

Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej

Jan Urban¹



Features of structural morphology of the Holy Cross Mountains and the south-eastern part of the Nida Basin. Prz. Geol., 62: 44–50.

A b s t r a c t. The central (Paleozoic) and the south-western (Permian-Mesozoic) parts of the Holy Cross Mts. region are areas of typical structural morphology controlled by fold-type tectonic structure and lithology. In the northern (Mesozoic) marginal part of the region structural arrangement of main relief elements is not so clear due to the block-type tectonics, however, some morphological features, such as the valley network, elongation of glacial, kame-type landforms and orientation of rock cliffs are related to joint system. The general relief elements of part of the Nida Basin region adjoining the Holy Cross Mts. are of neotectonic origin, while the subordinate landforms represent typical structural morphology. The role of recent tectonic factor should be also taken into account in the Holy Cross Mts., however, the identification of tectonic influence on the current relief of this region is very difficult.

Keywords: structural morphology, tectonics, Neogene, Quaternary, Holy Cross Mts., Nida Basin

Góry Świętokrzyskie są zazwyczaj uznawane za jeden z najbardziej spektakularnych przykładów rzeźby strukturalnej w Polsce. Podręcznikową egzemplifikacją tego poglądu jest przekrój przez antyklinę chęcińską – geograficznie stanowiącą inwersyjną Dolinę Chęcińską – w przewodniku Z. Kotańskiego (1959). Współczesne badania wykazują jednak, iż geneza rzeźby tego regionu nie jest prosta. Zależna jest ona od skali, w jakiej obserwuje się rzeźbę pasma górskiego, stoku czy ściany skalnej. Jej analiza wymaga również uwzględnienia innych niż strukturalne czynników, wśród których są tak trudne do odczytania, jak młoda tektonika, która pozostawia znikome ślady w obrębie paleozoicznego masywu. Przy obecnym stanie wiedzy nie jest więc możliwe przedstawienie syntetycznej koncepcji rozwoju rzeźby tego regionu. Można natomiast pokazać zasadnicze cechy rzeźby, stan ich badań oraz sformułować pytania, które wymagają odpowiedzi. I takie właśnie są cele tego artykułu.

PODSTAWOWE CECHY BUDOWY GEOLOGICZNEJ REGIONU DECYDUJĄCE O GŁÓWNYCH RYSACH RZEŻBY

Rzeźba Gór Świętokrzyskich jest wynikiem trwającej od początków paleogenu morfogenezy tego regionu, który zbudowany jest z różnych skał osadowych wieku paleozoicznego i mezozoicznego. Istotne znaczenie dla typu rzeźby ma zróżnicowanie regionu na dwie podjednostki tektoniczno-facjalne: łysogórską i kielecką. Zajmujący środkową część Gór Świętokrzyskich masyw paleozoiczny stanowi pasmo fałdowe ukształtowane głównie podczas młodopaleozoicznych ruchów tektonicznych i zbudowane z fałdów o wydłużeniu WNW-ESE, które cechują się znaczną zmiennością kształtów. Fałdy pocięte są systemem uskóków poprzecznych, podłużnych i skośnych (ryc. 1 – I) (Mizerski, 2004; Konon, 2006, 2008).

Fałdowa tektonika dominuje również w południowo-zachodniej części permsko-mezozoicznego obrzeżenia

Gór Świętokrzyskich, podczas gdy północny i północno-zachodni odcinek obrzeżenia ma strukturę blokową, co oznacza, że podstawową rolę w kształtowaniu obrazu wychodni skalnych odgrywają w niej uskoki dzielące górotwór na bloki (Jaroszewski, 1972; Stupnicka, 1972; Karaszewski, 1985).

Bezpośrednie podłoże części Niecki Nidziańskiej przylegającej od południa do regionu świętokrzyskiego tworzą dwie nakładające się na siebie jednostki geologiczne: zbudowane ze skał mezozoicznych synklinorium miechowskie oraz wypełnione utworami morskimi mioceńskie zapadlisko przedkarpackie. Obie te jednostki zostały ostatecznie ukształtowane przez neogeneńskie ruchy tektoniczne (Łyczewska, 1975; Krysiak, 2000).

CECHY STRUKTURALNE RZEŻBY TRZONU PALEOZOICZNEGO ORAZ POŁUDNIOWO-ZACHODNIEGO ODCINKA OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Środkowa i południowo-zachodnia część Gór Świętokrzyskich jest obszarem o wyraźnej rzeźbie strukturalnej, co podkreślane jest przez wielu geomorfologów (m.in. Lencewicz, 1957a, b; Gilewska, 1972; Wróblewski, 1976; Kondracki, 1998). Gilewska (1972), charakteryzując rzeźbę wychodni trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, pisze: „Zasadniczym rysem ich rzeźby jest występowanie szeregu równoległych twarzielcowych pasm i grzbietów o budowie izoklinalnej, rzadziej antyklinalnej, rozdzielonych podłużnymi szerokimi obniżeniami o cechach niecek oraz dolin inwersyjnych – antyklinalnych i izoklinalnych. Przebieg pasm na terenie wychodni trzonu paleozoicznego jest zwykle prostoliniowy i zgodny z wydłużeniem młodopaleozoicznych struktur tektonicznych”. Jedynie w południowo-wschodniej części wychodni skał paleozoicznych, gdzie tektonika młodopaleozoiczna nakłada się na struktury kaledońskie, obraz rzeźby komplikuje się – grzbiety są rozgałęzione, a ich odcinki biegną w różnych kierunkach (Wróblewski, 1976). Pasma wzniesień mają wysokość

¹ Instytut Ochrony Przyrody, Polska Akademia Nauk, al. A. Mickiewicza 33, Kraków, e-mail: urban@iop.krakow.pl.

względą zwykle rzędu 100 m, jedynie w przypadku tzw. pasma głównego, stanowiącego ciąg grzbietów Pasma Masłowskiego, Łysogór i Pasma Jeleniowskiego, do 300 m (ryc. 1 – I, III).

Młodopaleozoiczny kierunek mają również grzbiety w południowym i częściowo zachodnim odcinku permsko-mezozoicznego obrzeżenia. Są one podobne do pasm wzniesień na wschodni trzonu paleozoicznego – zwykle prostolinijne lub łukowato wygięte (ryc. 1 – I), o wysokości względnej rzędu kilkudziesięciu metrów.

