

Hipotetyczny masyw na północy Gór Świętokrzyskich a górny sylur antykliny Bronkowic

Ewa Stupnicka*, Teresa Przybyłowicz**

Skały górnosylurskie okolicy Bronkowic tworzą asymetryczną antyklinę o osi W–E. Na północy i południu antyklina Bronkowic jest ograniczona uskoki podłużnymi, które przecinają skały dewońskie i sylurskie. Uskoki te powstały po deformacjach fałdowych. Najmłodsze uskoki są wieku laramijskiego. Analiza osadów górnosylurskich wskazuje na wzrost ilości detrytusu i zwiększanie się jego frakcji w górę profilu. W opinii autorek ten klastyczny materiał pochodził z północy, tj. z masywu utworzonego ze skał osadowych, wulkanicznych i magmowych. W najwyższym sylurze i dolnym dewonie masyw ten oddzielał basen łysogórski od basenu lubelskiego. Na obecność tego masywu na północ od Gór Świętokrzyskich wskazują wiercenia i badania geofizyczne.

Słowa kluczowe: sylur górny, litostratygrafia, tektonika, analiza basenów sedymentacyjnych, paleogeografia, antyklina Bronkowic, Góry Świętokrzyskie

Ewa Stupnicka & Teresa Przybyłowicz — **Hypothetical massif north of the Holy Cross Mts and the Upper Silurian of the Bronkowice Anticline;** Prz. Geol., 46: 836–844.

S u m m a r y. The Upper Silurian rock sequences near Bronkowice form an asymmetric anticline with W–E axis. In the north and south, the Bronkowice anticline is bordered by longitudinal faults that cut the Devonian and Silurian rocks. The faults have originated after the folding deformations. The youngest faults are of Laramian age. The Upper Silurian sequence shows an upward increase of coarser clastic material. In the authors' opinion this clastic material derives from the north i.e. from a massif built of sedimentary, volcanic and igneous rocks. At the Silurian–Devonian boundary this massif separated the Łysogóry Basin from the Lublin Basin. The existence of this massif is suggested by borehole and geophysical data.

Key words: Upper Silurian, tectonics, anticlines, complexes, Bronkowice anticline, Święty Krzyż Mountains

Antyklina Bronkowic znajduje się w północnej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, blisko granicy z północno-wschodnim obrzeżeniem mezozoicznym. Leży na południe od Starachowic i Wąchocka. Została opisana w 1919 r. przez Czarnockiego. Ten sam autor opublikował w 1957 r. mapę i przekrój geologiczny przez tę jednostkę. Antyklina Bronkowic, o osi W–E, jest zbudowana ze skał górnosylurskich oraz dolnodewońskich. Czarnocki (1957) opisał tu następujące utwory:

Najstarsze skały zaliczył do piętra wydrzyszowskiego. Reprezentują je grube, monotonne osady łupkowo-szarogłazowe o zabarwieniu brudnooliwkowym. Na ogół odznaczają się ubóstwem fauny, która w większej ilości pojawia się w górnej części piętra. Skały piętra wydrzyszowskiego występują poza antyklina Bronkowic także w dolinie Wilkowskiej (okolice Ciekot, Wilkowa, Brzeziny). Według Czarnockiego (1957, s. 17) piętro wydrzyszowskie odpowiada dolnej części dolnego ludlowu.

Młodsze piętro rzepińskie (Czarnocki, 1957) charakteryzuje się większą różnorodnością pod względem litologicznym. Poza łupkami i szarogłazami o drobnych frakcjach, występują w nich węglany w postaci spoiwa oraz soczewek wapieni, niekiedy oolitów. Wkładki czarnych wapieni stwierdzono w Rzepinie, na wschód od Bronkowic. Również barwa skał piętra rzepińskiego jest bardziej urozmaicona niż barwa skał piętra wydrzyszowskiego. Poza partiami szarozielonymi często występują skały pstre, czerwone lub brunatne. W wapieniach znaleziono faunę brachiopodów, małży, koralów, liliowców, małżoraczków i trylobitów. Piętro

rzepińskie według Czarnockiego (1957, s. 18) odpowiada górnej części dolnego ludlowu i górnemu ludlowowi w Anglii. Do piętra rzepińskiego autor ten zalicza również poziom bostowski.

