobtoczonych lub słabo obtoczonych fragmentów wapieni, gruzłów węglanowych i kalkretów, zespolonych spoiwem ilasto-węglanowym lub węglanowym, lokalnie o charakterze zlepieńca lub pseudoolitu	małże, glony	noryk	poziom palinologiczny miosporowy <i>Corollina meyeriana</i> , podpoziom „b”	poziomy „brekcji lisowskiej” koncentrują się w środkowej części warstw ze Studziannej
Dolna seria pstra	150–173	południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Pawłowska (1979); Romanek A. (1982); Czapowski, Romanek (1986); badania biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1983); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Czapowski, Romanek (1986)	otwór Krauzów IG 1	południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	ilowce i mulowce brunatne, czerwone, zielonkawe, pstre, laminowane poziomo lub przekątnie w malej skali lub bezstrukturalne, gruzłowe z przewarstwieniami piaszczystymi, drobno- i różnoziarnistymi, laminowanych poziomo i przekątnie w malej skali, zlepieńców i poziomami z brekcji lisowskiej; w środkowej części serii znajduje się kompleks mulowców ciemnoszarych i czarnych z detrytusem flory	detrytus makroflory, miospory	karnik–noryk	poziom palinologiczny miosporowy <i>Aulisporites astigmus</i> i poziom megasporowy <i>Narkisporites harrisi</i> w obrębie poziomu mulowcowego z florą	serię można korelować z dolnymi i górnymi warstwami gipsowymi oraz warstwami ze Studziannej w zachodnim i NW obrzeżeniu oraz niecce miechowskiej, natomiast kompleks mulowcowy z florą to odpowiednik piaszczysto-ilestych
Pstre warstwy parszowskie	kilka do 57	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Czapowski, Romanek (1986); Filonowicz, Lindner (1987); Jurkiewicz (1993); Studencki (1993); Romanek A. (1994); Kuleta i in. (2018); Zlonkiewicz (2019, 2024); Hakenberg, Zlonkiewicz (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1982); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Pieńkowski i in. (2014)	–	rejon Parszowa k. Skarżyska-Kamiennej	ilowce i mulowce wiśniowe, brunatne, żółte, białe, lokalnie ilowce kaolinowe, z konglomeratami syderytowymi i sferosyderytami; w południowym obrzeżeniu warstwy wyraźnie dwudzielne: część dolna to tzw. górny kompleks piaszczysty, utworzony z jasnych, drobnoziarnistych piaszczystych, laminowanych przekątnie w malej skali, lokalnie z klastami kaolinowymi, z przewarstwieniami zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych, część górna to natomiast tzw. górna seria pstra zbudowana z białych, czerwonych, żółtych, seledynowych mulowców i ilowców kaolinowych	megaspory	retyk	poziom palinologiczny megasporowy <i>Trileites pinguis</i>	–

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niziu Polskiego)

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niziu Polskiego)

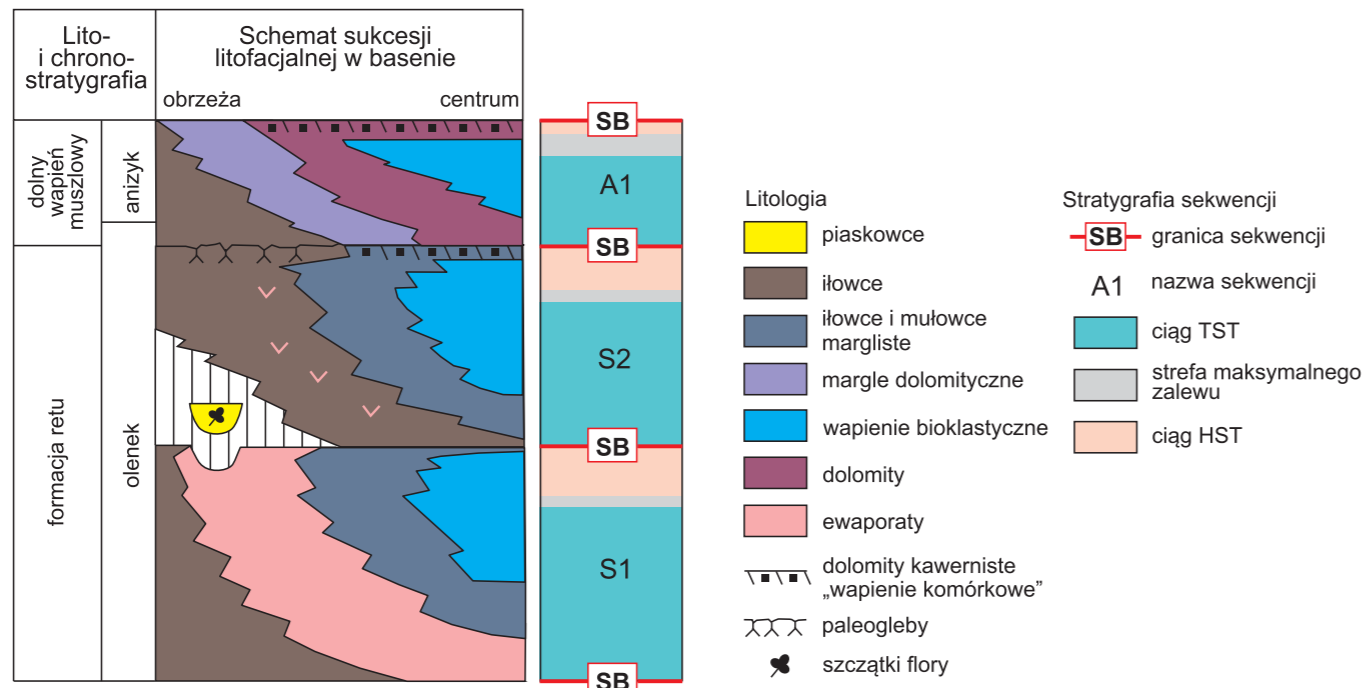


FIG. 24. Sekwencje depozycyjne 3. rzędu w górnym pstrym piaskowcu (wg Narkiewicz, Szulca, 2004; Franza i in., 2021; zmieniono)

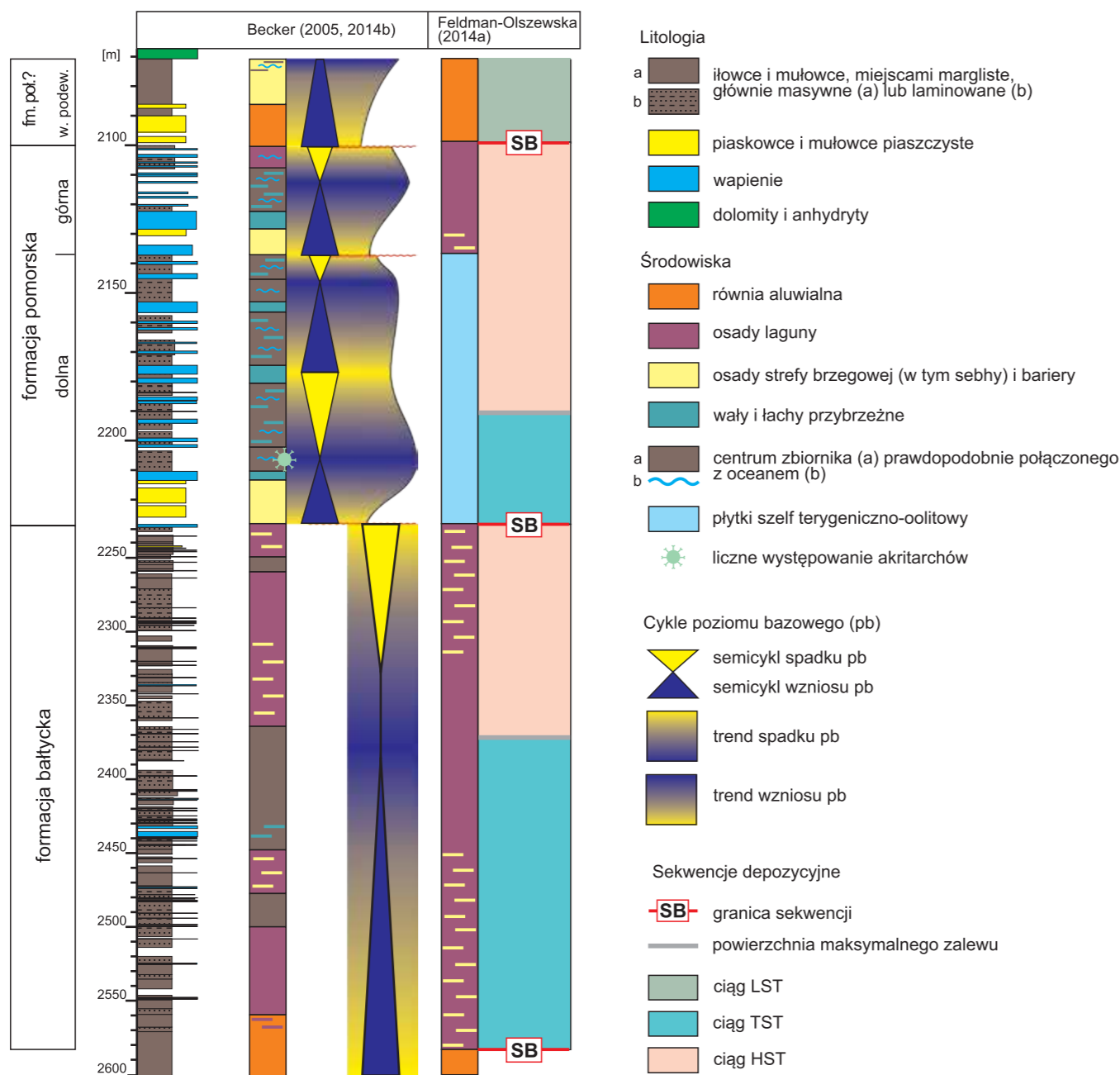


FIG. 25. Cykle poziomu bazowego i sekwencje depozycyjne w dolnym i środkowym pstrym piaskowcu – otwór Gorzów Wielkopolski IG 1: fm. pol. – formacja polczyńska, w. podew. – warstwy podewaporatowe

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niziu Polskiego)

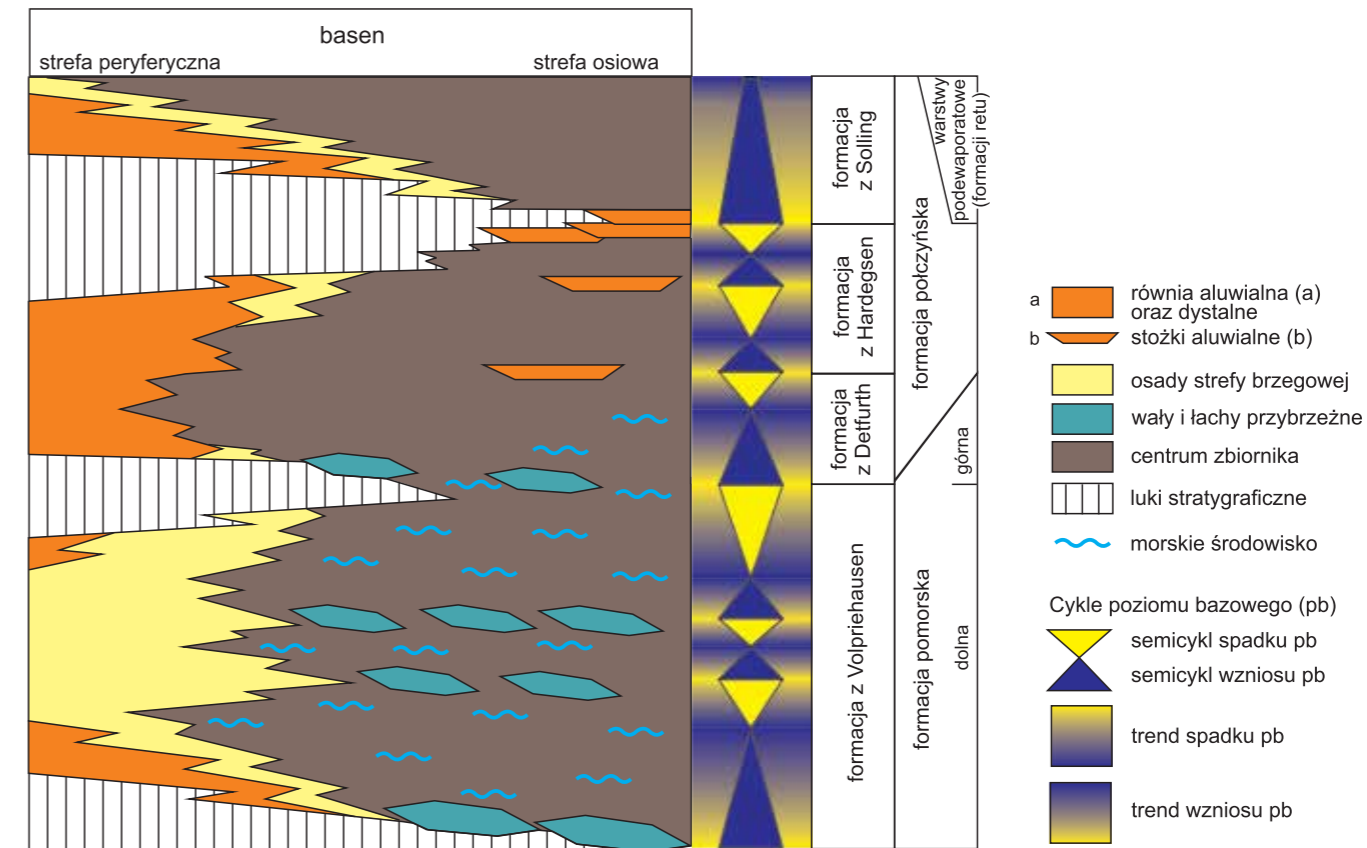


FIG. 26. Schematyczny rozkład facji środkowego pstrgo piaskowca we wschodniej części basenu centralnej Europy (Niemcy, Polska) w kontekście rozwoju cykli bazowych średniej skali (na podstawie Roman, 2004; Becker, 2005)

1.3. CHEMOSTRATYGRAFIA

Anna Becker

Szulca (2000) przeprowadził badania izotopów trwałych węgla i tlenu dla sukcesji od najwyższego triasu dolnego po najniższy trias górny Górnego Śląska oraz fragmentów tej sukcesji z rejonu Gór Świętokrzyskich, Dolnego Śląska (niecki północnosudeckiej) oraz zachodniej Polski (monoklina przedsudecka). Badania te posłużyły przede wszystkim do interpretacji paleośrodowiskowych, ale autor wskazał stosunkowo dobrą korelację wyników uzyskanych z izotopów węgla między badanymi regionami. Przedstawił on również korelację trendów izotopowych z elementami wyznaczonych przez siebie na Górnym Śląsku sekwencji depozycyjnych w obrębie wapienia muszlowego (fig. 27). Wzrost wartości $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ koreluje się dobrze z ciągami transgresywnymi, a spadek wartości jest szczególnie charakterystyczny dla meteorycznie zmienionych osadów na granicach sekwencji. Maksymalne wartości dla $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ wiążą się z najintensywniejszym maksimum transgresji przypadającym w obrębie formacji dziewkowiickiej (dawniej warstwy terebratulowej; sekwencja An3 na fig. 27), minimalne natomiast przypadają na pograniczne warstw diploporyowych i tarnowickich, gdzie interpretowana jest najbardziej znacząca regresja morska wapienia muszlowego i granica sekwencji An4.

Środoń i in. (2014) zastosowali współczynniki Cr/Ti oraz Cr/Nb do korelacji chemostratygraficznej ilastych utworów górnośląskiego kajpru. Współczynniki te zmniejszają się systematycznie w górę profili, odzwierciedlając przejście materiału detrytycznego pochodzącego ze źródeł bardziej zasadowych w materiał pochodzący ze źródeł bardziej kwaśnych. W badanej sukcesji udało się wyróżnić cztery strefy o różnym poziomie obu współczynników, które można wykorzystać do regionalnych korelacji.

Badania dotyczące datowań izotopowych skał triasu Polski są bardzo nieliczne ze względu na brak w ich sukcesji, szczególnie wiarygodnych w tej metodzie, skał magmowych. Kowal-Linka i in. (2019) wydatowali wiek najmłodszego cyrkonu detrytycznego uzyskanego z kościonośnego poziomu lisowickiego formacji z Grabowej na 211 ± 3 mln lat, co wskazuje na jego środkowo-późnonorycki wiek. Tym samym skały osadowe, z których uzyskano taki wynik, są interpretowane jako nie starsze niż środkowy-górny noryk.

Czapowski i Gąsiewicz (1995) oraz Gąsiewicz i Czapowski (1997) przeprowadzili szczegółowe badania chemostratygraficzne (na podstawie analiz chemicznych pierwiastków głównych i śladowych, zawartości całkowitego węgla organicznego oraz analiz

izotopów trwałych węgla i tlenu) w celu wyznaczenia granicy permu i triasu. Wydzielili oni cztery kompleksy geochemiczne w obrębie tzw. warstw przejściowych, obejmujących po części stropowe wydzielenia cechsztynu oraz spągowe fragmenty dolnego pstrgo piaskowca, wykształcone jako iłowce i mułowce. Autorzy ci

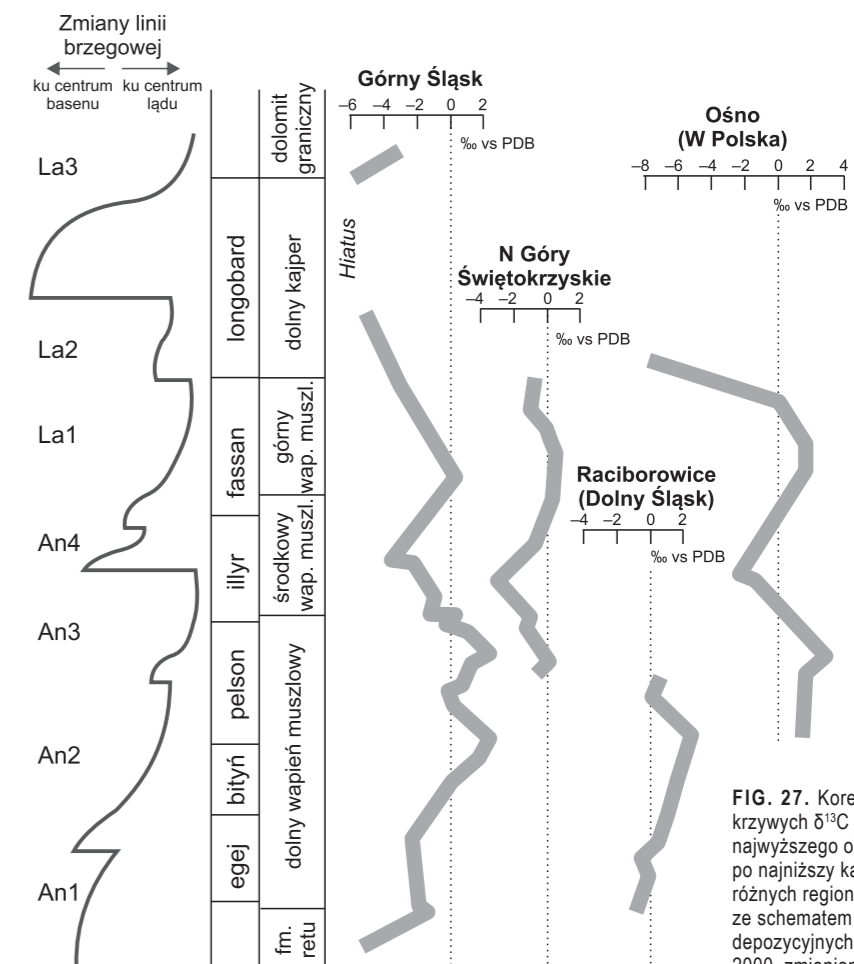


FIG. 27. Korelacja krzywych $\delta^{13}C$ dla najwyższego oleneku po najniższy karnik różnych regionów Polski ze schematem sekwencji depozycyjnych (Szulca, 2000, zmieniono)

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niziu Polskiego)

stwierdzili brak wyraźnej korelacji między kompleksami geochemicznymi i wyznaczonymi wcześniej (Czapowski i in., 1995) trzema kompleksami litologicznymi. Anomalia geochemiczna, interpretowana jako potencjalny wskaźnik granicy systemów, jest umiejscowiona w profilu pionowym badanych otworów wiertniczych najczęściej poniżej wyinterpretowanej wcześniej granicy sedymentologicznej, co według autorów świadczy o większej czułości zmian geochemicznych na zmiany środowiskowe pogranicza permu i triasu niż zapis litologiczny.

1.4. BIOSTRATYGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader

Charakterystyczne dla triasu dolnego i górnego Polski oraz całego systemu basenów środkowoeuropejskich są ubóstwo faunistyczne i brak gatunków wskaźnikowych. Bogaty zespół fauny charakteryzuje jedynie morskie osady formacji retu i wapienia muszlowego, głównie środkowotriasowe (np. Senkowiczowa, 1985, 1991; fig. 28). Mimo to gatunki istotne stratygraficznie są stosunkowo nieliczne również w tej sukcesji. Na wcześniejszym etapie badań nad triasem, zwłaszcza świętokrzyskim, wiek osadów określano na podstawie charakterystycznych gatunków małży. Były to: *Bakevella (Gervilleia) murchisoni* (Geinitz) w środkowym pstrym piaskowcu, *Costatoria costata* (Zenker) w górnym pstrym piaskowcu (fig. 28A), *Plagiostoma (Lima) striatum* (Schlotheim) i *Entolium discites* (Schlotheim) w górnym wapieniu muszlowym. *Unionites posterus* (Defnerr et Fraas) charakteryzował najwyższy środkowy kajper, a *Rhaetavicula contorta* (Portlock) – górny kajper. Dla stratygrafii górnego wapienia muszlowego istotne były także amonity z rzędu Ceratitida. Później najlepsze rezultaty biostratygraficzne dla całego systemu przyniosły badania palinologiczne miospor (Orłowska-Zwolińska, 1985). Prowadzono również badania megaspor, ale zonacja megasporowa jest mniej rozdzielcza i mniej precyzyjna chronostratygraficznie, tym niemniej obejmuje cały trias (Marcinkiewicz i in., 2014). Dla całego systemu stworzono również zonację małżoraczkową, ale jedynie w celu korelacji poszczególnych jednostek litostratygraficznych w Polsce (Styk, 1982). Dla triasu środkowego szczególne znaczenie ma zonacja konodontowa, wyróżniająca się największą rozdzielczością (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975a, b; Narkiewicz, 1999, 2014). Pozostałe podziały biostratygraficzne mają mniejsze znaczenie ze względu na swoją zbyt małą rozdzielczość (w tym wspomniana wcześniej stratygrafia oparta na małżach), zasięg przestrzenny czy stratygraficzny lub wątpliwości metodologiczne.

Najważniejszą zonację miosporową stworzyła Orłowska-Zwolińska (1977, 1983, 1984, 1985; patrz fig. 29–31). Zonacja ta jest uznawana za standardową również w najnowszej literaturze (np. Kürschner, Hergreen, 2010; Fijałkowska-Mader, 2013; Marcinkiewicz i in., 2014; Fijałkowska-Mader i in., 2015b; Nowak i in., 2018). W pstrym piaskowcu wyznaczono trzy zespolone poziomy miosporowe: *Lundbladispora obsoleta*–*Prototraploxypinus pantii*, *Densoisporites nejburgii* (obejmujący trzy podpoziomy: *Densoisporites nejburgii*–*akritarchy*, *Densoisporites nejburgii* i *Densoisporites nejburgii*–*Cyclovertriletes presselensis*) oraz *Voltziaceasporites heteromorpha* z podpoziomem *Microcachrydites fastidiosus* w górnej części poziomu. Poziom *Lundbladispora obsoleta*–*Prototraploxypinus pantii* występuje w najniższym pstrym piaskowcu i jest zaliczany do dolnego indu (Orłowska-Zwolińska, 1985; Fijałkowska, 1994a, b; Marcinkiewicz i in., 2014). Poziom *Densoisporites nejburgii* jest charakterystyczny dla wszystkich formacji środkowego pstręgo piaskowca, a jego wiek jest trudny do zinterpretowania. Przyjmuje się, że należy on do górnego indu i oleneku (Orłowska-Zwolińska, 1985; Kürschner, Hergreen, 2010; Marcinkiewicz i in., 2014; Nowak i in., 2018). Orłowska-Zwolińska (1985) zasugerowała korelację spągu anizyku z pojawieniem się w obrębie tego poziomu miospor *Microcachrydites*. Fijałkowska-Mader (w: Bieńko i in., 2023; Jewuła i in., 2024) wyróżniła w wyższej części środkowego pstręgo piaskowca poziom *Densoisporites nejburgii*–*Voltziaceasporites heteromorpha* i wyznaczyła dolną granicę poziomu *Voltziaceasporites heteromorpha* w obrębie górnej części formacji z Samsonowa, korelowanej z górnym spatem. Wydzieliła także dwa podpoziomy: *Angustisulcites gorpii* i *Striatoabietites balmei* z dolnej części tego poziomu. Zbliżony schemat palinostratygraficzny dla basenu germańskiego, skorelowany z alpejskimi poziomami konodontowymi, zaproponował Kozur (1999).

Kürschner i Hergreen (2010) oraz Nowak i in. (2018) w swoich ponadregionalnych podsumowaniach badań palinostratygraficznych triasu odrzucili stosowanie poziomu *Voltziaceasporites heteromorpha* i wyznaczonego wyżej, już w wapieniu muszlowym, poziomu *Perotriletes minor*–*akritarchy* (Orłowska-Zwolińska, 1985) jako standardowych dla basenu centralnej Europy, zastępując je poziomami *Triadispora crassa*–*Verrucosisporites* i *Stellapollenites thiergartii*, korelowanymi odpowiednio z najwyższym olenekiem i najniższym anizykiem (Kürschner, Hergreen, 2010; Nowak i in., 2018). W Polsce poziomy te jak do tej pory nie znalazły szerszego zastosowania.

1

Trias pozakarpcki
(mezozoiczny basen
Niziu Polskiego)

FIG. 28. Przykładowa fauna najwyższego pstręgo piaskowca i wapienia muszlowego Górnego Śląska: A – *Costatoria costata* i *Myophoria vulgaris*, formacja retu, Gogolin (długość największej muszli ok. 1,5 cm); B – *Tetractinella trigonella*, *Silesiathyris angusta*, formacja dziewkowicka, Strzelce Opolskie (szerokość muszli w dolnej części zdjęcia ok. 1 cm); C – *Germanonautillus salinarius*, wyższa formacja gogolińska, Wojkowice; D – kolumnalia *Holocrinus acutangulus*, wyższa część formacji gogolińskiej, Wojkowice Komorne (poszczególne okazy wielkości ok. 1–3 mm). Wszystkie okazy pochodzą z Muschelkalkmuseum Ingelfingen. Fot. H. Hagdorn (B, D por. Hagdorn, 2007)

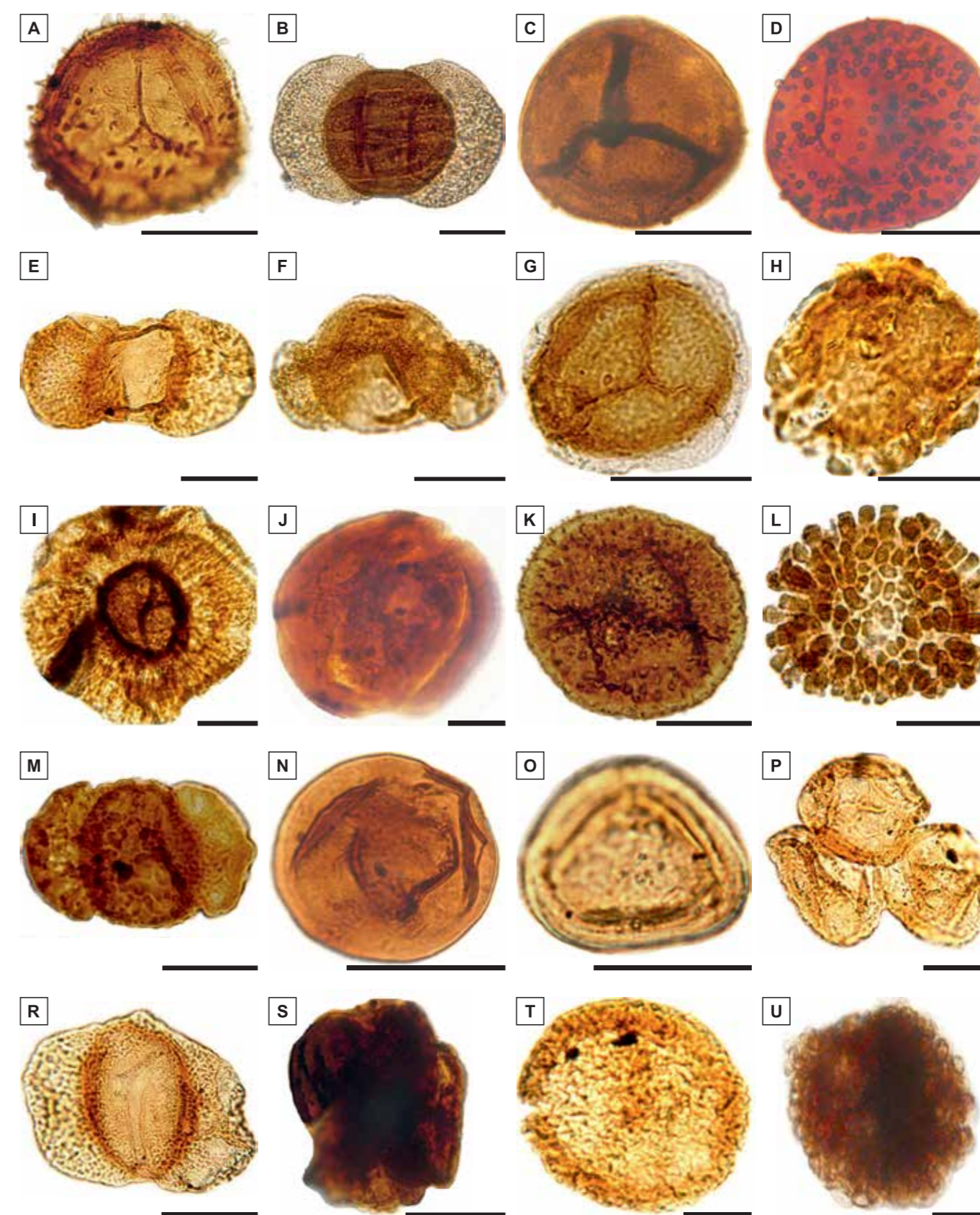
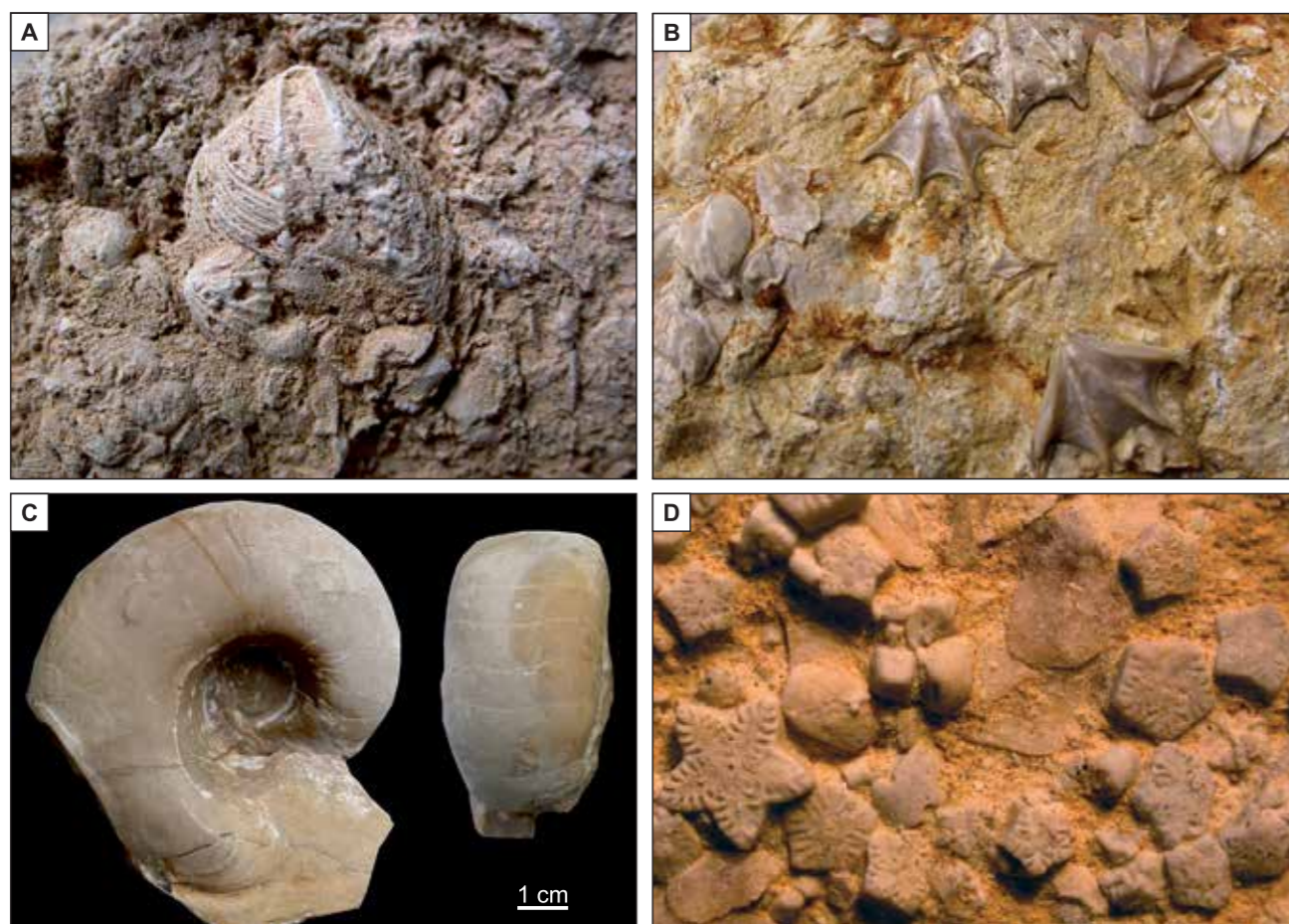