Właściwości fizyczno-mechaniczne skał świętokrzyskich (Rubinowski i in., 1985) są ważną cechą decydującą o zróżnicowanej odporności tych skał na działanie czynników denudacyjnych, która warunkuje rozwój rzeźby strukturalnej (np. Konon i in., 2004). Nie są jednak jedyną cechą skał istotną w procesie kształtowania rzeźby. Olędzki (1976) stwierdził zależność pomiędzy chemizmem oraz stopniem krystaliczności wapieni świętokrzyskich (dewońskich i jurajskich) a morfologią terenu. Cechami strukturalnymi wapieni i paleozoicznych piaskowców świętokrzyskich, decydującymi o ich roli morfologicznej, są także: upad i miąższość warstw oraz gęstość i kierunek spękań ciosowych. Formy wypukłe są zbudowane ze skał o większej miąższości ławic, pociętych rzadką i mało zróżnicowaną pod względem kierunków siecią spękań. Zasadniczym czynnikiem decydującym o rzeźbie jest jednak zróżnicowanie cech chemicznych, litologicznych i strukturalnych pakietów skalnych, np. przemienne występowanie pakietów skał grubo- i cienkoławicowych lub piaskowców, wapieni oraz łupków (Olędzki, 1976).

Ze względu na zmienność facjalną, form rzeźby (zwłaszcza pasm wzniesień) nie można identyfikować z wydzieleniami stratygraficznymi. Najlepszą ilustracją tej tezy jest zupełnie inny typ morfologiczny wschodni kambru antykliny checińskiej o rzeźbie inwersyjnej oraz pobliskiej antykliny dymińskiej o rzeźbie zgodnej z tektoniką (ryc. 1-II). Poszczególne pasma można natomiast wiązać z wychodniami konkretnych jednostek litostratygraficznych. Najwyższe pasmo, tzw. główne, położone w części łysogórskiej regionu, jest zbudowane z piaskowców kwarcytowych kambru górnego (formacji piaskowców z Wiśniówki). Twardzielcowe pasmo wzniesień (ryc. 1 – I-IV) tworzą także piaskowce kambru środkowego subregionu kieleckiego (formacji piaskowców z Ociesek, piaskowców z Usarzowa oraz piaskowców ze Słowca), piaskowce kwarcytowe i piaskowce dewonu dolnego (formacji barczańskiej i zagórzańskiej – w subregionie łysogórskim, warstw plakodermowych – w subregionie kieleckim), a w części zachodniej subregionu kieleckiego również wapień i dolomity dewonu środkowego oraz górnego (formacji wapieni i dolomitów stromatoporowo-koralowcowych z Kowali) – nazewnictwo formacji wg Kowalczewskiego i in. (2006) oraz Narkiewicza i in. (2006).

W południowo-zachodnim odcinku obrzeżenia permsko-mezozoicznego twardzielcowymi elementami są wapienne zlepiące górnego permu, piaskowce dolnego triasu (formacji z Zagnańska – Kuleta & Zbroja, 2006), wapień górnej jury oraz piaskowce dolnej kredy (ryc. 1 – V). Ze względu na wyrazistość morfologiczną i długość (około 40 km) na uwagę zasługuje tu Pasma Przedborsko-Małoskie. Pasma to na wielu odcinkach składa się z dwu równoległych ciągów wzniesień, z których jeden tworzą stromo,

zwykle monoklinalnie nachylone wapień kimerydu, drugi zaś – piaskowce albu. W strefie wschodni kimerydu można wyróżnić dwa, a lokalnie trzy progi strukturalne, w których elementami twardzielcowymi są wapień muszlowcowe (tzw. muszlowce skórkowskie) oraz wapień onkolitowe (Sala, 2000, 2011).

Obniżenia pomiędzy pasmami wzniesień mają to samo wydłużenie co grzbiety, są jednak zwykle szersze (do 9 km). Zazwyczaj tworzyły się w obrębie synklin (synklinoriów) i są wyerodowane w skałach ilasto-piaskowcowych ordowiku i syluru, marglisto-wapiennych środkowego i górnego dewonu oraz ilasto-mułowcowych dolnego karbonu. W południowo-zachodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich obniżenia utworzyły się na wschodniach serii ilasto-piaskowcowych dolnego i górnego triasu oraz środkowej jury.

