

Regionalne interpretacje geologiczne na podstawie badań pstrego piaskowca z wypełnień krasowych w okolicach Chęciny (Góry Świętokrzyskie)

Hubert Wierzbowski*

Buntsandstein in the karst infillings at Chęciny (Holy Cross Mts, Central Poland) and its significance for regional geological considerations

S u m m a r y. Clays and sandstones of Buntsandstein filling karst forms and tectonic fissures in the Paleozoic rocks at Chęciny (Holy Cross Mts, Central Poland) have been studied. The formation of discussed karst forms and clastic dykes occurred after the formation of calcite veins of „różanka” type, as evidenced by their relationships stated in the field and the petrologic analysis. The original Variscan dips of the Devonian strata to the north (about 36°) were recognised after palaeomagnetic analysis of the position of sandstone layer of Buntsandstein from the karst sink in the Rzepka quarry in the southern limb of the Chęciny anticline.

Formy krasu kopalnego wypełnione ilasto-piaszczystymi utworami pstrego piaskowca w okolicach Chęciny występują w obrębie węglanowych skał dewonu — w wapieniach i dolomitach (Rzepka i Zelejowa), jak również w permskich zlepieńcach zygmunto-wskich (Czerwona Góra). Są znane również z innych miejsc w południowej części Gór Świętokrzyskich. Na uwagę zasługuje tu szczególnie, położony na północ od Chęciny, kamieniołom w Jaworzni. Odmianym typem genetycznym są żyły klastyczne pstrego piaskowca (o genezie tektonicznej) tnące niezgodnie wapienie dewońskie. Spotyka się je m.in. na Górze Zamkowej.

Wszystkie omawiane w artykule stanowiska (ryc. 1) były opisywane szczegółowo w literaturze geologicznej (m.in. Majchert, 1966; Głazek & Roniewicz, 1976; Głazek & Romanek, 1978). Autorzy byli zgodni, że osady z wypełnień krasowych bądź żył klastycznych należy uznać za pstry piaskowiec. Badania paleomagnetyczne czerwonych osadów z lejó-w krasowych z kamieniołomów Jaworznia, Kadzielnia i Wietrznia (podobnych do tych z okolic Chęciny) przeprowadził Nawrocki (1987), a także Lewandowski (1981a) uznając je za permsko-triasowe. W najnowszej literaturze, przy okazji badań izotopowych kalcytów z żył „różanki chęcińskiej”, o paleokrasie z okolic Chęciny wspominali również Migaszewski i in. (1996).

Stopień zaangażowania tektonicznego utworów pstrego piaskowca, jak również ich pozycja w stosunku do żył kalcytowych typu „różanki chęcińskiej” są głównym przedmiotem niniejszego artykułu. Pozwalają one zdefiniować wiek tej ostatniej i ocenić skalę deformacji alpejskich skał paleozoiku. Przy ocenie zaangażowania tektonicznego posługiwano się metodami paleomagnetycznymi.

Stanowiska

Kamieniołom Rzepka. Występują tu dwa, dobrze widoczne w przekroju na ścianie, leje krasowe rozcinające dolomity dewońskie. Wschodni wypełniony jest czerwo-

nym iłem. W zachodnim oprócz iłu pojawia się gruba wkładka warstwowanego czerwonego piaskowca (ryc. 2). W dolomitach ponad tym lejem obserwuje się pojedyncze, drobne, mułowcowe żyły klastyczne pstrego piaskowca.

Góra Zamkowa. Występują tu drobne (do kilku cm. grubości) piaszczyste żyły klastyczne. Tną one niezgodnie wapienie dewonu (ryc. 3).