FIG. 29. Palinomorfy przewodnie i charakterystyczne dla poziomów i podpoziomów palinologicznych triasu Polski pozakarpckiej: A – *Lundbladispora obsoleta* Balme, otwór Tumlin-Podgrodzie IG 1, głęb. 204,4 m, formacja z Jaworznej, dolny pstry piaskowiec; B – *Prototraploxypinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolińska, otwór Tumlin-Podgrodzie IG 1, głęb. 204,4 m, formacja z Jaworznej, dolny pstry piaskowiec; C – *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme, odsłonięcie w Pałęgach, formacja z Samsonowa, środkowy pstry piaskowiec; D – *Cyclovertriletes presselensis* Schulz, odsłonięcie w Pałęgach, formacja z Samsonowa, środkowy pstry piaskowiec; E – *Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1204,3 m, warstwy międzygipsowe, formacja retu; F – *Microcachrydites fastidiosus* (Jansonius) Klaus al. *Protodiploxypinus fastidiosus* (Jansonius) Dunay et Fisher, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1204,3 m, warstwy międzygipsowe, formacja retu; G – *Perotriletes minor* (Mädler) Antonescu et Taugordeau-Lanz, H – *Tsugaepollenites oriens* Klaus, Ostalów PIG 2, głęb. 1623,0 m, środkowy wapień muszlowy; I – *Heliosaccus dimorphus* Mädler, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1065,6 m, warstwy z *Pecten discites*, górny wapień muszlowy; J – *Tasmanites* sp., otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1065,6 m, warstwy z *Pecten discites*, górny wapień muszlowy; K – *Porcellispora longdonensis* (Clarke) Scheuring, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 800,5 m, dolne warstwy gipsowe, środkowy kajper; L – *Echinotrochites iliacooides* Schulz et Krutzsch, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 866,5 m, dolne warstwy gipsowe, środkowy kajper; M – *Triadispora verrucata*, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 800,5 m, dolne warstwy gipsowe, środkowy kajper; N – *Aulisporites astigmus* (Leschik) Klaus, otwór Mniszków IG 1, głęb. 2320,0 m, piaskowiec trzciniowy, środkowy kajper; O – *Classopollis meyeriana* (Klaus) de Jersey al. *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala et Gózcán, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 605,5 m, górne warstwy gipsowe, środkowy kajper; P – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala et Gózcán, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 605,5 m, górne warstwy gipsowe, środkowy kajper; R – *Labiisporites triassicus* Orłowska-Zwolińska, otwór Opoczno PIG 2, głęb. 578,8 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper; S – *Rhaetipollis germanicus* Schulz, otwór Gornice 13, głęb. 1333,5 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper; T – *Enzonasporites manifestus* Leschik, otwór Zamoście 1, głęb. 1231,0 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper; U – *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad, otwór Włoszczowa IG 1, głęb. 1800,0 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper. Skala liniowa 30 µm. Fot. A. Fijałkowska-Mader

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niziu Polskiego)

FIG. 30. Korelacja poziomów mioporowych i megasporowych triasu Polski (na podstawie Marcinkiewicz i in., 2014, zmieniono)

CHRONO-STRATYGRAFIA (na podstawie interpretacji palinostratygraficznych)	LITOSTRATYGRAFIA		PALINOSTRATYGRAFIA						
	ZACHODNIA I CENTRALNA POLSKA Becker i in. (2008)	GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE Senkowiczowa (1970); Jurkiewicz (1988); Kuleta, Zbroja (2006); Fijałkowska-Mader (2018a)	MIOSPOROWA Orłowska-Zwolińska (1985, 1988); Pieńkowski i in. (2012)	MEGASPOROWA Fuglewicz (1977, 1980); Marcinkiewicz (1971, 1992a, b)					
TRIAS	GÓRNY	RETUK	warstwy wielichowskie	warstwy parszowskie	<i>Ricciisporites tuberculatus</i>	<i>Cr-Li</i>	<i>Trileites pinguis</i>	<i>Trileites pinguis</i>	
		NORYK	warstwy zbąszyneckie	górne	warstwy ze Studziannej	c	<i>Corollina meyeriana</i>	<i>Striatrileites ramosus</i>	
			warstwy jarkowskie	środkowe		b			
			warstwy gipsowe górne	dolne		a			
		KARNIK	warstwy gipsowe górne	warstwy gipsowe górne					
			piaskowiec trzciniowy	piaskowiec trzciniowy					
		LADYN	warstwy gipsowe dolne	warstwy gipsowe dolne		Tv	<i>Conbaculatisporites longdonensis</i>		
			warstwy sulechowskie	warstwy sulechowskie		Ei			
		ŚRODKOWY	WAPIEN MUSZLOWY	ANIZYK	warstwy ceratytowe	warstwy ceratytowe	Hd+	<i>Heliosaccus dimorphus</i>	<i>Dijkstraiporites beutleri</i>
					warstwy glaukonitowe	warstwy z <i>Pecten discites</i>	Tasmanites		<i>Capillisporites germanicus</i>
DOLNY	PSTRY PIASKOWIEC	OLENEK	warstwy naddolomitowe	warstwy naddolomitowe					
			warstwy dolomitowe	warstwy dolomitowe		<i>Tsugaepollenites oriens</i>			
DOLNY	PSTRY PIASKOWIEC	IND	warstwy piankowe	warstwy z <i>Lima striata</i>	Mf	<i>Voltziaceasporites heteromorpha</i>	<i>Trileites validus</i>		
			warstwy faliste	warstwy lukowskie					
DOLNY	PSTRY PIASKOWIEC	OLENEK	formacja retu	formacja barwicka					
			formacja ilasta	formacja półczyńska					
DOLNY	PSTRY PIASKOWIEC	IND	formacja pomorska	formacja z Samsonowa	Dn-Cp	<i>Densoisporites nejburgii</i>	<i>Talchirella daciae</i>		
				formacja ze Stachury	Dn		<i>Trileites polonicus</i>		
DOLNY	PSTRY PIASKOWIEC	IND	formacja bałtycka	formacja z Zagnańska	Dn-a				
				formacja z Opczna / z Jaworznej					
				formacja ze Szczukowic		<i>Lundbladispora obsoleta</i>	<i>Otynisporites eotriassicus</i>		
						<i>-Protohaploxypinus pantii</i>			

W dolnym wapieniu muszlowym, a lokalnie także w najwyższym górnym pstrym piaskowcu (głównie najwyższa formacja retu), zdefiniowano poziom zespołu *Perotrileites minor* z charakterystycznym masowym występowaniem akritarch (np. Fijałkowska, Trzepierczyńska, 1990). Kolejny poziom tworzy zespół *Tsugaepollenites oriens*, stwierdzony w osadach środkowego wapienia muszlowego, którego jedną z charakterystycznych cech jest brak obecności akritarch i innych form glonowych (np. prazynofitów). Wiek obu poziomów jest bezspornie anizyjski (Orłowska-Zwolińska, 1985). Niższy górny wapień muszlowy jest niemy palinologicznie. Wyraźnie odmiennym zespołem palinomorfa charakteryzuje się natomiast poziom *Heliosaccus dimorphus*, rozpoznany w wyższej części górnego wapienia muszlowego oraz w dolnym kajperze. W dolnej części tego poziomu, występującej w najwyższym górnym wapieniu muszlowym, wyróżnia się podpoziom *Tasmanites*, którego zespoły palinomorfa zawierają liczne pazynofity i akritarchy. Poziomowi *Heliosaccus dimorphus* jest przypisywany wiek ladyński. Kolejnym, w sukcesji mikroflorystycznej triasu Polski, jest poziom *Porcellispora longdonensis* (oryginalna nazwa *Conbaculatisporites longdonensis*, patrz Orłowska-Zwolińska, 1983, 1988; Nowak i in., 2018). Wyróżniony został on w osadach dolnych warstw gipsowych, obejmujących również dolomit graniczny. Poziom dzieli się na dwa podpoziomy: *Echinisporites iliacooides* (niższy) i *Triadispora verrucata* (wyższy), rozdzielone przez niemy palinologicznie środkową część warstw gipsowych dolnych. Wiek niższego podpoziomu jest dyskusyjny, gdyż występują w nim elementy zarówno ladyńskie, jak i karnickie. Wyższy podpoziom jest bezdyskusyjnie karnicki (Orłowska-Zwolińska, 1985). W niższej części piaskowca trzciniowego wyznaczono poziom *Aulisporites astigosus*, którego wiek udało się dość precyzyjnie zinterpretować na środkowy karnik. Dolna część górnych warstw gipsowych jest niemy palinologicznie. Z szarych przewarstwień najwyższej części tej jednostki i z leżących wyżej warstw jarkowskich i zbąszyneckich (i z odpowiadających im – w regionie świętokrzyskim – warstw ze Studziannej) opisano zespół miopor tworzący poziom *Corollina meyeriana*, rozdzielany na podpoziomy a, b i c (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985; Fijałkowska, 2006b; Fijałkowska-Mader, 2018a). Ostatni poziom mioporowy triasu, opisany z warstw wielichowskich oraz z pstrych warstw parszowskich, to poziom *Ricciisporites tuberculatus*. Poziom *Corollina meyeriana* koreluje się z noryckim zespołem opisanym z Alp, który przechodzi do retuku, w którym stopniowo pojawia się zespół odpowiadający poziomowi *Ricciisporites tuberculatus*. Dyskusje wokół położenia granicy obu pięter w różnych regionach na świecie utrudniają

interpretację wiekową obu poziomów mioporowych najwyższego triasu Polski (Orłowska-Zwolińska, 1985). Pieńkowski i in. (2012) wyróżnili w osadach najwyższego triasu NW Polski poziom palinologiczny *Cingulizonathes rhaeticus-Limbosporites lundblandi*, którego wiek jest interpretowany na środkowy-późny retyk, a z jego stropem można korelować granicę triasu i jury.

Z podziałem na poziomy mioporowe ściśle wiąże się podział na poziomy megasporowe (Marcinkiewicz, 1971, 1976, 1978, 1992a, b; Fuglewicz, 1973, 1977, 1979a, b, 1980; Marcinkiewicz i in., 2014), nieco mniej od nich precyzyjny w triasie dolnym (patrz Becker, Nawrocki, 2014). Interpretacje wiekowe poziomów megasporowych opierają się często na ich korelacji z poziomami mioporowymi (patrz Marcinkiewicz i in., 2014), przedstawionej na figurze 30. Biostratygrafia megasporowa jest dużo mniej precyzyjna dla triasu środkowego i górnego niż mioporowa (Marcinkiewicz i in., 2014; fig. 30). Uważana jest ona również przez niektórych badaczy za zależną od wykształcenia facjalnego osadów, a zatem o mniejszym potencjale stratygraficznym (np. Szulc, 2007a). W rejonie świętokrzyskim ma znaczenie przyczynkowe, aczkolwiek zidentyfikowanie megaspor podpoziomu *Trileites pinguis* z poziomu *Trileites pinguis* w utworach pstrych warstw parszowskich potwierdziło ich retucky wiek (por. Kopik, 1970).

Styk (1982) zaproponowała podział biostratygraficzny całej sukcesji triasowej na podstawie małżoraczek, ale jedynie w kontekście międzyregionalnych korelacji jednostek litostratygraficznych. Dziesięć wyznaczonych poziomów małżoraczkowych (tab. 11) charakteryzuje się dość niską rozdzielczością i nie znalazło szerszego wykorzystania w praktyce stratygraficznej, również ze względu na brak interpretacji chronostratygraficznych.

Drugim istotnym działem biostratygrafii, ograniczonym jednak tylko do triasu środkowego, jest stratygrafia konodontowa. Zonację konodontową dla południowego i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (patrz fig. 12, 17) przedstawili Trammer (1971, 1972, 1975) oraz Romanek (1976), a dla północnego obrzeżenia (patrz fig. 17) – Romanek (1981a, b, 1993) i Ptaszyński (1981a). Szczegółowe opracowanie dla Górnego Śląska przedstawiła Zawadzka (1975a, b, patrz fig. 18). Najważniejszą pracą dotyczącą wapienia muszlowego centralnej Polski jest praca Narkiewicz (1999, patrz fig. 32). Ze względu na niepewności taksonomiczne, w niniejszym opracowaniu zdecydowano się przytaczać nazwy rodzajowe, gatunkowe i podgatunkowe zgodnie z pracami źródłowymi. Również nazwy poziomów konodontowych są przytaczane

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niziu Polskiego)

FIG. 31. Stratygraficzne rozmieszczenie wybranych palinomorfa w utworach triasu Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej

PSTRY PIASKOWIEC			WAPIEN MUSZLOWY			KAJPER			LITOSTRATYGRAFIA wg Jurkiewicza (1988); Fijałkowskiej-Mader i in. (2015a)
DOLNY	ŚROD-KOWY	GÓRNY	DOLNY	ŚROD-KOWY	GÓRNY	DOLNY	ŚRODKOWY	GÓRNY	
<i>L. obsoleta</i> - <i>P. pantii</i>	<i>D. nejburgii</i> <i>D. nejburgii</i> <i>C. presselensis</i>	<i>V. heteromorpha</i> <i>M. fastidiosus</i>	<i>Perotrileites minor</i> <i>T. oriens</i>			<i>Heliosaccus dimorphus</i> <i>Tasmanites</i>	<i>Po. longdonensis</i> <i>T. verrucata</i>	<i>Corollina meyeriana</i> <i>a</i> <i>b</i> <i>c</i>	<i>R. tuberculatus</i>
PALINOSTRATYGRAFIA poziomy i podpoziomy mioporowe wg Orłowskiej-Zwolińskiej (1983, 1985)									
<p><i>Lundbladispora obsoleta</i> Balme</p> <p><i>Protohaploxypinus pantii</i> (Jansonius)</p> <p><i>Lundbladispora willmotti</i> Balme</p> <p><i>Endosporites papillatus</i> Jansonius</p> <p><i>Strotersporites richteri</i> (Wilson)</p> <p><i>Densoisporites playfordii</i> (Balme)</p> <p><i>Protohaploxypinus samoilovichii</i> (Jansonius)</p> <p><i>Cycadopites folloclularis</i> Wilson et Webster</p> <p><i>Protohaploxypinus pellucidus</i> Goubin</p> <p><i>Lunatisporites noviaulensis</i> (Leschik)</p> <p><i>Striatoabietites balmei</i> Klaus</p> <p><i>Punctatisporites triassicus</i> Schulz</p> <p><i>Cyclotriletes microgranifer</i> Mädlar</p> <p><i>Densoisporites nejburgii</i> (Schulz)</p> <p><i>Cycloverrilitites presselensis</i> Schulz</p> <p><i>Stellapollenites thiergartii</i> Mädlar</p> <p><i>Angustisulcites gorpii</i> Visscher</p> <p><i>Voltziaceasporites heteromorpha</i> Klaus</p> <p><i>Verrucosisporites thiergartii</i> Mädlar</p> <p><i>Triadispora crassa</i> Klaus</p> <p><i>Protohaploxypinus gracilis</i> Scheuring</p> <p><i>Microcachrydites sittleri</i> Klaus</p> <p><i>Alisporites grauvogelii</i> Klaus</p> <p><i>Microcachrydites fastidiosus</i> (Jansonius)</p> <p><i>Microcachrydites doubingeri</i> Klaus</p> <p><i>Angustisulcites klausii</i> Freudenthal</p> <p><i>Perotriletes minor</i> (Mädlar)</p> <p><i>Cristianisporites triangulatus</i> Antonescu</p> <p><i>Tsugaepollenites oriens</i> Klaus</p> <p><i>Dyupetalum vincentinensis</i> Van der Eem</p> <p><i>Kuglerina meyeri</i> Scheuring</p> <p><i>Heliosaccus dimorphus</i> Mädlar</p> <p><i>Palaeosporangium europaeus</i> Schulz</p> <p><i>Protodiploxypinus gracilis</i> Scheuring</p> <p><i>Protodiploxypinus potoniei</i> (Mädlar)</p> <p><i>Aratrisporites coryliseminis</i> Klaus</p> <p><i>Todisporites cinctus</i> (Maliavkina)</p> <p><i>Parailinites vanus</i> Scheuring</p> <p><i>Verrucosisporites morulae</i> Klaus</p> <p><i>Eucommiidites microgranulatus</i> Scheuring</p> <p><i>Infernopollenites sulcatus</i> (Pautsch)</p> <p><i>Triadispora polonica</i> Brugman</p> <p><i>Ovalipollis pseudolatus</i> Scheuring</p> <p><i>Echinisporites iliacooides</i> Schulz et Krutzsch</p> <p><i>Porcellispora longdonensis</i> (Clarke)</p> <p><i>Enzonasporites vigens</i> Leschik</p> <p><i>Monosulcites minimus</i> Cookson</p> <p><i>Triadispora verrucata</i> (Schulz)</p> <p><i>Partitisporites maljavkinae</i> (Klaus)</p> <p><i>Partitisporites tenebrosus</i> (Scheuring)</p> <p><i>Callialasporites trilobatus</i> (Balme)</p> <p><i>Enzonasporites manifestus</i> Leschik</p> <p><i>Camerosporites secatus</i> Leschik</p> <p><i>Classopolis meyeriana</i> (Klaus)</p> <p><i>Geopollis zwolinskae</i> (Lund)</p> <p><i>Granuloperculipollis rudis</i> Venkatachala*</p> <p><i>Heliosporites altmarkensis</i> Schulz</p> <p><i>Taurosusporites verrucatus</i> Schulz</p> <p><i>Lunatisporites rhaeticus</i> (Schulz)</p> <p><i>Lophotriletes verrucosus</i> Orłowska-Zwolińska</p> <p><i>Quadreculina anelleformis</i> Maliavkina</p> <p><i>Pinuspollenites minimus</i> (Couper)</p> <p><i>Ricciisporites tuberculatus</i> Lundblad</p>									
akritarchy i prazynofity									

* et Góczán

- D.* – *Densoisporites*
- L.* – *Lundbladispora*
- P.* – *Protohaploxypinus*
- Po.* – *Porcellispora*
- R.* – *Ricciisporites*
- T.* – *Tsugaepollenites*
- V.* – *Voltziaceasporites*

- pojedyncze (<1%)
- powszechne (1–10%)
- liczne (>10%)

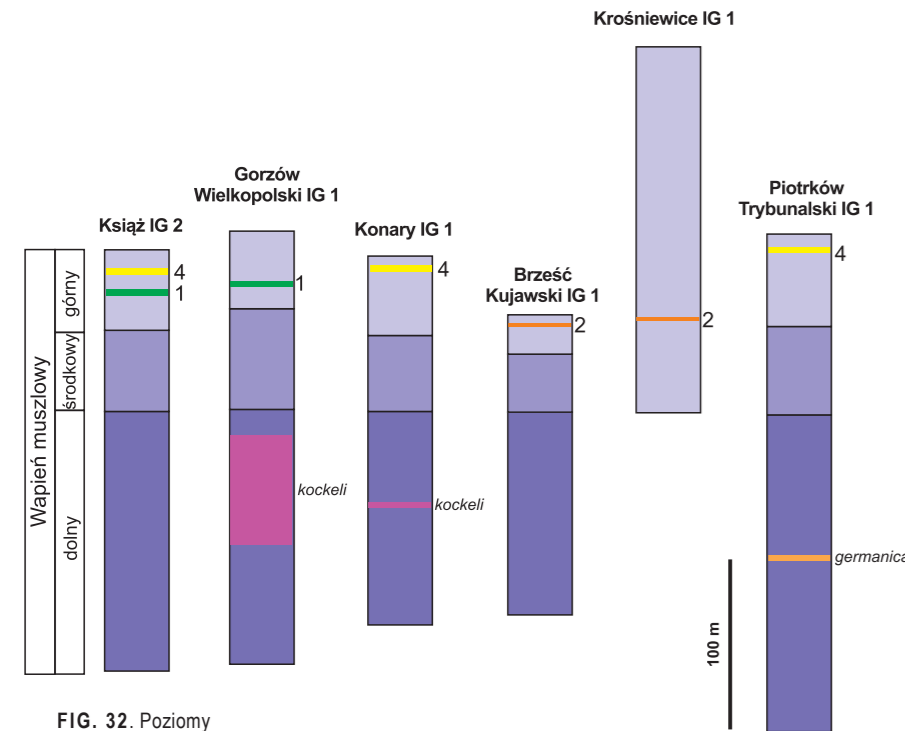


FIG. 32. Poziomy konodontowe wydzielone w wapieniu muszlowym wybranych otworów Niżu Polskiego (wg Narkiewicz, 1999, 2014)

zgodnie ze źródłem. Zrezygnowano z próby ujednoczenia nazewnictwa, podając jedynie sugestie korelacyjne poszczególnych poziomów. Problematykę tę przedstawiła Narkiewicz (2014).

Badania Zawidzkiej (1975a) pozwoliły na wyróżnienie siedmiu poziomów konodontowych w sukcesji wapienia muszlowego Górnego Śląska (patrz fig. 18), opartych głównie na podziale stworzonym w niemieckiej części basenu centralnej Europy (m.in. Kozur, 1974). Najniższy z nich – poziom *Gondolella aegaea* – został stwierdzony w górnych, ale nie najwyższych, warstwach gogolińskich (obecnie formacja gogolińska). Rozpoznano tu m.in. gatunek *Neospathodus germanicus*, wskaźnikowy dla górnego podpodziomu w obrębie poziomu *Gondolella aegaea*. Kolejny poziom, *Neospathodus kockeli*, pojawia się od górnych warstw gogolińskich po niższą część warstw karchowickich (obecnie: wyższa część formacji gogolińskiej, formacja górażdżańska i dziewkowicka oraz niższa formacja karchowicka). Spąg tego poziomu wyznacza spąg pelsonu, a strop poziomu *Nicroraeella kockeli* jest korelowany z granicą chronostratygraficzną pelson/illyr. Wyżej w profilu, w warstwach karchowickich (fm. karcho-

wicka), warstwach diploporowych oraz w niższych warstwach tarnowickich, Zawidzka (1975a) zaobserwowała występowanie zespołu konodontów charakterystycznego dla alpejskiego poziomu *Gondolella excelsa*, w tym indeksowego gatunku *G. excelsa* oraz towarzyszącej mu *G. navicula*. W wyższych warstwach tarnowickich oraz w warstwach wilkowickich występują konodonty poziomu „1”, który w niemieckiej części basenu graniczy z poziomem *Nicroraeella kockeli*. Wskaźnikowe dla poziomu „1” jest występowanie gatunku *Gondolella mombergensis mombergensis*, któremu na Śląsku Opolskim towarzyszą formy alpejskie. Ich zanik wyznacza granicę poziomów „1” i „2”. Poziom „2”, dla którego wskaźnikowym gatunkiem również jest *G. mombergensis mombergensis*, kończy pojawienie się gatunku *G. mombergensis media*. Zawidzka (1975a) przyjęła, że pojawienie się *G. excentrica* w poziomie „2” wyznacza granicę anizyku i lądynu (tym samym granicę illyr/fassan), korelowaną w Bułgarii z granicą poziomów konodontowych *Gondolella cornuta* i *Gondolella excentrica*. Na Śląsku Opolskim granica ta wg badań konodontowych występuje w obrębie warstw wilkowickich (Zawidzka, 1975a). Poziom „3”, stwierdzony w wyższej części warstw wilkowickich, charakteryzuje występowanie gatunku *G. mombergensis media*, a jego strop wyznacza pojawienie się *G. haslachensis*, wskaźnikowej dla kolejnego poziomu „4”, występującego od najwyższych warstw wilkowickich po warstwy boruszowickie. Strop poziomu „4” wyznacza zanik gatunku wskaźnikowego oraz pojawienie się *Gondolella (Celsigondolella) watznauei praecursor*. Interpretacja wiekowa tego poziomu jest dobrze udokumentowana i wskazuje na późny fassan i najwcześniejszy longobard. Zawidzka (1975a), wspierając się stratygrafią megasporową, zasugerowała występowanie granicy fassanu i longobardu w obrębie warstw boruszowickich.

Badania biostratygraficzne tej grupy skamieniałości w regionie świętokrzyskim przyniosły podobne rezultaty. Stwierdzono występowanie dwóch poziomów konodontowych (*Gondolella aegaea* i *Neospathodus kockeli*) w dolnym wapieniu muszlowym i cztery poziomy („1”–„4”) w górnym wapieniu muszlowym (tab. 8). Zgodnie ze schematem zonacji konodontowej, znowelizowanym przez Kozura (1999), są to poziomy: *Nicroraeella germanica*, *Nicroraeella kockeli*–*Paragondolella bulgarica*, 1. *Neogondolella mombergensis*–*Chirodella dinodoides*, 2. *Neogondolella mombergensis*, 3. *Neogondolella media* i 4. *Neogondolella haslachensis*.

W niemieckiej części basenu centralnej Europy w górnym wapieniu muszlowym wyznaczono, oprócz pierwszych czterech poziomów znanych z Polski, poziomy konodontowe „5”–„7”, których nie stwierdzono ani na Śląsku Opolskim, ani w regionie świętokrzyskim, ze względu na zanik typowych morskich facji wapienia muszlowego na rzecz przejściowych i lądowych facji kajpru (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975a). Badaniami konodontowymi udokumentowano zatem diachronizm granicy wapienia muszlowego i kajpru między polską i niemiecką częścią basenu (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975a).

Dyskusyjne są wyniki badań biostratygraficznych oparte na konodontach uzyskane z rejonu niecki miechowskiej. Pacholec (1972) stwierdziła występowanie poziomów konodontowych charakterystycznych dla górnego wapienia muszlowego, co zostało zakwestionowane przez Zawidzką (1984) na podstawie analizy konodontów, otwornic i skolekodontów. Zawidzka (1984) prawie całą sukcesję zaliczyła do dolnego wapienia muszlowego (patrz fig. 13), co potwierdzałoby znaczną redukcję miąższości górnego wapienia muszlowego postulowaną wcześniej przez Jurkiewicza (1974a).

Narkiewicz (1999, 2014), na podstawie badań konodontów z otworów wiertniczych centralnej Polski, wyróżniła pięć poziomów opierając się na podziale Kozura (1968, 1972, 1980, 1999), stworzonym dla niemieckiej części basenu centralnej Europy (fig. 32). Najniższy stwierdzony przez nią poziom to poziom *germanica*, skorelowany w obrębie polskiej części basenu dzięki występowaniu formy *Neogondolella regale* Mosher. Narkiewicz (1999) zinterpretowała wiek tego poziomu jako późny wczesny anizyk. Poziom *kockeli*, odpowiadający analogicznemu poziomowi rozpoznanemu na Górnym Śląsku i w Górach Świętokrzyskich, stwierdzono na podstawie występowania wskaźnikowej formy *Nicroraeella kockeli* w najwyższej części dolnego wapienia muszlowego, a jego wiek został zinterpretowany jako pelson. Spośród siedmiu poziomów konodontowych, rozpoznanych w górnym wapieniu muszlowym Niemiec, w centralnej Polsce rozpoznano jedynie poziomy „1”, „2” i „4”, co potwierdziło wniosek o wcześniejszym rozwoju facji kajpru we wschodniej części basenu centralnej Europy. Szczegółne znaczenie stratygraficzne miało rozpoznanie w poziomie „4” jego gatunku wskaźnikowego *Neogondolella haslachensis* (Tatge) (wcześniej zaliczanego do rodzaju *Gondolella*), charakterystycznego dla lądynu (Narkiewicz, 1999).

Badania konodontów z osadów dolnego wapienia muszlowego synklinorium północnosudeckiego, przeprowadzone przez Kędzierskiego i Szulca (1996) oraz Kędzierskiego (2004), nie pozwoliły na identyfikację poziomów z powodu braku gatunków przewodnich. Wyróż-

niono jedynie dwa zespoły konodontowe: jeden w obrębie środkowej formacji z Raciborowic (warstwy C, odpowiednik górnych warstw gogolińskich) i drugi w najwyższej formacji z Raciborowic (warstwy D i E, odpowiednik warstw górażdżańskich i terebratulołowych). Granicę między tymi zespołami, przypadającą na granicę między warstwami C i D, przyjęto za granicę między bitynem a pelsonem (Kędzierski, 2002, 2004). Nie pokrywa się ona z granicą bityn/pelson wyznaczoną na podstawie innych grup faunistycznych (fig. 15).

Należy w tym miejscu zaznaczyć, że zonacja konodontowa triasu środkowego basenu centralnej Europy – jak i innych basenów na świecie – podlegała liczny modyfikacjom w okresie ostatniego półwiecza (np. patrz podsumowania w: Kozur, 1999, 2003; Ogg i in., 2020), czyli od czasu powstania standardowych prac polskich. Zmieniała się taksonomia, zespoły wskaźnikowe i zasięgi poziomów, a także ich interpretacje wiekowe. Na przykład wg Ogga i in. (2020) poziom *Nicroraeella kockeli* wskazuje bardziej na bityn, a nie jak wcześniej uważano – zdecydowanie na pelson. Weryfikacja biostratygrafii konodontowej w Polsce wymagałaby prawdopodobnie powtórnego przeprowadzenia kompleksowych badań mikro-paleontologiczno-stratygraficznych we wszystkich dotychczas uważanych za opracowane regionach, a z pewnością w regionie świętokrzyskim i na Górnym Śląsku.

Liliowce, należące do fauny bentosowej (fig. 28D), są zależne od warunków środowiskowych takich jak zasolenie, typ podłoża, niskie tempo sedimentacji czy prądy dostarczające pożywienie. Z tego względu ich stratygraficzna wartość jest niższa niż fauny nektonicznej, w tym konodontów (Hagdorn, Gluchowski, 1993). Tym niemniej Hagdorn i Gluchowski (1993) stworzyli stratygrafię liliowcową dla niższego wapienia muszlowego Górnego Śląska, implementowaną przez nich po części na obszar Dolnego Śląska i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, a opracowaną w tych regionach później przez Chrząstek (2002), Salamona i in. (2003) oraz Gluchowskiego i Salamona (2005). W dolnym wapieniu muszlowym i w przyspągowej części środkowego wapienia muszlowego Hagdorn i Gluchowski (1993) wyróżnili cztery poziomy liliowcowe (od najniższego do najwyższego): *Dadocrinus*, *acutangulus*, *dubius* i *silesiacus* (krótka charakterystyka – patrz tab. 12). Ich zasięg w poszczególnych regionach przedstawiono w tabeli 13.

Hipersalinarne warunki depozycji środkowego wapienia muszlowego doprowadziły do zaniku szkarłupni w basenie centralnej Europy.

Warunki depozycji górnego wapienia muszlowego pozwoliły na rozprzestrzenienie się pełnomorskiej fauny z SW na północ i wschód basenu centralnej Europy. Szczególnie charakterystyczną formą stał się *Encrinurus liliiformis*, wskaźnikowy dla poziomu *liliiformis*, definiowanego w zachodniej części basenu. W górnym wapieniu muszlowym Górnego Śląska brak jest skamieniałości liliowców i innych szkarłupni mimo występowania innych form fauny pełnomorskiej (Hagdorn, Gluchowski, 1993). Gatunek *E. liliiformis* został znaleziony jedynie w górnym wapieniu muszlowym NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przez Senkowiczową i Kotańskiego (1979, patrz Hagdorn, Gluchowski, 1993). Niedźwiedzki (2002) zwrócił uwagę na opisy licznych znalezisk *E. liliiformis* z dolnego wapienia muszlowego Górnego i Dolnego Śląska, które są najczęściej słabo udokumentowane. W świetle opracowania Hagdorna i Gluchowskiego (1993) należy przypuszczać, że rozpoznanie skamieniałości w tych przypadkach wymaga weryfikacji (Niedźwiedzki, 2002).

Do opracowań biostratygraficznych wapienia muszlowego wykorzystywano również charofity (Bilan, 1988), diplopory (Kotański, 1994, 2013), otwornice (Styk, 1965, 1975, 1990; Gaździcki i in., 1975; Chrząstek, 2002) oraz małżoraczki (Styk, 1965, 1982, 1990). Powstałe podziały mają dużo mniejsze znaczenie niż opisane wyżej ze względu na ich mniejszą rozdzielczość i zależność występowania fauny wskaźnikowej od wykształcenia osadu. Istotne natomiast okazało się stwierdzenie, że zespoły otwornicowe, występujące w osadach górnego wapienia muszlowego w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wykazują duże podobieństwo do asocjacji alpejskich, natomiast zespoły z utworów dolnego kajpru – do asocjacji z Turynii (Styk, 1965). Fakt ten wskazuje na zmianę kierunku ich migracji, związaną z zamknięciem połączenia świętokrzyskiej części zbiornika z Oceanem Tetydy.

Wiele kontrowersji (Nawrocki i in., 2005; Becker, 2014a) wzbudziło oparcie stratygrafii najniższego triasu na muszloraczkach, co zaproponowali Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004a, 2005) dla rejonu świętokrzyskiego. Zgodnie z tą koncepcją większość profilu formacji z Jaworznej w kamieniołomie Zachemie należałaby jeszcze do

TAB. 12. Charakterystyka poziomów liliowcowych niższego wapienia muszlowego południowej Polski wg Hagdorna, Gluchowskiego (1993)

Poziomy liliowcowe	Dolna granica	Górna granica	Wiek
<i>silesiacus</i>	pierwsze wystąpienie <i>Silesiacrinus silesiacus</i>	zanik <i>Silesiacrinus silesiacus</i>	przełom pelsonu i illyru
<i>dubius</i>	pierwsze wystąpienie <i>Holocrinus dubius</i>	pierwsze wystąpienie <i>Silesiacrinus silesiacus</i>	pelson
<i>acutangulus</i>	zanik form z rodzaju <i>Dadocrinus</i>	pierwsze wystąpienie <i>Holocrinus dubius</i>	wczesny anizyk–wczesny pelson
<i>Dadocrinus</i>	pojawienie się rodzaju <i>Dadocrinus</i>	zanik form z rodzaju <i>Dadocrinus</i>	wczesny anizyk (+ późny olenek?)

TAB. 13. Występowanie poziomów liliowcowych w obrębie jednostek litostratygraficznych poszczególnych regionów południowej Polski wg Gluchowskiego, Salamona (2005, zaznaczone na szaro); dla synklinorium północnosudeckiego przedstawiono również pierwotną interpretację Chrząstek (2002); występowanie poziomów liliowcowych na Górnym Śląsku wg Hagdorna, Gluchowskiego (1993); Gluchowskiego, Salamona (2005)

Poziomy liliowcowe	Synklinorium północnosudeckie	Góry Śląsk	Góry Świętokrzyskie (SW obrzeżenie)
<i>silesiacus</i>	–	warstwy diploporowe (dolne) formacja karchowicka	–
<i>dubius</i>	warstwy E	warstwy E	formacja dziewkowicka warstwy z <i>Plagiostoma striatum</i>
	warstwy D	warstwy D	formacja górażdżańska
<i>acutangulus</i>	warstwy C	warstwy C	formacja gogolińska warstwy łukowskie
	warstwy B	warstwy B	warstwy faliste
<i>Dadocrinus</i>	warstwy B	warstwy B	warstwy woliczkie warstwy z Wilczkowie (górne)
	warstwy A ?	warstwy błotniczkie	

górnego permu, o czym miała świadczyć obecność muszloraczków *Falsisca postera* Kozur et Seidel. Do triasu dolnego należałaby jedynie najwyższa część formacji z Jaworznej, w której występuje gatunek *Falsisca cf. verchojanica* Molin. W wyniku późniejszej rewizji taksonomicznej muszloraczków z pogranicza permu i triasu autorstwa Schneidera i Scholze (2016) oraz Scholze i in. (2016, 2017), okazało się, że gatunek *Falsisca postera* Kozur et Seidel jest tożsamy z gatunkiem *Palaeolimnadiopsis vilujensis* Varentsov, a *Falsisca verchojanica* Molin – z *Euestheria gutta* (Lutkevich). Zespół *Palaeolimnadiopsis vilujensis*–*Euestheria gutta* występuje w górnej części formacji z Fulda, której wiek jest określan na wczesny trias (ind), zatem cała formacja z Jaworznej również jest tego wieku. W efekcie problemy taksonomiczne związane z muszloraczkami ograniczyły zaufanie do tej grupy skamieniałości jako narzędzia biostratygraficznego (Becker, 2014a, 2015a; Szulc i in., 2015c). Równie mało wiarygodnym narzędziem są tropy kręgowców, na podstawie których Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004b, 2006) piaskowcom ognia z Tułlina przypisali wiek górnopermski (patrz np. Racki, 2005).