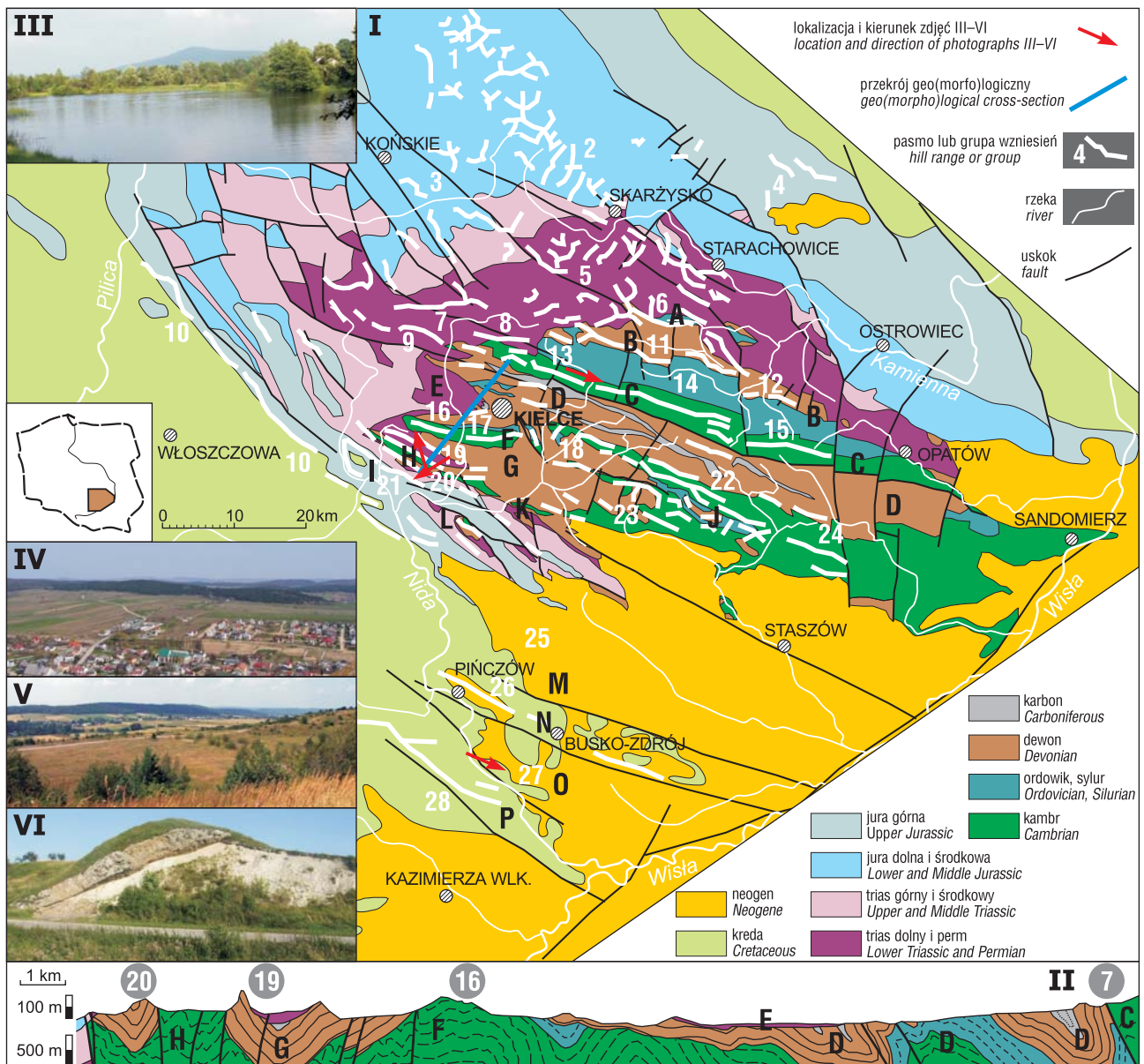
Analizę tektoniczno-litologicznych uwarunkowań rzeźby świętokrzyskiego grzbietu górskiego przeprowadzono w Paśmie Klonowskim, gdzie występowanie różnych litologicznie serii skalnych zostało udokumentowane metodami geoelektrycznymi (Kowalczewski i in., 1989). Przebieg tego grzbietu jest wyznaczony rozciągłością wschodni dolnodewońskich piaskowców i piaskowców kwarcytowych. W części wschodniej (Bukowa Góra) grzbiet ów jest izoklinalny, w zachodniej zaś (góry Czostek i Barcza) – inwersyjny. Występujące na stokach spłaszczenia, przeważnie punktowe, rzadziej liniowe, nie są interpretowane jako formy strukturalne, lecz są związane z etapami wznoszących ruchów tektonicznych (Kowalczewski i in., 1989).

Związek elementów rzeźby trzonu paleozoicznego z typem litologicznym podłoża jest udokumentowany na stokach Łysogór (Klatka, 1962). Zdaniem Kowalskiego i Jaśkowskiego (1988) załomy na tych stokach stanowią wschodnie pakietów piaskowców kwarcytowych (formacji piaskowców z Wiśniówki), podczas gdy wypłaszczenia (tarasy krioplanacyjne) zostały utworzone na wschodniach pakietów łupkowych.

Układ dolin rzecznych nie nawiązuje do kierunków pasm i obniżen. Rzeki generalnie spływają od centrum regionu w kierunku jego obrzeży, poprzecznie przecinając obniżenia oraz tworząc przełomy przez pasma wzniesień, biegnące zwykle na liniach poprzecznych dyslokacji (ryc. 1 – I). Taki układ dolin rzecznych już Lencewiczowi (1957a, b) nasunął wniosek o epigenetycznym pochodzeniu struktury i jej związku z pokrywą permsko-mezozoiczną, przykrywającą niegdyś masyw paleozoiczny. Związek ten został przedyskutowany odnośnie górnego odcinka i przełomu rzeki Lubrzanki przez pasmo główne (Kowalski, 1988), później również całej sieci rzecznej (Kowalski, 2000, 2002).

RZEŻBA PÓLNOCNIEGO I PÓLNOCNO-ZACHODNIEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Rzeźba odcinków północnego i północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest odmienna od morfologii wschodni skał paleozoicznych oraz południowo-zachodniego odcinka tego obrzeżenia. Mimo podobnego zróżnicowania hipsometrycznego (różnice wysokości sięgają od kilkudziesięciu metrów do ponad 100 m), rzeźba ta jest mniej regularna, bowiem wzniesienia nie tworzą



wąskich pasm, lecz rozgałęzione i krzywoliniowe grzbiety lub nieregularne grupy, które charakteryzują się rozległymi partiami szczytowymi (ryc. 1 – I) (Gilewska, 1972; Wróblewski, 1976; Hakenberg & Świdrowska, 2002).

Powodem takiego zróżnicowania rzeźby regionu świętokrzyskiego jest odmienny, blokowy styl budowy tektonicznej północnego obrzeżenia, w którym przecinające się wzajemnie uskoki odgrywają podstawową rolę w kształtowaniu obrazu wychodni skalnych. Ta część obrzeżenia pocięta jest siecią uskoków podłużnych o kierunkach NW-SE (w sąsiedztwie wychodni masywu paleozoicznego – WNW-ESE) i poprzecznych – NE-SW (NNE-SSW). Uskoki podłużne mają często zasięg regionalny. Warstwy skalne w obrębie bloków tektonicznych zalegają prawie poziomo bądź też tworzą słabo nachylone monokliny, fałdy lub brachyfałdy. Lokalnie występują fleksury, w obrębie których notuje się znaczne pochylenie warstw (Jaroszewski, 1972; Karaszewski, 1985; Kosmowska-Suffczyńska, 1998). Przyczyną różnego stylu budowy tektonicznej północnego i południowo-zachodniego obrzeżenia jest odmienny typ pokredowej, głównie laramijskiej, inwersji tektonicznej tych obszarów (Hakenberg & Świdrowska, 2002).