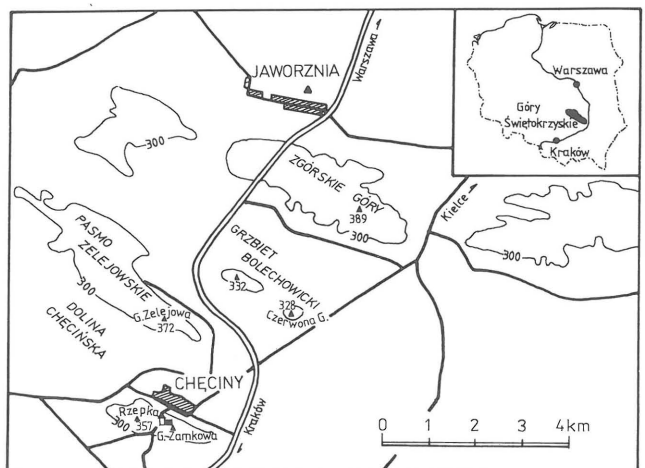
Góra Zelejowa. W kamieniołomie zachodnim, w obrębie wapieni występuje duży lej krasowy wypełniony czerwonym iłem. W górnej części kamieniołomu Szczerba Wielka, na szczycie Zelejowej, występuje drugi, silnie zaróżniony lej krasowy. W jego górnej części widoczne są bloki piaskowca, stanowiące zapewne przemieszaną ławicę. W samym leju ił przemieszany jest w zwietrzelinie z piaskiem.

Kamieniołom Czerwona Góra. W obrębie zlepieńców zygmunto-wskich można zaobserwować liczne szczeliny krasowe wypełnione czerwonymi iłami z muskowitem (ryc. 4). Szczególnie dobrze widoczne są dwie strefy grubych szczelin na górnym poziomie kamieniołomu. Większość szczelin krasowych w tym kamieniołomie ma ewidentne założenia tektoniczne.

Kamieniołom Jaworznia. Można tu prześledzić kontakt wapieni dewonu z niezgodnie leżącymi osadami pstrego piaskowca. Czerwone osady mułowcowo-piaszczyste pstrego piaskowca wypełniają liczne leje krasowe i szczeliny tektoniczne w wapieniach. Osady te można bezpośrednio korelować, w zależności od podziału, z najniższymi osadami pstrego piaskowca lub ze stropową serią terygeniczną cechsztynu (por. Kuleta, 1985; Wagner, 1994).

Petrologia osadów

Czerwone iły występujące w lejach krasowych zostały poddane analizie granulometrycznej i derywatograficznej w



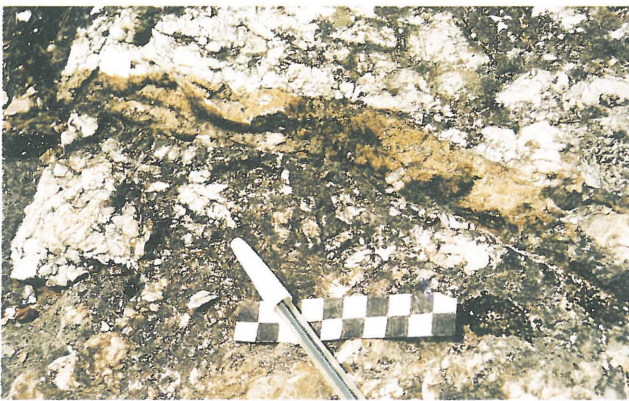
Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny opisywanych w artykule stanowisk
Fig. 1. Sketch-map showing the localities which are described in the text

*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa



Ryc. 2. Warstwowany piaskowiec (facja pstrego piaskowca) w leju krasowym, wśród dolomitów dewonu w kamieniołomie Rzepka. Strzałką zaznaczone rozcięcie przez piaskowiec żyły kalcytu typu „różanki”

Fig. 2. Bedded sandstone of the Buntsandstein filling sinkhole within Devonian dolomites in the Rzepka quarry, truncation of calcite vein of „różanka type” against sandstone is arrowed



Ryc. 3. Klastyczna żyła pstrego piaskowca wśród wapieni dewonu na Górze Zamkowej, przecinająca prostopadłą do niej żyłkę kalcytu