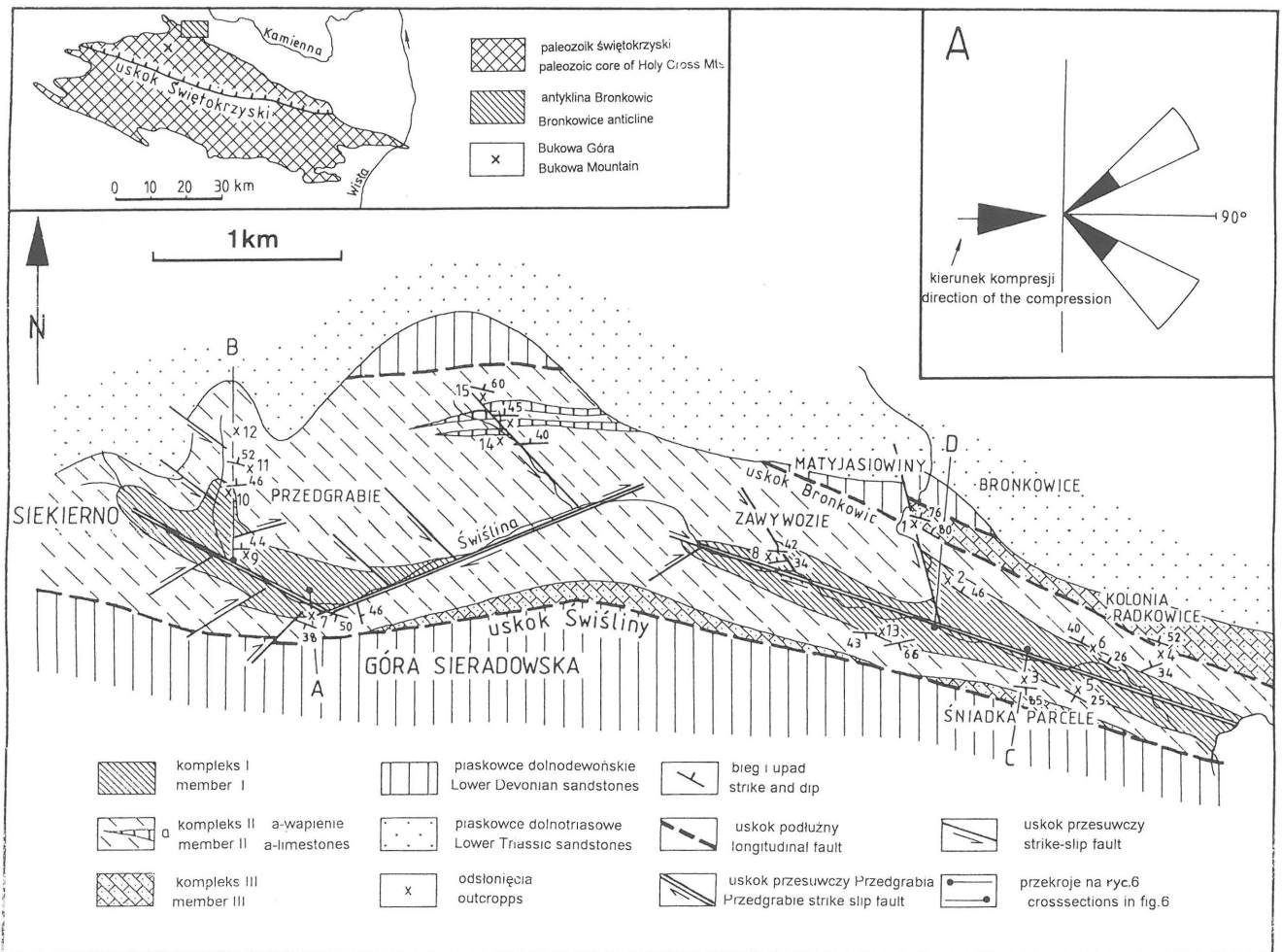
Skały dolnodewońskie występujące w okolicy Bronkowic, na północ i na południe od skał sylurskich, wykształcone są w postaci jasnych, twardych piaskowców kwarcytowych zaliczanych do emsu. Odsłaniają się one na południe od skał górnosylurskich, na górze Sieradowskiej. Na północy badanego terenu skały dolnego dewonu są prawie całkowicie przykryte przez osady triasowe północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

W latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych skały górnego syluru i dolnego dewonu antykliny Bronkowic badali Tomczykowie, którzy (Tomczykowa & Tomczyk, 1981; tab. 5) zaliczyli skały regionalnego piętra wydrzyszowskiego do dolnych i środkowych siedlec rzepińskiego do górnych siedlec oraz dolnego i górnego podlasia, do osadów młodszych od ludlowu. Obecnie piętra te uważane są za odpowiedniki wiekowe najmłodszego syluru — piętro przidoli.

Tektonikę okolicy Bronkowic przedstawił Czarnocki (1957). Skały górnosylurskie tworzą według niego leżącą antyklinę obaloną na południe. Warstwy skrzydła południowego są odwrócone, północnego mają położenie normalne. Podobną antyklinalną formę przedstawili Jurewicz i Mizerski (1991). Na przekrojach tych autorów jednak, asymetria antykliny Bronkowic zaznacza się znacznie słabiej niż na przekrojach Czarnockiego (1957). Warstwy obu skrzydeł antykliny, północnego i południowego, mają położenie normalne, różnią się tylko stopniem nachylenia. Nieco tylko stromsze od północnego, południowe skrzydło antykliny graniczy ze skałami dolnego dewonu Góry Sieradowskiej wzdłuż stromego uskoku Świślina. Według wymienionych autorów oś antykliny Bronkowic biegnąca równolegle do doliny Świślina, ma kierunek zbliżony do równoleżnikowego.

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

**emerytowany pracownik Instytutu Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa



Ryc. 1. Mapa geologiczna antykliny Bronkowic z lokalizacją odsłoneń skał górnosylurskich oraz diagram kierunkowy uskoków (A)
Fig. 1. Geologic map of the Bronkowice anticline with the location of the Upper Silurian outcrops and fault directional diagram (A)

Całkowicie odmienny obraz tektoniki okolicy Bronkowic przedstawiła Mariańczyk (1973), według której skały górnosylurskie tworzą liczne drobne fałdy o osiach zbliżonych do W-E. Według Znoski (Dadlez i in., 1994) skały młodszego syluru okolicy Bronkowic tworzą kilka fałdów obalonych na południe o wyprasowanych skrzydłach brzusznym, na skałach sylurskich zaś niezgodnie leżą piaskowce dolnodewońskie.

Skały górnosylurskie o wykształceniu takim samym, jak w okolicy Bronkowic występują w Wydryszowie i Rzepinie, na wschodnim przedłużeniu antykliny Bronkowic (Czarnecki, 1957; Filonowicz, 1963). Obszar ten był tematem wcześniejszego opracowania (Bednarczyk i in., 1983).