Drugą przyczyną odmienności rzeźby tej części obrzeżenia są różnice w miąższości i litologii skał mezozoicznych pomiędzy południowym oraz północnym obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich. W północnym obrzeżeniu znaczną miąższość (500–1000 m) osiągają kompleksy klastycznych, krzemionkowych oraz krzemionkowo-ilastych skał dolnotriasowych i dolnojurajskich, które są cienkie (dolny trias) lub w ogóle nieobecne (dolna jura) w obrzeżeniu południowym. Należące do tych kompleksów serie z przewagą piaskowców, a także wapienie górnójurajskie, stanowią w północnym odcinku obrzeżenia trzon tworzący formy wyniesione: wzgórza, ich grupy i nieregularne pasma. Różnice wykształcenia litologicznego sekwencji mezozoicznej w południowym i północnym obrzeżeniu wynikają z innej ewolucji geologicznej tych części regionu świętokrzyskiego, a w szczególności – co podkreślają Hakenberg i Świdrowska (2002) – z odmiennego położenia tych obszarów w mezozoicznym basenie bruzdy śródpolskiej. Północna część obszaru świętokrzyskiego znajdowała się w okresie wczesnego triasu i wczesnej jury w strefie osi subsydencji tego basenu lub w jej pobliżu.

Ryc. 1. Główne rysy rzeźby Gór Świętokrzyskich i Poniądzia na tle budowy geologicznej. I – Mapa geologiczna obszaru (na podstawie Wróblewskiego, 2000, zmodyfikowana na podstawie mapy Konona, 2008 oraz szczegółowe mapy geologiczne) z pasmami i grupami wzniesień (wg Wróblewskiego, 1976). Główne elementy geologiczne: A – antyklina bronkowicka, B – synklina bodzentynska, C – antyklina Łysicy, D – synklinorium kielecko-łagowskie (z szeregiem fałdów podrzędnych), E – synklina piekoszowska, F – antyklina dymińska, G – synklina bolechowicka, H – antyklina checińska, I – synklina ostrowsko-bolmińska, J – synklina bardziańska, K – antyklina łabędziowska i antyklina komórkowska, L – antyklina Zbrzy, M – depresja połaniecka, N – zrąb pińczowski, O – depresja solecka, P – zrąb Nidy. Ważniejsze pasma i grupy wzniesień: 1 – Garb Gielniowski, 2 – Wzgórza Niekłańsko-Bliżyńskie, 3 – Wzgórza Koneckie, 4 – Pagóry Iłżeckie, 5 – Wzgórza Suchedniowskie, 6 – Pasma Sieradowickie, 7 – Wzgórza Kołomańskie, 8 – Wzgórza Tumlińskie, 9 – Pasma Obłęgorskie, 10 – Pasma Przedborskie i Pasma Małogoskie (Pasma Przedborsko-Małogoskie), 11 – Pasma Klonowskie, 12 – Pasma Bostowskie, 13 – Pasma Masłowskie, 14 – Łysogóry, 15 – Pasma Jeleniowskie, 16 – Pasma Zgórskie, 17 – Pasma Posłowickie i Pasma Dymińskie, 18 – Grupa Otracza i Pasma Brzechowskie, 19 – Pasma Zelejowskie, 20 – Pasma Chęcińskie, 21 – Grząby Bolmińskie i Grzywy Korzeczkowskie, 22 – Pasma Orłowińskie, 23 – Pasma Cisowskie, 24 – Pasma Wygielzowskie, 25 – Niecka Połaniecka, 26 – Garb Pińczowski, 27 – Niecka Solecka, 28 – Garb Wodzisławski. II – Przekrój geologiczno-morfologiczny przez południowo-zachodnią część wychodni skał paleozoicznych (geologia według Konona, 2008); po lewej stronie – skala pozioma, skala przewyższenia rzeźby i skala przewyższenia przekroju geologicznego; oznaczenia i kolory jak na ryc. 1. III – Widok na Łysicę (612 m n.p.m.) w paśmie Łysogór od zachodu. IV – Widok od strony południowej na Pasma Zelejowskie, za nim Pasma Zgórskie, na horyzoncie Pasma Obłęgorskie. V – Widok od strony północno-wschodniej na Grzywy Korzeczkowskie i Grząby Bolmińskie. VI – Przekrój przez twarde pasmo wzniesień w Niece Soleckiej; elementem odpornym na denudację jest pochylony pakiet neogeńskich gipsów wielokryształicznych, przykrywający neogeńskie i kredowe margle

Fig. 1. General morphological elements of the Holy Cross Mts. and Poniądzie against the background of geological structure. I – Geological map (after Wróblewski, 2000, modified, based on Konon, 2008, and detailed geological maps) with hill ranges and groups (after Wróblewski, 1976). Principal geological units: A – Bronkowice Anticline, B – Bodzentyn Syncline, C – Łysica Anticline, D – Kielce-Łagów Synclinorium (with a range of secondary folds), E – Piekoszów Syncline, F – Dyminy Anticline, G – Bolechowice Syncline, H – Chęciny Anticline, I – Ostrów-Bolmin Syncline, J – Bardo Syncline, K – Łabędziów Anticline and Komórki Anticline, L – Zbrza Anticline, M – Połaniec Depression, N – Pińczów Horst, O – Solec Depression, P – Nida Horst. Main hill ranges and groups: 1 – Gielniów Hump, 2 – Niekłań-Bliżyn Hills, 3 – Końskie Hills, 4 – Iłża Mounds, 5 – Suchedniów Hills, 6 – Sieradowice Range, 7 – Kołomań Hills, 8 – Tumliń Hills, 9 – Obłęgór Range, 10 – Przedbórz Range and Małogoszcz Range (Przedbórz-Małogoszcz Range), 11 – Klonów Range, 12 – Bostów Range, 13 – Masłów Range, 14 – Łysogóry Range, 15 – Jeleniów Range, 16 – Zgórsko Range, 17 – Posłowice Range and Dyminy Range, 18 – Otrocz Group and Brzechów Range, 19 – Zelejowa Range, 20 – Chęciny Range, 21 – Bolmin Range and Korzecko Range, 22 – Orłowiny Range, 23 – Cisów Range, 24 – Wygielzów Range, 25 – Połaniec Basin, 26 – Pińczów Hump, 27 – Solec Basin, 28 – Wodzisław Hump. II – Geological-morphological cross-section of the south-western part of the Paleozoic massif (geology after Konon, 2008); on the left horizontal scale, vertical scale of relief and vertical scale of geological structures; for symbols and colors see Fig. 1. III – Mt Łysica (612 m asl.) in the Łysogóry Range. IV – Zelejowa Range, Zgórsko Range and, in the background, Obłęgór Range, view from the south. V – Korzecko Range and Bolmin Range from the north-east. VI – Cross-section of the hill range in the Solec Basin, where the inclined, resistant coarse-crystalline Neogene gypsum layer overlies soft Neogene and Cretaceous marls