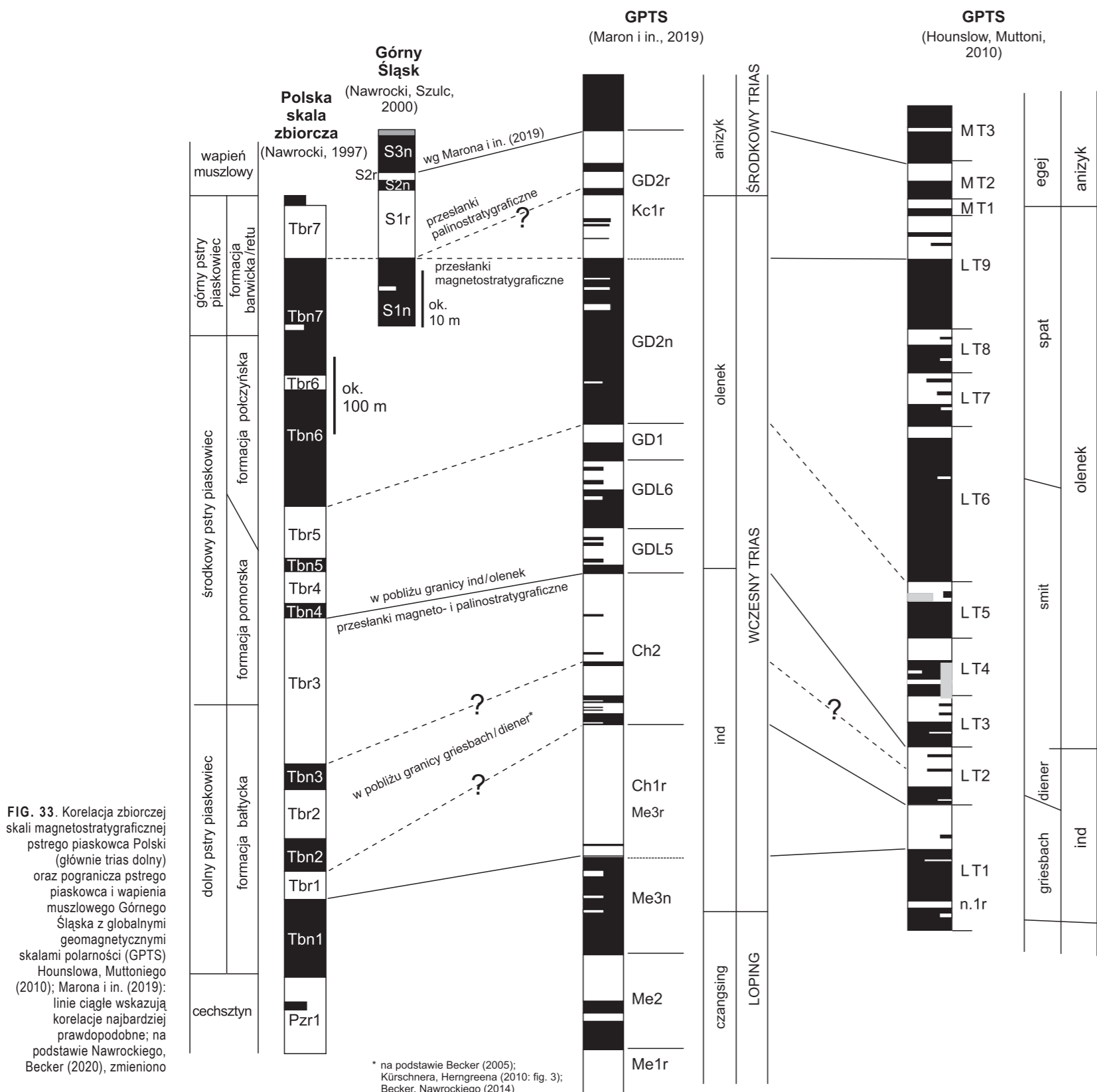
Mniej kontrowersyjne badania muszloraczków triasu górnego (Olempska, 2004) nie pozwoliły ostatecznie na rozwiązanie problemów chronostratygrafii wyższego kajpru Górnego Śląska, wzbudzającego duże zainteresowanie ze względu na bogate w skamieniałości poziomy kościonośne (np. Dzik i in., 2000; Dzik, Sulej, 2007; Bodzioch, Kowal-Linka, 2012; Szulc i in., 2015a, b; Racki, 2019).

1.5. MAGNETOSTRATYGRAFIA

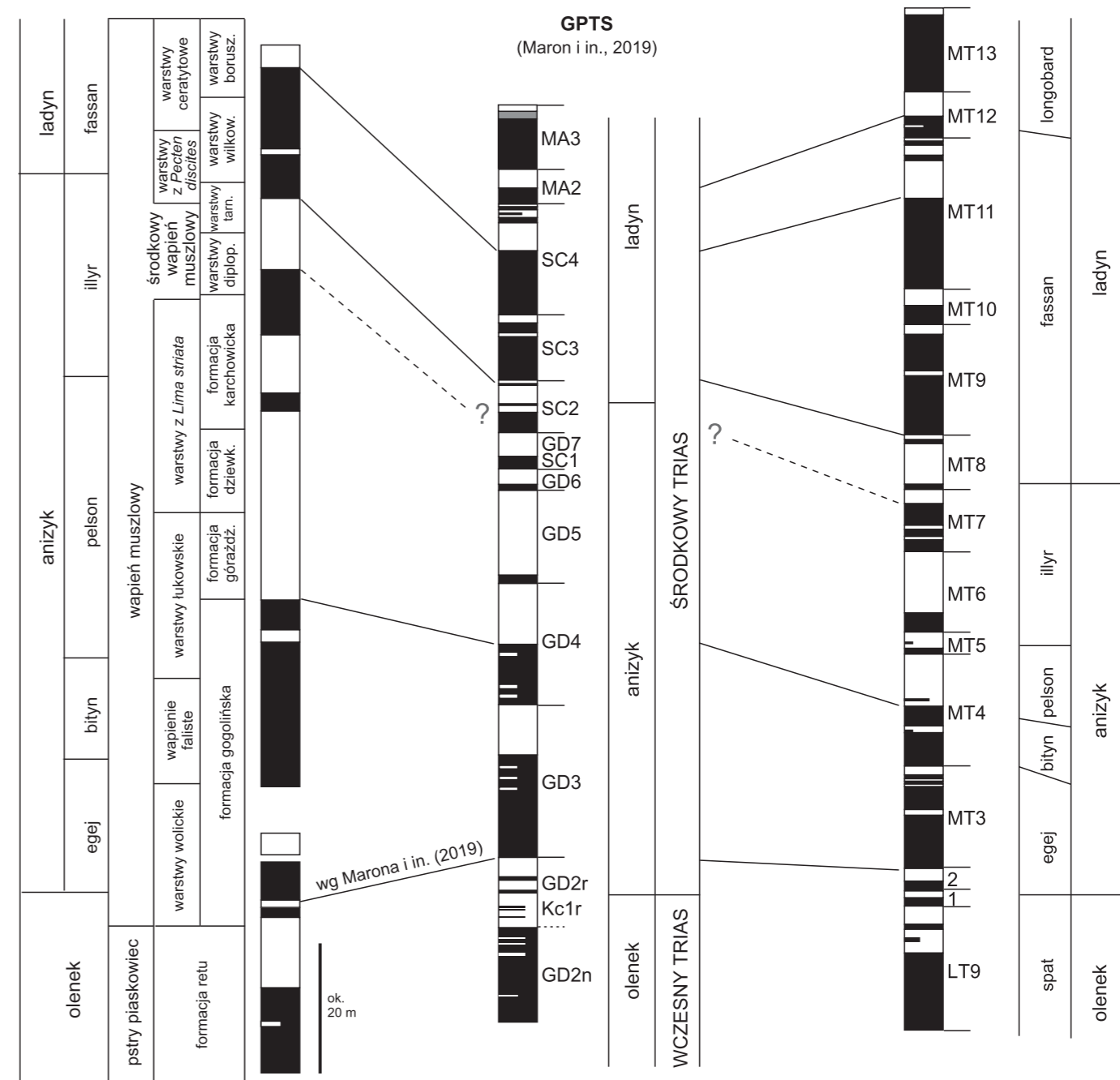
Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader

Badania magnetostratygraficzne były prowadzone w obrębie wszystkich trzech oddziałów triasu, przy czym najwięcej prac dotyczyło triasu dolnego (Nawrocki, 1997; Kuleta, Nawrocki, 2002; Nawrocki i in., 2003; Nawrocki, 2004; Becker, Nawrocki, 2014; Becker i in., 2020a; Nawrocki, Becker, 2020). Zapis magnetostratygraficzny triasu środkowego opracowali Nawrocki i Szulc (2000a, b), a magnetostratyfierię niektórych odcinków triasu górnego – Nawrocki i in. (2015) oraz Wójcik i in. (2017). W brunatnych i czerwonych osadach, tzw. „red beds”, zapis paleomagnetyczny jest oparty na hematycie, podczas gdy w węglanach i szarych silikoklastykach (głównie trias środkowy) – na magnetycie (Nawrocki, 1997; Nawrocki, Szulc, 2000a, b; Szurlies i in., 2003; Nawrocki i in., 2015; Zhang i in., 2020).

Nawrocki (1997), opierając się na danych z głębokich otworów wiertniczych, wyznaczył w dolnym triasie Niżu Polskiego 14 magnetozon: siedem o polarności normalnej i siedem o polarności odwrotnej. Dla najniższego triasu szczególnie jest charakterystyczna magnetozona normalna Tbn1, której spąg znajduje się w pobliżu chronostratygraficznej granicy permu i triasu (Nawrocki, 1997, 2004; fig. 34). Dla wyższej części dolnego i niższej części środkowego pstręgo piaskowca charakterystyczna jest odwrotna polarność (Nawrocki, 1997; Becker i in., 2020a). Dwie krótkie magnetozony normalnej polarności (Tbn4 i Tbn5) stwierdzone w obrębie formacji pomorskiej mogą służyć jako dobre narzędzia korelacyjne (Nawrocki, 1997; Becker, Nawrocki, 2014; fig. 33). Dla wyższej części środkowego i niższej, znacznej części górnego pstręgo piaskowca charakterystyczna jest polarność normalna, którą przerywa jedynie krótka magnetozona odwrotna Tbr6, zlokalizowana w pobliżu granicy środkowego i górnego pstręgo piaskowca (Nawrocki, 1997). Korelacje z magnetostratygraficznymi skalami globalnymi oraz kalibracja danymi palinologicznymi wykazały, że



Góry Śląsk i Góry Świętokrzyskie (Nawrocki, Szulc, 2000)



sukcesja zawierająca magnetozony Tbn2–Tbn3 obejmuje prawdopodobnie granicę podpięter griesbachu i dieneru, spąg magnetozony Tbn4 przybliża granicę pięter indu i oleneku, a granica oleneku i anizyku znajduje się prawdopodobnie w wyższej części górnego pstręgo piaskowca (Nawrocki, Becker, 2020 oraz literatura tam cytowana; fig. 33).

Nawrocki i Szulc (2000a, b) na podstawie badań paleomagnetycznych przeprowadzonych na próbkach z odsłoneń na Górnym Śląsku i w Górach Świętokrzyskich wyznaczyli w przebadanym odcinku najwyższego triasu dolnego oraz triasu środkowego (litostratygraficznie: górny pstry piaskowiec i wapień muszlowy) dziewięć zon polarności normalnej oraz dziewięć zon polarności odwrotnej (fig. 34). Uzyskany obraz magnetostratygraficzny formacji retu (górny pstry piaskowiec) odpowiada schematowi przedstawionemu wcześniej z Niżu Polskiego, gdzie w niższej części wydzielenia dominowała polarność normalna, a w wyższej – polarność odwrotna (fig. 33, 34). Niższa część dolnego wapienia muszlowego, korelowana biostratygraficznie z niższym anizykiem, wykazuje polarność normalną. W wyższej części tej podgrupy oraz w środkowym wapieniu muszlowym (środkowy i górny anizyk) dominuje polarność odwrotna. W górnym wapieniu muszlowym, zasadniczo wieku wczesnoladyńskiego, ponownie dominuje polarność normalna (fig. 34). Obraz ten bardzo dobrze koreluje się z anizyjsko-wczesnoladyńskim odcinkiem globalnych geomagnetycznych skal polarności (np. Hounsłowa, Muttoniego, 2010; Marona i in., 2019; fig. 34).

Granica oleneku i anizyku jest położona w pobliżu litostratygraficznej granicy pstręgo piaskowca i wapienia muszlowego. Nawrocki i Szulc (2000a, b) plasowali granicę tych pięter nieco powyżej granicy litostratygraficznej, podczas gdy Maron i in. (2019) oraz Nawrocki i Becker (2020) postawili ją nieco poniżej granicy obu grup, co jest spójne z interpretacjami biostratygraficznymi (np. Trammer, 1975; Orłowska-Zwolińska, 1985). Nawrocki i in. (2015) skorelowali obraz paleomagnetyczny uzyskany dla dolnego kajpru z odcinkiem skali globalnej z pogranicza fassanu i longobardu (patrz fig. 34, 35).

Magnetostratygrafia triasu górnego Polski jest rozpoznana dosyć słabo, głównie ze względu na brak odmian litologicznych korzystnych do badań paleomagnetycznych w sukcesjach tego oddziału oraz na ubogi zasób innych wskaźników stratygraficznych. Nawrocki i in. (2015) podczas opracowania profili z odsłoneń i wierceń z Górnego Śląska oraz z Wielkopolski (północna część monokliny przed-sudeckiej), rozpoznali 22 lokalne magnetozony, co odpowiada ok. 25% liczby zon późnotriasowych wyznaczanych w skalach globalnych (patrz fig. 35). Luki w informacji paleomagnetycznej nie pozwoliły na skonstruowanie skali zbiorczej triasu górnego Polski. Korelacje ze skalami globalnymi są punktowe i przypuszczalne (fig. 35). Tym niemniej, obraz zmian polarności w obrębie piaskowca trcinowego dobrze koreluje się z fragmentem skali globalnej dla wczesnego karniku, co potwierdzili Zhang i in. (2020) w niemieckiej części basenu, a zmianę polarności z odwrotnej na normalną,

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niziu Polskiego)

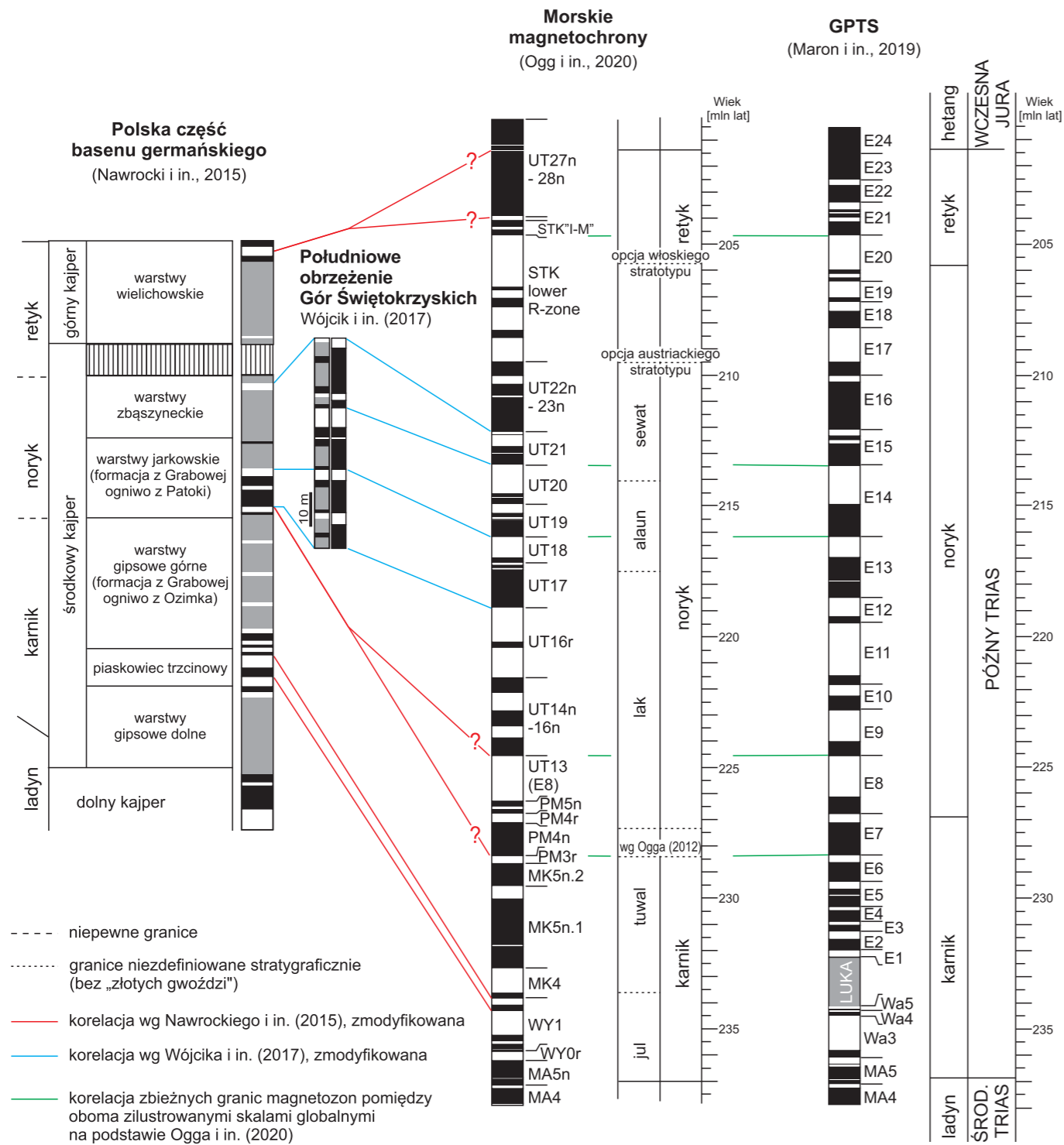


FIG. 35. Korelacja schematu zmian polarności uzyskanego dla osadów kajpru Polski ze zbiorczą globalną skalą polarności Ogga i in. (2020) oraz z globalną geomagnetyczną skalą polarności (GPTS) Marona i in. (2019)

uchwyconą w ogniwie z Patoki formacji z Grabowej oraz w warstwach jarkowskich, można skorelować z jedną z takich zmian we wczesnym noryku (Nawrocki i in., 2015; fig. 35). Charakterystyczna zona odwrotnej polarności, uchwycona w najwyższym kajprze, została skorelowana z jedną z krótkich zon odwrotnej polarności późnego retyku lub pogranicza retyku i hetangu (Nawrocki i in., 2015). Wójcik i in. (2017), na podstawie badań paleomagnetycznych kajpru z odsłonięć południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, zaproponowali modyfikację interpretacji chronostratygraficznej Nawrockiego i in. (2015), korelując ekwiwalenty ogniwa z Patoki formacji z Grabowej ze środkowym, a nawet wyższym norykiem (fig. 35). Potencjał korelacji magnetostratygraficznych w dużym stopniu obniża fakt, że globalne skale magnetostratygraficzne wykazują dla późnego triasu bardzo liczne zmiany polarności przy równocześnie ubogim zasobie innych wskaźników chronostratygraficznych, zwłaszcza w facjach lądowych i przejściowych. Należy tu również podkreślić, że dopływ nowych danych powoduje modyfikacje globalnych skal magnetostratygraficznych, czego przykładem jest drastyczna różnica w obrazie magnetostratygraficznym retyku (tzw.

wersja „długiego retyku”) między skalą przedstawianą przez Ogga (2012) oraz Ogga i in. (2020). W starszej wersji interpretowano retyk jako wiek zdominowany przez polarność normalną, podczas gdy w nowszej przyjęto dominację polarności odwrotnej. W nowszej wersji skali „odmłodzono” o ok. 1 mln lat granicę karniku i noryku, co powoduje, że pierwotna korelacja magnetostratygraficzna Nawrockiego i in. (2015) mogłaby wskazywać na karnicki wiek najniższej części ogniwa z Patoki (fig. 35). Brak formalnie ustalonych chronostratygraficznych granic noryku i retyku dodatkowo utrudnia dalszą korelację.

Zapis magnetostratygraficzny pstręgo piaskowca dobrze koreluje się pomiędzy polską a niemiecką częścią basenu środkowej Europy (inaczej basenu germańskiego; fig. 36). Podobnie zbieżne rezultaty uzyskano dla obu części basenu dla piaskowca trzcinowego (w Niemczech: *Stuttgart Formation*), gdzie pośród zapisu odwrotnej polarności magnetycznej zidentyfikowano dwie magnetozone o polarności normalnej (fig. 37). Zasadniczą część triasu środkowego (wapień muszlowy) szczegółowo przebadano jak do tej pory tylko w Polsce.

1

Trias pozakarpcki (mezozoiczny basen Niziu Polskiego)

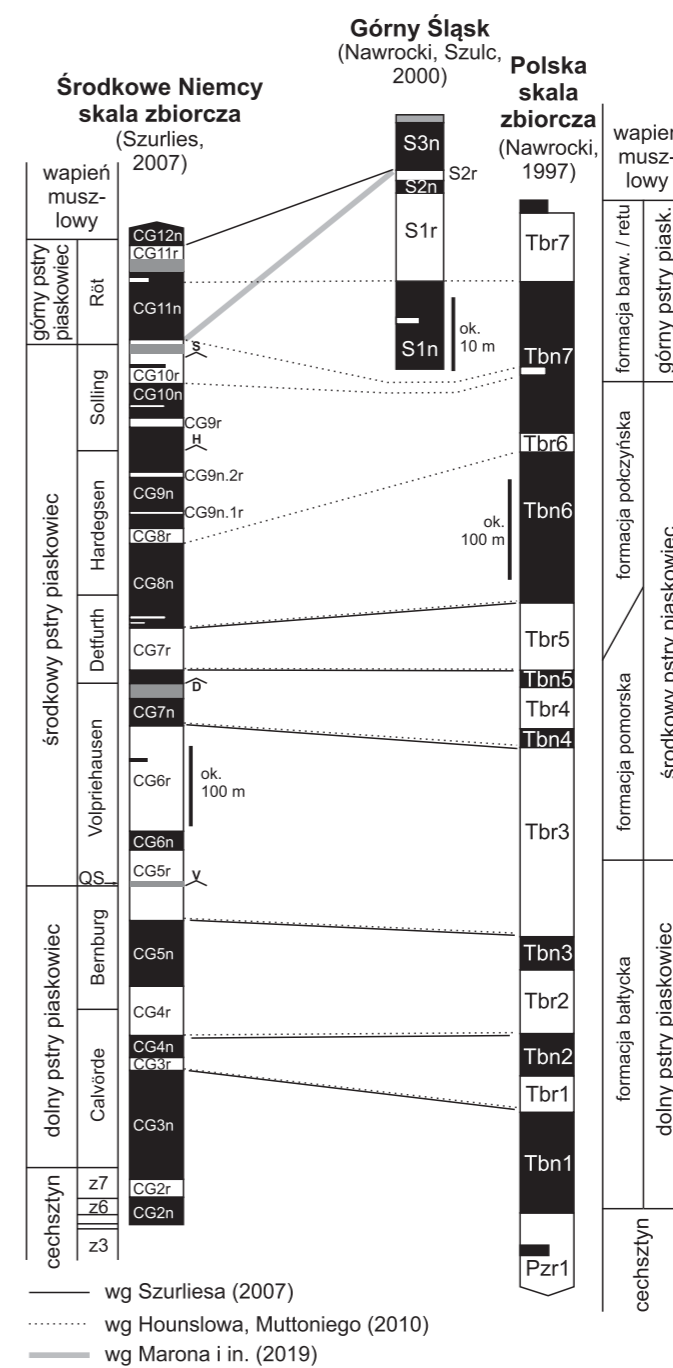


FIG. 36. Korelacja schematu zmian polarności w pstrym piaskowcu niemieckiej i polskiej części basenu środkowej Europy (basenu germańskiego); QS – piaskowiec z Quickborn

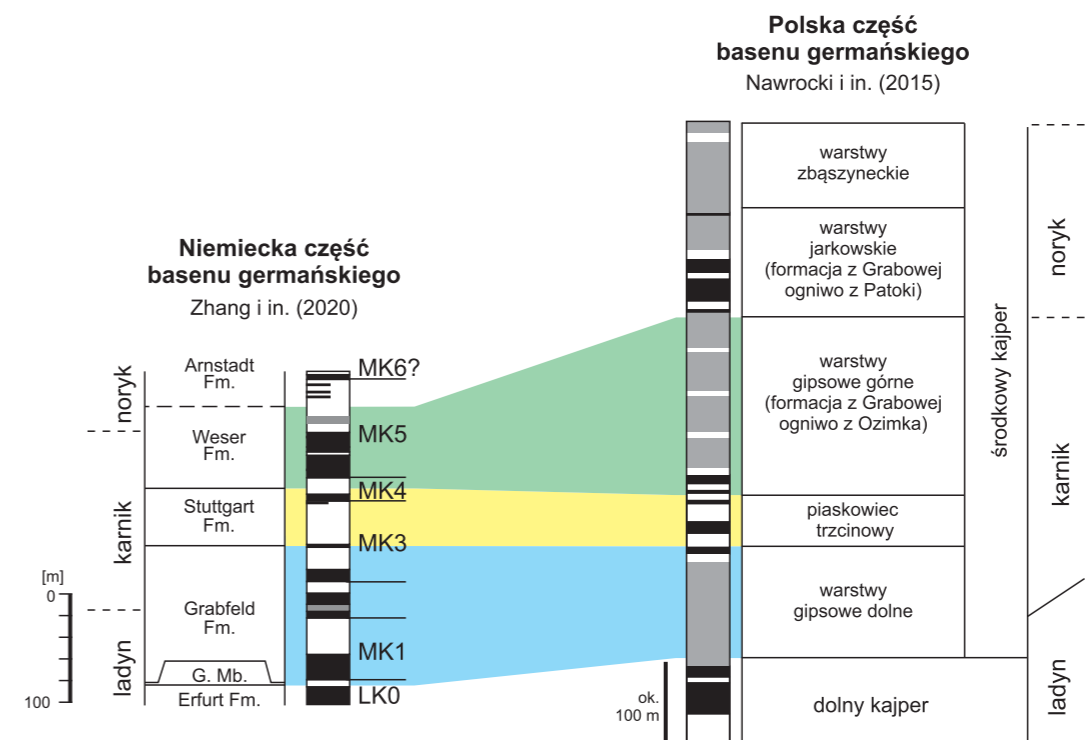


FIG. 37. Zmiany polarności kajpru uzyskane w niemieckiej i polskiej części basenu germańskiego (środkowej Europy) wraz z klasyczną w obrębie basenu korelacją jednostek litostatygraficznych; magnetostratygrafia wg Zhang i in. (2020) uproszczona; linie przerywane oznaczają niepewne granice; G. Mb. – ogniwo dolomitu granicznego

1.6. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Aleksander Kowalski, Zbigniew Złonkiewicz

Depozycja osadów triasowych w basenie Niżu Polskiego rozpoczęła się dzięki odnowieniu zamierającego basenu cechsztyńskiego. Osady permanentnie wysychających równi mulowych z licznymi kongrekcjami ewaporatowymi oraz piaszczystych aluwiiw przechodzą w sposób ciągły w laminowane osady płytkich zbiorników wodnych, prawie pozbawione kongrekcji ewaporatowych, ale urozmaicone cienkimi przewarstwieniami wapieni oolitowych (fm. bałtycka, fm. z Opoczna). Zmiana warunków depozycji była prawdopodobnie spowodowana podniesieniem poziomu oceanu światowego, datowanego na początek griesbachu (Pieńkowski, 1991; Kuleta, Zbroja, 2006; Fijałkowska-Mader i in., 2015a). Centrum basenu tworzył wówczas system równi mulowych typu sebhya, równi pływowych oraz ekstremalnie płytkich lagun lub jezior terminalnych. Dyskusyjne jest występowanie co najmniej okresowych połączeń z oceanem światowym. Ingresje morskie mogły prawdopodobnie następować od NW z morza borealnego (Fuglewicz, 1980; Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2005, 2024; Szulc, 2019). Fuglewicz (1980) postulował również możliwość połączenia z oceanem, które na NE otwierało się wzdłuż południowej krawędzi łańdu fennoskańskiego ku północy. Becker (2024) nie wykluczyła funkcjonowania na południu epizodycznych, lokalnych połączeń z Tetydą (fig. 38). Południowe obrzeżenia basenu Niżu Polskiego były zdominowane przez środowiska fluwialne i aluwialne, a być może również deltowe (Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2015b). Przykładem jest tu formacja z Zaganańska, zbudowana z osadów korytowych piaszczystych rzek roztokowych, rozwijających się na rozległych obrzeżach podnoszącego się łańdu świętokrzyskiego (Mader, 1992; Kuleta, Zbroja, 2006; Złonkiewicz, Becker, 2015). W warunkach klimatu monsunowego z okresowymi intensywnymi opadami (Jewuła i in., 2021). Skład ziarnowy piaskowców i zlepieńców tej formacji w niecce miechowskiej, w tym obecność wulkanitów, wskazuje, że obszarem alimentacyjnym dla systemu koryt rozwijających się generalnie z południa na północ, mógł być rejon sudecko-małopolski, a także wschodnia część trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Kuleta i in., 2000). Osuszanie się klimatu w dienerze (por. Paul, Puff, 2010) doprowadziło do powstawania pól piasków eolicznych (ogniwo z Tumlina; Gągól, 1976; Gradziński i in., 1979; Gradziński, 1986; Mader, 1992; Kuleta, Zbroja, 2006; Kiersnowski, 2023). Koryta rzek roztokowych rozległej równiny aluwialnej, rozwijającej się na obrzeżach łańdu windeliccko-czeskiego, miały szerokość kilku metrów i nie przekraczały prawdopodobnie 1 m głębokości, a brak stabilizacji ich brzegów przez roślinność w klimacie półsuchym umożliwiał swobodną lateralną migrację (Mroczkowski, 1969, 1972, 1977; Mroczkowski, Mader, 1985; Kowalski, 2020). Wyraźnie morskie środowisko lagunowo-pływowe zapanowało na przełomie indu i oleneku, podczas depozycji niższej części środkowego pstręgo piaskowca (fm. pomorska i ekwiwalenty; Orłowska-Zwolińska, 1983; Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2005; Szulc, 2019; Becker i in.,

2020b; fig. 38). Na obrzeża basenu ingresje morskie docierały jedynie okresowo, a w strefie brzegowej rozwijały się równie z rzekami efemerycznymi, zalewami powierzchniowymi, eolicznymi pokrywami piaszczystymi oraz płytkowodnymi jeziorami typu palustrinowego (fm. z Goleniaw; Mader, 1992; Fijałkowska-Mader i in., 2015a; Jewuła i in., 2023). Tworzyły się także typowe równie fluwialne z systemami rzek roztokowych i meandrujących (fm. z Piekoszowa, fm. z Wiór; Mader, Rdzaneek, 1985; Becker, 2005; Kuleta, Zbroja, 2006). Na początku oleneku basen został zdominowany przez osady aluwialne i fluwialne (fm. polczyńska i ekwiwalenty). System megastożków aluwialnych zasilał, położone w centralnym obniżeniu, okresowo wysychające jeziorzysko bezodpływowe (Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2019). Na równiach zalewowych systemów fluwialnych dochodziło do rozwoju paleogleb typu kalcisoli i wertisoli (Jewuła i in., 2023). Depocentrum basenu przebiegało z NW na SE i pokrywało się z położeniem walnej strefy tektonicznej styku dwóch platform (strefa Teisseyre'a-Tornquista; TTZ). Niewykluczone, że centralne jeziorzysko w późnym oleneku uzyskało czasowo słabe połączenie z Tetydą poprzez bramę wschodniokarpacką, o czym może świadczyć obecność glonów podobnych do alpejskich Dasycladaceae w osadach formacji ze Stachury oraz rozkład miąższości ogniw pstręgo piaskowca na przedgórzu Karpat (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Szulc, 2000; Kuleta, Zbroja, 2006; Moryc, 2014; Fijałkowska-Mader i in., 2015a). W znacznej części obrzeży basenu, ale głównie ku NE i SW od depocentrum, dominowała erozja nad depozycją (Szyperko-Teller i in., 1997; Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003). Zróżnicowany rozkład miąższości środkowego pstręgo piaskowca świadczy o zróżnicowaniu subsydencji podczas jego depozycji, związanym z aktywnością tektoniczną – ruchami blokowymi lub wczesną halokinezą cechsztyńskich ewaporatów. Poniżej przytoczoną historię depozycji w basenie Niżu Polskiego od najpóźniejszego oleneku po retyk zaczerpnięto z prac Szulca (2007a, b). Aktywność tektoniczna w rejonie śląsko-morawskiego obrzeżenia basenu doprowadziła do połączenia polskiej części środkowoeuropejskiego basenu triasowego z Oceanem Tetydy w późnym oleneku. Basen przybrał formę półzamkniętego zbiornika morskiego, w którym warunki normalnomorskie panowały w bezpośrednim sąsiedztwie połączeń z oceanem, czyli na południu Polski (Śląsk i Góry Świętokrzyskie), a dalej na północ i zachód warunki stawały się coraz bardziej restrykcyjne. Głównym źródłem dopływu klastyków stał się łańd fennoskandzki. Początkowo basen miał charakter typowego, półzamkniętego basenu ewaporacyjnego, w którym utworzyły się trzy niepełne cykle salinarne (Leśniak, 1978a, b), a na początku anizyku stał się płytkim morzem epikontynentalnym (fig. 39). Struktury deformacyjne, występujące w osadach górnego pstręgo piaskowca w synklinorium północnosudeckim oraz w osadach wapienia muszlowego na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, dokumentują aktywność tektoniczną tych obszarów na przełomie oleneku i anizyku (Matysik, Szulc, 2019; Durkowski, 2022). Kolejne przemodelowanie basenu nastąpiło we wczesnym lądynie, kiedy to znaczący wznios skorupy we wschodniej części basenu środkowoeuropejskiego doprowadził najpierw do intensyfikacji dostawy klastyków, a następnie do wynurzenia. W polskiej części basenu luka obejmująca późny lądyn jest dobrze udokumentowana biostratygraficznie brakiem najmłodszych poziomów konodontowych. Sedymentacja warstw sulechowskich zachodziła w środowiskach jezior i bagien w warunkach ciepłego,