Okolice Bronkowic są, w porównaniu z innymi terenami Gór Świętokrzyskich, stosunkowo dobrze odsłonięte. Obecne procesy erozyjne powodują, że w licznych dolinkach dopływów Świśliny, która płynie wzdłuż osi antykliny, odsłaniają się warstwy południowego i północnego skrzydła tej jednostki. W latach 1985–1987 na terenie antykliny Bronkowic we współpracy Uniwersytetu Warszawskiego i Zakładu Nauk Geologicznych PAN zostały przeprowadzone badania, których celem było poznanie litostratygrafii skał górnosylurskich oraz opracowanie ich tektoniki. W wyniku tych badań wykonano mapę rejonu (ryc. 1).

Autorki nie przeprowadziły badań *sensu stricto* stratygraficznych na podstawie analizy fauny. Wykonały nato-

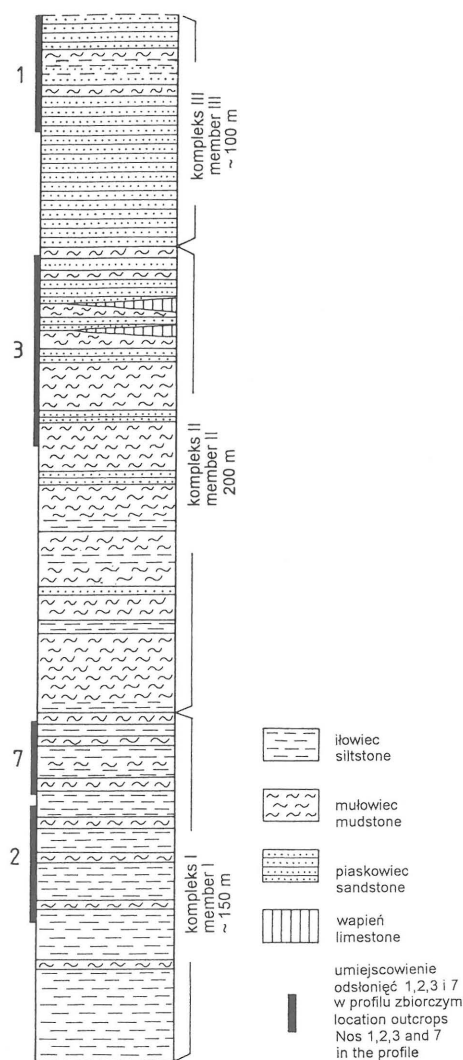
miast opracowanie litostratygraficzne oparte na szczegółowym kartowaniu terenu i badaniach petrograficznych wielu profili, z których w artykule przedstawiono najbardziej reprezentatywne.

Profil litostratygraficzny skał górnosylurskich

Przeprowadzone obserwacje i pomiary wykazały, że cała sekwencja utworów górnosylurskich występujących w okolicy Bronkowic, o miąższości ogółem ok. 450 m, reprezentuje osady jednego cyklu sedimentacyjnego począwszy od osadów drobnoklastycznych — iłowce, poprzez skały o nieco grubszym ziarnie — mułowce z przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców, do drobnoziarnistych piaskowców, w których zdarzają się ziarna o frakcji 0,4 do 0,8 mm. Wśród skał detrytycznych występują miejscami cienie soczewki wapieni z fauną (Korejwo & Teller, 1964 — wiad. ustna).

Na podstawie przeprowadzonych prac podzielono skały górnosylurskie antykliny Bronkowic na trzy części zależnie od frakcji (ryc. 2). Wyróżniono trzy kompleksy litologiczne. Od dołu są to (od skał starszych do młodszych):

I. Kompleks iłowcowo-mułowcowy składający się głównie z iłowców, wśród których występują cienie przewarstwienia mułowców. Skały tego kompleksu odsłaniają się na zachodzie w Siekiernie. Szeroka na tym odcinku



Ryc. 2. Profil litologiczny skał młodszego syluru antykliny Bronkowice z podziałem na kompleksy **Fig. 2.** Litological profile of the Late Silurian rocks in the Bronkowice anticline with subdivision into three rock complexes (members)

dolina Świśliny ma w podłożu skały ilaste należące do tego kompleksu. Łowce kompleksu I zostały zbadane w profilu 7 oraz w kilku mniejszych odsłonięciach (ryc. 1; odsłonięcia 9, 10). Również na wschodzie badanego terenu w Zawywoziu i okolicy, w dolinie Świśliny, występują skały ilaste na co wskazują liczne podmokłości. Skały kompleksu łańcuchowo-mułowcowego są dobrze widoczne w odsłonięciach 2, 6 i 8. Profil kompleksu I z odsłoneń 2 i 7 został przedstawiony na ryc. 3. Miąższość skał kompleksu I wynosi ok. 150 m.

Skały kompleksu I składają z frakcji pelitowej (0,002 mm) i aleurytowej (0,002–0,063 mm) według klasyfikacji Füchtbauera i Müllera (1970). Frakcja pelitowa wynosi od 40 do 70% objętości skał. Występuje także niewielka domieszka ziarn grubszych (0,02–0,15 mm). Ziarna te częściej występują w górnej części profilu w rozproszeniu albo w postaci cienkich smug lub lamin. Udział frakcji aleurytowej wzrasta ku górze, a w najwyższej części kompleksu, wśród mułowców, pojawiają się cienkie warstewki drobnopłynistych piaskowców. Głównymi składnikami skał kompleksu I są illit i kwarc. Badania rentgenograficzne wykazały także domieszki chlorytu, fazy mieszanopakiety i skalenia z grupy plagioklazów. Skalenie stwierdzono w kilku poziomach profilu odsłoneń 2 oraz w całym profilu odsłoneń 7. Stwierdzono również obecność muskowitu i biotyty.

II. Kompleks mułowcowo-piaskowcowy składa się z mułowców z przeładowaniami drobnopłynistych, cienkoławicowych piaskowców (ryc. 4). Łowce występujące w niewielkiej ilości znajdują się głównie w dolnej części profilu.