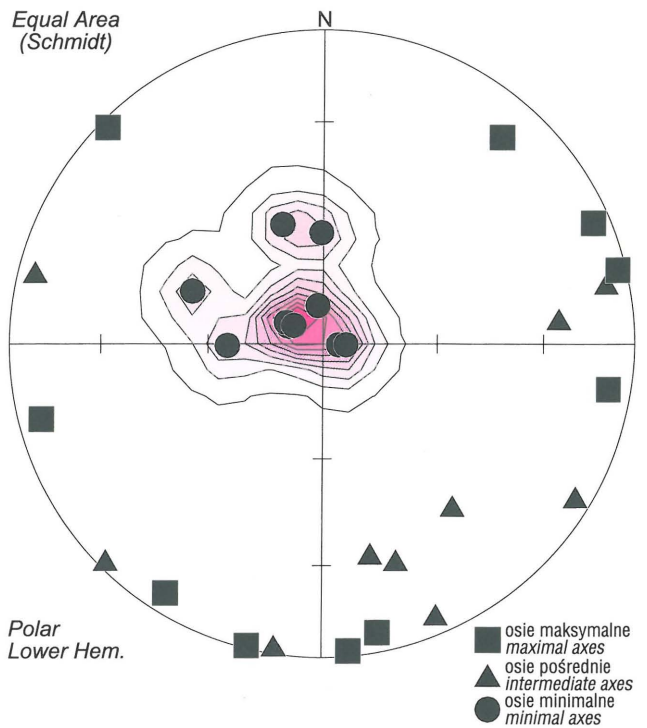
Fig. 3. Clastic dyke of Buntsandstein cutting through calcite veinlet in the Devonian limestones at Zamkowa Hill



Ryc. 4. Szeroka szczelina krasowa w kamieniołomie Czerwona Góra wypełniona czerwonymi ilami pstrego piaskowca

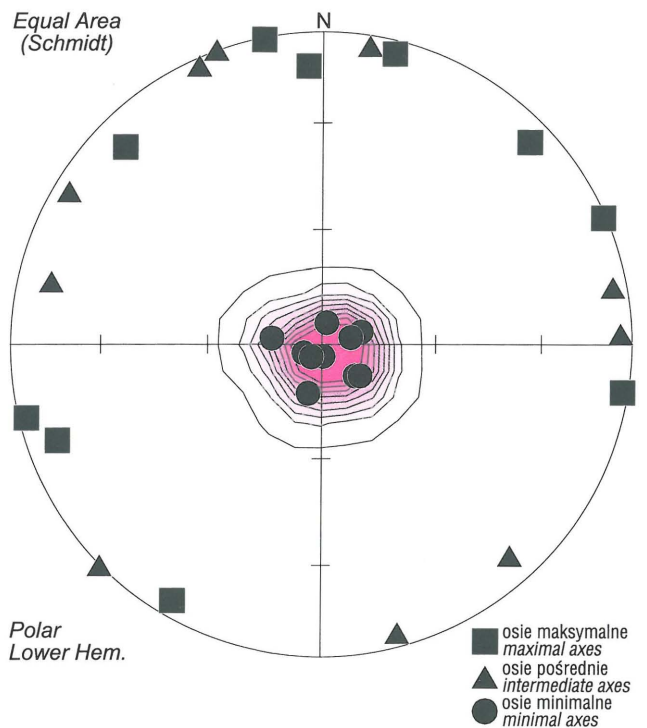
Fig. 4. Wide karst fissure filled with red clays of Buntsandstein in the Czerwona Góra quarry

celu ustalenia ich składu. Z wkładek piaskowców wykonano płytki cienkie.