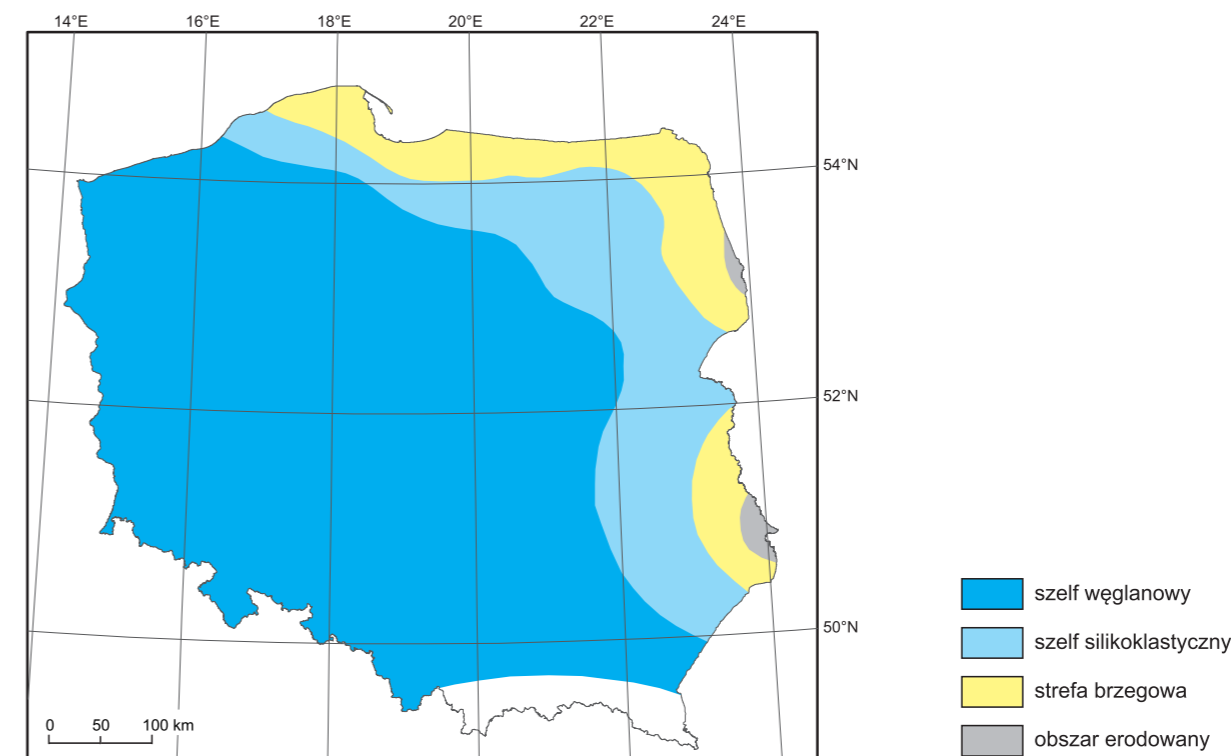


FIG. 39. Paleogeografia obszaru Polski w środkowym triasie (anizyk) na podstawie Iwanowa (1998, zmieniono)

wilgotnego klimatu. Ponowna ingresja morska, postępująca od południa poprzez bramę śląską, nastąpiła na przełomie lądynu i karniku. Sięgnęła ona w głąb basenu równie daleko jak w anizyku, ale doprowadziła do powstania jedynie bardzo płytkiego, krótkotrwałego zbiornika. Wynikiem tej ingresji są osady tzw. dolomitu granicznego, włączanego obecnie do najniższych warstw gipsowych dolnych. Konfiguracja polskiej części basenu w późnym triasie powtórzyła tę znaną z wcześniejszych epok. Jego depocentrum tworzyła bruzda środkowopolska rozwinięta ponad TTZ. Pomniejsze centra subsydencji były warunkowane przez lokalne uskoki, w tym związane z rozwijającymi się strukturami halotektonicznymi. W centrum basenu dominowała depozycja drobnoklastyczna, a na obrzeżach powstawały osady piaszczyste, dostarczane z otaczających masywów lądowych. Zapis depozycji karnickiej odzwierciedla zmienność klimatyczną i wynikające z niej następowanie po sobie okresów suchszych i wilgotniejszych. W okresach suchych powstały dolne i górne warstwy gipsowe z licznymi kongrekcjami ewaporatowymi, a nawet z przewarstwieniami gipsów i soli kamiennej. W wilgotniejszym klimacie tzw. karnickiego zdarzenia pluwalnego (Fijałkowska-Mader i in., 2015b, 2021) powstał rozdziałający je fluwialny piaskowiec trzinowy. Tektonicznie wywołane odmodnienie topografii basenu oraz intensywna erozja fluwialna spowodowały, że osady piaskowca

trzinowego często leżą niezgodnie na różnych młodszych ogniwach triasu lub na skałach starszych. W noryku panowały warunki suchego klimatu z epizodem bardziej wilgotnym w jego środkowej części (tzw. środkowonoryckie zdarzenie tektoniczno-pluwalne; Szulc i in., 2015c), kiedy to powstał poziom lisowskiej brekcji kostnej (Szulc i in., 2015b, c), złożonej z kości kręgowców. Najlepiej jest on wykształcony w obrębie formacji z Grabowej na Górnym Śląsku (Dzik i in., 2000; Szulc i in., 2015b, c). Dominującą w basenie stała się efemeryczna lub permanentna depozycja fluwialna (fig. 40). Koryta nierzadko były wypełnione osadami drobnoklastycznymi, podobnie jak strefy międzykorytowe, a równie zalewowe miały pagórkowatą morfologię typu gilgai (Gruszka, Zieliński, 2008; Jewuła i in., 2019). Na równiach tych tworzyły się poziomy glebowe typu kalcisoli, które ulegały często erozji i redepozycji (Szulc i in., 2015b). Począwszy od późnego noryku przez retyk wilgotnienie klimatu postępowo w sposób ciągły (Fijałkowska-Mader, 2015) w związku z przemieszczaniem się bloku europejskiego ku wyższym szerokościom geograficznym. Doprowadziło to w retyku do rozwoju stabilnych systemów fluwialnych z wyraźnym podziałem na permanentne koryta wypełnione dobrze wysortowanymi piaskowcami oraz równie zalewowe pokryte bujną szatą roślinną, której pozostałości pozwoliły na utworzenie się cienkich przewarstwień węglistych (Szulc, 2007b; fig. 40).

FIG. 38. Paleogeografia obszaru Polski we wczesnym triasie (przełom indu i oleneku) na podstawie Iwanowa, Kiersnowskiego (1998, zmieniono)

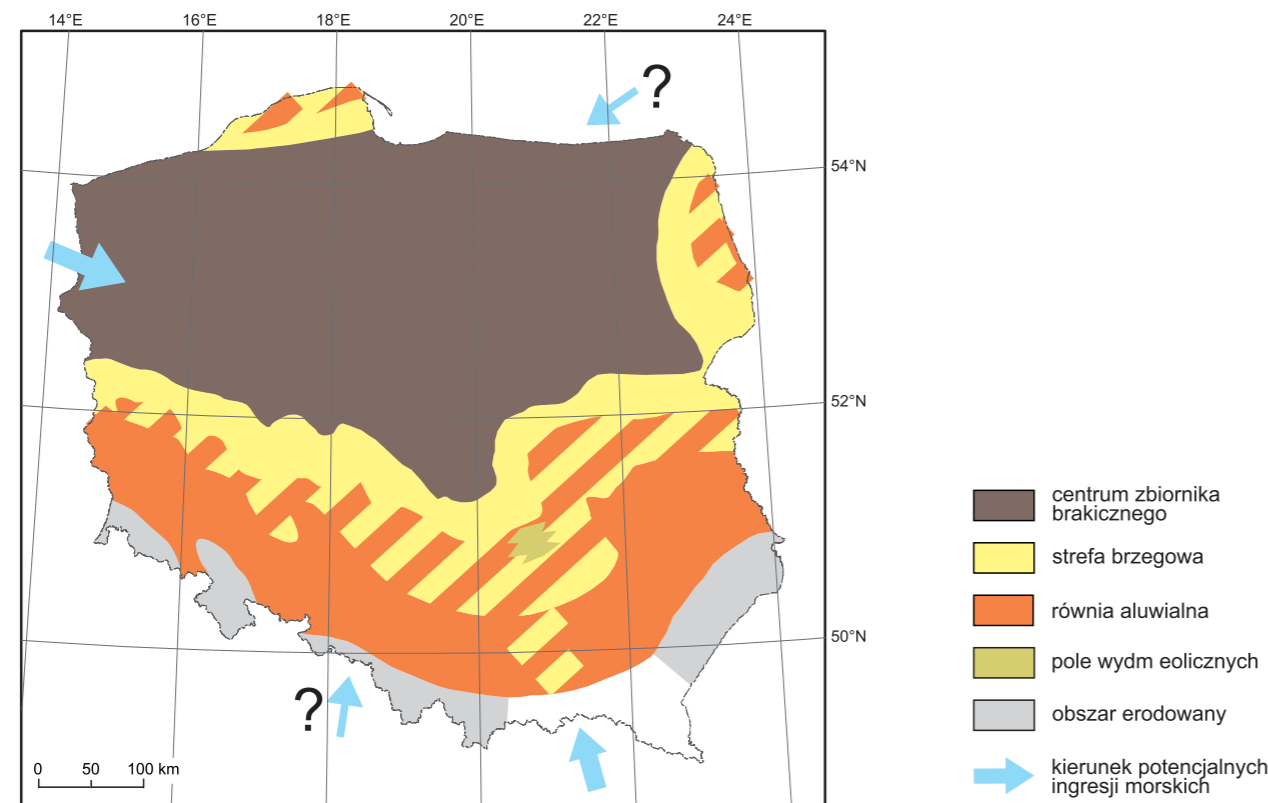


FIG. 40. Paleogeografia obszaru Polski w późnym triasie (retyk) na podstawie Iwanowa (1998, zmieniono)

2 Trias karpacki (basen Tatr)

2.1. PODSTAWOWY PODZIAŁ I WSTĘPNE UWAGI O STANIE STRATYGRAFII

Ryszard Zabielski

Utwory skalne zaliczane do triasu występują w Tatrach w obrębie trzech głównych jednostek tektonicznych (płaszczowin), tworzących obecnie pokrywę osadową trzonu krystalicznego. Są to: jednostka wierzchowa (zawierająca elementy: autochtoniczny/paraautochtoniczny oraz allochtoniczny), jednostka regłowa dolna (kriżniańska) i jednostka regłowa górna (choczańska, gdzie brak jest triasu dolnego). Klastyczne i węglanowe skały triasowe tworzą znaczącą część profili tych jednostek. Ich wykształcenie litologiczne w poszczególnych jednostkach jest podobne, ale zróżnicowane fałdnie, gdyż powstawały one w różnych obszarach paleośrodowiskowych Oceanu Tetydy, wyodrębnionych jako domeny paleogeograficzno-facjalne: tatrikum, fatrikum i hronikum (w polskiej części Tatr). Domeny te przekładają się na wspomniane jednostki tektoniczne.

Trias w Tatrach jest wykształcony niemal kompletnie, jednak w jego podziale stratygraficznym brak jest lokalnych jednostek (fig. 41). Schemat stratygraficzny został zaczerpnięty i nawiązywał (i nadal w wielu wypadkach nawiązuje) do podziału alpejskiego, który z czasem się zdezaktualizował, a w Tatrach nie miał solidnych podstaw (Szulczewski, 2010). Stosowane podziały miały na celu przedstawienie zróżnicowania pionowego utworów skalnych, co jednak nie dało podstaw do korelowania ich z piętrami chronostratygraficznymi. Mamy tu do czynienia z kompleksami skalnymi, które zostały ujęte w jednostki nieformalne, często zaczerpnięte z innych regionów (np. kajper karpacki, dolomit główny), a także z jednostkami nawiązującymi do formalnych zasad litostratygrafii (np. formacja z Lużnej, formacja fatrzańska).

Dla znacznej części utworów skalnych systemu triasowego w Tatrach brak jest skamieniałości, które umożliwiłyby jego dokładny podział biostratygraficzny. Wyjątek stanowi najwyższy trias – retyk domen tatrikum i fatrikum – oraz trias środkowy i górny domeny hronikum.

2.2. LITOSTRATYGRAFIA I INTERPRETACJE CHRONOSTRATYGRAFICZNE

Ryszard Zabielski

2.2.1. Trias dolny

Pod względem litologicznym trias dolny (ind–olenek) na obszarze polskiej części Tatr jest wykształcony podobnie w domenie tatrikum i fatrikum, brak go natomiast w domenie hronikum. Utwory skalne tego oddziału, związane z domeną hronikum, pozostały poniżej powierzchni odklucia płaszczowiny choczańskiej.

Tatrikum i fatrikum (sukcesja wierzchowa i regłowa dolna). Trias dolny tworzą trzy główne kompleksy litostratygraficzne. Występują one bezpośrednio na trzonie krystalicznym lub w spągowych partiach jednostek płaszczowinowych. Są to kolejno:

- I: piaskowce kwarcowe (miejscami kwarcytoczne), lokalnie arkozyowe, z podrzędnym udziałem zlepieńców oraz przewarstwieniami mułowców i ilowców łupkowatych
- II: piaskowce kwarcowe z przewarstwieniami mułowców łupkowatych i wapienistych
- III: dolomity, wapień oraz mułowce i ilowce łupkowate z podrzędnym udziałem brekcji śródfacjalnych.

Pozycja stratygraficzna tych kompleksów była różnie interpretowana przez różnych badaczy (tab. 14).

Wcześniej dwa pierwsze kompleksy były klasyfikowane jako permotrias (Passendorfer, 1957). Uhlig (1890 *vide* Limanowski, 1901) piaskowce kwarcytowe (I kompleks) uznawał za permskie, a dwa wyższe kompleksy za trias dolny – odpowiednik tzw. werfenu w Alpach – jednostki o niesprecyzowanej randze chronostratygraficznej. Następnie Matějka i Andrusov (1931), a także Sokolowski (1948), dwa starsze kompleksy uznali za odpowiadające werfenowi; a górny kompleks korelowali z triasem środkowym. Natomiast Kobański (1956a) najwyższy kompleks skorelował z kampilem (rozumianym jako górna część werfenu), a tym samym dwa niższe

TAB. 14. Koncepcje podziału stratygraficznego triasu dolnego Tatr (na podstawie zestawienia Szulczewskiego, 2010, nieco zmieniono i uzupełniono)

Kompleks litostratygraficzny	Miąższość [m]	Matějka, Andrusov (1931); Sokolowski (1948)	Kobański (1956a)	Kobański (1973c, 1979)	Roniewicz (1997a,b); Gaździcki, Lefeld (1997); Uchman (2004); Wagner (2008)	Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1:10 000 Piotrowska (2015)	Jach i in. (2014)
III	ok. 50	trias środkowy (najniższa część)	kampil	kampil	kampil	olenek	górnym olenek
II	ok. 160	werfen	werfen	werfen = scytyk	werfen	?	(?) ind–dolny olenek
górnym							
I		dolny			seis dolny	formacja z Lużnej (ind)	

kompleksy, z piętrzem seis. W późniejszych pracach (Kobański, 1973c, 1979) traktował on całość (seis + kampil) jako tzw. scytyk – jednostkę stratygraficzną również o niesprecyzowanej randze, odpowiadającą werfenowi. Scytyku nie wyróżniali Roniewicz (1997a, b), a także Gaździcki i Lefeld (1997) oraz Uchman (2004), którzy stosowali podział triasu dolnego na werfen i kampil. Zastosowane w niniejszym opracowaniu przyporządkowanie wymienionych kompleksów litologicznych do klasycznych pięter – ind i olenek – nie rozwiązuje problemu podziału triasu dolnego w Tatrach, z uwagi na brak wystarczających przesłanek biostratygraficznych.

Utwory klastyczne triasu dolnego (kompleksy I i II) występują w Tatrach płatowo, nie tworząc ciągłej pokrywy. Na terenie Słowacji dolna piaskowcowa część sukcesji, odpowiadająca prawdopodobnie kompleksowi I, tworzy formację z Lużnej (Fejdiová, 1980; tab. 15).

Na Szczegółowej Mapie Geologicznej Tatr w skali 1:10 000 (Piotrowska, 2015) wyróżniono tę formację również w polskiej części Tatr. W wyższej części omawianych sukcesji pojawiają się mułowce i ilowce łupkowate (głównie kompleks II).

Utwory najwyższej części triasu dolnego (kompleks III, dawniej kampil; fig. 42A, B) są wykształcone jako dolomity, wapień marglisty, mułowce pstre i tzw. dolomity komórkowe oraz wyżej leżące tzw. warstwy myoforiowe. Występują one w jednostce wierzchowej, zarówno w jej części autochtonicznej, jak i allochtonicznej, oraz w jednostce regłowej dolnej.

Utwory klastyczne najniższego triasu zaliczono do (?)ind–oleneku dolnego (Fuglewicz, 1979a; Leszczyński, Pszonka, 2014; Rychliński, 2014). Oprócz opisanego przez Fuglewicza (1979a) występowania wczesnotriasowych megaspor, Fijałkowska i Uchman (1993) stwierdzili

2 Trias karpacki (basen Tatr)

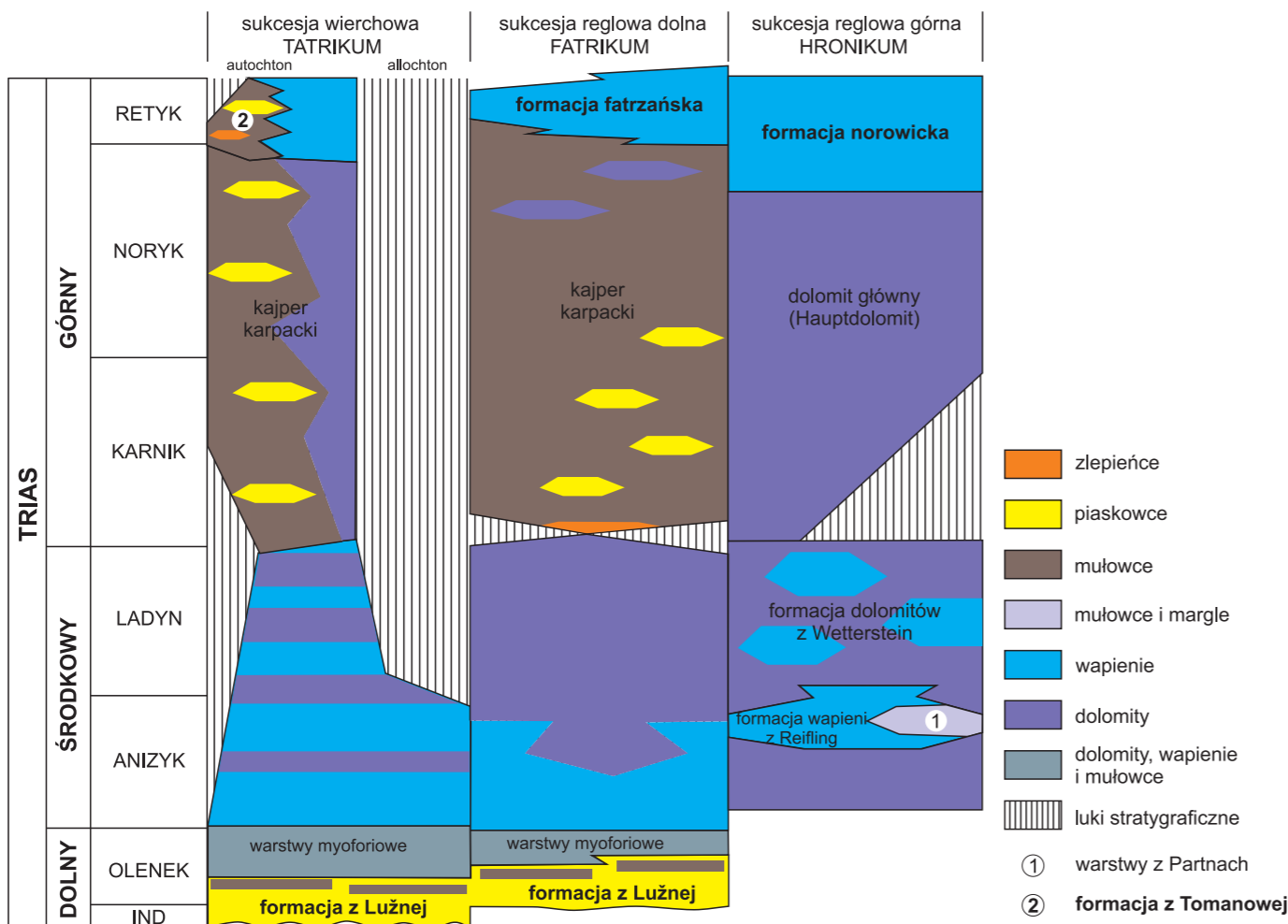


FIG. 41. Schemat wykształcenia i stratygrafii triasu Tatr na podstawie Wagnera (2008); Uchmana (2014)

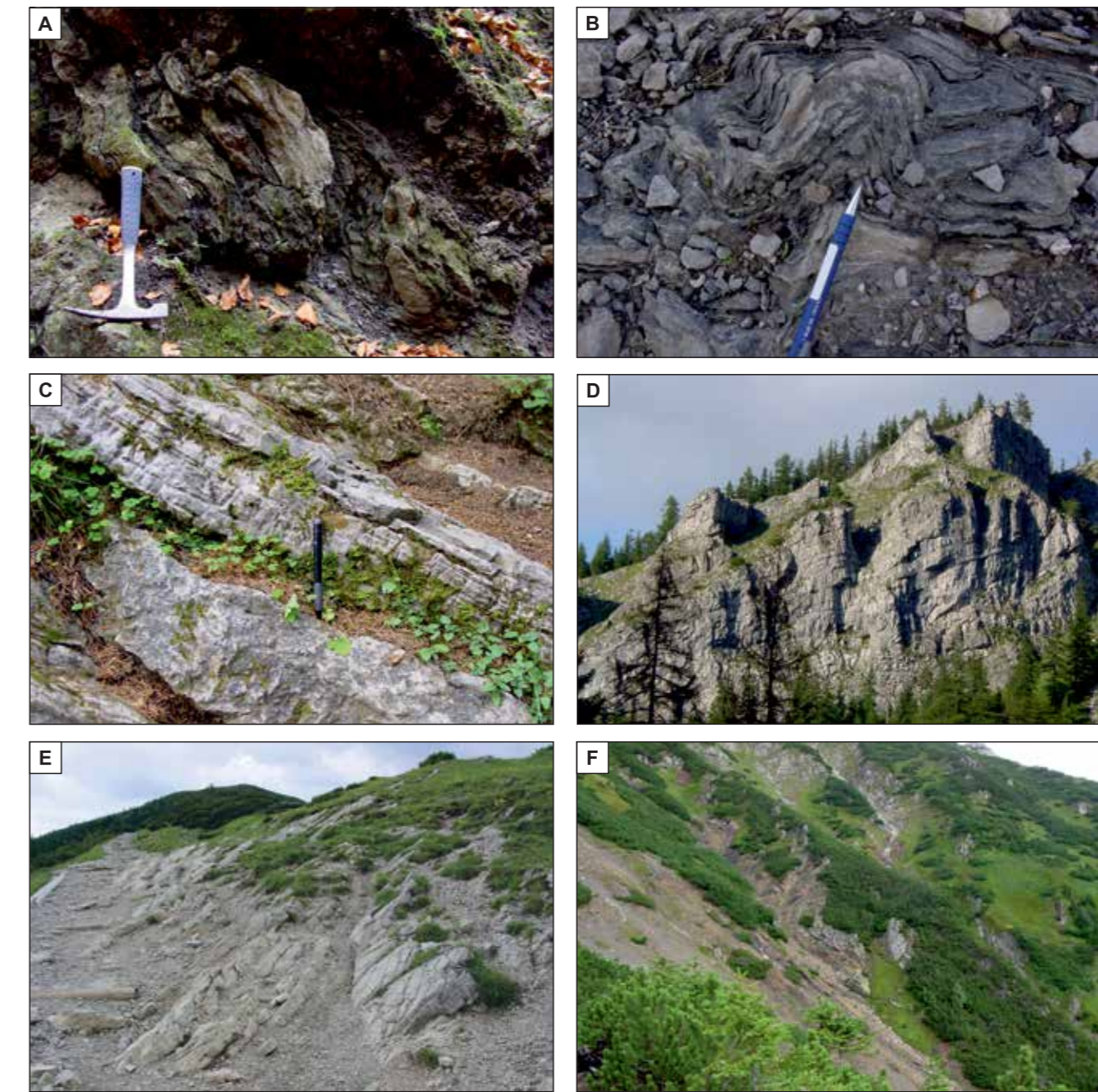


FIG. 42. Skały systemu triasowego w Tatrach: A – mułowce piaszczyste cienkoławicowe, laminowane z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych (wyższy trias dolny – kampil; sukcesja regłowa dolna); Dolina Strążyska, podrzędny boczny żleb na wschodnim zboczu doliny, poniżej Sarniej Skály; B – drobne struktury deformacyjne w obrębie łupków ilastych i marglistych (wyższy trias dolny – kampil; sukcesja regłowa dolna); Siodłowa Perc (żółty szlak: Kuźnice–Dolina Jaworzynki–Przełęcz między Kopami); C – przewarstwienia ciemnoszarych wapieni z żyłkami kalcytowymi w obrębie dolomitów ławicowych (anizyk; sukcesja regłowa dolna); zielony szlak na Wielki Kopieniec; D – dolomity i wapień ławicowe (anizyk; sukcesja regłowa dolna); SW zbocze Nosala; E – dolomity ławicowe (ladyn; sukcesja regłowa dolna); Skupniów Uplaz; F – łupki i piaskowce kwarcowe (formacja z Tomanowej), dalej łupki i piaskowce (kajper karpacki) oraz dolomity i wapień (anizyk–ladyn) – sukcesja wierzchowa; Czerwone Żlebki – widok w kierunku południowym. Fot. R. Zabielski

TAB. 15. Formacja z Lužnej – podział litologiczny i podstawowe cechy (Fejdiová, 1980, zmieniono)

Nazwa/kreator	Synonim/historia badań	Definicja	Stratotyp / Hipostratotyp	Granica		Litologia i dalszy podział	Miaższość [m]	Typowy obszar	Chronostratygrafia
				dolna	górna				
Lužňanské súvrstvie / Fejdiová (1980)	formacja z Lužnej; Liptovská Lužňa Sequence / Stur (1860, 1868); Stache (1865); Zoubek (1930); Koutek (1930); Fejdiová (1980)	różnorodne osady klastyczne: różnoziarniste piaskowce, mułowce i ilowce, ulawicone lub masywne, barwy czerwonej, kremowej i zielonkawej	przekop przy drodze nr 59 między miejscowościami Korytnica a Donovaly	kontakt tektoniczny z krystalicznym podłożem (autochton)	niewidoczna, przykryta piargiem	mulowce i ilowce łupkowe fioletowe oraz piaskowce drobnziarniste ze śladami żerowania organizmów, lokalnie występują litoklasty; warstwowanie przekątne lub laminacja	10–30	Żółty Potok, grań Zadniego Uplazu, Dolina Jaworzynki (na terenie Polski; domeny tatrikum, fatrikum)	trias dolny
						łupki zielone (w pakietach miaższości do 5 cm, częstotliwość występowania pakietów rośnie ku stropowi) oraz średnio- i gruboziarniste piaskowce kwarcowe, piaskowce arkozowe, szarogłazy o warstwowaniu przekątnym i laminacji	20–25		
						kwarcyty średnio- i gruboziarniste, piaskowce kwarcowe i arkozowe, szarogłazy, piaskowce lityczne, podrzędnie żwiry; w górnej części ognia drobnziarniste piaskowce arkozowe o warstwowaniu przekątnym, bladoróżowe	10–20		

w tych utworach palinostratygraficzny podpoziom *Densoisporites neburgii*, datowany na Niżu Polskim na wczesny olenek (Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014; fig. 30). Ponadto ich stratygrafia jest udokumentowana pośrednio – utwory te zalegają poniżej węglanów (kompleks III), zawierających faunę *Costatoria costata* (Zenker) i *Gervilleia* sp. (Jach i in., 2014).

Do oleneku górnego jednostki reglowej dolnej zalicza się występujące lokalnie brekcje zbudowane m.in. z okruchów piaskowców kwarcytowych niższej części triasu dolnego, będące prawdopodobnie efektem ich erozji (Jaczynowski, Jaczynowska, 1963).

2.2.2. Trias środkowy

W triasie środkowym obszary depozycyjne domeny tatrikum i fatrikum stanowiły dwie sąsiadujące ze sobą rampy węglanowe w obrębie tego samego basenu sedymentacyjnego. Stąd utwory powstałe w tym czasie są podobne do siebie pod względem litologicznym – różnice litofacjalne zaznaczają się głównie w proporcjach między dominującymi tu dolomitami i wapieniami. Budowa geologiczna w obrębie domeny hronikum jest nieco bardziej skomplikowana ze względu na większą różnorodność litofacjalną oraz tektonikę.

Tatrikum (sukcesja wierchowa). Utwory skalne triasu środkowego domeny tatrikum (tab. 16) to przede wszystkim dość miąższy kompleks (nawet do 600 m) zbudowany z naprzemianległych warstw szarych wapieni (typowe są tzw. wapienie robaczkowe) i dolomitów, wietrzających na żółto, a w najwyższej części również przeławiceni mułowców dolomitycznych (fig. 41). Utwory te występują we wszystkich głównych jednostkach tektonicznych omawianej domeny. Występująca stosunkowo nielicznie fauna pozwala datować jedynie dolną część tego kompleksu na anizyk (Rabowski, 1931;

Lefeld, 1958; Bac, Grochocka, 1965; Piotrowski, 1965; Kotański, 1967, 1979; Bełka, Gaździcka, 1976; Gaździcka, Lipiec, 1995; Niedźwiedzki, Salamon, 2006; Rychliński i in., 2013). Jego wyższa część (ladyn?) nie jest udokumentowana biostratygraficznie. Najpełniejszy profil jest w części autochtonicznej sukcesji (fig. 43), podczas gdy w jednostkach płaszczowinowych jest on zredukowany – brakuje wyższego ladynu lub nawet całego ladynu i wyższego anizyku (Kotański, 1961, 1979).

Fatrikum (sukcesja reglowa dolna). Skąły triasu środkowego w domenie fatrikum to w przeważającej części szare i ciemnoszare dolomity z udziałem wapieni (fig. 42C), miejscami wietrzające na żółto. Wapienie występują głównie w dolnej części profilu – w anizyku (?) (fig. 41, 42D). W wyższej części dominują dolomity (fig. 42E). Oba typy litologiczne stanowią ponad połowę masy budującej płaszczwinę reglową dolną (kriżniańską) i są głównym typem litologicznym łusek, które tworzą w obrębie płaszczowiny układ pasowy o przebiegu mniej więcej równoleżnikowym.

Dokładne określenie wieku dolomitów i wapieni jest problematyczne, co dodatkowo komplikuje złożona tektonika, dlatego też cały kompleks jest traktowany łącznie jako utwory triasu środkowego. Jedynie dolomity zawierające szczątki diplopory (*Diplopora annulata*, *Macroporella* sp., *Teutoporella* sp.) – tzw. dolomity diploporowe (Kotański, 1963, 1967) stanowią stosunkowo dobry horyzont korelacyjny z dolnym ladynem (fassanem). Rychliński i Szulc (2005) na obszarze Tatr Bielskich w domenie fatrikum wydzieliłi cztery sekwencje sedymentacyjne w obrębie triasu środkowego na podstawie badań mikrofacjalnych i sedymentologicznych (tab. 17). Korelacja tych sekwencji z wydzieleniami litologicznymi zastosowanymi na Szczegółowej Mapie Geologicznej Tatr (SMGT) w skali 1:10 000 (Piotrowska, 2015) jest próbą przyporządkowania ich do odpowiednich pięter, a te nie mają dostatecznego biostratygraficznego umocowania, podobnie jak w triasie dolnym.