Na obszarze o takim stylu rzeźby, jaki dominuje w północnym obrzeżeniu regionu świętokrzyskiego, trudno jest wskazać cechy strukturalne i określić prawidłowości ich występowania. W literaturze pojawiają się wzmianki o elementach strukturalnych: kuestach, inwersyjnych grzbietach (wschodni odcinek Wzgórz Suchedniowskich) lub monoklinalnych ciągach wzniesień (Pagóry Iłżeckie), warunkowanych tektoniką fałdową (Radłowska, 1963; Karaszewski, 1985). Przeważa jednak pogląd o generalnym braku form strukturalnych z grupy wzniesień. Również walne uskoki podłużne oraz (drugorzędne) uskoki poprzeczne nie przejawiają się w morfologii terenu (Radłowska, 1963; Kosmowska-Suffczyńska, 1998).

Tym niemniej badania Kosmowskiej-Suffczyńskiej (1998) wschodniego odcinka północnego obrzeżenia wykazały związek pomiędzy ciosem a kierunkami elementów rzeźby, takimi jak wydłużenie dolin rzecznych i wąwozów (w tym młodych wąwozów lessowych), ale też pagórków kemowych z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Uznając, iż północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich nie podlegało istotnym ruchom tektonicznym w późnym neogenie i czwartorzędzie, Kosmowska-Suffczyńska (1998, 2000) sugeruje, iż wpływ ciosu na ukierunkowanie tych form może wiązać się z jego rozwieraniem w warunkach odprężania skał powodowanego deglacją lub denudacją. Zwraca też uwagę na rolę incydentalnych wstrząsów sejsmicznych w otwieraniu szczelin oraz znaczenie drenażowe spękań ciosowych (Kosmowska-Suffczyńska, 1998, 2000).

Ostatnie (niepublikowane jeszcze) badania autora wskazują, iż strukturalne uwarunkowania ma również występowanie piaskowcowych form skałkowych w północnej części tego regionu. Tendencja do tworzenia skałek uwarunkowana jest specyfiką petrograficzną „formacji skałkotwórczych”, konfiguracją pakietów piaskowcowych w profilach geologicznych, gęstością powierzchni uławicenia i ciosu, a także sytuacją przestrzenną (tektoniczną) pakietów piaskowcowych. Pakiety „skałkotwórcze” tworzą wyraźne załomy w wierzchołkowych partiach wzniesień lub w górnych odcinkach zboczy dolin.

CECHY RZEŻBY POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI NIECKI NIDZIAŃSKIEJ

W Niece Nidziańskiej terenem o najbardziej charakterystycznej rzeźbie jest tzw. Poniądzie – przylegające od południa do geologicznego regionu świętokrzyskiego (Massalski, 1967). Na obszarze tym ruchy tektoniczne, trwające od początku kenozoiku, doprowadziły do wypiętrzenia dwu zrębów tektonicznych: zrębu pińczowskiego i zrębu Nidy. Zręby te, tworzące jednocześnie wały morfologiczne: Garb Pińczowski oraz Garb Wodzisławski, są podzielone tektonicznymi depresjami: połaniecką i solecką, które są również obniżeniami morfologicznymi: Niecką Połaniecką i Niecką Solecką (ryc. 1 – I) (Łyczewska, 1975; Cabaj & Nowak, 1986; Krysiak, 2000), co sugeruje związek głównych elementów rzeźby z młodą tektogenezą obszaru.

Jednocześnie jednak w obrębie tych regionów geograficznych wyraźnie ujawnia się rzeźba strukturalna. Szczególnie dobrze widoczne jest to w depresji soleckiej, w obrębie której istnieją drugorzędne formy fałdowe: duża synklina Skorocic oraz mniejsze fałdy, a zwłaszcza brachyfałdy powstałe na linii porzeczej strefy tektonicznej Wiślica–Busko–Chmielnik (Flis, 1954; Łyczewska, 1975). Stąd też na terenie Niecki Soleckiej (czyli regionu geograficznego odpowiadającego tektonicznej depresji soleckiej) większość elementów rzeźby powstała w rezultacie selektywnej denudacji skał neogeńskich. Najbardziej charakterystycznym przykładem rzeźby strukturalnej na tym obszarze są kuesty i strome stoki, wielkie depresje krasowo-denudacyjne (jako inwersyjne formy rzeźby – Urban i in., 2012) oraz odosobnione wzgórza, tzw. góry świadki (o wysokości od kilku do około 50 m), zbudowane z gipsów serii ewaporatowej badenu. Gipsy te stanowią twardzielcowy element morfologiczny w stosunku do podścielających je margli badeńskich lub kredowych. Szczególnie odporne na denudację są wielkokrystaliczne gipsy szklicowe, bezpośrednio przykrywające margle (ryc. 1 – V) (Flis, 1954; Cabaj & Nowak, 1986; Urban, 2012).

MŁODE I WSPÓŁCZESNE RUCHY TEKTONICZNE JAKO CZYNNIK MODYFIKUJĄCY RZEŻBĘ

Litologiczne uwarunkowanie rzeźby obszaru wychodni skał paleozoicznych i jego obrzeżenia nie zacierają wpływu innych czynników na kształt tej rzeźby, takich jak młode i współczesne ruchy tektoniczne (Lencewicz, 1957a, b; Gilewska, 1972; Kondracki, 1998). Góry Świętokrzyskie podlegały w kenozoiku ruchom tektonicznym związanym z inwersją (w sensie geologicznym) bruzdy duńsko-polskiej i wznoszeniem wału śródpolskiego w paleocenie, tworzeniem się wału metakarpackiego w oligocenie oraz rozwojem fleksuralnego wypiętrzenia przedkarpackiego w miocenie (Jarosiński i in., 2009). Wejście kopalnych dolin świętokrzyskich wskazuje również na wznoszenie się obszaru w pliocenie oraz czwartorzędzie (Łyczewska, 1971; Lindner i in., 2001). Istotny jednak dla oceny wpływu ruchów tektonicznych na rzeźbę jest nie tyle fakt wznoszenia się całego regionu, lecz jego etapowość oraz zróżnicowanie tego procesu w różnych jego częściach.