Ryc. 5. Osie anizotropii podatności magnetycznej w układzie geograficznym (przed korekcją na upad)

Fig. 5. Axes of anisotropy of magnetic susceptibility in the geographic system (without correction for dip)



Ryc. 6. Osie anizotropii podatności magnetycznej w układzie tektonicznym (po korekcji na upad)

Fig. 6. Axes of anisotropy of magnetic susceptibility in the tectonic system (after correction for dip)

Analizy wykazały, że materiał „ilasty” z lejów nie zawiera wyłącznie frakcji mułowej i ilastej, lecz także materiał

grubszy. Łączny udział frakcji ilastej (<2 μm) i mułowej (2–60 μm) waha się od 35% (w leju na Zelejowej w kamieniołomie zachodnim) do 58% (w materiale z szerokich szczelin krasowych na Czerwonej Górze). Ogólna zawartość minerałów ilastych waha się w osadach z lejów od 29 do 41%. Osady te są zawsze zanieczyszczone węglanami ze skał otaczających (od kilku do wyjątkowo 34%). Reszta przypada na składniki termicznie nieczynne (głównie kwarc). Wśród minerałów ilastych zawsze dominuje illit (wskazują na niego niskie wartości dehydroksylacji), oprócz niego w różnych proporcjach pojawiają się chloryty i beidelit (smektyty). Na ten ostatni wskazuje dwustopniowa dehydratacja, na chloryty ugięcie krzywej TG>800°C. Brak jest kaolinitu. W celu dokładnego ustalenia składu minerałów ilastych niezbędne jest wykonanie analizy rentgenograficznej.

Badania mikroskopowe wykazały, że piaskowiec z leja krasowego w kamieniołomie Rzepka jest uziarniony frakcjonalnie o ziarnie malejącym ku górze (wielkość ziarn zmienia się od ok. 2,5 do ok. 1 mm). W skale występuje detrytyczny kwarc (w tym kwarc żyłowy). Niektóre ziarna kwarcu posiadają obwódki regeneracyjne. Występują również liczne detrytyczne ziarna węglanowe — mikryty bądź spartyty. Te ostatnie są niewątpliwie kalcytowe i noszą często ślady korozji. W piaskowcu spotyka się także okruchy łupków ilastych, mułowców kwarcowych, pojedyncze silnie zmienione ziarna skaleni (mikroklin) oraz bezładnie rozrzucone brunatne i ciemne skupienia wtórnych minerałów żelazistych (prawdopodobnie hematyt). Nadają one barwę skale. Całość spojona jest drobnokrystalicznym spoiwem węglanowym (kalcyt).

Żyły klastyczne pstrego piaskowca z Góry Zamkowej składają się z drobnoziarnistego piaskowca o spoiwie węglanowym. Występują w nim również detrytyczne okruchy wapieni ze skał otaczających (por. Głazek i Roniewicz, 1976).

Wiek „rózanki chęcińskiej”

Mineralizacja kalcytowa jest szeroko rozpowszechniona na terenie Gór Świętokrzyskich. Jest tak również w okolicach Chęcina. Występujące tu białe, różowe bądź czerwone żyły kalcytowe zabarwione związkami żelaza zyskały miano tzw. „rózanki chęcińskiej”. Była ona wydobywana i wykorzystywana jako kamień dekoracyjny.

We wszystkich opisywanych stanowiskach skały dewonu lub permu pocięte są przez kalcytowe żyły „rózanki”. Leje i szczeliny krasowe (a także żyły klastyczne pstrego piaskowca) lokują się często w pobliżu lub bezpośrednio w partiach skały pociętych przez żyły kalcytu. Czerwone barwy występują w skałach w sąsiedztwie żył kalcytu. Z drugiej strony podobne ciemnoczerwone barwy towarzyszą lejom i szczelinom krasowym, gdzie wypłukiwany jest czerwony ił. Dlatego łatwo jest pomylić obie strefy. Wszystkie z wymienionych form krasu i żył klastycznych są niewątpliwie młodsze od żył „rózanki”. Dowodzą tego następujące fakty:

1. Ani utwory w lejach ani żyły klastyczne pstrego piaskowca nigdzie na obszarze badań nie są przecięte przez żyły kalcytu (jedynie Głazek & Roniewicz, 1976) wspominali o pojedynczej niewielkiej żyłce kalcytowej tnącej żyłę klastyczną pstrego piaskowca na Górze Zamkowej).