Skały kompleksu II zostały opisane i szczegółowo zbadane w przekroju odsłoneń 3 oraz w licznych mniejszych odsłonięciach na północ i południe od osi antykliny. Występują one wzdłuż całej doliny Świśliny od Siekierny i Przedgrabia do Radkowic. Są odporne na wietrzenie i tworzą strome zbocza doliny. W utworach tego kompleksu na północ od doliny we wcięciach małych dopływów Świśliny występują soczewki wapieni z fauną (Korejwo & Teller, 1964 — wiad. ustna). Na powierzchniach ławic widoczne są riplemarki (odsł. 3, ryc. 1). Miąższość kompleksu II wynosi ok. 200 m.

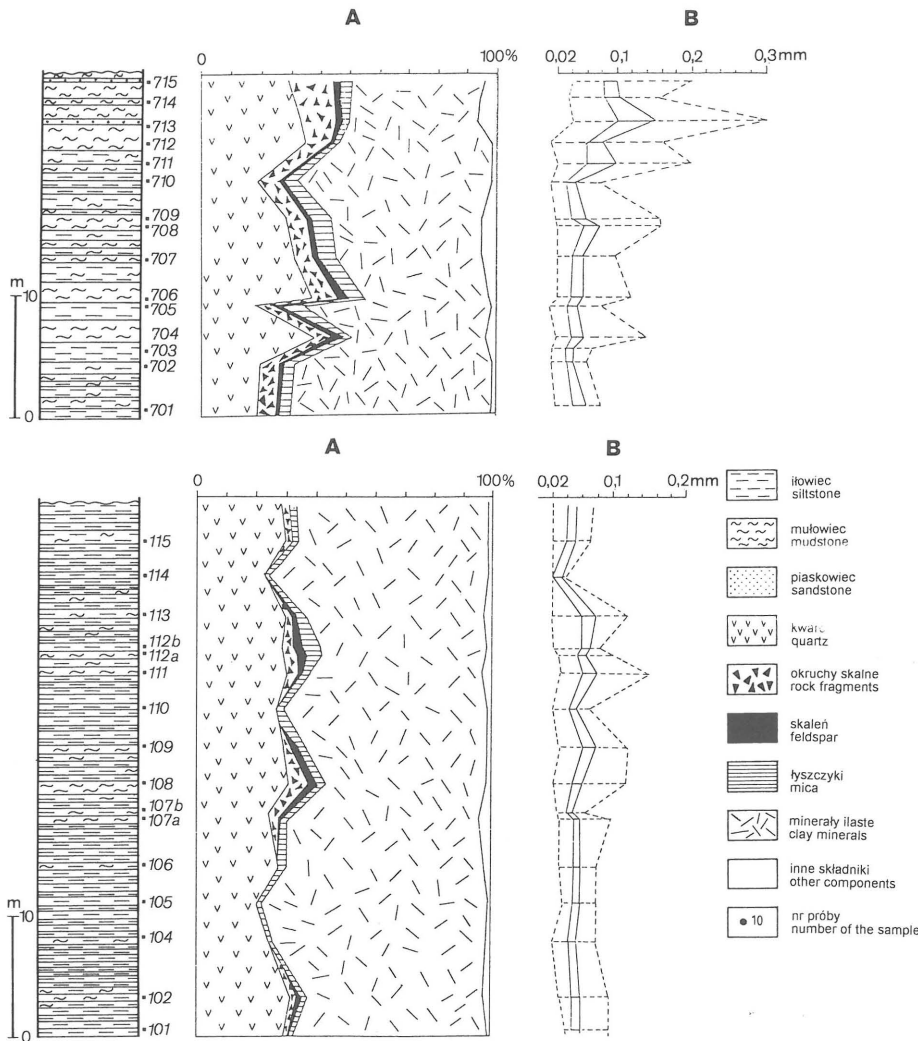
W skałach kompleksu II przeważa materiał o wielkości 0,016–0,08 mm, we wkładkach piaszczystych znajdują się również ziarna 0,1–0,2 mm. Pojedyncze ziarna osiągają wielkość do 0,3 mm. Skład skał jest podobny jak w kompleksie łańcuchowo-mułowcowym. Występują tylko różnice ilościowe. Wzrasta ilość kwarcu, którego ziarna mają kształty izometryczne, o spokojnym rzadziej falistym wygaszaniu światła. Czasem występują ziarna pochodzenia piroklastycznego o kształtach klinowym i igłowym. Pozostałe składniki są podobne do występujących w kompleksie I. Skalenie są zazwyczaj zmętniałe, utkane rdzawym pigmentem i zsercytowane wzdłuż płaszczyzn łupliwości. Są to plagioklasy należące głównie do czystego albitu. Tylko niewielka część ziarn ma skład o zawartości An 9–10%.

Wśród okruchów skalnych najczęściej znajdowane są okruchy krzemionkowe, rzadziej ilaste. Spotyka się też okruchy utworzone z minerałów typu chlorytu i seladonitu oraz okruchy silnie zmienione, brunatne z mikrolitycznymi listewkami skalenia — zapewne skały wylewne zasadowe i obojętne, okruchy kwarcowo-serycytowe i kwarcowo-muskowitowe oraz kwarcowo-skaleniowe o przeroście pismowym. W dolnej części profilu znaleziono fragment szkieletu szkarłupnia, przyniesionego zapewne z płytszej części zbiornika.

III. Kompleks piaskowcowo-mułowcowy składa się z drobnopłynistych piaskowców o barwie ciemnoszarej, niekiedy brunatnej i ławicach o grubości od 15 do 30 cm (ryc. 5). W piaskowcach najczęściej występują ziarna o średnicach 0,1–0,2 mm z domieszką frakcji 0,4 do 0,8 mm. Między ławicami piaskowców występują cienkie wkładki łańcuchowo i mułowców o grubości 2 do 10 cm. Powierzchnie ławic są najczęściej nierówne a na niektórych powierzchniach występują biohieroglify.