Najbardziej konsekwentny zwolennik hipotezy o wpływie ruchów tektonicznych na współczesną rzeźbę Gór Świętokrzyskich – Kowalski (1993a, 2000) – wskazał dwie strefy neogeńskiej depresji tektonicznej: synklinorium kielecko-łagowskie i synklinę bodzentyńską, które geograficznie stanowią obecnie Dolinę Kielecko-Łagowską oraz Dolinę Bodzentyńską (ryc. 1). Strefy te są przedzielone jednostkami wyniesionymi: antyklinorium chęcińsko-klimontowskim, antykliną Łysicy oraz antykliną bronkowicką. O względnych pionowych ruchach tych jednostek w neogenie świadczą – zdaniem tego autora – paleogeńskie pokrywy zwietrzelinowe zachowane w obniżeniach, a nieobecne, bo zerodowane, na obszarach wyniesionych. Ich paleogeński wiek sugeruje skład mineralny typowy dla zwietrzelin powstających w gorącym i wilgotnym klimacie tego okresu, przede wszystkim zaś obecność kaolinitu, gibbsytu, tlenków i wodorotlenków żelaza oraz ubytek

związków alkalicznych i krzemionki (Kowalski, 1993a, 2000). Wypada jednak zauważyć, iż – zdaniem Liszkowskiego (1996) – cechą charakterystyczną paleogeńskich zwietrzelin jest właśnie sylikifikacja, czyli wzbogacenie w krzemionkę. Powierzchnie ze zwietrzelinami, liczne zwłaszcza w Dolinie Kielecko-Łagowskiej, są obniżone o 60–100 m w stosunku do powierzchni uznawanych za paleogeńskie spłaszczenia na obszarach jednostek wyniesionych (Kowalski, 1993a, 2000). Świadectwem ruchów neotektonicznych w tych strefach jest – według B. J. Kowalskiego (1995, 2002) – specyficzny kształt sieci rzecznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej (zmiana kierunków dolin w miejscach prawdopodobnego neogeńskiego wznoszenia lub obniżania terenu).

Ponadto, oprócz nielicznych wstrząsów sejsmicznych notowanych w regionie (praktycznie dwóch od początku XIX wieku – Guterch, 2009), jako przesłanki młodych i współczesnych ruchów tektonicznych w Górach Świętokrzyskich wymieniane są: elementy rzeźby oraz osady i struktury geologiczne mogące wskazywać na aktywność uskoków. Za taką interpretacją przemawiają: 1) różnice wysokości powierzchni tarasów dolinnych oraz zróżnicowanie form erozyjno-akumulacyjnych leżących po obu stronach powierzchni uskoku (Kowalski, 1996a); 2) rowy grzbietowe oraz nawiązujący do stref tektonicznych rozwój blokowisk stokowych w paśmie głównym Gór Świętokrzyskich (Kowalski, 1993b); 3) struktury w obrębie zwietrzelin bezpośrednio przykrywających przypuszczalne skarpy uskokowe na linii dyslokacji (Kowalski & Olszak, 2003); 4) występowanie terenów podmokłych i zatorfionych na wychodniach skrzydeł zrzuconych uskoków, przed zrębami tektonicznymi (Sołtysik, 2000, 2002); 5) niezgodność podłużnych profili dolin rzecznych z profilami teoretycznymi (Sołtysik, 1998); 6) tworzenie się wałów wydymowych na liniach uskoków (Jaśkowski, 1999). Aczkolwiek wszystkie te formy rzeźby i struktury mogą być związane z młodymi lub współczesnymi ruchami tektonicznymi, nie są jednak wskaźnikami dokumentującymi takie ruchy (Kosmowska-Suffczyńska, 1998; Zuchiewicz i in., 2007). Mogą bowiem powstawać również bez związku z ruchami tektonicznymi.

Spośród innych niż geomorfologiczne przesłanek ruchów neotektonicznych jako argument przemawiający za odmłodzeniem uskoków wymienia się podwyższoną wartość izotopów radioaktywnych na wychodniach uskoków (Kowalski & Olszak, 2003; Gonzalez-Diez i in., 2009). Nierówne wznoszenie poszczególnych bloków tektonicznych trzonu paleozoicznego w neogenie jest też sugerowane przez obecność na różnych wysokościach horyzontów krasowych w kilku masywach węglanowych, m.in. w Jaworzni, Sukowie, Osinach, Łagowie i Ołowiance, oraz brak takich horyzontów w masywie Truskawicy (Urban & Rzonca, 2009). Również Mastella i Mizerski (2002) oraz Graniczny i in. (2005) sugerują, iż odnowienie uskoków o kierunku WNW-ESE (głównie przesuwczych) w obrębie skał paleozoicznych mogło nastąpić w kenozoiku. Mastella i Konon (2002) wskazują na możliwość młodych ruchów tektonicznych w obrębie południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Mimo iż wspomniane wyżej przesłanki nie mają wagi dowodów, pogląd o wpływie ruchów tektonicznych na współczesną rzeźbę Gór Świętokrzyskich nie powinien

być odrzucany. Przemawia za nim „młoda” aktywność tektoniczna udokumentowana w otoczeniu Gór Świętokrzyskich, w tym wpływ ruchów tektonicznych na rzeźbę Ponięcia, 20–30 km na południe od wychodni masywu paleozoicznego (Łyczewska, 1975; Kowalski, 1996b; Krysiak, 2000; Urban, 2012), a także świadectwa neogeńskiej i czwartorzędowej tektogenezy na obszarach położonych na północ od regionu świętokrzyskiego (np. Baraniecka, 1975; Jarosiński i in., 2009). Przyjęcie takiego poglądu to także uznanie przynajmniej części wymienionych w tym artykule geomorfologicznych przesłanek ruchów tektonicznych za ich bezpośrednie efekty. Jednak udowodnienie roli młodych ruchów tektonicznych w powstaniu walnych obniżen oddzielających strefy górskie środkowej i południowej części Gór Świętokrzyskich, takich jak Dolina Kielecko-Łagowska czy Dolina Chęcińska, zasadniczo zmieniłoby spojrzenie na strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby tego regionu.