2. Żyły klastyczne pstrego piaskowca na Górze Zamkowej i w Jaworzni, a także leje i szczeliny krasowe z innych odsłoneń tną w wielu miejscach żyły „rózanki” (ryc. 2, 3). Kras często jednakże omija grube strefy „rózanki”, które

były bardziej odporne na rozpuszczanie niż skała otaczająca.

3. W kamieniołomie Rzepka ił, taki sam jak występujący w leju, wciska się w jego pobliżu w niewielkie odnowione rozwarcie tektoniczne w osiowej partii grubej żyły kalcytu. Krystalinita kalcytu rozsunięte są tutaj na boki, tak samo jak to miało miejsce przy tworzeniu się kolejnych generacji „rózanki”. Dowodzi to aktywności tektonicznej przy braku aktywności roztworów hydrotermalnych. Tego samego dowodzi zresztą samo istnienie żył klastycznych pstrego piaskowca.

4. Badania mikroskopowe wielu płytek cienkich wykonanych z żył „rózanki” z pobliża lejów i szczelin krasowych nigdzie nie wykazały w nich obecności jakiegokolwiek materiału klastycznego, który można powiązać z pstrym piaskowcem (np. detrytycznego kwarcu). Z drugiej strony często spotyka się sklejone różanką brekcje skał węglanowych.

5. W piaskowcu z leja w kamieniołomie Rzepka występuje detrytyczny kalcyt noszący często ślady korozji, który można wiązać z erozją sąsiadujących żył kalcytowych.

W świetle zebranych informacji z wysokim prawdopodobieństwem można datować „rózankę” na obszarze badań jako młodszą (przynajmniej częściowo) od zlepieńca zygmuntownskiego, gdyż przecina te utwory, a starszą od pstrego piaskowca. Związana z nią faza mineralizacji i spękań tektonicznych miała zatem miejsce w permie. Na mniejszą skalę procesy tektoniczne kontynuowały się później przy braku aktywności roztworów hydrotermalnych. Obszar trzonu paleozoicznego był wtedy odsłonięty, podlegał intensywnym procesom krasowym, wykorzystującym często spękania tektoniczne. Został on następnie zasypany przez utwory pstrego piaskowca, które wypełniły formy krasu i wyspały się w szczeliny tektoniczne dając początek żyłom klastycznym.

Powyzsze wnioski są niezgodne z poglądami Migaszewskiego i in. (1996), którzy rozciągają wiek „rózanki” (jako wyróżnionej przez nich młodszej, powaryscyjskiej fazy mineralizacji kalcytowej) aż do przełomu środkowego/górnego pstrego piaskowca. Wspomniani autorzy (Migaszewski i in., 1996 — ryc. 9) niesłusznie zinterpretowali lej krasowy w kamieniołomie Rzepka jako starszy od żyły „rózanki” (por. także ryc. 2 w niniejszej pracy).

Badania paleomagnetyczne utworów z leja krasowego w kamieniołomie Rzepka

Utwory pstrego piaskowca osadzały się po orogenezie warycyjskiej i podlegały tylko deformacjom alpejskim. Z tego powodu warstwowane utwory piaskowcowe w leju krasowym w kamieniołomie Rzepka są świetną okazją do oceny wielkości deformacji alpejskich okolicznych skał. Można też zweryfikować dotychczasowe poglądy na ten temat, w myśl których (Kutek & Głazek, 1972, 1976) uważano, że antyklina chęcińska podlegała silnym deformacjom alpejskim, a pierwotne upady warycyjskie skał nie przekraczały tutaj 35°. Lewandowski (1981a, b, 1982, 1985) na podstawie badań paleomagnetycznych zakwestionował pogląd o silnych deformacjach alpejskich w Górach Świętokrzyskich (w tym w północnym skrzydle antykliny chęcińskiej). Nie wykluczał on jednak silnych deformacji alpejskich w południowym skrzydle antykliny (w nim znajduje się kamieniołom Rzepka).