Kompleks III odsłania się głównie w północnym skrzydle antykliny, w Matyjaszowinach i w Radkowicach. Skały piaskowcowe stwierdziła również Mariańczyk (1973) w południowym skrzydle antykliny Bronkowice, gdzie występują wąskim pasem, wzdłuż uskoku Świśliny, który oddziela skały dolnodewońskie góry Sieradowskiej od skał górnosylurskich. Miąższość skał kompleksu III odsłaniających się w Matyjaszowinach wynosi ok. 100 m, jednak w stropie kontaktuje on z piaskowcami starszego dewonu wzdłuż uskoku, tak więc jego miąższość rzeczywista może być większa.

Skład mineralny kompleksu III jest podobny do składu kompleksów I i II. Stwierdzono tu również plagioklasy zbliżone do albitowo i peryklinowo. Niektóre z nich mają przesunięte względem siebie prążki bliźniacze, co świadczy, że podlegały naciskom dynamicznym. Wśród okruchów skalnych znaleziono drobnokrystaliczne kwarcyty i mułowce kwarcowe. W małej ilości występują w kompleksie III również okruchy skał krystalicznych, takie jak: kwarcowobiotytowe, kwarcowo-muskowitowe i kwarcowo-skaleniowe. Znaleziono też fragment muszli brachiopoda. W piaskowcach stwierdzono miejscami obecność otoczków



Ryc. 3. Profile odsłoneń 2 i 7 — kompleks I

A — skład mineralny skał w % objętościowych, B — wielkość ziarn w mm

Fig. 3. Outcrop profiles 2 and 7 — member I

A — Mineral composition of the rocks in volume percent, B grain size in mm

cowo-piaskowcowe należące do kompleksu II. Są one bardziej odporne na wietrzenie od leżących niżej łupków kompleksu I i tworzą stosunkowo strome zbocza doliny. Skały kompleksu III występują na północ i południe od wschodni kompleksu II. Najlepiej są odsłonięte w Matyjaszowinach, gdzie można je obserwować w stromym zboczu dolinki północnego dopływu Świśliny.

Upady i biegi warstw skał górnosylurskich wahają się w dość dużych granicach. Przy najczęściej powtarzających się biegach zbliżonych do W-E (90 do 100°) lokalnie napotykaną są biegi o azymutach od 130 do 70°. Upady wahają się przeważnie między 30 a 40°, maksymalnie zaś sięgają do 85°. Przeważa nachylenie północne na północnym zboczu doliny

ilastych i mułowcowych o średnicach do kilku cm powstałych zapewne wskutek rozmycia prądami morskimi osadów występujących w płytszej strefie w zbiorniku górnosylurskim.

Porównanie profilu litostratigraficznego rejonu Bronkowic z profilem opracowanym w okolicy Wydryszowa i Rzepina wykazuje znaczne podobieństwo osadów górnosylurskich w obu obszarach (Bednarczyk i in., 1983). Z opracowania petrograficznego wynika, że skały tego wieku w Wydryszowie składają się w dużej części z piaskowców o składzie arenitów litycznych. Występujący w tych skałach materiał detryczny jest taki sam jak w antyklinie Bronkowic (Matyjaszowiny). W cytowanej pracy autorki stwierdziły, że materiał ten pochodzi z tego samego źródła co materiał opisany w Bronkowcach.

Tektonika

Jak wynika z rozmieszczenia kompleksów skał górnosylurskich na badanym terenie ryc. 1) tworzą one rozległą antyklinę o osi rozciągającej się równoleżnikowo wzdłuż doliny Świśliny. Kompleks I najstarszy występuje na powierzchni w dolinie rzeki na zachodzie (Siekierno, Przedgrabie) i wschodzie (Zawywozie, Kolonia Radkowice) badanego obszaru. Skały tego kompleksu nie odsłaniają się w środkowym odcinku doliny (między Przedgrabiem i Zawywoziem), gdzie rzeka nie wcięła się dostatecznie głęboko.

Na północ i na południe od wschodni kompleksu I, na obu zboczach doliny Świśliny, odsłaniają się skały mułow-

Świśliny a południowo na południowym zboczu. Tylko pojedyncze pomiary wykazały przeciwie skierowane nachylenie niewielkich pakietów warstw. Biegi warstw górnosylurskich odbiegające od kierunku E-W powstały zapewne w wyniku kilku kolejnych etapów tektonicznych, które nastąpiły tu w różnym czasie.

Z rozmieszczenia w terenie kompleksów I, II i III oraz z pomiarów upadów wynika, że skały górnosylurskie tworzą prawie symetryczną antyklinę o osi równoleżnikowej. Skały kompleksu I tworzą jądro tej antykliny a skały kompleksów II i III jej skrzydła o normalnym położeniu warstw (ryc. 6). Skrzydło południowe jest na ogół bardziej strome od skrzydła północnego, choć występują różnice nachylenia wzdłuż osi antykliny. Na normalne położenie warstw na skrzydłach antykliny wskazują hieroglify występujące miejscami na spągowych powierzchniach ławic piaskowców kompleksów II i III.

Do podobnego wniosku odnośnie budowy antykliny Bronkowic doszli Jurewicz i Mizerski (1991).