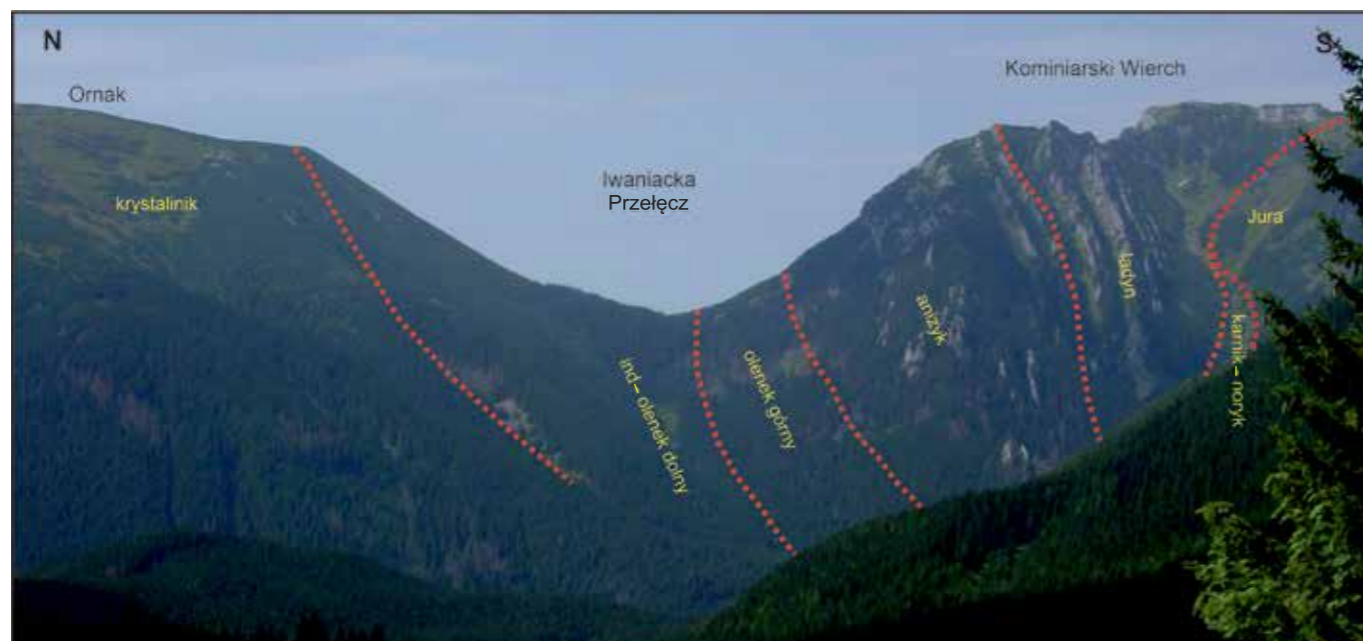


FIG. 43. Iwaniacka Przełęcz i Kominiarski Wierch – schematyczny przebieg jednostek chronostratygraficznych

TAB. 16. Podział stratygraficzny i litologiczny triasu środkowego domeny tatrikum w części autochtonicznej (wg Piotrowskiego, 1965; Jaglarz, Szulca, 2003; nieco zmieniono)

Chronostratygrafia	Litologia	Jednostki genetyczne (Jaglarz, Szulc, 2003)	Sekwencje depozycyjne 3. rzędu z Alp Wschodnich (Rüffer, Bechstadt, 1999)	Maksymalna miaższość [m]	Jednostki litostratygraficzne (Piotrowski, 1965)	Geneza	Główne miejsca występowania	Wybrane skamieniałości (Piotrowski, 1965; Jaglarz, Szulc, 2003)
Ladyn	longobard	wapienie ławicowe, miejscami z bioturbacjami z przewarstwieniami dolomitów ławicowych wietrzających na żółto	L2	135	F: wapienie pasiaste, często robaczkowe, przeławicone wietrzającymi na żółto dolomitami płytowymi			
		dolomity z synsedymantacyjnymi szczelinami w części stropowej	9	75				
	wapienie gruboziarniste ławicowe	8	75					
fassan		wapienie ławicowe	A5	75				
		wapienie ławicowe (głównie kalcisylity i kalciluty) laminowane poziomo przechodzące ku stropowi w wapienie z bioturbacjami i dolomity z pseudomorfozami po siarczanach						7
Anizyk	illyr	wapienie z bioturbacjami (głównie kalciluty) przechodzące w wapienie ławicowe (głównie kalcisylity z oolitami) o warstwowaniu przekątnym, z diploporami i otwornicami oraz dolomity z żyłami neptunicznymi	A4	100	E: wapienie cukrowate	plytkomorska sedymentacja na platformie węglanowej – następujące po sobie cykle sedymentacyjne 3. rzędu spływające się w górę profilu, lokalne wynurzenia i sedymentacja ewaporatów	Kominiarski Wierch i jego południowe zbocza	diplopory: <i>Physoporella pauciforata</i> , <i>Ph. prealpina</i> , <i>Diplopora annulata</i> , <i>Macroporella</i> sp., <i>Griphoporella</i> sp.
		tempestyty oraz wapienie oolitowe z bioklastami (ślímaki, liliowce, małże), strop sekwencji jest skrasowiwały	6	170				D: wapienie robaczkowe z nielicznymi przewarstwieniami dolomitów płytowych
	wapienie średnioławicowe (głównie kalcyluty) z pseudomorfozami po celestynie oraz wapienie z bioturbacjami (tzw. wapienie robaczkowe)	A3						
bityn		wapienie mikrytowe i wapienie z pokruszoną fauną ślimaków, liliowców i iglaków oraz z kortoidami i peloidami	A2	70	C: dolomity płytowe wietrzające na żółto z przewarstwieniami wapieni robaczkowych			<i>Dadocrinus</i>
		wapienie z bioturbacjami (tzw. wapienie robaczkowe) z przewarstwieniami dolomitów (głównie dololuty) i wapieni laminowanych średnioławicowych przechodzących ku stropowi w gruboławicowe (głównie dolosylity), miejscami zbrekcjowane, pseudomorfozy po siarczanach						4
egej		dolomity i brekcje śródwarstwowe oraz wapienie (kalcisylity i kalkarenity) z przewarstwieniami dolomitów wietrzających na żółto, warstwowane poziomo lub przekątnie niskokątowo, o średnicy ziaren wzrastającej ku stropowi, z intraklastami w części stropowej, z liliowcami (<i>Dadocrinus gracilis</i> – dolny anizyk), ślimakami i małżami, w stropowej części występują struktury deformacyjne i struktury typu tipi (górna granica sekwencji)	A1	65	A: brekcja podstawowa i dolomity drobnocukrowate		<i>Dadocrinus gracilis</i>	

Hronikum (sukcesja reglowa górna). Skąły triasu środkowego w domenie hronikum w polskiej części Tatr są bardziej zróżnicowane litologicznie w stosunku do tych, jakie występują w dwóch pozostałych domenach (fig. 41). Wyróżnia się tu kilka jednostek litostratygraficznych o odmiennych cechach petrograficznych, sedymentologicznych i faunistycznych (tab. 18):
– dolomity (również określane jako „dolomity z Ramsau”) – masywne, brytowe oraz brekcje dolomityczne i dolosparyty ławicowe, jasnoszare i szare, pozbawione fauny – na obszarze polskiej części Tatr zostały wyróżnione na arkuszu SMGT 1:10 000 Kiry (Gaździcka i in., 2007) w dolnej części sekwencji reglowej górnej, poniżej formacji wapieni z Reifling; w dolomitach ławicowych występują glony z rodziny Dasycladaceae (m.in. *Physoporella dissita*), pozwalające

określić ich wiek na górny anizyk (pelson, illyr; Bystricky, 1967; Mello i in., 1993);
– formacja wapieni z Reifling – wapienie bulaste, mikrytowe, w dolnej części miejscami zsylikowane, szarozielonkawe, zawierające biotrytus złożony z otwornic, igieł gąbek, małży, diplopor, trochitów liliowców i fragmentów stromatolitów, a także cienkie przewarstwienia tuffitów; w wapieniach stwierdzono konodonty (np. *Gladigondolella techydis*, *Paragondolella excelsa*, *Ozarkodina tortilis*, *Neohindeodella triassica*) oraz strzykwy i palinomorfy pozwalające skorelować formację z anizykiem górnym (illyrem)–dolnym ladynem (fassanem) (Zawidzka, 1972; Mello i in., 1993);
– warstwy z Partnach – margle i mułowce z przewarstwieniami wapieni, wietrzające na żółto – występują w obrębie wapieni z Reifling

TAB. 17. Litologia i stratygrafia triasu środkowego domeny fatrikum (wg Rychlińskiego, Szulca, 2005; Piotrowskiej, 2015)

Chrono-stratygrafia	Litologia/litostratygrafia		Maksymalna miąższość [m]	Geneza i środowisko sedimentacji (Rychliński, Szulc, 2005)	SMGT 1:10 000 (Piotrowska, 2015, zmieniono)	Główne miejsca występowania	Wybrane skamieniałości (Kotański, 1963, 1965, 1967, 1973b; Niedzwiedzki, Salamon, 2006; Rychliński, Uchman, 2010)	
	Kompleksy (cykle) sedimentacyjne wg Rychlińskiego i Szulca (2005) (Tatry Bielskie)							
Trias środkowy	ladyń	górnym	dolomity grubolawicowe przechodzące w cienkolawicowe oraz łupki dolomityczne ze strukturami typu tipi oraz brekcje dolomityczne ze zsylikowanymi pseudomorfozami po siarczanych, w stropie struktury krasowe	kompleks tipi	70	platforma węglanowa	powtarzająca się cykliczna sedimentacja w splycającym się zbiorniku morskim, finalne wynurzenie zapisane w postaci krasu	dolomity lawicowe
		dolnym	cienko- i średniolawicowe jasne dolomity (dololuty) oraz ciemne dolomity z pseudomorfozami i bioklastami (tempepty) przechodzące w cienkolawicowe dolomity i łupki dolomityczne z koloniami gąbek oraz średniolawicowe dolomity z pojedynczymi otwornicami	kompleks mikrobialitowy	90			
	anizyk	górnym	dolomity lawicowe (przewarstwiające się szare dolarenity i ciemnoszare dololuty), miejscami warstwowane przekątnie z intraklastami, z deformacjami i powierzchniami erozyjnymi (tempepty) oraz dolarenity ze szczelinami synsedymantacyjnymi oraz dololuty z pseudomorfozami po siarczanych	kompleks tempeptytowy	140	plytkie, stopniowo splycające się morze	dolomity lawicowe z przewarstwieniami wapieni, w części stropowej skrzemionkowane	
		dolnym	brekcja śródwarstwowa, dolomity lawicowe (głównie dololuty), wapienie lawicowe (głównie kalakarenity) ze szczątkami muszli ślimaków i małży, liliowców (<i>Dadocrinus</i>) oraz szare wapienie z bioturbacjami (tzw. wapienie robaczkowe) oraz dolomity z pseudomorfozami po siarczanych; deformacje synsedymantacyjne	kompleks wapienny	80	rampa węglanowa	plytkie morze (szelf) o normalnym zasoleniu, epizody sztormowe, w okresach stagnacji dolomitująca	dolomity bryłowe oraz dolomity mikrytowe i wapienie robaczkowe

TAB. 18. Litologia i stratygrafia triasu środkowego domeny hronikum polskiej części Tatr

Chrono-stratygrafia	Litologia	Litostratygrafia	Maksymalna miąższość [m]	Geneza i środowisko sedimentacji (Szulc i in., 2004b; Szulc, Gaździcka, 2014)	Główne miejsca występowania	Wybrane skamieniałości (Zawidzka, 1972; Kotański, 1973a, b, 1996; Gaździcka, Zawidzka, 1973; Bystrycki, 1975; Mello i in., 1993; Fijałkowska, Uchman, 1993; Mariańska, Szyszkin 1996; Szulc i in., 2004b)	
Trias górny	karnik	–	–	–	–	–	
Trias środkowy	ladyń	dolomity i wapienie masywne o cechach rafowych i biohermalnych (dolobiosparyty, dolointrasparyty, dolobiopelsparyty); w części spągowej występują szczątki gąbek, koral, małży i ślimaków, a także liliowce, amonity i struktury stromatolitowe; w części stropowej dominują dipopory	formacja dolomitów z Wetterstein	600	plytkie morze, dobrze natlenione, skolonizowane przez dipopory i sinice	Małe i Wielkie Koryciska, Siwińskie Turnie	<i>Diplopora annulata</i> , <i>Teutlopora herculea</i> , <i>Teutlopora tenuis</i> , <i>Macroporella</i> sp., <i>Acicularia</i> sp.
	anizyk	wapienie mikrytowe miejscami bulaste, szare, w dolnej części zsylikowane z koncentracjami krzemionkowymi, ze szczątkami gąbek, dipopor, liliowców oraz cienkoskorupowych małży	formacja wapieni z Reifling	50	zróznicowane batymetrycznie środowisko morskie od głębokiego (wapienie z Reifling) do płytkiego, a nawet przybrzeżnego i lądowego (warstwy z Partnach) – rozpad platformy węglanowej, powstanie ryftowych obniż i wyniesionych bloków	Żleb Drwala, Wielkie Koryciska	formacja z Reifling: konodonty (<i>Gladigondolella tethydis</i> , <i>Paragondolella excelsa</i> , <i>Ozarkodinia tortilis</i> , <i>Neohindeodella triassica</i> , <i>Neospathodus tatricus</i> , <i>Parachirognathus</i> sp., <i>Comudina neospathoides</i> , <i>Comudina</i> sp.)
		warstwy z Partnach					warstwy z Partnach: glowonogi (<i>Semiomites lennanus</i> , <i>Dinarites</i> cf. <i>hoerichi</i> , <i>Arcestes</i> cf. <i>bramantei</i> , <i>Ptychites</i> cf. <i>opulentus</i> , <i>Ptychites</i> sp., <i>Flexoplychites</i> sp., <i>Nautilus tintoretti</i> , <i>Nautilus</i> cf. <i>salinarus</i>), małże (<i>Daonella lommeli</i> , <i>Daonella</i> cf. <i>taramelli</i>), jeżowce (<i>Cidaris dorsanta</i> , <i>Miocidaris</i> sp.), otwornice (<i>Trochammina almtalensis</i> , <i>Hemigordius chialinghangensis</i> , <i>Turritella mesotriassica</i> , <i>Glomospirella shengli</i> , <i>Nodosaria ordinata</i> , <i>Pachyploides klebebsbergi</i>); pyłki roślin (<i>Ovallipolis</i> , <i>Lunatisporites</i> , <i>Tsugaepollenites</i> , <i>Stellapollenites thiergartii</i>); szczątki kostne płaza tarczogłowego <i>Tatrasuchus kulczyckii</i>
	dolomity masywne oraz bryłowe i lawicowe, szare i jasnoszare, ze szczątkami małżoraczków i glonów <i>Physoporella pauciforata</i> (Dasycladaceae)	formacja dolomitów z Ramsau	ok. 190	platforma węglanowa	Kryta Czuba, Tyrałowa Czuba	glony z rodziny Dasycladaceae (<i>Physoporella dissita</i>)	
Trias dolny							

i zastępują je obocznie; znaleziona fauna – m.in. glowonogi, otwornice, a także palinomorfy m.in. *Ovallipolis*, *Lunatisporites*, *Tsugaepollenites* oraz *Stellapollenites thiergartii*, pozwoliła skorelować je w polskiej części Tatr z anizykiem górnym (Gaździcka, Zawidzka, 1973; Fijałkowska, Uchman, 1993; Szulc i in., 2004b), podczas gdy ich odpowiedniki na Słowacji i w Alpach są datowane na ladyń (Donorfio i in., 1980; Mello i in., 1993; Gaździcka, Gaździcka, 2008);

- formacja dolomitów z Wetterstein – dolomity i wapienie masywne, nieulawicowe, o cechach utworów rafowych, o jasnych barwach; powstały w płytkim morzu, a dolomitacja nastąpiła na wczesnym etapie diagenety (Germann, 1969; Kotański, 1985); dolomitom towarzyszą brekcje dolomityczne synsedymantacyjne. Na podstawie taksonów m.in. *Teutlopora herculata*, *T. tenuis*, *Macroporella* sp., *Acicularia* sp. (Kotański, 1967, 1973a) oraz palinomorf *Kuglerina meieri*, a także badań biostratygraficznych opartych na konodontach i amonitach (Zawidzka, 1972; Kotański, 1973b) określono pozycję stratygraficzną dolomitów z Wetterstein na ladyń.

2.2.3. Trias górny

Trias górny w Tatrach nie ma jednolitego wykształcenia litologicznego w poszczególnych sukcesjach – występuje tu szereg litofacji zarówno w profilu pionowym, jak i w następstwie obocznym. Ogólnie można je zgrupować w trzy domeny litofacyjne: silikoklastyczną, dolomitową i wapienną, z których ostatnia dominuje w retyku (fig. 41).

Tatrikum (sukcesja wierchowa). Trias górny w domenie tatrikum występuje jedynie w niektórych profilach autochtonicznej części sukcesji (Jaglarz, 2014).

Utwory skalne tzw. kajpru karpackiego, zaliczone do karniku i noryku, są reprezentowane przez różne facje w zależności od miejsca występowania. Ogólnie można wyróżnić trzy ich zespoły:

- mułowce i piaskowce – przeważnie czerwone i zielone mułowce z przewarstwieniami piaskowców, tworzących litosomy o soczew-

kowatym pokroju (Kotański, 1956b, 1959a, b; Jaglarz, 2014); odsłaniają się m.in. w Czerwonych Żlebach pod Ciemniakiem (fig. 42F) oraz na południowych zboczach Bobrowca;

- dolomity z przewarstwieniami mułowców dolomitycznych – głównie szare dololuty z przewarstwieniami zielonych i czarnych mułowców dolomitycznych, podgrzędnie dolomity pochodzenia mikrobiálnego i regolity (Jaglarz, 2014); występują m.in. w Rzędach pod Ciemniakiem;
- mieszany – współwystępowanie obu wyżej wymienionych zespołów litofacyjnych, z dominacją klastyków w dolnej i węglanów w górnej części profilu (Jaglarz, 2010); występuje m.in. w dolinie Smytniej.

Ponad utworami kajpru karpackiego występują osady zaliczone do najwyższego triasu, czyli do retyku, który jest reprezentowany przez dwa typy litofacyjne:

- silikoklastyczne utwory formacji z Tomanowej (znane również jako warstwy tomanowskie) – czarne łupkowate mułowce węgliste (fig. 42F) z przewarstwieniami piaskowców i zlepieńców o soczewkowatym pokroju i miąższości do 5 m (Michalik i in., 1988; Jaglarz, 2007), których wiek retycki jest udokumentowany przez oznaczenia makro- i mikroflory (Raciborski, 1891; Michalik i in., 1976, 1988; Fijałkowska, Uchman, 1993);
- wapienie organogeniczne i organodetrytyczne brunatnoszare z ooidami i onkoidami oraz z przewarstwieniami mułowców ciemnoszarych i piaskowców wapienistych (Gorek, 1958; Kotański, 1959a, b; Wójcik, 1959; Radwański, 1968); odsłaniają się na Wielkim Kopieńcu (Kopieniec Starorobociański – Radwański, 1968) w rejonie Doliny Chochołowskiej oraz w słowackiej części Tatr.

Fatrikum (sukcesja regłowa dolna). Trias górny w domenie fatrikum jest reprezentowany przez kajper karpacki, obejmujący dolną i środkową część tego oddziału, oraz formację fatrzańską, obejmującą jego część najwyższą.

Kajper karpacki to głównie mułowce pstre, łupkowate oraz podgrzędnie piaskowce; w części spągowej, lokalnie, występują zlepieńce. W wyższej części jego profilu pojawiają się przewarstwienia dolomitów marglistych i dolomitów z czertami oraz pseudomorfozami po ewaporatach. Występują też nieliczne mikroskamieniałości. Rychliński (2008) na podstawie badań mikrofałcyjnych i sedimentologicznych wydzielił w obrębie utworów zaliczanych do kajpru karpackiego pięć kompleksów litofacyjnych, jednak bez określenia ich rangi litostratygraficznej (tab. 19). W osadach tych, na podstawie próbek z Czerwonej Przełęczy, oznaczono pyłki roślin iglastych z rodzajów *Ovallipolis* i *Corollina* oraz spory widlaków (*Aratrisporites*) i paproci (*Todisporites* i *Leschikisporis*) i stwierdzono występowanie poziomu palinostratygraficznego *Corollina meyeriana* (Fijałkowska, Uchman, 1993), datowanego na Niżu Polskim na najpóźniejszy karnik i noryk (fig. 30; Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014). Zespół ten wykazuje wyraźne podobieństwa z mikroflorą znaną z Niżu Polskiego, jednak nie ma odpowiednika na obszarze alpejskim (Fijałkowska, Uchman, 1993).

Formacja fatrzańska to głównie wapienie organogeniczne z koralami, ramienionogami i małżami oraz wapienie organodetrytyczne stalowoszare z przewarstwieniami mułowców i ilowców łupkowatych barwy ciemnoszarej. W obrębie formacji wydzieleno pięć nieformalnych

ogniwi (tab. 20). Skaly tej formacji są łatwo rozpoznawalne, tworzą charakterystyczny poziom przydatny do kartowania geologicznego i korelacji. Formacja na podstawie otwornic jest datowana na noryk–retyk (Gaździcka, 1983).

Na kontakcie triasu środkowego z górnym występują lokalnie zlepieńce, składające się przede wszystkim z okruchów dolomitów ladyńskich, powstałe z niszczenia skał podłoża po lokalnych wynurzeniach na przełomie ladyń i karniku (Kotański, 1963; Iwanow, 1965; Rychliński, 2008; Piotrowska, 2015).

Hronikum (sukcesja regłowa górna). W obrębie triasu górnego w domenie hronikum, w polskiej części Tatr, występują dwie główne jednostki litostratygraficzne: dolomit główny i formacja norowicka. Ponadto w profilu triasu górnego domeny hronikum, ale już tylko w słowackiej części Tatr, wydzielane są tzw. warstwy z Lunz (piaskowce i łupki), które oddzielają dolomit główny od dolomitu z Wetterstein.

Skaly dolomitu głównego (Hauptdolomit zgodnie z nomenklaturą alpejską) to dolomity średnio- i grubolawicowe, wietrzejące na żółto, z przewarstwieniami mułowców i ilowców łupkowatych. Szczątki biotyczne są rzadkie, jednak wiekowo facje te korelują się z wyższym karnikiem i norykiem.

Najwyższą część triasu górnego stanowi formacja norowicka z bogatym inwentarzem fauny, datowana na najwyższy noryk i retyk (Michalik, 1978; Gaździcka, 1978a, b; Gaździcka, Michalik, 1980; Gaździcka, Gaździcka, 2008). Jest ona utworzona przez jasnoszare wapienie mikrytowe i organodetrytyczne, w obrębie których można wydzielić trzy ogniwa (tab. 21): wapienie dolne, ogniwo wapieni z Siwej Wody i ogniwo wapieni motłajskich. Formacja spoczywa na utworach dolomitu głównego i jest przykryta wapieniami liliowcowymi jury dolnej. Lokalnie jest niekompletna – brak jej ciągłości z młodszymi utworami (Uchman, 1994). Górna granica formacji ma często charakter tektoniczny lub erozyjny (Gaździcka i in., 2009).

2.3. STRATYGRAFIA SEKWENCJI I CHEMOSTRATYGRAFIA

Anna Becker

W sukcesji wierchowej Tatr (tatrikum) w profilu Kominiarskiego Wierchu Jaglarz i Szulc (2003) wyznaczyli sekwencje depozycyjne oraz przeprowadzili wstępne badania stabilnych izotopów węgla i tlenu. Sekwencje depozycyjne: S1, S2, A1–A5, L1 i L2, skorelowano z analogicznymi sekwencjami z Północnych Alp Wapiennych (tab. 16). Sekwencje S1 i S2 obejmują dolnotriasową część sukcesji, a granicę między nimi stanowi brekcja powstała w wyniku meteorycznego rozpuszczania przewarstwień ewaporatowych w dolomitach. Sekwencje anizyjskie A1–A5 są zdefiniowane również tylko przez wskazanie ich granic, które tworzą odpowiednio: brekcje z rozpuszczania ewaporatów (spąg A1), horyzont ze strukturami tipi (spąg A2), strop zdolomitowanego pakietu z pseudomorfozami po

TAB. 19. Podział litofacyjny kajpru karpackiego w domenie fatrikum (Rychliński, 2008)

Jednostka stratygraficzna	Kompleks litofacyjny	Litologia	Geneza i środowisko sedimentacji	Główne miejsca występowania
Formacja fatrzańska	warstwy podstawowe	dolomity i wapienie organodetrytyczne z przewarstwieniami łupków, ciemnoszare i czarne	–	–
Kajper karpacki	E – dolomity grubolawicowe z czertami	dolomity grubolawicowe jasnoszare wietrzejące na żółto z przewarstwieniami łupków oraz z czertami barwy czerwonej lub szarej	ingresje morskie – płytkie morze (strefa litoralna i sublitoralna) na pograniczu ze środowiskiem sebhya	Dolina Lejowa, Przełęcz w Grzybowcu, Czerwona Przełęcz, szlak z Kuźnic na Boczań
	D – łupki pstre i dolomity	łupki pstre z przewarstwieniami dolomitów szarych wietrzejących na żółto (dololuty do 1 m miąższości) z żyłami kalcytu i pseudomorfozami po ewaporatach		
	C – piaskowce grubolawicowe i zlepieńce	piaskowce i zlepieńce polimikrytowe (z dominacją kwarcu) grubolawicowe, laminowane (substancja organiczna)	sedymentacja klastyków głównie przez rzeki meandrujące i okresowe powodzie	
	B – łupki pstre z piaskowcami	łupki czerwone i pstre z okruchami dolomitów i z przewarstwieniami piaskowców	–	
	A – zlepieńce dolomitowe	zlepieńce barwy czerwonej z ziarnami dolomitów, czertów i kwarcu, lokalnie o warstwowaniu przekątnym, nadbudowane czerwonymi łupkami	wynurzenie i erozja platformy węglanowej, powstanie zlepieńców	
Ladyń	–	dolomity lawicowe i dolomity z rogowcami	–	–

TAB. 20. Formacja fatrzańska: podział litologiczny i podstawowe cechy (wg: Gaździcki i in., 1979; Gaździcki, 2014)

Nazwa / kreator	Synonim / historia badań	Definicja	Stratotyp / hipostratotyp	Granica		Dalszy podział – litologia	Miaższość [m]	Typowy obszar	Wybrane skamieniałości	Chrono-stratygrafia
				dolna	górna					
Fatranské súrvrstvie / Michalík (1976); Michalík i in. (1978); Gaździcki i in., (1979)	formacja fatrzańska / Stur (1860, 1868); Stache (1868); Goetel (1916, 1917); Gaździcki (1974); Bystričský (1975)	różnorodne wapień organogeniczne z koralami, ramienionogami i małżami oraz wapień organodetrytyczne (greinston-wakston-pakston bioklastyczny)	Dedošova Dolina (Wielka Fatra, Słowacja) / Wielka Furkaska (Tatry Zachodnie)	dolomit górny (grupa kajper karpacki)	ogniwo klastyki podstawowe (formacja z Kopierca)	wapienie organodetrytyczne (pakston liliowcowo-małżowy) wapień oolitowy (greinston ooidowy) ze sferulami oraz wapień piaszczyste z ziarnami detrytycznego kwarcu	20–115	Wielka Fatra, Wielka Furkaska (Tatry Zachodnie)	glony: <i>Acicularia</i> , <i>Girvanella</i> , <i>Halicoryne</i> ; otwornice: <i>Glomospira</i> , <i>Glomospirella</i> , <i>Involulina</i> , <i>Nodosaria</i> ; małże: <i>Placunopsis alpina</i> , <i>Modiolus minutus</i>	retyk
						wapień organogeniczne i organodetrytyczne ciemnoszare (podobne do biostromy dolnej) oraz wapień organodetrytyczne (wakston-pakston) ze szczątkami liliowców			glony: <i>Halicoryne carpatica</i> ; otwornice: <i>Aulotortus friedli</i> , <i>Triasina hantkeni</i> ; ramienionogi: <i>Rhaetina</i> , <i>Zugmayerella</i> , <i>Austrirhynchia</i> ; korale: <i>Rhaetiophyllia paracathrata</i>	
						dolomity i wapień dolomityczny z przelawieniami wapieni organodetrytycznych (wakston glonowo-otwornicowy)			glony: <i>Codiaceae</i> , <i>Acicularia placulesia</i> , <i>Selenopora</i> ; otwornice: <i>Glomospira</i> , <i>Glomospirella</i> , <i>Involulina</i> , <i>Nodosaria</i>	
						wapień organogeniczne i organodetrytyczne (greinston-pakston koralowcowo-małżowo-ramienionogowy) ciemnoszare			korale: <i>Rhaetiophyllia clathrata</i> ; ramienionogi: <i>Rhaetina gregaria</i> ; małże: <i>Conchodon infralassicus</i> , <i>Rhaetimogalodon</i> , <i>Chlamys</i> ; otwornice z rodzaju <i>Glomospira</i>	
						dolomity jasnoszare oraz wapień organodetrytyczne (wakston-pakston otwornicowo-małżoraczkowy) ciemnoszare z przewarstwieniami łupków ciemnoszarych			otwornice: <i>Glomospirella friedli</i> , <i>G. parallela</i> , <i>Involulina communis</i> , <i>I. gaschei</i> , l. sp., <i>Trocholina</i> sp., <i>Agathammina austroalpina</i> ; małże: <i>Placunopsis alpina</i> , <i>Rhaetavicula contorta</i> ; spory roślin	

TAB. 21. Formacja norowicka: podział litologiczny i podstawowe cechy (wg: Gaździcki, Michalík, 1980; Wagner, 2008; Gaździcki, 2014, zmieniono)

Nazwa / kreator	Synonim / historia badań	Definicja	Stratotyp / hipostratotyp	Granica		Dalszy podział – litologia	Miaższość [m]	Typowy obszar	Wybrane skamieniałości	Chrono-stratygrafia	
				dolna	górna						
Norovica súrvrstvie (formacja norowicka) / Gaździcki, Michalík, (1980)	retyckie szare wapień / Mahel (1964); szare wapień hronikum / Michalík (1977)	wapień mikrytowe jasnoszare oraz wapień organodetrytyczne (greinston-pakston bioklastyczny)	północny stok góry Noravia (Góry Strażowskie, Słowacja) / Siwiarskie Turnie w Dolinie Chochołowskiej (hipostratotyp)	dolomit główny (Hauptdolomit w Alpach) – karnik-noryk	wapień krynowidowe – hetang	ogniwo wapieni mofitów	10–60	Góra Norovica (Góry Strażowskie), Dolina Chochołowska (Tatry Zachodnie)	otwornice: <i>Involutinidae</i> (<i>Triasina hantkeni</i> , <i>Aulotortus communis</i> , <i>A. sinuosus</i> , <i>A. tenuis</i> , <i>A. tumidus</i> , <i>Auloconus permiscoides</i>); korale: <i>Phacelostylophyllum robustum</i> , <i>Chondrocoenia schaffaulti</i> , <i>Retiophyllia paracathrata</i> ; ramienionogi: <i>Rhaetina gregaria</i> , małże: <i>Rhaetavicula contorta</i> , <i>Pacunopsis alpina</i> , <i>Atreta intusstriata</i>	retyk	
						ogniwo wapieni z Siwej Wody			wakstony z detrytusem liliowcowym i otwornicami		otwornice: <i>Glomospira</i> , <i>Glomospirella</i> , <i>Trochammina</i> , <i>Agathammina</i> , <i>Nodosaria</i> ; glony: <i>Acuculella</i> ; konodont: <i>Misikella posthermsteini</i>
						wapień dolne			madstony-wakstony bioklastyczne z pojedynczymi otwornicami oraz nielicznymi pokruszonymi szczątkami małży i ślimaków		otwornice: <i>Glomospira</i> , pokruszone szczątki małży, ślimaków i małżoraczków

siarczanach (spąg A3 i A5) oraz horyzont ze strukturami krasowymi (spąg A4). Sukcesję tworzą różnorodnie wykształcone wapień i dolomity. Sekwencje lądnińskie L1 i L2 są wykształcone podobnie jak sekwencja A5 – laminowane wapień przechodzą w wapień gruboziarniste i ostatecznie w dolomity z synsedymantacyjnymi szczelinami, których strop tworzy granicę sekwencji. Szczególnie wyraźny sygnał izotopowy jest związany z krasem wykształconym w spagu sekwencji A4. Obserwuje się tutaj spadek zarówno δ¹³C, jak i δ¹⁸O. Podobną tendencję, chociaż nie tak wyraźną, Jaglarz i Szulc (2003) zaobserwowali również na pograniczu sekwencji S2 i A1. Wnioski ze wstępnych badań izotopowych z profilu Kominiarskiego Wierchu pokrywają się z wynikami podobnych badań przeprowadzonych przez Szulca (2000) na Dolnym Śląsku (patrz fig. 27).

2.4. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFII

Ryszard Zabielski

2.4.1. Trias dolny

Tatrikum i fatrikum. Kompleksy litologiczne I i II wykształcone jako piaszczyste i zlepierce były deponowane w rzekach roztokowych rowiniętych na obszarze pedypleny (np. Mišik, Jablonský, 2000). Wcześniej, Roniewicz (1959) uważał, że sedymentacja klastycznych osadów dolnego werfenu (seisu) w Tatrach odbywała się w zbiorniku wodnym najprawdopodobniej typu płytkiego morza. Wyższa część

sukcesji, z udziałem mułowców i ilowców łupkowatych (głównie kompleks litologiczny II), wskazuje na środowisko równi aluwialnej przechodzącej w lagunę i estuarium (Dzulyński, Gradziński, 1960), w strefie o klimacie suchym i gorącym. Struktury sedymentacyjne oraz rozciągłość przestrzenna litofacji (np. zanik piaszczowców, ku południowi; Vozárová, 2005) pozwalają przypuszczać, że dostawa materiału zachodziła z północy, z masywu windelicko-czeskiego (Andrusov, 1959; Dzulyński, Gradziński, 1960; Roniewicz, 1966, 1997a). Utwory węglanowe kompleksu III powstawały w środowisku morskim hipersalinarnym (Kotański, 1979; Kasiński, 1981), gdzie dochodziło do wytrącania się ewaporatów, które później, w trakcie procesów diagenetycznych, ulegały rozpuszczeniu, czego efektem było powstanie drobnych pustek w skale (stąd nazwa „dolomity komórkowe”). Spore zróżnicowanie środowiskowe charakteryzowało depozycję osadów warstw myoforiowych. Częste wynurzenia (czego wynikiem jest obecność struktur typu tipi) szybko lityfikowanych osadów prowadziło do ich krasowienia i powstawania brekcji kolapsyjnych, a także do szybkiej dedolomityzacji (Rychliński, Szulc, 2005; Jaglarz, 2012). Zróżnicowanie facjalne osadów wyższego ołenuku domeny fatrikum wskazuje prawdopodobnie na urozmaiconą powierzchnię dna zbiornika sedymentacyjnego, wyraźnie zaznaczającą się w jurze i we wczesnej kredzie (Lefeld, 1999; Piotrowska, 2015).

2.4.2. Trias środkowy

Tatrikum. Utwory triasu środkowego tworzyły się jako rampa węglanowa, która była położona w północnej części karpackiego segmentu zachodniej Tetydy (Michalík, 1993, 1994). Wymiana wód z otwartym morzem była ograniczona (Jaglarz, Uchman, 2010);

Rychliński, Jaglarz, 2010). Dominowała spokojna sedymentacja niskoenergetyczna, umożliwiająca intensywną bioturbację, z okresowymi (incydentalnymi) epizodami sztormów subtropikalnych (Jaglarz, Szulc, 2003). Warunki takie sprzyjały rozwojowi dolomityzacji i tworzeniu się ewaporatów oraz ograniczały stopniowo rozwój organizmów. Powtarzające się wynurzenia w marginalnej części rampy prowadziły do powstawania brekcji kolapsyjnych, struktur typu tipi i krasowienia. Naprzemianległość osadów płytszego i głębszego środowiska morskiego jest efektem cyklicznej sedymentacji, związanej z eustatycznymi zmianami poziomu morza (Jaglarz, Szulc 2003; Jaglarz, 2007). Pod koniec lądynu nastąpiło wynurzenie rampy węglanowej, co wiązało się ze wzrostem akumulacji osadów silikoklastycznych.

Fatrikum. Osady tej części sukcesji reglowej dolnej powstały na rampie węglanowej (Szulc i in., 2004a; Rychliński, Szulc, 2005), usytuowanej na południe od rampy węglanowej domeny tatrikum. W płytkich strefach częste wynurzenia prowadziły do rozwoju procesów krasowych oraz struktur typu tipi i brekcji, a nawet gleb. Pierwotnie deponowane wapień ziarniste ulegały dolomityzacji – miejscami w badaniach mikroskopowych widoczne są pierwotne składniki, takie jak: peloidy, ooidy, onkoidy, intraklasty i bioklasty. Ciemnoszare, a nawet czarne, wapień stanowią osady głębszej strefy deponowane poniżej podstawy falowania. Zawierają one nieliczne skamieniałości śladowe (*Planolites*, *Thalassinoides*, *Rhizocorallium*, *Balanoglossites*; Rychliński, Uchman, 2010) oraz szczątki fauny – głównie w ławicach tempestytowych.

Hronikum. Współwystępowanie osadów głębszego morza, reprezentowanych przez formację wapieni z Reifling i warstwy z Partnach oraz płytkomorskich facji, reprezentowanych przez formację dolomitów z Wetterstein, wskazuje na zróżnicowaną topografię dna basenu. Obszar domeny hronikum pierwotnie był platformą węglanową, która w anizyku uległa tektonicznemu rozpadowi na szereg niewielkich bloków (Szulc i in., 2004b; Szulc, Gaździcki, 2014), co wpłynęło na zróżnicowanie sedymentacji w lądynie zarówno na powierzchni tych bloków, jak i między nimi. Ruchom tektonicznym towarzyszył wulkanizm, czego dowodem są występujące przewarstwienia zielonych tuftów, nazywanych w Alpach *pietra verde* (Koszowska i in., 2001). Należy nadmienić, że niektórzy badacze postulowali przynależność formacji dolomitów z Wetterstein do trzeciej (najwyższej) płaszczowiny reglowej (płaszczowiny strażowskiej; m.in. Kotański, 1974, 1985; Iwanow, Wieczorek, 1987). Koncepcja ta spotkała się z krytyką (Michalík, Gaździcki, 1980; Gaździcki, Michalík, 1985; Mahel, 1986) i ostatecznie w literaturze przeważała interpretacja przyjmująca pochodzenie wymienionych wyżej jednostek litofacyjnych ze zróżnicowanego batymetrycznie obszaru hronikum (Nemčok, 1993; Nemčok i in., 1994).