Występujące w rejonie Rzepki skały dewonu są silnie zaburzone tektonicznie. Uskoki i fleksury (por. Kutek &

Głazek, 1976 — Fig. 14) zaburzą przebieg warstw i dzielą podłoże na bloki o różnej orientacji. Dlatego też, chociaż jest to południowe skrzydło antykliny, warstwy zapadają na północ. Biegi i upady warstw dewońskich w kamieniołomie wahają się od ok. 120/28°N w jego SE części po ok. 70/20°N w pobliżu zachodniego leja krasowego. W tym to właśnie leju występuje wkładka piaskowca. Warstwy piaskowca w leju są lekko powyginane. Ich upady wahają się w granicach 10–25°S (bieg ok. 50°), przy skrajnych pomiarach 30/28°S i 55/5°N. Sugeruje to niewielkie deformacje alpejskie. Należało jednak ustalić czy są to wyłącznie upady tektoniczne, czy też warstwy były nachylone już w trakcie sedymentacji w namulisku. W przypadku nałożenia się tych dwóch elementów trudno byłoby ocenić prawdziwy stopień deformacji (mogłyby się np. wzajemnie znosić). W celu odpowiedzenia na to pytanie zostały wykonane badania paleomagnetyczne (pozostałości i anizotropii podatności magnetycznej) 11 orientowanych próbek piaskowca pobranych z różnych miejsc w warstwach.

Badania pozostałości magnetycznej próbek nie dały rozstrzygających wyników, a ich omówienie przekracza ramy niniejszego artykułu.

Przed rozmagnesowaniem termicznym próbek została zmierzona ich podatność magnetyczna. Pomiar podatności wykonano za pomocą urządzenia Kappabridge KLY-2 w niskim polu magnetycznym (300A/m). W wyniku pomiarów uzyskano wiele parametrów podatności. Uzyskano również współrzędne geometryczne kierunków osi minimalnej, pośredniej i maksymalnej podatności próbek (ryc. 5, 6). Pomiar wykazały niewielką podatność magnetyczną skały i jej anizotropię. Jest ona zapewne sumarycznym efektem pochodzącym od minerałów ferro- i paramagnetycznych. Kierunki osi minimalnej podatności są bardziej rozrzucone przed korekcją na upad (α_{95} — 10,3°; K — 22,78) niż po korekcji (α_{95} — 5,8°; K — 70,57). Kierunki osi minimalnej podatności po korekcji ustawiają się pionowo uzyskując bardzo dobrą zgodność, jedynie kierunek osi jednej z próbek różnił się wyraźnie od pozostałych. Po dokładniejszym sprawdzeniu okazało się, że próbka ta wykazuje bardzo małą anizotropię i mogły wystąpić tu błędy pomiaru. Została ona wyłączona ze statystyki i dalszych rozważań. Osie maksymalnej i pośredniej podatności po korekcji sytuują się po obwodzie (poziomo). Te pierwsze wykazują lekką tendencję do grupowania się po północnej i zachodniej stronie siatki.

Wyniki badań anizotropii interpretuje się zakładając, że dyskoidalny kształt elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej skały osadowej wynika z usytuowaniu w niej spłaszczonej i wydłużonej ziarn minerałów ferro- i paramagnetycznych. Osie anizotropii pokrywają się w przybliżeniu z osiami ziarn. Przy takim założeniu pionowe usytuowanie osi minimalnej podatności po korekcji na upad, w układzie tektonicznym i ich dobra zgodność wskazują, że skały te sedymentowały na zbliżonej do poziomej powierzchni a nośniki podatności nie były przekształcone przez późniejsze procesy diagenetyczne.