PODSUMOWANIE

Podstawowe cechy rzeźby Gór Świętokrzyskich mają genezę strukturalną. Są więc uwarunkowane z jednej strony budową tektoniczną, z drugiej zaś litologią i strukturą skał. Budowa tektoniczna, litologia i struktura skał decydują o odmienności rzeźby środkowej i południowej części regionu świętokrzyskiego od jego północnej i północno-zachodniej części. Nierozstrzygnięte pozostaje jednak znaczenie najmłodszych, neogeńsko-czwartorzędowych zdarzeń geologicznych dla ukształtowania rzeźby Gór Świętokrzyskich, czyli bezpośredni wpływ ruchów tektonicznych na morfologię. Wpływ ten, widoczny w południowej części Niecki Nidziańskiej, nie został ostatecznie wykazany dla Gór Świętokrzyskich, choć sugeruje go wiele przesłanek. Brak utworów neogeńskich w Górach Świętokrzyskich powoduje bowiem, iż młoda tektonika jest bardzo trudna do udokumentowania. Rozpoznanie jej wpływu na ewolucję rzeźby pozostaje ważnym zadaniem badawczym dla następnych pokoleń geologów i geomorfologów.

LITERATURA

BARANIECKA M.D. 1975 – Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 288: 5–97.
 CABAJ W. & NOWAK W. 1986 – Rzeźba Niecki Nidziańskiej. *Studia Ośr. Dokument. Fizjogr.*, 14: 119–209.
 FLIS J. 1954 – Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 1: 1–73.
 GILEWSKA S. 1972 – Wyżyny Śląsko-Małopolskie. [W:] Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1. PWN:232–339.
 GONZÁLEZ-DIEZ A., SOTO J., GÓMEZ-AROZAMENA J., BONACHEA J., MARTÍNEZ-DÍAZ J.J., CUESTA J.A., OLAGUE I., REMONDO J., FERNÁNDEZ MOROTO G. & DÍAZ DE TERÁN J.R. 2009 – Identification of latent faults using a radon tests. *Geomorphology*, 110: 11–19.
 GRANICZNY M., MIZERSKI W. & PIĄTKOWSKA A. 2005 – Lineaments interpreted at the radar images and the digital elevation model within the Palaeozoic rocks of the Holy Cross Mts. *Prz. Geol.*, 53: 949–955.
 GUTERCH B. 2009 – Sejsmiczność Polski w świetle danych historycznych. *Prz. Geol.*, 57: 513–520.
 HAKENBERG M. & ŚWIDROSKA J. 2002 – Paleotektoniczne uwarunkowania rzeźby mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.* w Kielcach, 6: 7–20.
 JAROSIŃSKI M., POPRAWA P. & ZIEGLER P.A. 2009 – Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geol. Quart.*, 53: 3–26.

JAROSZEWSKI W. 1972 – Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 38: 1–215.
 JAŚKOWSKI B. 1999 – Związek późnowistuliankich procesów wydmotwórczych w regionie świętokrzyskim z neotektoniczną aktywnością podłoża. *Prz. Geol.*, 47: 1032–1038.
 KARASZEWSKI W. 1985 – Jura dolna okolic Starachowic, Skarżyska Kamiennej i Szydłowca – budowa geologiczna. *Biul. Inst. Geol.*, 350: 91–117.
 KLATKA T. 1962 – Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Acta Geogr. Univ. Lodzensis*, 12: 1–124.
 KONDRACKI J. 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
 KONON A. 2006 – Młodopaleozoiczna ewolucja strukturalna Gór Świętokrzyskich. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.), *LXXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich”*, Ameliówka, 28–30.06.2006. Państw. Inst. Geol.:82–104.
 KONON A. 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Prz. Geol.*, 56: 921–926.
 KONON A., MASTELLA L. & PIĄTKOWSKA A. 2004 – Odzworowanie struktur tektonicznych starszego podłoża w czwartorzędowej rzeźbie południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.* w Kielcach, 13: 33–42.
 KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D. 1998 – Wpływ spękań ciosowych na kierunkowość rzeźby (na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich). *Wyd. Geogr. i Studiów Reg. Uniw. Warsz.*
 KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D. 2000 – Wpływ drobnych struktur tektoniki dysjunktywnej na kierunkowość rzeźby w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.*, 4: 171–208.
 KOTAŃSKI Z. 1959 – Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich, t. 1 i 2. *Wyd. Geol.*
 KOWALCZEWSKI Z., KOWALSKI B. & JANIEC J. 1989 – Wpływ budowy geologicznej na rzeźbę Pasma Klonowskiego w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 362: 65–93.
 KOWALCZEWSKI Z., ŻYLIŃSKA A. & SZCZEPANIK Z. 2006 – Kambr w Górach Świętokrzyskich. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.), *LXXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich”*, Ameliówka 28–30.06.2006. Państw. Inst. Geol.:14–27.
 KOWALSKI B.J. 1988 – Warunki powstania i rozwój przełomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w trzeciorzędzie. *Prz. Geogr.*, 603: 329–351.
 KOWALSKI B.J. 1993a – Punkt 2. Jodłowy Dwór. Wybrane problemy geomorfologiczne Gór Świętokrzyskich. *Tektoniczne uwarunkowania Doliny Kielecko-Łagowskiej i niektóre problemy morfostrukturalne jej rozwoju*. [W:] Barcicki M. & Mityk J. (red.), 42. *Zjazd Pol. Tow. Geogr.*, Kielce 27–30.06.1993. *Przew. terenowy. WSP w Kielcach*:45–53.
 KOWALSKI B.J. 1993b – Punkt 3B. Święty Krzyż. Morfologiczne konsekwencje neotektonicznej aktywności w obrębie głównego pasma Gór Świętokrzyskich. [W:] Barcicki M. & Mityk J. (red.), 42. *Zjazd Pol. Tow. Geogr.*, Kielce 27–30.06.1993. *Przew. terenowy. WSP w Kielcach*:63–72.
 KOWALSKI B.J. 1995 – Przejawy młodej aktywności tektonicznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich i jej wpływ na układ sieci wodnej. *Prz. Geol.*, 43: 307–316.
 KOWALSKI B.J. 1996a – Powierzchniowe procesy egzogeniczne a tektoniczna aktywność uskoku środkowej Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 44: 49–54.
 KOWALSKI B.J. 1996b – Młode uskoki tektoniczne w gipsach badeńskich rejonu Borkowa na Ponięciu Pińczowskim. *Pr. Inst. Geogr. WSP w Kielcach*, 1: 129–146.
 KOWALSKI B.J. 2000 – Stanowisko 1. Kraiński Grzbiet. Morfogenez a warunki rozwoju rzeźby paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich w neogenie. [W:] Jaśkowski B. & Sołtyś R. (red.), *Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenie*. *Konf. Nauk.*, Wólka Milanowska 16–19.05.2000. *WSP w Kielcach*: 61–69.
 KOWALSKI B.J. 2002 – Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.*, 7: 315–351.
 KOWALSKI B.J. & JAŚKOWSKI B. 1988 – Litologiczno-strukturalne uwarunkowanie teras krioplanacyjnych na stokach masywu Łysej Góry w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geogr.*, 58: 493–514.
 KOWALSKI B.J. & OLSZAK I.J. 2003 – Dodatnie anomalie izotopów promieniotwórczych ²²⁸U, ²³²U i ⁴⁰K w strefie paleozoicznego uskoku mójczańskiego w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 51: 492–497.
 KRYSIAK Z. 2000 – Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. *Geol. Quart.*, 44:137–156.
 KULETA M. & ZBROJA S. 2006 – Wczesny etap rozwoju pokrywy