Utworzona ze skał górnosylurskich antyklina Bronkowic jest ograniczona na północy i na południu dużymi, podłużnymi i stromymi uskokami, które oddzielają skały kompleksów II i III od piaskowców dolnodewońskich (ryc. 1). Na południu jest to uskok występujący na północnym zboczu Góry Sieradowskiej nazwany uskokiem Świśliny (Jurewicz & Mizerski, 1991). Nie udało się wprawdzie znaleźć w odsłonięciach kontaktu sylur/dewon, jednak na obecność dyslokacji wskazuje bliskie położenie wschodni szarogłazów i łupków górnosylurskich oraz kwarcytowych

piaskowców dolnodewońskich w Śniadce Parcele. Wskazuje na to również mineralizacja szarogłazów w górnym odcinku profilu w odsłonięciu 3, w pobliżu wychodni skał dolnodewońskich. Na północy antykliny Bronkowic również występuje uskok o kierunku zbliżonym do W–E. Oddziela on skały górnosylurskie od piaskowców dolnodewońskich, które występują we wsi Bronkowice. Uskok ten, nazwany uskokiem Bronkowic, jest częściowo przykryty pokrywą triasową (ryc. 1, 6).

Antyklina Bronkowic powstała podczas orogenezy waryscyjskiej (Jurewicz & Mizerski, 1991), opisane uskoki podłużne zaś utworzyły się po fałdowaniach, zapewne w późnych fazach tej samej orogenezy. Po etapie deformacji plastycznych i utworzeniu się antykliny Bronkowic wskutek kompresji o kierunku N–S, w wyniku odprężenia powstały uskoki podłużne Świśliny i Bronkowic. Wzdłuż tych uskoczków zostały zrzucone skrzydła antykliny. Liczne deformacje przyuskokowe zostały opisane przez Jurewicz i Mizerskiego (1991).

Pisząc o tektonice antykliny Bronkowic należy wymienić jeszcze jeden uskok podłużny, młodszy od wymienionych. Znajduje się on w środkowej części antykliny i biegnie niemal dokładnie wzdłuż doliny Świśliny (ryc. 1). Dzieli się na trzy odcinki, dwa na zachodzie i wschodzie o kierunku WNW–ESE, trzeci w części środkowej o kierunku WSW–ENE. Uskok ten nazwany uskokiem Przedgrabia, jest dyslokacją przesuwczą.

W okolicy Bronkowic występują również liczne małe uskoki skośne do osi antykliny. Uskoki te powstały w czasie ruchów laramijskich, przecinają bowiem skały paleozoiczne

i triasowe. Powstanie tych uskoczków było, jak to wynika z diagramu kierunkowego (ryc. 1A), spowodowane działaniem pola naprężeń o głównej osi nacisku w kierunku W–E. To samo pole naprężeń spowodowało zapewne przesunięcie poziome o ogólnym kierunku W–E, wzdłuż uskoku Przedgrabia. Znaczna plastyczność łupków kompleksu I spowodowała zapewne także zmiany kierunku tego uskoku oraz podzielenie go na odcinki. Przesuwczy uskok Przedgrabia jest wieku laramijskiego, jakkolwiek mógł on powstać na miejscu starszego uskoku równoległego do uskoczków Świśliny i Bronkowic

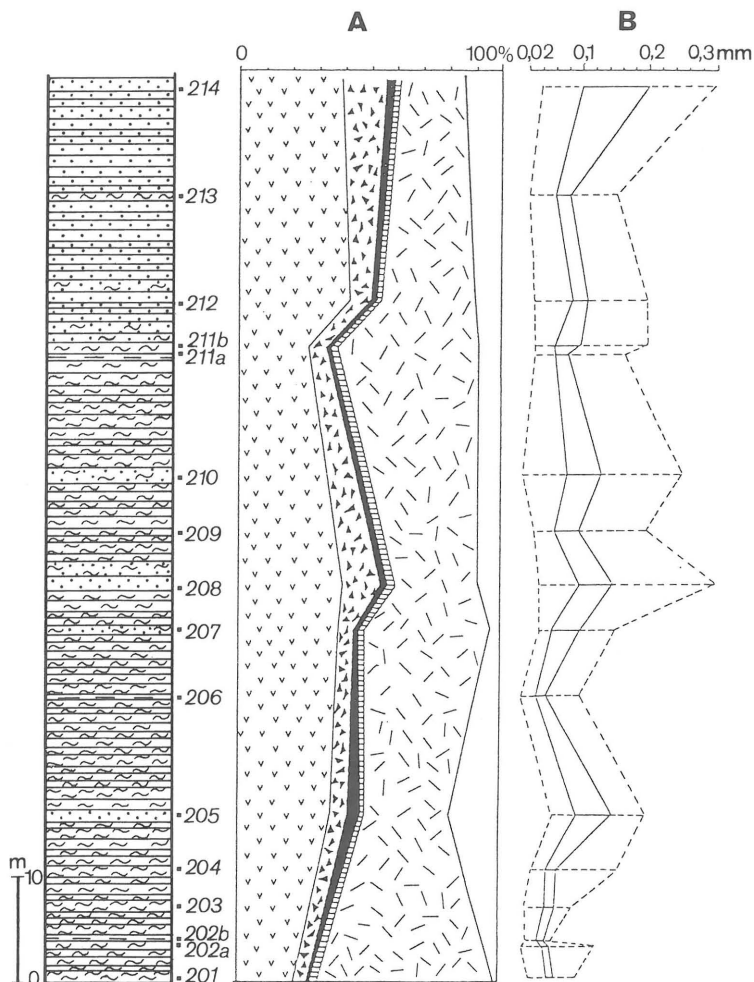
Uskok Przedgrabia ma ogólny kierunek podobny do kierunku przesuwczego uskoku laramijskiego, który występuje w zachodniej części Gór Świętokrzyskich, w okolicy Przedborza. Uskok ten, stanowi według Pożaryskiego (1976) zachodnie przedłużenie paleozoicznej dyslokacji świętokrzyskiej odmłodzonej pod koniec kredy.