Badania potwierdzają, że warstwa piaskowca z leja krasowego (pierwotnie zbliżona do poziomej) jest lekko wy-

chylona i zdeformowana tektonicznie. Deformacje te nie są duże i nie kontynuują się w skały otaczające. Należy to tłumaczyć tym, że piaskowiec był bardziej podatny na odkształcenia niż skały dewonu. Stanowił on warstwę w leju, wśród plastycznych iltów. Mimo różnic powstałych wskutek deformacji jego upady grupują się generalnie w zakresie kilkanaście stopni na południe przy biegu warstw ok. 50°. Bieg ten zbliżony jest do biegu warstw dewońskich w pobliżu leja. Wartości upadu piaskowca odpowiadają zapewne wychyleniu alpejskiemu warstw dewońskich w kamieniołomie Rzepka. Wynika stąd, że obszar ten został silnie zdeformowany tektonicznie w czasie orogenezy waryscyjskiej. Skały dewonu w pobliżu leja po rotacji pstręgo piaskowca do położenia poziomego przyjmują biegi i upady około 60/36°N, zaś rotacja o taki sam kąt skał w południowo-wschodniej części kamieniołomu zmienia ich położenie na 90/36°N (są to wartości orientacyjne pokazujące wielkość pierwotnych wychyleń).

Jak widać z powyższej analizy teza o silnym laramijskim przekształceniu antykliny chęcińskiej (Głazek & Kutek, 1972, 1976) nie znajduje potwierdzenia w rejonie Rzepki. Upady na północ skał dewonu w tym kamieniołomie powstały w trakcie orogenezy waryscyjskiej.

Autor pragnie serdecznie podziękować dr hab. M. Lewandowskiemu z Instytutu Geofizyki PAN i dr hab. T. Mercie z Instytutu Geologii Podstawowej UW za cenne uwagi i pomoc przy wykonaniu pracy. Dziękuję również za dyskusję dr J. Nawrockiemu z Państwowego Instytutu Geologicznego.

L i t e r a t u r a

- GŁAZEK J. & KUTEK J. 1972 — Acta Geol. Pol., 22: 603–653.
 GŁAZEK J. & KUTEK J. 1976 — Przew. 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Starachowice. 14–51.
 GŁAZEK J. & ROMANEK A. 1978 — Excursion — Jaworzna - Symposium on Central European Permian (Guide of Excursion) — part 2, Państw. Inst. Geol.: 41–49.
 GŁAZEK J. & RONIEWICZ P. 1976 — Prz. Geol., 24: 456–458.
 KULETA M. 1985 — Kompleksowe badania petrograficzno-sedymentologiczne osadów pstręgo piaskowca w NW obrzeżeniu G.Świętokrzyskich i Niece Miechowskiej — CAG Państw. Inst. Geol. 75/232.
 LEWANDOWSKI M. 1981a — Badania paleomagnetyczne i ich przydatność do lokalnych interpretacji tektonicznych na przykładzie wybranych struktur fałdowych z Gór Świętokrzyskich. Arch. Inst. Geof. PAN, Warszawa. Sygn. 14 566.
 LEWANDOWSKI M. 1981b — Acta. Geol. Pol., 31: 265–272.
 LEWANDOWSKI M. 1982 — Acta Geoph. Pol., 30: 261–277.
 LEWANDOWSKI M. 1985 — Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. A-16 (175): 131–150.
 MAJCHERT M. 1966 — Pr. Muzeum Ziemi, 9: 131–149.
 MIGASZEWSKI Z.M., HAŁAS S. & DURAKIEWICZ T. 1996 — Prz. Geol., 44: 275–281.
 NAWROCKI J. 1987 — Ibidem, 35: 642–647.
 WAGNER R. 1994 — Pr. Państw. Inst. Geol., 146: 1–71.
 WRZOSEK J. & WRÓBEL L. 1961 — Z. Nauk. AGH, 31: 89–106.