- permsko-mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.), LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich”, Ameliówka 28–30.06.2006. Państw. Inst. Geol.:105–125.
- LENCEWICZ S. 1957a – Wyżyna Kielecko-Sandomierska. [W:] Pisma wybrane z geografii fizycznej Polski. PWN, Warszawa:53–102.
- LENCEWICZ S. 1957b – Hercyński masyw Gór Świętokrzyskich i jego pokrywy. [W:] Pisma wybrane z geografii fizycznej Polski. PWN, Warszawa:157–188.
- LINDNER L., MASTELLA L. & SEMIL J. 2001 – Evolution of the Mid- to Late Pleistocene river network in the southeastern part of the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 45: 387–395.
- LISZKOWSKI J. 1996 – Poligeniza rzeźby obszarów wyżynnych Polski w świetle analizy reliktowych pokryw wietrzniowych. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 165–179.
- ŁYCZEWSKA J. 1971 – Czworzęd regionu świętokrzyskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 64: 5–104.
- ŁYCZEWSKA J. 1975 – Zarys budowy geologicznej Pasma Wólczo-Pińczowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 283: 151–189.
- MASSALSKI E. 1967 – Góry Świętokrzyskie. *Wiedza Powszechna*, ser. Przyroda Polska.
- MASTELLA L. & MIZERSKI W. 2002 – Budowa geologiczna jednostki łysogórskiej (Góry Świętokrzyskie) na podstawie analizy zdjęć radarowych. *Prz. Geol.*, 50: 767–772.
- MIZERSKI W. 2004 – The Holy Cross Mts. in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles – major problems, open questions. *Prz. Geol.*, 52: 774–779.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., SKOMPSKI S. & SZULCZEWSKI M. 2006 – Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.), LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich”, Ameliówka 28–30.06.2006. Państw. Inst. Geol.:51–78.
- OLĘDZKI J. 1976 – Wpływ zróżnicowania budowy geologicznej na rzeźbę w Górach Świętokrzyskich. *Pr. i Stud. Inst. Geogr. Uniw. Warsz.*, 17., *Geogr. Fiz.*, 6: 1–66.
- RADŁOWSKA C. 1963 – Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 38: 1–178.
- RUBINOWSKI Z., WRÓBLEWSKI T. & GAĞOL J. (red.) 1986 – Atlas geologiczno-surowcowy Gór Świętokrzyskich 1 : 50 000. *Wyd. Geol.*
- SALA S. 2000 – Wpływ litologii na zróżnicowanie przekrojów poprzecznych w Paśmie Małogoskim. [W:] Jaśkowski B. & Sołtysik R. (red.), *Geomorfologia gór i wyżyn w Polsce – kontrowersje i nowe spojrzenia*. *Konf. Nauk.*, Wólka Milanowska, 16–19.05.2000. *WSP w Kielcach*:45–47.
- SALA S. 2011 – Rzeźba krawędziowa północno-zachodniej części Pasma Przedborsko-Małogoskiego. [W:] Zieliński A. (red.), *Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii*. *Inst. Geogr., Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach*:65–77.
- SOŁTYSIK R. 1998 – Analiza profili podłużnych rzek a współczesna aktywność tektoniczna zachodniej części antyklinorium świętokrzyskiego. [W:] Sołtysik R. red., *Konf. „Przemiany środowiska geograficznego obszarów górskich w Polsce i jego stan współczesny”*, Wólka Milanowska, 26–27.10.1998. *Inst. Geogr. WSP, Kielce*:88–89.
- SOŁTYSIK R. 2000 – Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przedprzełomowych dolin rzecznych w Górach Świętokrzyskich i ich obrzeżeniu. *Pr. Inst. Geogr. WSP w Kielcach*, 4: 209–222.
- SOŁTYSIK R. 2002 – Geneza mokradeł Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach*, 9: 1–122.
- STUPNICKA E. 1972 – Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Wydz. Geol. Uniw. Warsz.*, 14: 21–103.
- URBAN J. 2012 – Dziedzictwo geologiczne. [W:] Świercz A. (red.), *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. *Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach*:35–81.
- URBAN J., CHWALIK-BOROWIEC A., KASZA A. & GUBAŁA J. 2012 – Jaskinie i stanowiska krasowe. [W:] Świercz A. (red.), *Monografia Nadnidziańskiego Parku Krajobrazowego*. *Uniw. J. Kochanowskiego w Kielcach*: 82–121.
- URBAN J. & RZONCA B. 2009 – Karst systems analyzed using borehole logs – Devonian carbonates of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts., Central Poland. *Geomorphology*, 112: 27–47.
- WRÓBLEWSKI T. 1976 – Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Świętokrz. KTN*, 5: 9–22.
- WRÓBLEWSKI T. 2000 – Ochrona georóżnorodności w regionie świętokrzyskim. *Państw. Inst. Geol.*
- ZUCHIEWICZ W., BADURA J. & JAROSIŃSKI M. 2007 – Uwagi o neotektonice Polski – wybrane przykłady. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425: 105–128.

Praca wpłynęła do redakcji 12.07.2013 r.
Akceptowano do druku 1.08.2013 r.