2.4.3. Trias górny

Tatrikum. Facje klastyczne kajpru karpackiego były deponowane w systemie fluwialnym, podczas gdy facje węglanowe powstawały w środowisku płytkiego morza i w przybrzeżnych mokradłach. Pseudomorfozy po ewaporatach oraz brak skamieniałości wskazują

na podwyższone zasolenie i wczesnodiagenetyczną dolomityzację (Jaglarz, 2010, 2014).

Do takiej zmienności litofacjalnej przyczyniała się również tektonika i zmiany klimatyczne. Utwory kajpru karpackiego osadzały się w obniżeniach morfologicznych o założeniach tektonicznych. Występowanie oboczne facji płytkomorskich i lądowych prawdopodobnie wynikało z blokowych ruchów tektonicznych w dniu zbiornika sedymentacyjnego, będących efektem pęknięcia skorupy ziemskiej i tworzenia się strefy ryftowej na północ od domeny tatrikum (Michalík, 1993, 1994; Jaglarz, 2010). Osady węglanowe powstawały w klimacie stosunkowo wilgotnym, natomiast czerwonej barwy klastyki – w klimacie suchym lub półsuchym.

Utwory formacji z Tomanowej, wcześniej uważane za płytkomorskie (Radwański, 1968), obecnie uznawane są za osady rzeczne deponowane w czasie powodzi w okresach wilgotnych (Michalík i in., 1976, 1988). Piaskowce powstały w korytach rzek, a mułowce na równi zalewowej. Nie wykluczone są okresowe oddziaływania wpływów morskich (Jaglarz, Warchol, 2009). Obecność kongrecji żelazistych (pierwotnie syderytowych) świadczy o warunkach redukcyjnych, wysokim zakwaszeniu i obecności materii organicznej (Nejbert, Jurewicz, 2004; Lintnerová i in., 2011), co prawdopodobnie ma związek z procesem powstawania gleb (Mader, 1992).

Utwory formacji z Tomanowej powstawały w śródlądowych depresjach morfologicznych o założeniach tektonicznych (powstawanie strefy ryftowej penninikum; Michalík, 1993, 1994; Feist-Burkhardt i in., 2008), stanowiących lokalne, wilgotniejsze obszary w strefie klimatu ciepłego i półsuchego (Michalík i in., 1976; Michalík, 1978, 1980), do których okresowo mogło docierać morze (Jaglarz, Warchol, 2009).

Utwory węglanowe, nadbudowujące formację z Tomanowej, powstały w płytkim morzu na kontakcie ze strefą brzegową, skąd był dostarczany materiał terygeniczny (Jaglarz i in., 2014).

Fatrikum. Utwory kajpru karpackiego są interpretowane jako osady rzeczne: korytowe i pozakorytowe (Borza, 1959; Rychliński, 2008, 2014). Natomiast utwory formacji fatrzańskiej powstawały na platformie węglanowej w okresie izolowanym basenie domeny fatrikum, w środowisku morskim o normalnym zasoleniu (Michalík, Gaździcki, 1983; Michalík i in., 2007, 2013; Gaździcki, 2014). Dokumentują one globalny kryzys biotyczny u schyłku triasu, przede wszystkim w ekosystemie morskim. Jego przyczyną prawdopodobnie wiązały się z dużymi zmianami klimatycznymi, wahaniami poziomu mórz, aktywnością wulkaniczną lub upadkiem ciała kosmicznego (Gaździcki, 2014).

Hronikum. Dość jednolita facjalnie depozycja dolomitu głównego odbywała się w płytkomorskim, lagunowym środowisku, w warunkach sukcesywnie obniżającego się poziomu wód oceanu światowego (Gaździcka, Gaździcki, 2008). Utwory formacji norowickiej powstawały na platformie węglanowej w strefach międzywulwowej i niżejwulwowej i są zbliżone facjalnie do równoleżnikowych wapieni z Dachstein w Północnych Alpach Wapiennych (Gaździcki, 2014).

Podziękowania. Autorzy składają podziękowania Pani dr Alinie Chrzęstek z Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego za pomoc i konsultacje dotyczące utworów wapienia muszlowego w synklinorium północnosudeckim. Autorzy dziękują również Panu prof. dr. hab. Jerzemu Nawrockiemu (PIG-PIB) za konsultacje dotyczące magnetostratygrafii triasu.

Literatura

Aleksandrowski P., 2017. Struktury mezozoiczne (staroalpejskie). W: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 42. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
 Andrusov D., 1959. Geológia československých Karpát. Teil 2. Vydavateľstvo SAV, Bratislava.
 Assmann P., 1913. Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des oberschlesischen Muschelkalks. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 34: 658–671.
 Assmann P., 1933. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 1: Der Buntsandstein. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 53: 731–757.
 Assmann P., 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias, Teil 2: Der Muschelkalk. Abhandlungen des Reichsamts für Bodenforschung, 208: 1–125.
 Bac M., Grochcka K., 1965. Budowa fałdu Czerwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 15: 331–354.

Bachmann G.H., Kozur H.W., 2004. The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, B26: 17–62.
 Bachmann G.H., Geluk M.C., Warrington G., Becker-Roman A., Beutler G., Hagdorn H., Hounslow M.W., Nitsch E., Röhling H.-G., Simon T., Szulc A., 2010. Triassic. W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 149–173. EAGE Publications b.v., Houten.
 Backhaus E., Hagdorn H., Heunisch C., Schulz E., 2013. Biostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69: 151–164.
 Barczuk A., 1979. Studium petrograficzne utworów pstręgo piaszczowca w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Archiwum Mineralogiczne, 35: 88–146.
 Becker A., 2005. Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, 21.

- Becker A., 2014a. Muszloraczkowa stratygrafia pogranicza permu i triasu – rzeczywistość czy mit. *Przegląd Geologiczny*, 62: 184–189.
- Becker A., 2014b. Facje i cykliczność sedimentacji dolnego i środkowego pstręgo piaskowca. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 141: 155–164.
- Becker A., 2015a. Ambiguities in conchostracan biostratigraphy: a case study of the Permian–Triassic boundary. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 697–701.
- Becker A., 2015b. Trias. Stratygrafia i zarys przebiegu sedimentacji triasu. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 146: 93–95.
- Becker A., 2015c. Trias. Stratygrafia, wykształcenie litologiczne i zarys przebiegu sedimentacji. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 145: 106–108.
- Becker A., 2019. Wykształcenie litologiczne, stratygrafia i zarys przebiegu sedimentacji pstręgo piaskowca. Wykształcenie litologiczne, stratygrafia i zarys przebiegu sedimentacji kajpru. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157: 139–140, 142.
- Becker A., 2021. Litologia i stratygrafia pstręgo piaskowca i wapienia muszlowego. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 161: 116–121.
- Becker A., 2023. Litologia, stratygrafia i zarys przebiegu sedimentacji. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 167: 154–160.
- Becker A., 2024. Cyclicity of the Lower Buntsandstein in the eastern part of the Central European Basin: implications for Early Triassic palaeogeography and for geochronological calibration. *Journal of Palaeogeography*, 13: 252–292.
- Becker A., Nawrocki J., 2007. Buntsandstein. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 7–16.*
- Becker A., Nawrocki J., 2014. Magnetostratigraphy of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole, eastern German Basin in Poland: evidence of substantial diachronism of palynostratigraphic macrospore zones. *Geological Quarterly*, 58: 369–378.
- Becker A., Szulc J., 2017. Trias 1:5 000 000. *W: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 70–71.* Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Becker A., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Nawrocki J., 2007. STOP. V. 3. Wióry – road cut. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 77–81.*
- Becker A., Kuleta M., Narkiewicz K., Pieńkowski G., Szulc J., 2008. Trias. *W: Tabela stratygraficzna Polski (red. R. Wagner).* Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Becker A., Fijałkowska-Mader A., Nawrocki J., Sobień K., 2020a. Integrated palynostratigraphy and magnetostratigraphy of the Middle and Upper Buntsandstein in NE Poland – an approach to correlating Lower Triassic regional isochronous horizons. *Geological Quarterly*, 64: 460–479.
- Becker A., Fijałkowska-Mader A., Jasionowski M., 2020b. Marine vs. terrestrial environments during Early Triassic deposition on the north-eastern margin of the Central European Basin – a multidisciplinary study on the Middle Buntsandstein of the Bartoszyce IG 1 borehole, NE Poland. *Geological Quarterly*, 64: 1023–1047.
- Bekka Z., Gaździcki A., 1976. Anisian foraminifers from the High-Tatric Series of the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 26: 429–437.
- Beutler G., Szulc J., 1999. Die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys. *W: Trias – Eine ganz andere Welt (red. N. Hauschke, V. Wilde): 71–80.* Pfeil, München.
- Bieńko K., Mader A., Trela W., 2023. Carbon isotope record and palynostratigraphy of the Lower/Middle Triassic boundary in the Holy Cross Mountains (Poland, southern Germanic Basin). *W: 36 IAS Meeting of Sedimentologists.*
- Bilan W., 1976. Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*, 2: 4–73.
- Bilan W., 1988. The epicontinental Triassic charophytes of Poland. *Acta Palaeobotanica*, 28: 63–161.
- Błazińska J., Bossowski A., 1979. Wglębna budowa geologiczna środkowej i zachodniej części synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 309–322.
- Bodzioch A., 1984. Uwagi o paleoekologii fauny wapienia muszlowego NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 32: 400–404.
- Bodzioch A., 1993. Sponges from the Epiconental Triassic of Europe. *Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg*, 2: 236–244.
- Bodzioch A., 1997. Formacja karchowicka: definicja i stratygrafia. *Geologos*, 2: 165–199.
- Bodzioch A., Kowal-Linka M., 2012. Unraveling the origin of the Late Triassic multitaxic bone accumulation at Krasiejów (S Poland) by diagenetic analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 346–347: 25–36.
- Borza K., 1959. Geologicco-petrografické pomery mezozoiku Belanských Tatier a masívu Širokej. *Geologický Sborník*, 10: 133–170.
- Brański P., 2014. Climatic disaster at the Triassic-Jurassic boundary – a clay minerals and major elements record from the Polish Basin. *Geological Quarterly*, 58: 291–310.
- Brański P., Mikulski S.Z., 2016. Rare earth elements distribution in fine-grained deposits from the uppermost Triassic and Lower Jurassic of the Polish Basin: provenance and weathering in the source area. *Geological Quarterly*, 60: 441–450.
- Bujok A., Sadlok G., Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., 2008. Stop 4 – Baranów, Lower Triassic, Upper Spathian. *W: The Second International Congress of Ichnology, The Pre-Congress and post-Congress Field Trip Guide Book: 54–59.*
- Bystrický J., 1967. O veku "chočských dolomitov". *Časopis pro Mineralogii a Geologii (Praha)*, 12: 247–256.
- Bystrický J., 1975. The Kóssen beds on the West Carpathians and the problem of their stratigraphical division. *Geologica Carpathica*, 26: 177–197.
- Chrzastek A., 1995a. Osady retu w Czaplach (niecka północnosudecka). *Acta Universitatis Wratislaviensis, 1767, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 48: 43–49.
- Chrzastek A., 1995b. Wapień muszlowy w Jerzmanicach Zdroju. *Acta Universitatis Wratislaviensis, 1607, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 44: 61–79.
- Chrzastek A., 2002. Stratygrafia i warunki sedimentacji retu oraz dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *Acta Universitatis Wratislaviensis, 2383, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 73.
- Chrzastek A., 2004a. Twarde dno w dolnym wapieniu muszlowym w Raciborowicach Górnych (niecka północnosudecka). *W: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 16–17.*
- Chrzastek A., 2004b. Raciborowice Górne – Dolny wapień muszlowy. Wycieczka – B, niecka północnosudecka (Nowy Kościół, Leszczyna – perm, Raciborowice – trias, Osiecznica – miocen). *W: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 112–113.*
- Chrzastek A., 2007. Ichnoasocjacje dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *W: 20 Konferencja Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 43–45.*
- Chrzastek A., 2008a. Trace fossils from the Lower Muschelkalk of the North-Sudetic Basin (SW Poland). *W: The Second International Congress on Ichnology, Abstract Book and the Intra-Congress Field Trip Book: 27.*
- Chrzastek A., 2008b. Vertebrate remains from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North-Sudetic Basin, SW Poland). *Geological Quarterly*, 52: 225–237.
- Chrzastek A., 2013. Trace fossils from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North Sudetic Synclinorium, SW Poland) and their palaeo-environmental interpretation. *Acta Geologica Polonica*, 63: 315–353.
- Chrzastek A., Niedźwiedzki G., 1998. Kregowce retu i dolnego wapienia muszlowego na Śląsku. *Acta Universitatis Wratislaviensis, 2004, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 64: 69–81.
- Chrzastek A., Wojewoda J., 2011. Mezozoik południowo-zachodniej Polski (synklinorium północnosudeckie). *W: Materiały 81 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 1–10.*
- Chrzastek A., Kosarewicz U., Raczynski P., 2004. Cechsztyń i trias w niecce północnosudeckiej. Wycieczka – B, niecka północnosudecka (Nowy Kościół, Leszczyna – perm, Raciborowice – trias, Osiecznica – miocen). *W: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 108–112.*
- Cross T.A., Lessenger M.A., 1998. Sediment partitioning: rationale, stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 8: 171–195.
- Cymerman Z., 2023. Baseny sudeckie internidów waryscyjskich. Basen śródsudecki. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 45–46.
- Czapowski G., Gąsiewicz A., 1995. Granica perm-trias w profilu geochemicznym (otwór M-25 Kosiarz) utworów przejściowych (kontynentalno-morskich) w SW Polsce. *CAG, Warszawa [nr inw. 1496/95].*
- Czapowski G., Romanek A., 1986. Litostratygrafia i środowisko sedimentacji osadów górnego triasu w rejonie Chmielnika (południowe obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). *Przegląd Geologiczny*, 34: 635–643.
- Czapowski G., Tomassi-Morawiec H., 2016. Baseny solne triasu na obszarze Polski. *Przegląd Solny*, 12: 51–55.
- Czapowski G., Fijałkowska A., Gąsiewicz A., Krystkiewicz E., Langier-Kuźniarowa A., Nawrocki J., 1995. Wyniki kompleksowych badań utworów pogranicza permu i triasu w południowo-zachodniej Polsce. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 51: 31–33.
- Czepiński Ł., Pawlak W., Rytel A., Talanda M., Szczygielski T., Sulej T., 2023. A new Middle Triassic vertebrate assemblage from Miedary (southern Poland). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 43, e2265445.
- Dadlez R., 1968. Lias i retyk na Mazurach. *Kwartalnik Geologiczny*, 12: 561–577.
- Dadlez R., 1974. Retyk. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 14: 36–37.
- Dadlez R., 2006. The Polish Basin – relationship between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. *Geological Quarterly*, 50: 43–58.
- Dadlez R., Franczyk M., 1979. Retyki i lias. *Prace Instytutu Geologicznego*, 96: 44–57.
- Dadlez R., Kopik J., 1963. Problem retyku w zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 131–157.
- Dadlez R., Dayczak-Calikowska K., Dembowska J., Jaskowiak-Schoenichowa M., Marek S., Szyperko-Śliwczynska A., Wagner R., 1976. Pokrywa permko-mezozoiczna w zachodniej części synekliny perybaltyckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 270: 143–163.
- Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., van Wees J.D., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, 252: 179–195.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. *Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Deczkowski Z., 1977. Budowa geologiczna pokrywy permko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kalisko-częstochowski). *Prace Instytutu Geologicznego*, 82: 1–63.
- Deczkowski Z., Marcinkiewicz T., Maliszewska A., 1997. Trias górny. Noryk i retyk. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 174–194.
- Don J., Jerzykiewicz T., Teisseyre A.K., Wojciechowska I., 1981. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Lubawka. *Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Donorfio D.A., Heissel G., Mostler H., 1980. Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol). *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 71: 55–94.
- Durkowski K., 2022. Record of earthquakes phenomena in a Lower-Middle Triassic sedimentary basin (North Sudetic Synclinorium – Lower Silesia, SW Poland). *Geological Quarterly*, 66: 38.
- Durkowski K., Sokalski D., 2016. Stratygrafia cechsztyń i pstręgo piaskowca synklinorium północnosudeckiego w świetle badań wiertniczych. *W: 3 Polski Kongres Geologiczny, Tom kongresowy: 70–73.*
- Durkowski K., Sokalski D., Durkowska A., 2017. Przystopowa seria klastyczna pstręgo piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedimentacji we wczesnym triasie synklini grodzieckiej. *Sudety. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 469: 129–154.
- Durkowski K., Mastalerz K., Fijałkowska-Mader A., 2024. Integrated characterization of the Röt deposits of the Bolesławiec Syncline (SW Poland): stratigraphic and tectonic constraints of geological record. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 94: 83–110.
- Dybova-Jachowicz S., Laszko D., 1978. Charakterystyka spektrum sporowopyłkowego z pogranicza permu i triasu w Górach Świętokrzyskich. *W: Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions, Part 2: 81–106.*
- Dybova-Jachowicz S., Laszko D., 1980. Spektrum sporowo-pyłkowe osadów z pogranicza permu i triasu w synklinie piekoszowskiej, Góry Świętokrzyskie. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 611–641.
- Dyjaćzyński K., 1970. Karta otworu wiertniczego Przewóz 1. *Arch. PGNiG, Oddział Zielona Góra.*
- Dzik J., Sulej T., 2007. A review of the early Late Triassic Krasiejów biota from Silesia, Poland. *Palaeontologia Polonica*, 64: 3–27.
- Dzik J., Sulej T., Kaim A., Niedźwiedzki R., 2000. Późnotriasowe cmentarzysko łądowych czworonogów w Krasiejowie na Śląsku Opolskim. *Przegląd Geologiczny*, 48: 226–235.
- Dżużyński S., Gradziński A., 1960. Source of Lower Triassic clastics in the Tatra Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 8: 45–48.
- Feist-Burkhardt S., Götz A.E., Szulc J., Borkhataria R., Geluk M., Haas J., Hornung J., Jordan P., Kempf O., Michalik J., Nawrocki J., Reinhardt L., Ricken W., Röhling H.G., Rüffer T., Török Á., Zühke R., 2008. Triassic. *W: The Geology of Central Europe (red. T. McCann): 749–822.* The Geological Society, London.
- Fejdiová O., 1980. Lužnianske surrvstvie – formálna spodnetriasová litostratigrafická jednotka. *Geologické Práce, Správy*, 74: 95–101.
- Feldman-Olszewska A. (red.), 2008. Brześć Kujawski IG 1, IG 2, IG 3. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 125.
- Feldman-Olszewska A., 2014a. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna utworów dolnego i środkowego pstręgo piaskowca oraz stratygrafia sekwencji. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 141: 141–154.
- Feldman-Olszewska A., 2014b. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna i sedimentologiczna utworów kajpru oraz stratygrafia sekwencji. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 141: 186–190.
- Feldman-Olszewska A. (red.), 2014c. Gorzów Wielkopolski IG 1. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 141.
- Feldman-Olszewska A., Adamczak-Biały T., Becker A., 2012. Charakterystyka poziomów zbiornikowych i uszczelniających formacji jury i triasu północnego Mazowsza pod kątem geologicznego składowania CO₂ na podstawie danych z głębokich otworów wiertniczych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 448: 27–46.
- Fijałkowska A., 1989. Nowe dane do palinostratygrafii osadów górnego triasu w NW części Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 38: 252–256.
- Fijałkowska A., 1992a. Palynostratigraphy of the Keuper and Rhaetic in NW margin of the Holy Cross Mts. *Geological Quarterly*, 36: 199–220.
- Fijałkowska A., 1992b. Palinostratygrafia osadów cechsztyń i dolnego pstręgo piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 40: 468–473.
- Fijałkowska A., 1994a. Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in NW part of the Holy Cross Mts., Poland. *Geological Quarterly*, 38: 59–96.
- Fijałkowska A., 1994b. Palynological aspects of the Permo-Triassic succession in the Holy Cross Mts. *Documenta Naturae*, 87.
- Fijałkowska A., 2006a. Badania palinostratygraficzne permu, triasu i jury. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 111: 59–62.
- Fijałkowska A., 2006b. Badania palinostratygraficzne permu, triasu i jury. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 112: 63–65.
- Fijałkowska A., Kuleta M., 1994. Environmental changes at the Permian/Triassic boundary in southern Poland. *W: International Symposium on Permian stratigraphy, environments and resources, Abstracts: 9.*
- Fijałkowska A., Trzepieczynska A., 1990. Palinostratygrafia osadów górnego permu i triasu w profilu Radwanów IG 1. *Geological Quarterly*, 34: 647–676.
- Fijałkowska A., Uchman A., 1993. Nowe dane do palinologii triasu Tatr Polskich. *Przegląd Geologiczny*, 41: 373–375.
- Fijałkowska-Mader A., 1999. Palynostratigraphy, palaeoecology and palaeoclimatology of the Triassic in South-Eastern Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, T. I: 601–627.*
- Fijałkowska-Mader A., 2013. Palinostratygrafia, paleoekologia i paleoklimat późnego permu i triasu niecki Nidy. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 454: 15–70.
- Fijałkowska-Mader A., 2015. A record of climatic changes in the Triassic palynological spectra from Poland. *Geological Quarterly*, 59: 615–653.
- Fijałkowska-Mader A., 2018a. Wstęp. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 151: 7–9.
- Fijałkowska-Mader A., 2018b. Wyniki badań palinologicznych. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 151: 121–132.
- Fijałkowska-Mader A., 2021. Wyniki badań palinologicznych. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 158: 73–80.
- Fijałkowska-Mader A., Wawrzyniak Z., 2019. The Early Triassic plant assemblage from Pałęgi (Holy Cross Mts., Poland). *W: 20th Czech-Polish-Slovak Palaeontological Conference: 22.*
- Fijałkowska-Mader A., Kuleta M., Zbroja S., 2015a. Litostratygrafia, palinofacie i środowiska sedimentacji utworów triasu w północnej części niecki Nidy. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 462: 83–124.
- Fijałkowska-Mader A., Heunisch C., Szulc J., 2015b. Palynostratigraphy and palynofacies of the Upper Silesian Keuper (southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 637–661.
- Fijałkowska-Mader A., Durkowski D., Sokalski A., 2018. Palynological and lithofacial implications for Zechstein stratigraphy in the marginal part of the North-Sudetic Synclinorium (Lower Silesia, southwestern Poland). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 169: 495–515.
- Fijałkowska-Mader A., Jewula K., Bodor E., 2021. Record of the Carnian Pluvial Episode in the Polish microflora. *Palaeoworld*, 30: 106–125.
- Filonowicz P., 1979. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Skarżysko-Kamienna (779) 1:50 000. *Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Filonowicz P., Lindner L., 1987. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piekoszów (814). *Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Franczyk M., 1983. Retyk i jura dolna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 103: 124–138.
- Franczyk M., 1987. Retyk. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 102–108.
- Franz M., 2008. Litho- und Leitflächenstratigraphie, Chronostratigraphie, Zyklus- und Sequenzstratigraphie des Keupers im östlichen Zentraleuropäischen Becken (Deutschland, Polen) und Dänischen Becken (Dänemark, Schweden). *Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Naturwissenschaftliches Fakultät III, Institut für Geowissenschaften, https://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/08/09H048/11.pdf [rozpr. doktor].*
- Franz M., Becker A., Szulc J., 2021. Die Trias im östlichen Germanischen Becken: Polen und Baltikum. *W: Trias. AUBRUCH IN DAS ERDMITTELALTER 1 (red. N. Hauschke i in.): 121–137.* Pfeil, München.
- Fuglewicz R., 1973. Megaspores of Polish Buntsandstein and their stratigraphical significance. *Acta Palaeontologica Polonica*, 18: 401–451.
- Fuglewicz R., 1977. Stratygrafia pstręgo piaskowca na południowo-zachodnim brzegu monokliny przedsudeckiej. *Acta Geologica Polonica*, 27: 471–479.
- Fuglewicz R., 1979a. Megaspores found in the earliest Triassic deposits of the Tatra Mountains. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49: 271–275.
- Fuglewicz R., 1979b. Stratygrafia pstręgo piaskowca w wiercieniu Otyń IG-1 (monoklina przedsudecka). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49: 277–286.
- Fuglewicz R., 1980. Stratigraphy and palaeogeography of Lower Triassic in Poland on the basis of megaspores. *Acta Geologica Polonica*, 30: 417–470.
- Fuglewicz R., Ptaszyński T., Rdzanek K., 1981. Tropy gadów w utworach pstręgo piaskowca w okolicy Ostrowca Świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, 29: 608–609.
- Fuglewicz R., Rdzanek K., Ptaszyński T., 1990. Lower Triassic footprints from the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 35: 109–164.
- Gajewska I., 1964. Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 8: 598–608.
- Gajewska I., 1971. Wapień muszlowy w zachodniej Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 15: 77–86.
- Gajewska I., 1973. Charakterystyka osadów piaskowca trzcinowego na Nizu Polskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 507–515.
- Gajewska I., 1978. Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 87: 5–56.
- Gajewska I., 1987. Wapień muszlowy i kajper. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 93–102.

- Gajewska I., 1988. Paleomiąższości i litofacje wapienia muszlowego i kajpru dolnego oraz paleotektonika triasu środkowego na Niżu Polskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 73–82.
- Gajewska I., Szyperko-Śliwczynska A., 1979. Stratygrafia, litografia i paleogeografia. Pstry piaszkowce dolny i środkowy. *Prace Instytutu Geologicznego*, 96: 25–37.
- Gajewska I., Senkiewiczowa H., Sikorska-Jaworowska M., Jaworowski K., 1997a. Trias środkowy (wapień muszlowy–kajper dolny). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 133–150.
- Gajewska I., Marcinkiewicz T., Maliszewska A., 1997b. Trias górny. *Kajper. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 151–172.
- Galkiewicz T., Śliwiński S., 1985. Charakterystyka geologiczna śląskokrakowskich złóż cynkowo-olowiowych. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 53: 63–90.
- Gaździcka E., Gaździcki A., 2008. Wybrane aspekty budowy geologicznej płaszczowiny choczańskiej w Tatrach Zachodnich. *W: Materiały konferencyjne „Tatrzańskie Mapy Geologiczne”*: 129–140.
- Gaździcka E., Bac-Moszaszwili M., Marciniak P., Zimmel Z., Wasiluk R., 2007. Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1: 10 000. *ark. Kiry. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Gaździcka E., Gaździcki A., Filipczak A., Uchman A., 2009. Płaszczyzna regłowa górna (choczańska) między doliną Lejową a Doliną Chochołowska w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 57: 56–63.
- Gaździcki A., 1974. Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 24: 17–96.
- Gaździcki A., 1978a. Najmłodsze konodonty z retyku regłowego Tatr. *Przegląd Geologiczny*, 26: 257–259.
- Gaździcki A., 1978b. Conodonts of the genus *Misikella* Kozur and Mock, 1974 from the Rhaetian of the Tatra Mts. (West Carpathian). *Acta Palaeontologica Polonica*, 23: 341–350.
- Gaździcki A., 1983. Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica*, 44: 109–169.
- Gaździcki A., 2014. Trias płaszczowiny krizińskiej (fatrikum). *Skaly węglanowe triasu górnego (retyk). W: Skaly osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 141–151. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.*
- Gaździcki A., Lefel J., 1997. Seria wierzchowa. Trias dolny (kampil) i trias środkowy. *W: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 46–48.
- Gaździcki A., Lipiec M., 1995. Anizyjskie otwornice z jednostki Ogarle-Opalone serii wierzchowej Tatr Polskich. *Przegląd Geologiczny*, 43: 385–387.
- Gaździcki A., Michalik J., 1980. Uppermost Triassic Sequence of the Choč nappe (Hronic) in the West Carpathian of Slovakia and Poland. *Acta Geologica Polonica*, 30: 61–76.
- Gaździcki A., Michalik J., 1985. Odpowiedź na artykuł Z. Kotańskiego – Jeszcze raz o płaszczynie strażowskiej w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 33: 628.
- Gaździcki A., Zawidzka K., 1973. Triassic foraminifer assemblages in the Choč nappe of the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 23: 483–490.
- Gaździcki A., Trammer J., Zawidzka K., 1975. Foraminifers from the Muschelkalk of southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, 25: 285–298.
- Gaździcki A., Michalik J., Planderová E., Sýkora M., 1979. An Upper Triassic-Lower Jurassic Sequence in the Kržižna Nappe (West Tatra Mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Západné Karpaty, Geológia* 5: 119–148.
- Gągól J., 1974. Charakterystyka geologiczna i surowcowa utworów retu na obszarze Mniów – Suchedniów w Górach Świętokrzyskich. *CAG, Kielce [nr inw. 978]*.
- Gągól J., 1976. Punkt IIIb-2 – Kamieniołom Tumlin-Gród – piaszkowce tumlińskie. *W: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 232–235.
- Gągól J., 1981. Punkt V – Tumlin-Gród – kamieniołom piaszkowca pstrego środkowego. *W: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów*: 111–114.
- Gągól J., Kuleta M., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006. Stanowisko 2. Kamieniołom Tumlin-Gród koło Kielc. *W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 179–182.
- Gąsiewicz A., Czapowski G., 1997. Geochemia utworów dolnego triasu z wybranych otworów wiertniczych na Niżu Polskim. *CAG, Warszawa [nr inw. 2862/97]*.
- Germann K., 1969. Reworked dolomite crust in the Wetterstein (Ladinian, Alpine Triassic) as indicator of early supratidal dolomitization and lithification. *Sedimentology*, 12: 257–277.
- Glażek J., Romanek A., 1978. Jaworzna. *W: Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions. Cz. 2*: 41–49.
- Gluchowski, E., Salamon, M., 2005. The Lower Muschelkalk crinoids from Raciborowice, North-Sudetic Basin, SW Poland. *Geological Quarterly*, 49: 83–92.
- Goetel W., 1916. Das Rhät und der unterste Lias der subalpinen Zone in der Tatra. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien*, 3/4: 167–194.
- Goetel W., 1917. Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subalpinen Zone in der Tatra. *Bulletin International de l'Académie des sciences de Cracovie. Classe des sciences mathématiques et naturelles. Série A, Sciences mathématiques*: 1–222 + 6 Planches.
- Gorek A., 1958. Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej. *Geologický Sborník*, 9: 203–241.
- Grabowski J., 2023. Baseny tatrzańskie. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 71–72.
- Gradziński R., 1986. Aeolian-dune and interdune deposits in the Bunsandstein of the Holy Cross Mts. *W: 7th IAS European Regional Meeting, Excursion Guidebook*: 103–112.
- Gradziński R., 1992. Deep blowout depressions in the aeolian Tumlin Sandstone (Lower Triassic) of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Sedimentary Geology*, 81: 231–242.
- Gradziński R., Uchman A., 1994. Trace fossils interdune deposits – an example from the Lower Triassic Aeolian Tumlin Sandstone, central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108: 121–138.
- Gradziński R., Gągól J., Ślęczka A., 1979. The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts., Central Poland): Lower Triassic deposits of eolian dunes and interdune areas. *Acta Geologica Polonica*, 29: 151–175.
- Grodzicka-Szymanko W., 1978. Trias górny. *Prace Instytutu Geologicznego*, 83: 105–111.
- Grodzicka-Szymanko W., Orłowska-Zwolińska T., 1972. Stratygrafia górnego triasu NE części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwartalnik Geologiczny*, 16: 216–232.
- Gruska B., Zieliński T., 2008. Evidence for a very low-energy fluvial system: a case study from the dinosaur-bearing Upper Triassic rocks of Southern Poland. *Geological Quarterly*, 52: 239–252.
- Gutowski J., Koyi H.A., 2007. Influence of oblique basement strike-slip faults on the Mesozoic evolution of the south-eastern segment of the Mid-Polish Trough. *Basin Research*, 19: 67–86.
- Hagdorn H., 2007. Röt and Muschelkalk macrofaunas in Poland. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide*: 17–26.
- Hagdorn H., Gluchowski E., 1993. Palaeobiogeography and Stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. *W: Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991 (red. H. Hagdorn, A. Seilacher)*: 165–176. *Goldschneck, Stuttgart*.
- Hakenberg M., 1974. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). *Inst. Geol., Warszawa*.
- Hakenberg M., 1980. Dependence of the thickness of Permian to Jurassic sediments in the Miechów Basin on major faults. *Acta Geologica Polonica*, 30: 471–483.
- Hakenberg M., Świdrowska J., 1996. Rozwój paleogeograficzny niecki miechowskiej i jego strukturalne uwarunkowania w późnym triasie oraz wczesnej i środkowej jurze. *Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach*, 1: 77–92.
- Hakenberg M., Złonkiewicz Z., 2021. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). *Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa*.
- Heunisch C., 1999. Die Bedeutung der Palynologie für Biostratigraphie und Fazies in der Germanischen Trias. *W: Trias – Eine ganz andere Welt (red. N. Hauschke, V. Wilde)*: 207–220. *Pfeil, München*.
- Holub V., 1972. Permian of the Bohemian Massif. *NATO Advanced Study Institutes Series, Series C*, 22: 137–188.
- Hounslow M.W., Muttoni G., 2010. The geomagnetic polarity timescale for the Triassic: Linkage to stage boundary definitions. *Geological Society Special Publications*, 334: 61–102.
- Iwanow A., 1965. Budowa geologiczna jednostki regłowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej i Doliną Malej Łąki w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 15: 393–426.
- Iwanow A., 1998. Paleogeografia późnego piaszkowca pstrego, wapienia muszlowego, kajpru i retyku. *Tablice 15–19, 22–26. W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.)*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Iwanow A., 2012. Charakterystyka stratygraficzna, sedimentologiczna i tektoniczna triasu górnego. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 133: 57–75.
- Iwanow A., Becker A., 2007. Trias środkowy i górny. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 122: 87–88.
- Iwanow A., Kiersnowski H., 1998. Paleogeografia wczesnego i środkowego piaszkowca pstrego. *Tablice 11–13. W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.)*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Iwanow A., Wieczorek J., 1987. Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 30: 525–528.
- Jach R., Rychliński T., Uchman A. (red.), 2014. *Skaly osadowe Tatr. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane*.
- Jacynowski S., Jacynowska W., 1963. Budowa geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek w reglach zakopiańskich. *Acta Geologica Polonica*, 13: 445–465.
- Jaglarz P., 2007. Ewolucja basenu Tatricum od późnego oleneku do noryku w Tatrach Polskich. *ING Uniwersytet Jagielloński, Kraków [rozpr. doktor]*.
- Jaglarz P., 2010. Facies and sedimentary environment of the carbonate-dominated Carpathian Keuper from the Tatricum domain: Results from the Dolina Smytnia valley (Tatra Mts, Southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80: 147–161.
- Jaglarz P., 2012. Wieloetapowa dolomitizacja w sukcesji triasu dolnego i środkowego serii wierzchowej (Tatry Zachodnie, Polska). *Przegląd Geologiczny*, 60: 284–293.
- Jaglarz P., 2014. Skaly klastyczne i węglanowe triasu górnego (karnik–noryk). *W: Skaly osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 58–64. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane*.
- Jaglarz P., Szulc J., 2003. Middle Triassic evolution of the Tatricum sedimentary basin: an attempt of sequence stratigraphy to the wierzchowa unit in the Polish Tatra Mountains. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 73: 169–182.
- Jaglarz P., Uchman A., 2010. A hypersaline ichnoassemblage from the Middle Triassic carbonate ramp of the Tatricum domain in the Tatra Mountains, Southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292: 71–81.
- Jaglarz P., Warchol M., 2009. Facies and depositional environment of the Tomanová Formation (Tatra Mountains, Poland). *W: 6th Annual Conference of SEPM-CES Sediment 2009*: 129.
- Jaglarz P., Gaździcki A., Michalik J., 2014. Skaly węglanowe i klastyczne triasu górnego (retyk). *W: Skaly osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 65–73. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane*.
- Jasionowski M., Becker A., 2023. Mikrofacje i diageneza wapieni oolitowych najniższego triasu w profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 (zachodnia Polska). *Przegląd Geologiczny*, 71: 292–297.
- Jewula K., Matysik M., Paszkowski M., Szulc J., 2019. The late Triassic development of playa, gilgai floodplain, and fluvial environments from Upper Silesia, southern Poland. *Sedimentary Geology*, 379: 25–45.
- Jewula K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2020. The Permian–Triassic boundary in continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Magazine*, 157: 1767–1780.
- Jewula K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2021. Sedimentary and pedogenic record of seasonal humidity during the Permian-Triassic transition on the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 564, 110154.
- Jewula K., Fijałkowska-Mader, Trela W., Złonkiewicz Z., 2023. Paleogeografia, stratygrafia i środowiska depozycji. *W: POKOS 8*: 60–75.
- Jewula K., Trela W., Kędzior A., Fijałkowska-Mader A., Wasielka N., 2024. Facies architecture, pedogenesis and palynology of the Olenekian dryland setting – a sedimentary record of Early Triassic climate oscillations in the SE Germanic Basin. *Sedimentary Geology*, 472, 106754.
- Jurkiewicz H., 1965. Profil Wiercenia z Bożej Woli. *Przegląd Geologiczny*, 13: 378–380.
- Jurkiewicz H., 1972. Stratygrafia wyższego triasu z otworu Boża Wola IG-1 w świetle nowych materiałów dokumentacyjnych. *Przegląd Geologiczny*, 20: 280–282.
- Jurkiewicz H. (red.), 1973. *Węgrzynów IG1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 7.
- Jurkiewicz H., 1974a. Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 18: 90–108.
- Jurkiewicz H. (red.), 1974b. *Węgleszyn IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 19.
- Jurkiewicz H. (red.), 1974c. *Milianów IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 21.
- Jurkiewicz H. (red.), 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 283: 5–100.
- Jurkiewicz H. (red.), 1976a. *Pągów IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 33.
- Jurkiewicz H. (red.), 1976b. *Jaronowice IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 34.
- Jurkiewicz H. (red.), 1980a. *Potok Mały IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 51.
- Jurkiewicz H. (red.), 1980b. *Radwanów IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 52.
- Jurkiewicz H. (red.), 1988. *Studzianna IG 2. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 64.
- Jurkiewicz H. (red.), 1990. *Włoszczowa IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 70.
- Jurkiewicz H. (red.), 1991a. *Książ Wielki IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 71.
- Jurkiewicz H. (red.), 1991b. *Biała Wielka IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 74.
- Jurkiewicz H. (red.), 1993. *Boża Wola IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 76.
- Jurkiewicz H. (red.), 1994. *Secemin IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 77.
- Jurkiewicz H. (red.), 1995. *Brzegi IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 80.
- Jurkiewicz H. (red.), 1996. *Jędrzejów IG 1. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 89.
- Karaszewski W., 1962. *Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego*, 30: 333–416.
- Karaszewski W., 1976. *Chirotherium luniewski sp. nov. from Roethian sediments of the Holy Cross Mountains (Central Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 24: 23–25.
- Käsbohrer F., Kuss J., 2021. Lower Triassic (Induan) stromatolites and oolites of the Bernburg Formation revisited – microfacies and palaeoenvironment of lacustrine carbonates in Central Germany. *Facies*, 67, 11.
- Kasiński J.R., 1981. Dolomity komórkowe triasu wierzchowego Tatr polskich. *Przegląd Geologiczny*, 29: 524–529.
- Kędzierski J., 2002. *Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalk im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie*, 16: 1–52.
- Kędzierski J., 2004. Konodonty dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *W: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostatygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 35–37.
- Kędzierski J., Szulc A., 1996. Anisian conodonts of the Lower Silesia and their significance for reconstruction of the Muschelkalk transgression in the eastern part of the Germanic Basin. *W: 6th European Conodont Symposium, Abstracts*: 28.
- Kiersnowski H., 2023. *Przystanek 2: Kamieniołom w Tumlinie. W: POKOS 8*: 83–89.
- Kiersnowski H., Fijałkowska-Mader A., Jewula K., 2023. *Pozycja litostratygraficzna dolnotriasowego ogniw piaszkowców z Tumlina – dziesiątki lat kontrowersji. W: POKOS 8*: 116–117.
- Kleczkowski A., 1953. Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicach Suchedniowa. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 218.
- Kłapciński J., 1959. Trias na północny-wschód od wału przedsudeckiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 28: 361–404.
- Kłapciński J., 1993. *Litostratygrafia profili głębokich otworów wiertniczych w regionie opolskim. Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 37.
- Kopik J., 1970. *Retyk. Prace Instytutu Geologicznego*, 56: 49–64.
- Kostecka A., 1979. The Lower Muschelkalk carbonate rocks of the southwestern margin of the Holy Cross Mountains (central Poland). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 48: 211–243.
- Koszowska E., Szulc J., Wolska A., 2001. Middle Triassic tuffaceous intercalations within Reifling Beds of the Western Tatra Mts. *Poland. Mineralogical Society of Poland, Special Papers*, 19: 88–90.
- Kotański Z., 1956a. *Kampil wierzchowy w Tatrach. Acta Geologica Polonica*, 6: 65–73.
- Kotański Z., 1956b. *O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierzchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica*, 6: 273–286.
- Kotański Z., 1959a. *Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the High-Tatric Triassic in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica*, 9: 113–145.
- Kotański Z., 1959b. *Profil stratygraficzny serii wierzchowej Tatr Polskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 139: 7–160.
- 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., 1965. *Budowa geologiczna pasma regłowego między Doliną Malej Łąki i Doliną Kościelską. Acta Geologica Polonica*, 15: 257–330.
- Kotański Z., 1967. *Palaeontological basis of Triassic stratigraphy in the Tatra Mts. Geologický Zborník. Geologia Carpathica*, 17: 277–283.
- Kotański Z., 1973a. *Upper and middle subalpine napes in the Tatra Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des Sciences de la Terre*, 21: 75–83.
- Kotański Z., 1973b. *Ammonites, nautiloids and daonelles from the upper subalpine Triassic in the Tatra Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 43: 440–451.
- Kotański Z., 1973c. *Trias. Historia badań. Trias karpaci. Karpaty wewnętrzne (Tatry). W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski)*: 18–19. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Kotański Z., 1974. *Górna i środkowa płaszczowina regłowa w Tatrach. Przegląd Geologiczny*, 22: 13–14.
- Kotański Z., 1979. *Trias tatrzański. Przegląd Geologiczny*, 27: 369–377.
- Kotański Z., 1985. *Jeszcze raz o płaszczynie strażowskiej w Tatrach, cz. I, II. Przegląd Geologiczny*, 33: 547–553, 621–628.
- Kotański Z., 1994. *Middle Triassic Dasycladacea of the Upper Silesian-Cracow Region and their stratigraphical and palaeoecological significance. W: Proceedings of Third International Meeting of Peri-Tethyan Epicratonic Basins*: 59–66.
- Kotański Z., 1996. *History of discover and age of labyrinthodont remains in the Tatra Mts. Prace Muzeum Ziemi*, 43: 47–52.
- Kotański Z., 2013. *Anisian Dasycladales from Upper Silesia and adjacent regions. Carnets de Geologie, Book 2, Paleopolis*.
- Kotlicki S., 1974. *Stratigraphic position of the Triassic sediments in the Upper Silesian region. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 22: 161–166.
- Kotlicki S., 1995. *Badania nad litostratygrafią triasu Górnego Śląska. CAG, Warszawa [nr inw. 3550/96]*.
- Kotlicki S., Kubicz A., 1974. *Trias Śląska Opolskiego. W: Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 18–26.
- Kotlicki S., Siewniak-Madej A., 1982. *Trias. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 55: 28–34.
- Kotlicki S., Włodek M., 1976. *Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Tworóg (876) 1:50 000. Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Koutek J., 1930. *Geologické studie na severo-západě Niznych Tater. Sbor. Štatny Geologický Ústav, Praha*, 9: 413–527.
- Kovalevych V., Peryt T.M., Beer W., Geluk M., Halas S., 2002. *Geochemistry of Early Triassic seawater as indicated by study of the Röt halite in the Netherlands, Germany, and Poland. Chemical Geology*, 182: 549–563.
- Kovalevych V., Paul J., Peryt T.M., 2009. *Fluid inclusions in halite from the Röt (Lower Triassic) salt deposit in central Germany: evidence for seawater chemistry and conditions of salt deposition and recrystallization. Carbonates and Evaporites*, 24: 45–57.
- Kowalczyński Z., Rup M., 1989. *Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 362: 5–39.
- Kowal-Linka M., 2008. *Formalizacja litostratygrafii formacji goglińskiej (trias środkowy) na Śląsku Opolskim. Geologos*, 14: 125–161.
- Kowal-Linka M., 2009. *Nowe jednostki litostratygraficzne w randze warstw w obrębie formacji goglińskiej (trias środkowy) na Śląsku Opolskim. Geologia*, 35: 153–174.