Pochodzenie materiału detrytycznego w skałach górnosylurskich antykliny Bronkowic

Przedstawiono (ryc. 7) uogólnione profile osadów górnosylurskich i dolnodewońskich rejonu Bronkowic (A), Bukowej Góry (B), regionu kieleckiego (C) oraz wyniesienia radomsko-kraśnickiego (D). Z porównania tych profili wynika, że rozwój sedimentacji pod koniec syluru i z początkiem dewonu przebiegał na wymienionych obszarach odmiennie.

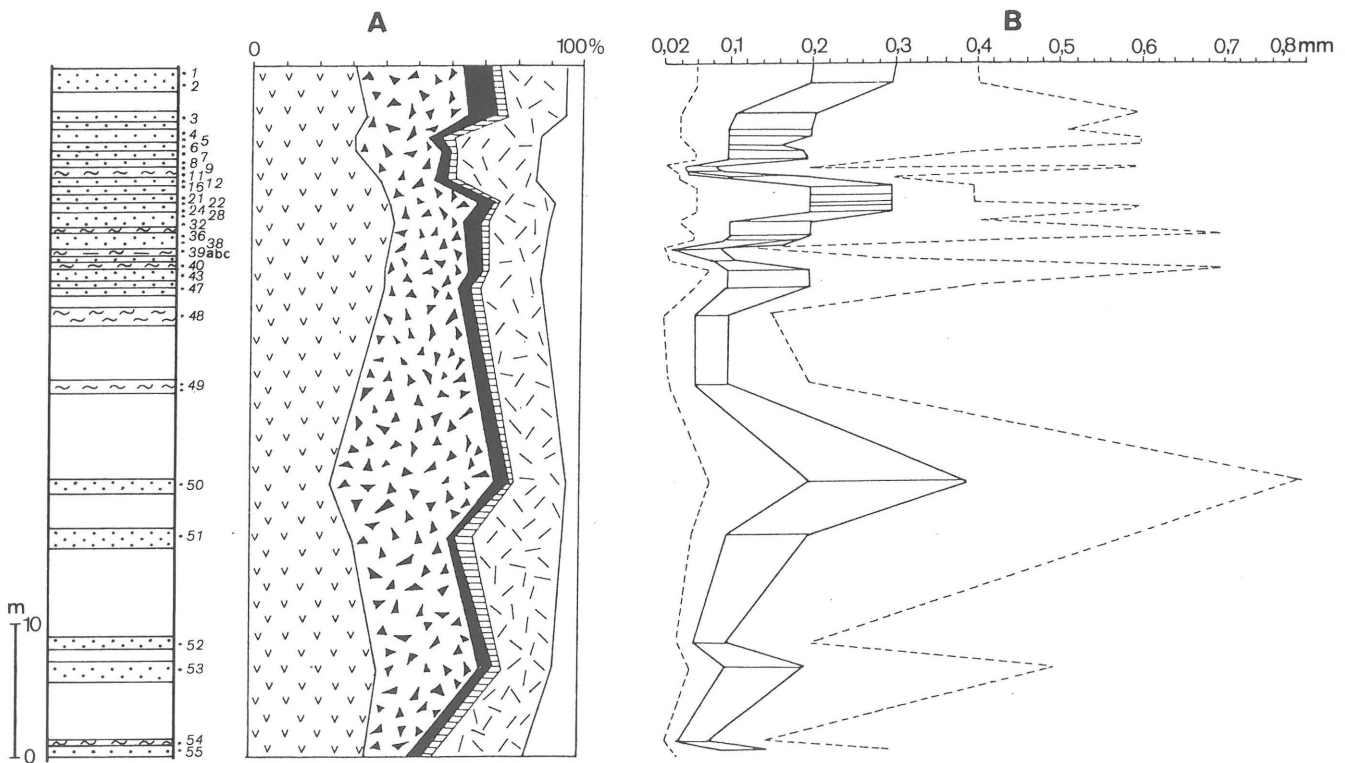
Profil Bukowej Góry (Łobanowski & Przybyłowicz, 1979) wykazuje do końca syluru sedimentację ilastą z przewarstwieniami mułowców, która przechodzi w stropie w ilaste osady lądowe z niewielką domieszką materiału klastycznego, zaliczone do najstarszego dewonu (formacja klonowska). Na południu, w regionie kieleckim, okres dopływu materiału grubszego do zbiornika przypadł na młodszy ludlow i był związany z aktywizacją miejscowych procesów wulkanicznych (Przybyłowicz & Stupnicka 1989) po czym, aż do końca najmłodszego syluru (przydoli), trwała sedimentacja ilasta (Stupnicka i in., 1991; Malec, 1993). W żedynie powstały ilaste osady lądowe z niewielką domieszką materiału klastycznego (formacja klonowska), a w zigenie procesy erozyjne doprowadziły do częściowej erozji wymienionych osadów. W regionie radomsko-kraśnickim (Ciepłków — Tomczyk, 1974b), pod koniec starszego paleozoiku trwała ciągła sedimentacja morska, z przewagą frakcji ilastej, która kontynuowała się bez przerwy przez cały młodszy sylur do najstarszego dewonu (zigen). Niewielki dopływ materiału mułowcowego został stwierdzony w górnej części piętra przydoli (dawniej piętro Podlasie — Tomczyk, 1974b) a następnie pod koniec zigeny i w emsie powstały kwarcytowe piaskowce lądowe.

W okolicy Bronkowic obserwuje się ku stropowi



Ryc. 4. Profil odsłonięcia nr 3 — kompleks II. Objasnienia jak na ryc. 3

Fig. 4. Profile of outcrop 3 — member II. Explanation as in fig. 3



Ryc. 5. Profil odsonięcia nr 1 — kompleks III. Objaśnienia jak na ryc. 3

Fig. 5. Profile of outcrop 1 — member III. Explanation as in fig. 3.

osadów górnosylurskich, zwiększający się stopniowo dopływ materiału grubszego o frakcji od mułowcowej do drobnopiaszczystej.