- Kowal-Linka M., Krzemińska E., Czupyt Z., 2019. The youngest detrital zircons from the Upper Triassic Lipie Śląskie (Lisowice) continental deposits (Poland): Implications for the maximum depositional age of the Lisowice bone-bearing horizon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 514: 487–501.
- Kowalski A., 2017. Fault geometry and evidence of depocentre migration within a transtensional intra-basin high – a case study from the Łączna Anticline (Intrasudetic Synclinorium, SW Poland). *Geological Quarterly*, 61: 779–794.
- Kowalski A., 2020. Triassic palaeogeography of NE Bohemian Massif based on sedimentological record in the Wleń Graben and Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 90: 125–148.
- Kowalski A., 2021. Late Cretaceous palaeogeography of NE Bohemian Massif: diachronous sedimentary successions in the Wleń Graben and Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 91: 1–36.
- Kozur H., 1968. Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. Teil I: Conodonten vom Plattformtyp und stratigraphische Bedeutung der Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk. *Geologie*, 17: 930–946.
- Kozur H., 1972. Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 2: 1–37.
- Kozur H., 1974. Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. *Freiberger Forschungshefte*, C 280 (1): 1–56; 280 (2): 1–71; 280 (3) (15 załączników).
- Kozur H., 1980. Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 3/4: 79–172.
- Kozur H.W., 1994. The correlation of the Zechstein with the marine standard. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 137: 85–103.
- Kozur H.W., 1999. The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 7/8: 701–725.
- Kozur H.W., 2003. Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to Stage/Substage subdivision and the numeric age of the Triassic stages. *Albertiana*, 28: 57–74.
- Krupnik J., 2010. Palynological investigations of the Mesozoic sediments from Studzianna well core (Holy Cross Mts region, Poland). *W: 8th European Palaeobotany–Palynology Conference, Program and Abstracts*: 143.
- Krupnik J., Ziaja J., Feldman-Olszewska A., 2011. Wstępne wyniki badań palinologicznych wiercenia Huta OP-1 (trias–jura). *W: Jurassica IX, Abstrakty*: 110–111.
- Krupnik J., Ziaja J., Barbacka M., Feldman-Olszewska A., Jarzyna A., 2014. A palaeoenvironmental analyses of Upper Triassic and Lower Jurassic sediments from the Holy Cross Mountains region. *Acta Palaeobotanica*, 54: 35–65.
- Krzywiec P. (red.), 2000. Zintegrowana analiza geofizyczno-geologiczna rozwoju osadów triasowych niżu polskiego. *Sprawozdanie końcowe grantu KBN Nr. 9 T12B 024 15. Komitet Badań Naukowych, Warszawa*.
- Krzywiec P., 2004. Triassic evolution of the Kłodawa salt structure: basement-controlled salt tectonics within the Mid-Polish Trough (Central Poland). *Geological Quarterly*, 48: 123–134.
- Kubicz A., Kotlicki S., Morycowa E., Dzułyński S., Zawadzka K., 1974. Wapień muszlowy Śląska Opolskiego. *W: Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 154–177.
- Kuleta M., 1976. Petrografia pstręgo piaskowca w północnym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *CAG, Warszawa* [nr inw. 21144], Kielce [nr inw. 1032].
- Kuleta M., 1984. Piaskowiec pstry między Jaworznią a Ostojowem w Górach Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 28: 780–781.
- Kuleta M., 1985. Kompleksowe badania petrograficzno-sedymentologiczne osadów pstręgo piaskowca w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i Niece Miechowskiej. *CAG, Warszawa* [nr inw. 34248], Kielce [nr inw. 1157].
- Kuleta M., 1987. Wykształcenie litologiczne osadów dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 231.
- Kuleta M., 1990. Wykształcenie litologiczne osadów dolnego i środkowego pstręgo piaskowca. *W: Badania geologiczne permu w NW części Gór Świętokrzyskich w aspekcie poszukiwań rud Cu, Pb, Zn, Fe i V – opracowanie końcowe* (red. Z. Kowalczewski). *CAG, Warszawa* [nr inw. 39780], Kielce [nr inw. 1319].
- Kuleta M., 1993. Podstawowe badania geologiczno-regionalne Gór Świętokrzyskich i niecki Nidy. *Zadanie: Środowisko sedymentacji dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich*. *CAG, Warszawa* [nr inw. 180/94], Kielce [nr inw. 1887].
- Kuleta M., 1996. Basen sedymentacyjny dolnego pstręgo piaskowca w Górach Świętokrzyskich. *W: Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Materiały konferencyjne, przewodniki sesji terenowych, streszczenia referatów i posterów*: 1–25.
- Kuleta M., 2004. Petrografia i rozwój sedymentacji osadów retu w rejonie Mniów – Suchedniów w Górach Świętokrzyskich. *CAG, Warszawa* [nr inw. 1361/2004].
- Kuleta M., 2006a. Trias. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 111: 43–47.
- Kuleta M., 2006b. Trias. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 112: 41–44.
- Kuleta M., 2018. Trias. Pstry piaskowiec środkowy. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 151: 106–110.
- Kuleta M., 2021. Formacja retu. Trias środkowy. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 158: 44–46.
- Kuleta M., Fijałkowska A., 1994. Palinostratygrafia oraz aspekty paleogeograficzne i paleoklimatyczne dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 50: 115–116.
- Kuleta M., Fijałkowska A., 1995. Zmiana środowisk sedymentacji na granicy permu i triasu w południowej Polsce. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 51: 114.
- Kuleta M., Fijałkowska-Mader A., 2021. Pstry piaskowiec środkowy. Trias górny. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 158: 41–44, 46–49.
- Kuleta M., Iwanow A., 2006a. Kajper i „retyk”. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 111: 50–52.
- Kuleta M., Iwanow A., 2006b. Kajper i „retyk”. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 111: 48–51.
- Kuleta M., Nawrocki J., 2000. Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstręgo piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *CAG, Warszawa* [nr inw. 2165/2000].
- Kuleta M., Nawrocki J., 2002. Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstręgo piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 58: 109–111.
- Kuleta M., Romanek M., 2018. Formacja retu. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 151: 110–112.
- Kuleta M., Rup M., 1980. Problem granicy cechsztyń–pstry piaskowiec w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 972–973.
- Kuleta M., Zbroja S., 1995. Facies diversity at the Zechstein/Buntsandstein boundary in the Holy Cross Mts, Southern Poland. *W: XIII International Congress on Carboniferous–Permian, Abstracts*: 85.
- Kuleta M., Zbroja S., 1997. Złepieńce czerwonego spagowca, cechsztynu i dolnego pstręgo piaskowca w Górach Świętokrzyskich. *W: VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów*: 29.
- Kuleta M., Zbroja S., 2006. Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. *W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 105–125.
- Kuleta M., Kowalczewski Z., Zbroja S., Romanek M., Lenartowicz L., Fijałkowska A., 1995. Analiza strukturalna i paleogeograficzna permu i triasu w Górach Świętokrzyskich. *CAG, Warszawa* [nr inw. 1412/96], Kielce [nr inw. 2043].
- Kuleta M., Zbroja S., Iwanow A., Kiernowski H., 2000. Ropo- i gazoność permu i triasu w północnej części Niecki Nidziańskiej. *CAG, Warszawa* [nr inw. 60/2002, 142/2005].
- Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2001. Tropy kręgowców z retu Baranowa, Góry Świętokrzyskie. *Przegląd Geologiczny*, 49: 325–327.
- Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2005a. Nowe stanowisko z tropami kręgowców z górnego pstręgo piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 53: 151–155.
- Kuleta M., Zbroja S., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Studencka J., 2005b. Kolekcja tropów kręgowców z osadów pstręgo piaskowca obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *CAG, Warszawa* [nr inw. 2140/2007].
- Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006a. Stanowisko 1 – Zachelmie k. Zagnańska. *W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 174–178.
- Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2006b. Stanowisko 3 – Kopulak – kamieniołom piaskowców dolnego retu. *W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 185–187.
- Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006c. Stanowisko 4. Baranów – kopalnia ilów kamionkowych. *W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 187–191.
- Kuleta M., Niedźwiedzki G., Zbroja S., 2006d. Stanowisko z tropami kręgowców z osadów najwyższego środkowego pstręgo piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 54: 1081–1088.
- Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Nawrocki J., 2007a. STOP.IV.4. Zachelmie – dolomite quarry. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide*: 69–71.
- Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2007b. STOP.IV.5. Kopulak – sandstones quarry. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide*: 71–73.
- Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Nawrocki J., 2007c. STOP.V.1. Czerwona Góra near Ostrowiec Świętokrzyski. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide*: 75–77.
- Kuleta M., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Nawrocki J., Becker A., 2007d. STOPS.IV.2 and IV.3. Tumlin Gród quarry and Sosnowica quarry. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide*: 67–69.
- Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Nawrocki J., 2007e. STOP.IV.6. Baranów – vitrified clay pit. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide*: 73–75.
- Kuleta M., Treła W., Zbroja S., 2009. Paleomorfologia a zapis sedymentacyjny dolnego pstręgo piaskowca (dolny trias) w NW części Gór Świętokrzyskich na przykładzie kamieniołomu Zachelmie. *W: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich*: 63–74.
- Kuleta M., Iwanow A., Fijałkowska-Mader A., 2018. Trias górny. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 151: 113–117.
- Kulikowski A., 1973. Paleotektonika retu w zachodniej Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 590–591.
- Kulikowski A., 1979. Pstry piaskowiec górny – ret. *Prace Instytutu Geologicznego*, 96: 37–39.
- Kürschner W.M., Hengreen G.F.W., 2010. Triassic palynology of central and northwestern Europe: a review of palynological diversity patterns and biostratigraphic subdivisions. *Geological Society Special Publications*, 334: 263–283.
- Kutek J., 1994. Jurassic tectonic events in southeastern cratonic Poland. *Acta Geologica Polonica*, 44: 117–221.
- Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geologica Polonica*, 22: 603–653.
- Laszko D., 1982. Wyniki stratygraficzno-palinologicznych badań osadów triasu. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 55: 44–49.
- Lefel J., 1958. *Dadocrinus grundeyi* Langenhan (Crinoidea) z triasu wierzchowego Tatr. *Acta Palaeontologica Polonica*, 3: 59–74.
- Lefel J., 1999. Tectonics of the Subtatraic Units, Eastern Tatra Mts. *Studia Geologica Polonica*, 115: 139–166.
- Leszczyński K., 2023. Mezozoiczny basen Nizu Polskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 64–65.
- Leszczyński S., Pszonka J., 2014. Skąły klastyczne triasu dolnego (?indolenek dolny). *W: Skąły osadowe Tatr* (red. R. Jach i in.): 34–41. *Tatrzański Park Narodowy, Zakopane*.
- Leśniak T., 1972. Profil litostratygraficzny retu w Raciborowicach koło Bolesławca. *Zeszyty Naukowe AGH, 312, Geologia*, 16: 87–101.
- Leśniak T., 1973. Spagowe osady retu w południowo-wschodniej części niecki bolesławskiej. *Przegląd Geologiczny*, 21: 669–671.
- Leśniak T., 1978a. Profil litostratygraficzny utworów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej. *Geologia*, 4 (1): 5–22.
- Leśniak T., 1978b. Rozwój osadów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej na tle ich wykształcenia w Polsce południowej. *Geologia*, 4 (2): 29–40.
- Limanowski M., 1901. Fauna werferńska w Tatrach. O wysepkach prątrazzańskich. *Kosmos*, 26: 15–17.
- Lintnerová O., Uhlík P., Michalík J., Weissová Z., 2011. Proxies of climatic, paleotectonic and paleogeographic changes at the very beginning of the Jurassic period. *W: Jurassica IX*: 112–114.
- Liszowski J., 1981. Fauna ryb dolnego wapienia muszlowego (dolnego anizyku) regionu świętokrzyskiego i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *W: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów*: 52–57.
- Liszowski J., 1993. Die Selachierfauna des Muschelkalks in Polen: Zusammensetzung, Stratigraphie und Paläoökologie. *Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg*, 2: 177–185.
- Lorenc S., Mroczkowski J., 1978. The sedimentation and petrography of Zechstein and lowermost Triassic deposits in the vicinity of Kochanów (Intra-Sudetic Trough). *Geologica Sudetica*, 13: 23–38.
- Mader D., 1985. Evolution of fluvial style in the Buntsandstein of the northeastern Holy Cross Mountains (Poland) and comparison with the depositional history of the Buntsandstein in Eifel. *Lectures Notes in Earth Sciences*, 4: 500–508.
- Mader D., 1992. Evolution of Palaeoecology and Palaeoenvironment of Permian and Triassic Fluvial Basins in Europe. Vol. 1. Western and eastern Europe. *Gustav Fischer, Stuttgart–New York*.
- Mader D., Barczuk A., 1985. Gravelly to sandy braidplain deposition in the Czerwona Góra Beds and Stryczowice Beds (Middle Buntsandstein) of the Northeastern Holy Cross Mountains (Poland). *Lectures Notes in Earth Sciences*, 4: 351–396.
- Mader D., Rdzanek K., 1985. Sandy braidplain deposition with minor pedogenesis in the Labyrinthodontidae Beds (Middle Bunstanstein) of the northeastern Holy Cross Mountains, Poland. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 4: 281–317.
- Mader D., Barczuk A., Rdzanek K., 1986. Evolution of fluvial style in the Buntsandstein (Lower Triassic) of the northeastern Holy Cross Mts. (Poland) and comparison with the depositional history of the Buntsandstein in the Eifel (F.R. Germany and Luxembourg). *W: IAS 7th Regional Meeting of Sedimentology, Abstracts*: 112–113.
- Mahel M., 1964. Geologia srednej časti Stražovskej hornatiny. *Práce, Štátny GÚDŠ*, 14: 1–116.
- Mahel M., 1986. Chočské pohorie. *W: Geologická stavba čs. Karpat 1. Palealpine jednotky* (red. M. Mahel): 396–397. *Veda, Bratislava*.
- Malec J., 1981. Małżoraczki z pstręgo piaskowca synkliny piekoszowskiej (Góry Świętokrzyskie). *W: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów*: 41–44.
- Malec J., Gliniak P., Kuleta M., Salwa S., Szczepanik Z., Urbaniec A., Zbroja S., 2006. Profil wiercenia Odrowążek-1 – informacja wstępna. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 63: 69–72.
- Maliszewska A., 1974. Retyk. *Prace Instytutu Geologicznego*, 74: 144–148.
- Marcinkiewicz T., 1971. Stratygrafia retyku i liasu w Polsce na podstawie badań megasporowych. *Prace Instytutu Geologicznego*, 65.
- Marcinkiewicz T., 1976. Distribution of megaspore assemblages in Middle Buntsandstein of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 21: 191–200.
- Marcinkiewicz T., 1978. Zespoły megasporowe w kajprze Polski. *Prace Instytutu Geologicznego*, 87: 61–80.
- Marcinkiewicz T., 1992a. Megasporowy schemat stratygraficzny osadów pstręgo piaskowca w Polsce. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 368: 65–96.
- Marcinkiewicz T., 1992b. The megaspore assemblage of *Capillispores germanicus* from the Middle Triassic of Poland. *Geological Quarterly*, 36: 33–74.
- Marcinkiewicz T., Fijałkowska-Mader A., Pierkowski G., 2014. Poziomy megasporowe epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce –
- podsumowanie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 457: 15–42.
- Marek S., Pajchlowa M. (red.), 1997. Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153.
- Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. *Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa*.
- Maron M., Muttoni G., Rigo M., Gianolla P., Kent D.V., 2019. New magnetostratigraphic results from the Ladinian of the Dolomites and implications for the Triassic geomagnetic polarity timescale. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 517: 52–73.
- Mariańska T., Szyszkin M.A., 1996. New Cyclostaurid (Amphibia: Temnospondyli) from the Middle Triassic of Poland and some problems of interrelationships of Capitosauroids. *Prace Muzeum Ziemi*, 43: 53–83.
- Matějka A., Andrusov D., 1931. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knihovna Státního Geologického Ústavu*, 13: 19–164.
- Matyja B.A., 2009. Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Fore deep area. *Geological Quarterly*, 53: 49–62.
- Matysik M., 2010. Reefal environments and sedimentary processes of the Anisian Karchowice Beds in Upper Silesia, southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80: 123–145.
- Matysik M., 2014. Sedimentology of the „Ore-bearing dolomite” of the Kraków-Silesia region (Middle Triassic, southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 81–112.
- Matysik M., 2016. Facies types and depositional environments of a morphologically diverse carbonate platform: a case study from the Muschelkalk (Middle Triassic) of Upper Silesia, southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86: 119–164.
- Matysik M., 2019. High-frequency depositional cycles in the Muschelkalk (Middle Triassic) of southern Poland: Origin and implications for Germanic Basin astrochronological scales. *Sedimentary Geology*, 383: 159–180.
- Matysik M., Szulc J., 2019. Shallow-marine carbonate sedimentation in a tectonically mobile basin, the Muschelkalk (Middle Triassic) of Upper Silesia (southern Poland). *Marine and Petroleum Geology*, 107: 99–115.
- Mazj W., Mroczkowski J., 1972. Występowanie kaolinitu w utworach piaskowca pstręgo niecki północnosudeckiej i perspektywy jego wykorzystania. *Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej*, 7, *Studia Matematyczne*, 6: 41–52.
- Mello J., Filo I., Kovač P., Havrila M., Hók J., Siranova Z., Zecova K., Pottaj M., Pevny J., Samuel O., 1993. Chočské Vrchy. *W: Geológia južnej a východnej Oravy* (red. P.Gross i in.). *GÚDŠ, Bratislava*.
- Michalík J., 1976. Charakteristický profil fatranský vrstvami najvyššieho triasu križnianského príkrovu v závere Dodošovskej doliny (Gaderská dolina, Veľká Fatra). *Kmetliánium (Martin)*, 4: 25–142.
- Michalík J., 1977. Stop 1, Mt. Ždiarska Vidla section. *Mineralia Slovaca*, 29: 359.
- Michalík J., 1978. To the Paleogeographic, Paleotectonic and Paleoclimatic Development of the West Carpathian Area in the Uppermost Triassic. *W: Paleogeografický vývoj Západných Karpát* (red. J. Vozár i in.): 189–211. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Michalík J., 1980. A palaeoenvironmental and palaeoecological analysis of the West Carpathian part of the Tethyan nearshore region in the Latest Triassic Time. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 85: 1047–1064.
- Michalík J., 1993. Mesozoic Tensional Basin in the Alpine-Carpathian Shelf. *Acta Geologica Hungarica*, 36: 395–403.
- Michalík J., 1994. Notes on the Paleogeography and Paleotectonics of the Western Carpathian Area During the Mesozoic. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 86: 101–110.
- Michalík J., Gaždžicki A., 1980. Czy w Tatrach jest piaszczowina strażowska? *Przegląd Geologiczny*, 28: 616–619.
- Michalík J., Gaždžicki A., 1983. Stratigraphic and environmental correlations in the Fatra- and Norovica-Formation (Upper Triassic, Western Carpathians). *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, 5: 267–276.
- Michalík J., Planderová E., Sykora M., 1976. To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová Formation of the Uppermost Triassic of the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 27: 299–318.
- Michalík J., Jendrejčáková O., Borza K., 1979. Some new Foraminifera-species from the Fatra Formation (Uppermost Triassic) in the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 30: 45–60.
- Michalík J., Kátlovský V., Hluštík A., 1988. Plant remains in the Tomanová Formation (Uppermost Triassic, West Carpathians): Their origin, composition and diagenetic alteration. *Geologica Carpathica*, 39: 523–537.
- Michalík J., Lintnerová O., Gaždžicki A., Šoták J., 2007. Record of environmental changes in the Triassic/Jurassic boundary interval in the Zliechov basin, Western Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 71–88.
- Michalík J., Lintnerová O., Wójcik-Tabol P., Gaždžicki A., Grabowski J., Golej M., Šimo V., Zahradnicová B., 2013. Palaeoenvironments during the Rhaetian transgression and colonization history of the marine biota in the Fatric Unit (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 64: 39–62.
- Mikulski S.Z., Strzelska-Smakowska B., Retman W., 2013. The perspective and prognostic areas of zinc and lead ores in the Upper Silesia Zn-Pb Ore District. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 29: 173–191.
- Mikulski S.Z., Nowacki Ł., Sadowska K., Ostrowski S., Bąk T., Pacanowski G., Lasocki M., 2017. Modern prospecting for zinc and lead MVT ores near Siewierz in the Upper Silesia Zn-Pb Ore district in southern Poland. *W: Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting*: 251–254.

Literatura

- Mikulski S.Z., Brański P., Pieńkowski G., Małek R., Zglinicki K., Chmielewski A., 2022. REE enrichment of Mesozoic sedimentary formations (regoliths, paleosols and phosphorites) in southern Poland. *W: Proceedings of the 16th SGA Biennial Meeting*; 251–254.
- Milewicz J., 1985. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. *Przegląd Geologiczny*, 33: 390–392.
- Milewicz J., 1997. Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1971, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 73: 5–58.
- Milewicz J., Wójcik L., 1973. Sudety. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik* (red. S. Sokolowski): 94–98. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Milewicz J., Sawicki L., Pucia E., Dya E., Bossowska J., Lewandowska-Krzywda B., Walachowska K., 1977. Badanie zasięgu jednostek strukturalnych pod pokrywą kenozoiczną oraz analiza tektonofacjalna młodych obniż i rowów. *W: Dokumentacja wyników badań otworów Bolesławice IG-1, Bolesławice IG-2, Dąbrowa IG-1, Bronowice IG-1, Poświętne IG-1, Poświętne IG-2, Gozdnicza IG-2, Borowe IG-1, Borowe IG-2*. CAG, Wrocław [nr inw. 2626].
- Milewicz J., Szalamacha J., Szalamacha M., 1979. Mapa geologiczna Polski 1:200 000 B, ark. Jelenia Góra. Inst. Geol., Warszawa.
- Mišik M., Jablonski J., 2000. Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: Transport directions, source of clastics. *Geologica Carpathica*, 51: 251–264.
- Morawska A., 1992. Perm na tarasie świętokrzyskim. *Przegląd Geologiczny*, 40: 216–223.
- Morawska A., 1996. Strukturalne uwarunkowania sedymentacji permsko-wczesnotriasowej na obszarze niecki miechowskiej. *Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach*, 1: 69–75.
- Moryc W., 1971. Trias przedgórza Karpat środkowych. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41: 419–486.
- Moryc W., 2014. Perm i trias przedgórza Karpat Polskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 457: 43–68.
- Mroczkowski J., 1969. Palaeocurrents in the Lower Triassic deposits of the southern part of the Northsudetic Basin. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géographiques et Géologiques*, 17: 167–172.
- Mroczkowski J., 1972. Sedymentacja pstręgo piaskowca w niecce północnosudeckiej. *Acta Geologica Polonica*, 22: 351–377.
- Mroczkowski J., 1977. Piaskowce dolnotriasowe w północnej części niecki śródsudeckiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47: 49–72.
- Mroczkowski J., Mader D., 1985. Sandy inland braidplain deposition with local aeolian sedimentation in the lower and middle parts of the Buntsandstein and sandy coastal braidplain deposition in the topmost Zechstein in the Sudetes (Lower Silesia, Poland). *Lectures Notes in Earth Science*, 4: 165–195.
- Narkiewicz K., 1999. Conodont biostratigraphy of the Muschelkalk (Middle Triassic) in the central part of the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 43: 313–328.
- Narkiewicz K., 2014. Wyniki badań konodontowych w utworach wapienia muszlowego. *Profile Głębokich Otworów Państwowego Instytutu Geologicznego*, 141: 180–186.
- Narkiewicz K., Szulc J., 2004. Controls on migration of conodont fauna in peripheral oceanic areas. An example from the Middle Triassic of the Northern Peri-Tethys. *Geobios*, 37: 425–436.
- Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedymentacyjnych Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207.
- Nawrocki J., 1997. Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 152: 37–58.
- Nawrocki J., 2004. The Permian-Triassic boundary in the Central European Basin: magnetostratigraphic constraints. *Terra Nova*, 16: 139–145.
- Nawrocki J., Becker A., 2020. Buntsandstein magnetostratigraphy in Poland: new data from the Brześć Kujawski IG-1 borehole. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 90: 435–446.
- Nawrocki J., Szulc J., 2000a. The Middle Triassic magnetostratigraphy from the Peri-Tethys basin in Poland. *Earth and Planetary Science Letters*, 182: 77–92.
- Nawrocki J., Szulc J., 2000b. Skala magnetostratygiczna dla utworów retu i wapienia muszlowego ze Śląska i północnej części Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 48: 236–238.
- Nawrocki J., Wagner R., Grabowski J., 1993. The Permian/Triassic boundary in the Polish Basin in the light of paleomagnetic data. *Geological Quarterly*, 37: 565–578.
- Nawrocki J., Kuleta M., Zbroja S., 2003. Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. *Geological Quarterly*, 47: 253–260.
- Nawrocki J., Pieńkowski G., Becker A., 2005. Conchostraca (muszloraczkę) z najniższego pstręgo piaskowca Zachelmia, Góry Świętokrzyskie – dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, 53: 222–225.
- Nawrocki J., Jewula K., Stachowska A., Szulc J., 2015. Magnetic polarity of Upper Triassic sediments of the Germanic Basin in Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 663–674.
- Nejbert K., Jurewicz E., 2004. Mineralogy and petrography of the ferruginous concentration from siliciclastic Rhaetian deposits, Tatra Mountains, Poland. *Mineralogical Society of Poland, Special Papers*, 24: 299–302.
- Nemčok J. (red.), 1993. *Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier* 1: 50000. GÜDS, Bratislava.
- Nemčok J., Bezák Y., Biely A., Gorek A., Gross P., Haluzka R., Janák M., Kahan S., Kotański Z., Lefeld Z., 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. GÜDS, Bratislava.
- Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2006. Stanowisko 5. Kolekcja tropów kręgowców z Wiór. *W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 192–193.
- Niedźwiedzki G., Kin A., Remin Z., Małkiewicz M., 2007. Środkowotriasowa ichnofauna kręgowców z „warstw z Krynek” w Górach Świętokrzyskich – wstępny przegląd. *Przegląd Geologiczny*, 55: 870–879.
- Niedźwiedzki R., 2000. Litostratygrafia formacji górażdżańskiej i formacji dziewkowieckiej na Śląsku Opolskim. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 2224, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 71.
- Niedźwiedzki R., 2002. Revision of stratigraphic ranges of selected invertebrate taxa from the Muschelkalk in Silesia. *Geological Quarterly*, 46: 219–225.
- Niedźwiedzki R., Salamon M.A., 2006. Triassic crinoids from the Tatra Mountains and their stratigraphic significance (Poland). *Geologica Carpathica*, 57: 69–77.
- Niedźwiedzki G., Brusatte S.L., Sulej T., Butler R.J., 2014. Basal dinosauriform and theropod dinosaurs from the mid-late Norian (Late Triassic) of Poland: implications for Triassic dinosaur evolution and distribution. *Palaeontology*, 57: 1121–1142.
- Nowak H., Schneebeli-Herman E., Kustascher E., 2018. Correlation of Lopingian to Middle Triassic palynozones. *Journal of Earth Science*, 29: 755–777.
- Nystuen J.P., 1998. History and development of sequence stratigraphy. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 8: 31–116.
- Ogg J.G., 2012. Triassic. *W: The Geologic Time Scale 2012* (red. F.M. Gradstein i in.): 681–730. Elsevier.
- Ogg J.G., Chen Z.-Q., Orchard M.J., Jiang H.S., 2020. The Triassic Period. *W: Geologic Time Scale 2020* (red. F.M. Gradstein i in.): 903–953. Elsevier.
- Olempska E., 2004. Late Triassic spinicaudatan crustaceans from southwestern Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 49: 429–442.
- Orłowska-Zwolińska T., 1972. Stratygrafia osadów kajpru w profilu wiertniczym Boża Wola na podstawie badań sporowo-pyłkowych. *Kwartalnik Geologiczny*, 16: 301–313.
- Orłowska-Zwolińska T., 1977. Palynological correlation of the Bunter and Muschelkalk in selected profiles from Western Poland. *Acta Geologica Polonica*, 27: 417–430.
- Orłowska-Zwolińska T., 1983. Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 104.
- Orłowska-Zwolińska T., 1984. Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of western Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 29: 161–194.
- Orłowska-Zwolińska T., 1985. Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 33: 107–119.
- Orłowska-Zwolińska T., 1988. Palinostratygrafia utworów triasu w okolicach Brzegu (SE część monokliny przedsudeckiej). *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 349–366.
- Pacholec B., 1972. Konodonty triasowe w otworach wiertniczych Brzegi IG-1, Jaronowice IG-1 i Potok Mały IG-1. *Kwartalnik Geologiczny*, 16: 509–510.
- Pacyna G., 2014. Plant remains from the Polish Triassic. Present knowledge and future prospects. *Acta Palaeobotanica*, 54: 3–33.
- Passendorfer E., 1957. Zlepniec koperszadzki, jego geneza i wiek. *Acta Geologica Polonica*, 7: 125–162.
- Paul J., 1982. Der Untere Buntsandstein des germanischen Beckens. *Geologische Rundschau*, 71: 795–811.
- Paul J., Puff P., 2010. Das Klima im Buntsandstein. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 69: 58–69.
- Pawlowska K., 1978. Charakterystyka triasu niecki promnickiej na podstawie otworu w Rudzie Strawczyńskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 309: 99–120.
- Pawlowska K., 1979. Utwory triasowe w południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 337–361.
- Pharaoh T.C., Dusar M., Geluk M.C., Kockel F., Krawczyk C.M., Krzywiac P., Scheck-Wenderoth M., Thybo H., Vejbaek O.V., van Wees J.D., 2010. Tectonic evolution. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 25–57. EAGE Publications b.v., Houten.
- Pieczonka J., 2011. Polymetallic mineralization in Triassic strata of the NW part of the Kraków-Częstochowa Monocline. *Mineralogia*, 41: 35–53.
- Pieńkowski G., 1988. Analiza facjalna najwyższego triasu i liasu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej oraz perspektywy występowania surowców ilystych. *Przegląd Geologiczny*, 36: 449–456.
- Pieńkowski G., 1989. Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechszyn/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 37: 237–247.
- Pieńkowski G., 1991. Facies criteria for determining Zechstein/Buntsandstein and Permian/Triassic boundaries in Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, T. I: 893–912.
- Pieńkowski G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 12.
- Pieńkowski G., 2011. Trias. *Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 128: 114.
- Pieńkowski G., 2023. Charakterystyka sedymentologiczna utworów pogranicza permu i triasu. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 167: 153–154.
- Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Waksmundzka M., 2012. Sedimentological, palynological and geochemical studies of the terrestrial Triassic–Jurassic boundary in northwestern Poland. *Geological Magazine*, 149: 308–332.
- Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Brański P., 2014. Climatic reversals related to the Central Atlantic magmatic province caused the end-Triassic biotic crisis – evidence from continental strata in Poland. *GSA Special Papers*, 505: 263–286.
- Piotrowska K. (red.), 2015. Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1:10 000, 25 arkuszy. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Piotrowski J., 1965. Trias środkowy masywu Kominów Tylkowych i jego tektonika. *Acta Geologica Polonica*, 15: 355–392.
- Podhalańska T. (red.), 2012. Małbork IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 136.
- Pożaryski W., 1957. Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. *Kwartalnik Geologiczny*, 1: 383–424.
- Prouza V., Tásler R., Valin F., Holub V., 1985. Gravelly to sandy braidplain deposition in the Buntsandstein-facies Bohdašín Formation in Northeastern Bohemia (Czechoslovakia). *Lecture Notes in Earth Sciences*, 4: 397–410.
- Ptaszyński T., 1981a. Konodonty w wapieniu muszlowym okolic Nietuliska (północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *W: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów*: 45–51.
- Ptaszyński T., 1981b. Wycieczka 1 – Trias obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Punkt II – Nietulisko i Witulin. *W: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów*: 96–102.
- Ptaszyński T., 1996. Ślady gadów w najniższym pstrym piaskowcu okolic Ostrowca Świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, 44: 1042–1043.
- Ptaszyński T., 2000a. Lower Triassic vertebrate footprints from Wióry, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 45: 151–194.
- Ptaszyński T., 2000b. Tropy kręgowców z piaskowca tumlińskiego Góry Grodowej – Góry Świętokrzyskie. *Przegląd Geologiczny*, 48: 418–421.
- Ptaszyński T., 2015. Tropy kręgowców pogranicza permu i triasu Gór Świętokrzyskich. *W: 84 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego* [poster].
- Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2002. Nowe znaleziska tropów kręgowców z pstręgo piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 50: 441–446.
- Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2004a. Conchostraca (muszloraczkę) z najniższego pstręgo piaskowca Zachelmia, Góry Świętokrzyskie. *Przegląd Geologiczny*, 52: 1151–1155.
- Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2004b. Late Permian vertebrate tracks from the Tumlin sandstone, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 49: 289–320.
- Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2005. Conchostraca (muszloraczkę) z najniższego pstręgo piaskowca Zachelmia, Góry Świętokrzyskie – odpowiedź. *Przegląd Geologiczny*, 53: 225–229.
- Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006. Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z basenem turyńskim. *Przegląd Geologiczny*, 54: 525–533.
- Rabowski F., 1931. Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatrach. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 7: 108–119.
- Raciborski M., 1891. Flora retycka w Tatarach. *Rozprawy Akademii Umiejętności, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy*, seria 2, 21 [za 1890]: 243–260.
- Racki G., 2005. „Late Permian” vertebrate tracks from the Tumlin Sandstone of Poland – a commentary on some major implications. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50: 394–396.
- Racki G. (red.), 2019. Popularnonaukowe sesje krasiejowskie 2003–2019. Śląskie dinozaury nie tylko z Krasiejowa (programy, abstrakty, fotomgawki). Sosnowiec.
- Raczyński P., Kurowski L., Mastalerz K., 1998. Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego na przełomie paleozoiku i mezozoiku. *W: Ekologiczne Aspekty Sedymentologii*, 1: 75–80.
- Radwański A., 1968. Studium petrograficzne i sedymentacyjne retyku wierchowego Tatr. *Studia Geologica Polonica*, 25: 3–146.
- Rdzanek K., 1980. Uwagi o litostratygrafii triasu wąwozu Bukowia (Góry Świętokrzyskie). *Przegląd Geologiczny*, 28: 24–31.
- Rdzanek K., 1981a. Punkt 1. Bukowie – odsłonięcia piaskowca pstręgo środkowego, wapienia muszlowego i kajpru. *W: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów*: 85–96.
- Rdzanek K., 1981b. Megaspory flory przejściowej między piaskowcem pstrym środkowym a retą z Bukowia (Góry Świętokrzyskie). *W: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów*: 68–73.
- Rdzanek K., 1984. Stratygrafia piaskowca pstręgo brachyantykliny Bukowia (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) na podstawie megaspor. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 52: 211–230 (1982).
- Rdzanek K., 1992. Model budowy geologicznej przekroju spiętrzenia zbiornika wodnego „Wióry”. *Agencja Paleontologiczna, Warszawa*.
- Rdzanek K., 1999. Ichnoskamieniałości bezkręgowców pstręgo piaskowca doliny Świśliny w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Uniwersytet Jagielloński, Kraków* [rozpr. doktor].
- Roman [Becker] A., 2004. Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). *Universität Halle, Halle (Saale)* [rozpr. doktor].
- Romanek A., 1982. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chmielnik (885). *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Romanek A., 1994. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrowiec Świętokrzyski (818). *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Romanek A., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000, ark. Piekosów D. *CAG, Warszawa* [nr inw. 855/2000], Kielce [nr inw. 1531/D].
- Romanek M., 1976. Opracowanie retu i wapienia muszlowego synkliny piekoszowskiej. *CAG, Warszawa* [nr inw. 21145], Kielce [nr inw. 1027].
- Romanek M., 1977. Biostratygrafia utworów wapienia muszlowego na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 21: 409–410.
- Romanek M., 1981a. Opracowanie utworów wapienia muszlowego na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i jego biostratygrafii na podstawie konodontów. *CAG, Warszawa* [nr inw. 9971/2024], Kielce [nr inw. 1087].
- Romanek M., 1981b. Punkt III – Młodzawy – kamieniołom wapienia muszlowego dolnego. Punkt IV – Bliżyn – kamieniołom górnego wapienia muszlowego. Punkt VI – Wolica – kamieniołom dolnego wapienia muszlowego. *W: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów*: 102–111, 114–116.
- Romanek M., 1993. Podstawowe badania geologiczno-regionalne Gór Świętokrzyskich i niecki Nidy: Litofacje i biofacje retu i wapienia muszlowego w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *CAG, Warszawa* [nr inw. 182/94], Kielce [nr inw. 1885].
- Romanek M., 1995. Litofacje retu i wapienia muszlowego w NW części Gór Świętokrzyskich. *CAG, Warszawa* [nr inw. 2532/96], Kielce [nr inw. 1414].
- Romanek M., 2006a. Trias. Pstry piaskowiec górny – ret. Wapień muszlowy. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 111: 47–50.
- Romanek M., 2006b. Badania makro- i mikrofauny retu i wapienia muszlowego. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 111: 62.
- Romanek M., 2006c. Trias. Pstry piaskowiec górny – ret. Wapień muszlowy. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 112: 62–63.
- Romanek M., 2018. Wyniki badań mikro- i makrofauny. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 151: 121.
- Romanek M., Kuleta M., 2018. Trias środkowy. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 151: 112–113.
- Roniewicz P., 1959. Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego. *Acta Geologica Polonica*, 9: 301–317.
- Roniewicz P., 1966. Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 16: 1–90.
- Roniewicz P., 1997a. Seria wierchowa. Trias dolny (werfen). *W: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 44–46.
- Roniewicz P., 1997b. Seria regłowa. Trias dolny (werfen). *W: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 55–56.
- Rubinowski Z., 1974. Rudoność osadów dewonu, permu i triasu w synklinie piekoszowskiej. *CAG Warszawa* [nr inw. 2351/2024 i 4531/882], Kielce [nr inw. 969].
- Rüffer T., Bechtstädt T., 1999. Triassic sequence stratigraphy in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria). *SEPM Special Publication*, 60: 751–761.
- Rup M., Kuleta M., 1980. Wyniki badań petrograficznych. Trias dolny – pstry piaskowiec. Trias środkowy – wapień muszlowy. Trias górny – kajper. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 52: 54–70.
- Rychliński T., 2008. Facies development and sedimentary environments of the Carpathian Keuper from the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 78: 1–18.
- Rychliński T., 2014. Skąły klastyczne i węglanowe triasu górnego (karnioryk). *W: Skąły osadowe Tatr* (red. R. Jach i in.): 135–140. *Tatrzański Park Narodowy, Zakopane*.
- Rychliński T., Jaglarz P., 2010. Sedymentacja triasu w basenach Fatricum i Fatricum w Tatrach. *W: Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem*, 1: 131–136.
- Rychliński T., Szulc J., 2005. Facies and sedimentary environments of the upper Scythian-Carnian succession from the Belianske Tatra Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75: 155–169.
- Rychliński T., Uchman A., 2010. Skamieniałości śladowe wczesnego i środkowego triasu domeny Fatricum w Tatrach i ich znaczenie paleośrodowiskowe. *Przegląd Geologiczny*, 58: 1079–1086.
- Rychliński T., Ivanova D.K., Jaglarz P., Bucur I.I., 2013. Benthic foraminifera and calcareous algae from the Anisian-Norian Succession in the Tatras (Poland and Slovakia): New data from High-Tatric and Krížna units. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai Geologia*, 58: 21–43.
- Rytel A., Czepiński Ł., Pawlak W., Talańda M., Szczygalski T., Sulej T., 2024. Duża akumulacja szczątków kręgowców z najniższego kajpru (środkowy trias) Miedar na Górnym Śląsku – unikatowy fragment zapisu regresji morza wapienia muszlowego. *W: 4 Polski Kongres Geologiczny*: 142.
- Sadlok K., Bujok A., 2008. Czy różnice ichnotaksonomiczne między tropami lacertoidów z piaskowca tumlińskiego odzwierciedlają różnice biotaksonomiczne twórców? *Przegląd Geologiczny*, 56: 1005–1010.
- Salamon M., Niedźwiedzki R., Walter R., 2003. New data on Middle Triassic echinoderms from the Sudetes Mountains. *Geological Quarterly*, 47: 133–138.
- Schneider J.W., Scholze F., 2016. Late Pennsylvanian–Early Triassic conchostracan biostratigraphy: a preliminary approach. *Geological Society Special Publications*, 450: 450–456.
- Schneider J.W., Lucas S.G., Scholze F., Voigt S., Marchetti L., Klein H., Opluš S., Werneburg R., Golubev V.K., Barrick J.E., Nemyrovska T., Ronchi A., Day M.O., Silantiev V.V., Rößler R., Saber H., Linnemann U., Zharinova V., Schen S.-Z., 2020. Late-Paleozoic-early Mesozoic continental biostratigraphy – Links to the Standard Global Chronostratigraphic Scale. *Palaeoworld*, 29: 186–238.
- Scholze F., Schneider J.W., Werneburg R., 2016. Conchostracans in continental deposits of the Zechstein–Buntsandstein transition in central

Literatura

Literatura

- Germany: Taxonomy and biostratigraphic implications for the position of the Permian–Triassic boundary within the Zechstein Group. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449: 174–193.
- Scholze F., Wang X., Kirchner U., Kraft J., Schneider J.W., Götz A.E., Joachimski M.M., Bachtadse V., 2017. A multistratigraphic approach to pinpoint the Permian–Triassic boundary in continental deposits: The Zechstein–Lower Buntsandstein transition in Germany. *Global and Planetary Change*, 152: 129–151.
- Scotese C.R., 2018. The Triassic world: plate tectonics, paleogeography, paleoclimate and paleobiogeography. *GSA Abstracts with Programs*, 50 (6), 257–1.
- Scupin H., 1933a. Der Buntsandstein der Nordsudeten. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 85: 161–189.
- Scupin H., 1933b. Geologischer Führer durch die Nordsudeten. *Sammlung Geologischer Führer*, 35. Borntraeger, Berlin.
- Senkowiczowa H., 1956. Wapień muszlowy na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 113.
- Senkowiczowa H., 1957. Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 122: 5–81.
- Senkowiczowa H., 1961. Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 167.
- Senkowiczowa H., 1965. Stratygrafia osadów retu monokliny przedsudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 9: 745–758.
- Senkowiczowa H., 1966a. Podział i rozwój facjalny retu w Górach Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 769–785.
- Senkowiczowa H., 1966b. Uwagi o stratygrafii triasu w wierceniach Boża Wola IG-1. *Przegląd Geologiczny*, 16: 430–433.
- Senkowiczowa H., 1970. Trias (bez utworów retyku). *Prace Instytutu Geologicznego*, 56: 7–48.
- Senkowiczowa H., 1973a. Niecka miechowska. *Góry Świętokrzyskie. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski): 52–72. Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Senkowiczowa H., 1973b. Trias. Obszary występowania i stratygrafia. *Obszar pozakarpcki. Niż Polski. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski): 73–93. Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Senkowiczowa H., 1979a. Możliwości sformalizowania podziału litostratigraficznego środkowego i górnego triasu epikontynentalnego w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 583–600.
- Senkowiczowa H., 1979b. Rodzina Limidae Rafinesque, 1815. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2a. Mezozoik. Trias (red. L. Malinowska): 58–59. Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Senkowiczowa H., 1980. Możliwości sformalizowania podziału litostratigraficznego środkowego i górnego triasu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 787–804.
- Senkowiczowa H., 1982. Struktury biogeniczne w osadach retu i dolnego wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 26: 559–583.
- Senkowiczowa H., 1985. Fauna z osadów retu i wapienia muszlowego na Niżu Polskim. *Prace Instytutu Geologicznego*, 117.
- Senkowiczowa H., 1989. Małże i ślimaki triasu środkowego Gór Świętokrzyskich. *CAG, Kielce [nr inw. 1272 R]*.
- Senkowiczowa H., 1991. Głównogi triasu środkowego Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 365: 95–138.
- Senkowiczowa H., 1992. Granica między górnym pstrym piaskowcem – retem a wapieniem muszlowym. *Przegląd Geologiczny*, 40: 305–308.
- Senkowiczowa H., 1998. Trias północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 378: 5–58.
- Senkowiczowa H., Kotański Z., 1979. Gromada Bivalvia (Bonnanii, 1681) Linné, 1758). *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2a. Mezozoik. Trias (red. L. Malinowska): 47–66. Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Senkowiczowa H., Kotański Z., 1979. Typ Echinodermata. Gromada Crinoidea Miller, 1821. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2a. Mezozoik. Trias (red. L. Malinowska): 126–130. Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Senkowiczowa H., Ślęczka A., 1962. Pstry piaskowiec na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 32: 313–337.
- Shanley K.W., McCabe P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bulletin*, 78: 544–568.
- Siedlecki S., 1949. Zagadnienia stratygrafii morskich utworów triasu krakowskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 18: 191–243.
- Siedlecki S., 1952. Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaźczą. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 60: 5–230.
- Sokolowski S., 1948. Tetry Bielskie. *Geologia zbcocy południowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4.
- Sokolowski S. (red.), 1973. *Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Soto J.I., Flinch J.F., Tari G., 2017. Permo-Triassic Basins and Tectonics in Europe, North Africa and the Atlantic Margins: A Synthesis. *W: Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins. Tectonic and Hydrocarbon Potential (red. J.I. Soto i in.): 3–41. Elsevier.*

- Stache G., 1865. Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiet des oberen Neutra-Flusses und der königlichen Bergstadt Kremnitz im Sommer 1864. *Jahrbuch der Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 15: 279–319.
- Stache G., 1868. Über das Auftreten der Kössener Schichten im Gebiete der Hohen Tatra. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, 5: 99–102.
- Strzelecki R., 1980. Wyniki badań mineralizacji uranowej w triasie syneklizy perybatyckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 933–934.
- Studencki M., 1993. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Starachowice (780). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Studencki M., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000, ark. Piekoszów B. CAG, Warszawa [nr inw. 853/2000], Kielce [nr inw. 1531/B].
- Stur D., 1860. Geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jahrbuch der Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 11: 17–151.
- Stur D., 1868. Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag und Gran-Thale. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 18: 337–426.
- Styk O., 1965. Otwornice i małżoraczki triasu z południowej części Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 9: 737–744.
- Styk O., 1975. Foraminifera from the Lower and Middle Triassic of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 20: 501–534.
- Styk O., 1982. Biostratygrafia osadów epikontynentalnego triasu Polski na podstawie małżoraczek. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 329: 5–62.
- Styk O., 1990. Stratygrafia mikropaleontologiczna osadów retu i wapienia muszlowego w SW Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 34: 697–714.
- Sulej T., Niedźwiedzki G., Niedźwiedzki R., Surmik D., Stachacz M., 2011. Nowy zespół kręgowców z marginalnomorskich i lądowych osadów dolnego kajpru (ładny, środkowy trias) z Miedar na Śląsku. *Przegląd Geologiczny*, 59: 426–430.
- Sulej T., Niedźwiedzki G., Bronowicz R., 2012. A new Late Triassic vertebrate fauna from Poland with turtles, aetosaurs, and coelophysoid dinosaurs. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32: 1033–1041.
- Szaniawski R., Ludwiniak M., Rubinkiewicz J., 2012. Minor counterclockwise rotation of the Tatra Mountains (Central Western Carpathians) as derived from paleomagnetic results achieved in hematite-bearing Lower Triassic sandstones. *Tectonophysics*, 560–561: 51–61.
- Szczepanik Z., 2015. Sprawozdanie z realizacji zadania badawczego pn. Opracowanie naukowe i przygotowanie do ekspozycji materiałów edukacyjnych i popularyzatorskich dla potrzeb działalności w nowo wzbudowanych i przebudowanych pomieszczeniach Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Kielcach. CAG, Warszawa [nr inw. 4576/2022].
- Szulc A., 1991. The Muschelkalk in Lower Silesia (Stop B11 Raciborowice; Poland, Lower Silesia). *W: Muschelkalk. A Field Guide (red. H. Hagdorn): 58–61. Goldschneck-Verlag Werner K. Wiedert, Stuttgart.*
- Szulc J., 1995. Schemat stratygrafii sekwencyjnej triasu pozaalpejskiego w Polsce; uwarunkowania eustatyczne i tektoniczne. *W: IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 112–113.*
- Szulc J., 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 1–48.
- Szulc J., 2005. Sedimentary environments of the vertebrate-bearing Norian deposits from Krasiejów, Upper Silesia, Poland. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B*, 19: 161–170.
- Szulc J., 2007a. Röt and Muschelkalk. Stratigraphy and correlation with Tethys and other Germanic subbasins. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 26–33.*
- Szulc J., 2007b. Keuper. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 33–41.*
- Szulc J., 2014. Charakterystyka stratygraficzna, sedymentologiczna i tektoniczna retu i wapienia muszlowego. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 141: 173–180.
- Szulc J., 2015a. Stanowisko 2. Żebrowica. *W: Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 120.*
- Szulc J., 2015b. Stanowisko 4. Wolica I. *W: Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 123.*
- Szulc J., 2018. Charakterystyka litologiczna i systemy depozycyjne pstręgo piaskowca górnego, wapienia muszlowego i kajpru. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 150: 65–67.
- Szulc J., 2019. Lower Triassic marine Buntsandstein deposits in the Central European Basin. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 170: 311–320.
- Szulc J., Gaździcki A., 2014. Trias płaszczowiny choczańskej (hronikum). *Skaly węglanowe triasu środkowego. W: Skaly osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 206–216. Tatrzanski Park Narodowy, Zakopane.*
- Szulc J., Hagdorn H., 2020. Der Muschelkalk in Polen. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 91: 1152–1179.
- Szulc J., Racki G., 2015. Formacja grabowska – podstawowa jednostka litostratygraficzna kajpru Górnego Śląska. *Przegląd Geologiczny*, 63: 103–113.
- Szulc J., Rychliński T., Götz A., Ruckwied K., 2004a. Triasowy rozwój basenu Faticum na przykładzie osadów jednostki krizniańskiej w profilu Skupniów Uplaz-Boczań. *W: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 25–29.*
- Szulc J., Götz A., Kurc G., Ruckwied K., 2004b. Batymetria i ewolucja basenu Hronicum w triasie środkowym na przykładzie profilu Wielkich i Małych

- Korycisk (Tatry Polskie). *W: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 55–63.*
- Szulc J., Gradziński M., Lewandowska A., Heunisch C., 2006. The Upper Triassic crenogenic limestones in Upper Silesia (southern Poland) and their paleoenvironmental context. *GSA Special Papers*, 416: 133–151.
- Szulc J., Becker A., Mader A., 2015a. Perm i trias – nowe otwarcie Gór Świętokrzyskich. *W: 84 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 11–27.*
- Szulc J., Racki G., Jewula K., 2015b. Key aspects of the stratigraphy of the Upper Silesian Middle Keuper, southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 557–586.
- Szulc J., Racki G., Jewula K., Środoń J., 2015c. How many Upper Triassic bone-bearing levels are there in Upper Silesia (Southern Poland)? A critical overview of stratigraphy and facies. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 587–626.
- Szulcowski M., 1995. Stop 8. Zachelmie quarry. *W: XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Guide to Excursions: 32–33.*
- Szulcowski M., 2010. Refleksje krytyczne nad austro-węgierskimi relikami w stratygrafii dolnego triasu w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 58: 170–178.
- Szuriles M., 2007. Latest Permian to Middle Triassic cyclo-magnetostratigraphy from the Central European Basin, Germany: Implications for the geomagnetic polarity timescale. *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 602–619.
- Szuriles M., Bachmann G.H., Menning M., Nowaczyk N.R., Käding K., 2003. Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian–Triassic boundary interval in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 263–278.
- Szyperko-Śliwczyńska A., 1960. O stratygrafii i rozwoju kajpru w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 4: 701–712.
- Szyperko-Śliwczyńska A., 1973. Korelacja profili dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w zachodniej Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 261–273.
- Szyperko-Śliwczyńska A., 1979. Trias dolny w północno-wschodniej Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 91.
- Szyperko-Śliwczyńska A., 1980. Litostratygrafia pstręgo piaskowca w Polsce i projekt jej usystematyzowania. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 275–298.
- Szyperko-Teller A., 1982. Litostratygrafia pstręgo piaskowca na Pomorzu Zachodnim. *Kwartalnik Geologiczny*, 26: 341–368.
- Szyperko-Teller A., 1986. Trias dolny. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 63: 88–89.
- Szyperko-Teller A., Becker A., 2011. Trias dolny. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 131: 26–32.
- Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstręgo piaskowca na obszarze Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 53–72.
- Szyperko-Teller A., Senkowiczowa H., Kuberska M., 1997. Trias dolny (pstry piaskowiec). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 83–132.
- Śliwiński S., 1961. Warstwy okuskie. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 6: 526–529.
- Śliwiński S., 1978. Dolomity kruszczońskie. *Prace Instytutu Geologicznego*, 83: 121–138.
- Śliwiński W., 1980. Model akumulacji caliche w kontynentalnych osadach permu południowo-zachodniej części niecki śródsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 15: 83–101.
- Śliwiński W., 1984. W sprawie rewizji pozycji stratygraficznej warstw z Chełmska Śląskiego (perm niecki śródsudeckiej). *Geologia Sudetica*, 18: 167–174.
- Śliwiński W., Raczynski P., Wojewoda J., 2003. Sedymentacja utworów epiryjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. *W: Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędz: 119–126.*
- Środoń J., Sulc J., Anczkiewicz A., Jewula K., Banaś M., Marynowski L., 2014. Weathering, sedimentary and diagenetic controls of mineral and geochemical characteristics of the vertebrate-bearing Silesian Keuper. *Clay Minerals*, 49: 569–594.
- Świdrowska J., Hakenberg M., Poluthovic B., Seghedi A., Višňakov I., 2008. Evolution of Mesozoic basin on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Studia Geologica Polonica*, 130.
- Tásler R., Čadková Z., Dvořák J., Fediuk F., Chaloupský J., Jetel J., Kaiserová-Kalibová M., Prouza V., Schovánková-Hrdličková D., Štředa J., Štřída M., Šetlík J., 1979. Geologie české části vnitrosudetské pánve (Geology of the Czech part of the Intrasudetic Basin). ÚÚG, Praha.
- Tokarski A., 1965. O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej. *Acta Geologica Polonica*, 15: 105–129.
- Trammer J., 1971. Middle Triassic (Muschelkalk) conodonts from the SW margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 21: 379–386.
- Trammer J., 1972. Stratigraphical and paleogeographical significance of conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 22: 219–232.
- Trammer J., 1975. Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 25: 179–216.
- Trammer J., 1976. Punkt IIIA-5 – Wolica – kamieniołom wapienia muszlowego. *W: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 214–217.*
- Trammer J., Mizerski W., 1976. Punkt IIIA-2 – Obice – kamieniołom wapienia triasu środkowego. *W: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 204–206.*

- Trammer J., Zawidzka K., 1976. Korelacja jednostek litostratygraficznych wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich i Śląska oraz ich pozycja chronostratygraficzna. *Przegląd Geologiczny*, 24: 474–475.
- Trela W., 1998. Środowisko sedymentacji piaskowców „warstw z Krynek” w rejonie Nietuliska (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Przegląd Geologiczny*, 46: 67–70.
- Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2017. Paleogleby w zapisie sedymentacyjnym formacji z Siodła w Górach Świętokrzyskich (perm górny–trias dolny). *Przegląd Geologiczny*, 65: 227–233.
- Trela W., Wojtyna H., 2009. Walory geoedukacyjne stanowisk przyrody nieożywionej w Dolinie Świśliny (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich), Geopark Dolina Kamiennej. *W: Perspektywy rozwoju geoparków w regionie świętokrzyskim: 55–57.*
- Trela W., Zacharski J., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Szulc J., 2007. Stop.V.2. Witulin – small abandoned quarry. *W: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 77.*
- Uchman A., 1994. Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted blocks in Choč unit in the Tatra Mts. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I [za 1993]: 875–883.*
- Uchman A., 2004. Tatry, ich skały osadowe i badania sedymentologiczne. *W: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 5–21.*
- Uchman A., 2014. Wstęp. Skały osadowe w Tatrach. *W: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 12–22. Tatrzanski Park Narodowy, Zakopane.*
- Voigt T., 2017. Die Ablagerungssysteme des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Thüringen. *Geowissenschaftliche Mitteilungen von Thüringen*, 14: 39–95.
- Vozárová A., 2005. Reconstruction of fluvial bars from the Lower Triassic „Buntsandstein facies” (Lůžna Formation) in the Western Carpathian (Slovakia). *Geologica Carpathica*, 56: 29–40.
- Wagner R., 1988. Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 33–51.
- Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 146.
- Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Warsitzka M., Jähne-Klingsberg F., Kley J., Kukowski N., 2019. The timing of salt structure growth in the Southern Permian Basin (Central Europe) and implications for basin dynamics. *Basin Research*, 31: 337–360.
- Witkowski A. (red.), 1986. Hel IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 63.
- Wójcik K., Kolbuk D., Sobięń K., Rosowiecka O., Roszkowska-Remin J., Nawrocki J., Szymkowiak A., 2017. Keuper magnetostratigraphy in the southern Mesozoic margin of the Holy Cross Mts. (southeastern edge of the German Basin). *Geological Quarterly*, 61: 946–961.
- Wójcik Z., 1959. Serie wierchow południowych zboczy Bobrowca. *Acta Geologica Polonica*, 9: 165–201.
- Wyczółkowski J., 1978. Osady triasu dolnego i środkowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 83: 79–104.
- Wyczółkowski J., 1982. Transgresja morza triasowego na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 342: 39–72.
- Zawidzka K., 1972. Stratigraphic position of the Furkaska limestones. *Acta Geologica Polonica*, 22: 459–466.
- Zawidzka K., 1975a. Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. *Acta Geologica Polonica*, 25: 217–256.
- Zawidzka K., 1975b. Polychaete remains and their stratigraphic distribution in the Muschelkalk of southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, 25: 257–274.
- Zawidzka K., 1984. Stratygrafia i mikrofacje wapienia muszlowego w północnej części plakosynkliny miechowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 54: 45–64.
- Zhang Y., Ogg J.G., Franz M., Bachmann G.H., Szuriles M., Rohling H.-G., Li M., Rolf C., Obst K., 2020. Carnian (Late Triassic) magnetostratigraphy from the Germanic Basin allowing global correlation of the Mid-Carnian Episode. *Earth and Planetary Science Letters*, 541: 116275.
- Zimmermann E., Berg G., 1904. Rotliegende, Cenoman und Quartär im Waldenburger Bergland, Blätter Friedland und Waldburg. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 25.
- Zlonkiewicz Z., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego 1:25 000, ark. Piekoszów A. CAG, Warszawa [nr inw. 852/2000], Kielce [nr inw. 1531].
- Zlonkiewicz Z., 2006. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. *Przegląd Geologiczny*, 54: 534–540.
- Zlonkiewicz Z., 2010. Dokumentowanie profili geologicznych wzdłuż liniowych inwestycji infrastrukturalnych – objęcie projektem pozostałej części Polski. Droga szybkiego ruchu S7 oraz droga krajowa 73. Nazwa odcinka: Kielce – Skarżysko-Kamienna. CAG, Kielce [nr inw. 1742].
- Zlonkiewicz Z., 2011. Co z tą brudzą? – Czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. *W: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii: 93–103.*
- Zlonkiewicz Z., 2019. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Odrowąż (778). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Zlonkiewicz Z., 2023. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bodzentyn (816) – aktualizacja wcześniejszego opracowania P. Filonowicza, 1962. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Literatura

Literatura

- Złonkiewicz Z., 2024. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piekoszów (814) wraz z objaśnieniami – aktualizacja. CAG, Warszawa [nr inw. 13215/2024].
- Złonkiewicz Z., Becker A., 2015. Stanowisko 1. Zachemie. W: Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 109–119.
- Złonkiewicz Z., Fijałkowska-Mader A., 2021. Regionalne tło geologiczne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 158: 8–13.
- Złonkiewicz Z., Mader A., 2018. Walory geoedukacyjne kamieniołomu Zachemie w Górach Świętokrzyskich (Polska Południowa). Geotourism, 54/55: 11–26.
- Zoubek V., 1930. Geologické studie z kořenové oblasti subtránské a zón sousedních jižně Podbrezové. Štátní Geologický Ústav 6, Praha: 190–214.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślącza A., Żaba J., Żyto K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk. Geol. PAN, Wrocław.
- Żyła D., Węgierek P., Owocki K., Niedźwiedzki G., 2013. Insects and crustaceans from the latest Early-early Middle Triassic of Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 371: 136–144.