Powodowało to zasypywanie morskiego zbiornika sedimentacyjnego oraz jego spłytenie. Wskazują na to obecność hieroglifów, m.in. riplemarki, a także fauna bentoniczna występująca w soczewkach wapiennych, w górnej części kompleksu II. Dopływ materiału detrytycznego stopniowo się zwiększał, jak również stopniowo zwiększała się wielkość ziarn. Jakkolwiek nie stwierdzono w rejonie Bronkowic osadów gruboziarnistych (w najwyższych poziomach przeważają piaskowce drobnoziarniste), jednak w kompleksie III występuje domieszka ziarn o średnicach 0,4 do 0,8 mm, nie spotykanych w kompleksach starszych. W porównaniu z frakcją ilastą przeważającą w skałach kompleksu I wzrost dopływu materiału mułowcowego i piaszczystego do zbiornika sedimentacyjnego w najmłodszym sylurze jest wyraźny. Brak w tym rejonie osadów najstarszego dewonu mogło być spowodowane albo luką sedimentacyjną w wyniku całkowitego zasypania zbiornika, albo późniejszymi ruchami tektonicznymi i powstaniem uskoku podłużnych (uskoki Świśliny i Bronkowic).

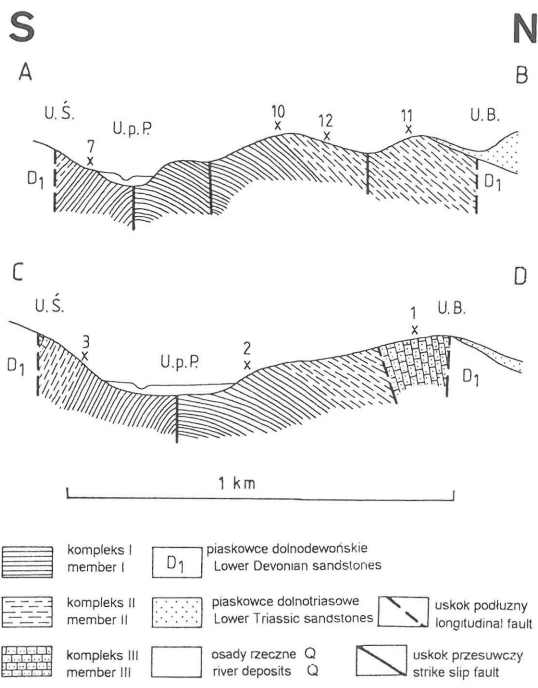
Uzupełnieniem obserwacji przeprowadzonych w okolicy Bronkowic były badania wykonane w Wydryszowie (Bednarczyk i in., 1983). Z dolnorzepińskimi piaskowcami i łupkami kontaktują tam bezpośrednio skały górnej części dolnego dewonu wykształnione w postaci piaszczystych wapieni, w których znaleziono konodonty najstarszego eiflu. W cytowanej pracy (s. 151) stwierdzono, że: „Osady przejściowe między sylurem a dewonem znane z innych profili regionu łysogórskiego mogły być w Rzepinie zniszczone lub tektonicznie przemieszczone”. W tej samej pracy autorzy napisali, że „Skład materiału detrytycznego (w wapieniach

piaszczystych — dop. auterek) mógłby sugerować pochodzenie tego materiału w znacznej mierze ze skał krystalicznych typu granitoidów”.

Skały górnosylurskie antykliny Bronkowic zostały zaklasyfikowane według Pettijohna do wak litycznych. Analiza składu materiału detrytycznego piaskowców i mułowców wykazała, że poza kwarcem, który najczęściej występuje w ilości 35 do 40% objętościowych, znajdują się w nich okruchy skał osadowych i wulkanicznych. Do okruchów skał osadowych, których ilość waha się od 10 do 25%, należą fragmenty ilowców, mułowców, kwarcytów i skał krzemionkowych. Skały pochodzenia wulkanicznego reprezentują okruchy skał wylewnych obojętnych i zasadowych (ok. 2 do 10%) oraz kwarc piroklastyczny. W najmniejszej ilości i nie we wszystkich próbkach, znajdowano okruchy skał krystalicznych (1,5–5%). Wśród materiału klastycznego spotykane są również ziarna skaleni, głównie plagioklazów w ilościach ok. 1–10%.

Można wnioskować, że obszar alimentacyjny badanych osadów był zbudowany ze skał osadowych, wulkanicznych i krystalicznych. Obecność ziarn piroklastycznych może świadczyć o tym, że równoległe z sedimentacją rozwijała się działalność wulkaniczna. Jak wynika ze składu materiału detrytycznego w kompleksach od I do III obszar alimentacyjny nie uległ zmianie w czasie sedimentacji późnosylurskiej.

Najliczniej reprezentowane skały osadowe pochodzą niewątpliwie ze zniszczenia skał starszych od późnego syluru. W całym regionie (Polska Południowo-Wschodnia) skały starsze od górnosylurskich są reprezentowane przez mułowce, ilowce i kwarcyty. W skałach ordowiku i wczesnego syluru mogły występować również skały krzemionkowe. Okruchy skał wulkanicznych mogą pochodzić z zniszczenia, starszych od piętra przidoli, skał ludlowu, który był okresem znacznej działalności wulkanicznej w Górach Świętokrzyskich. Obszar alimentacyjny był zbudowany również ze skał krystalicznych a niektóre fragmenty świadczą, że występowały tam skały intruzywne typu granitoidów jak i inne skały krystaliczne. Mogą na to wskazywać



←

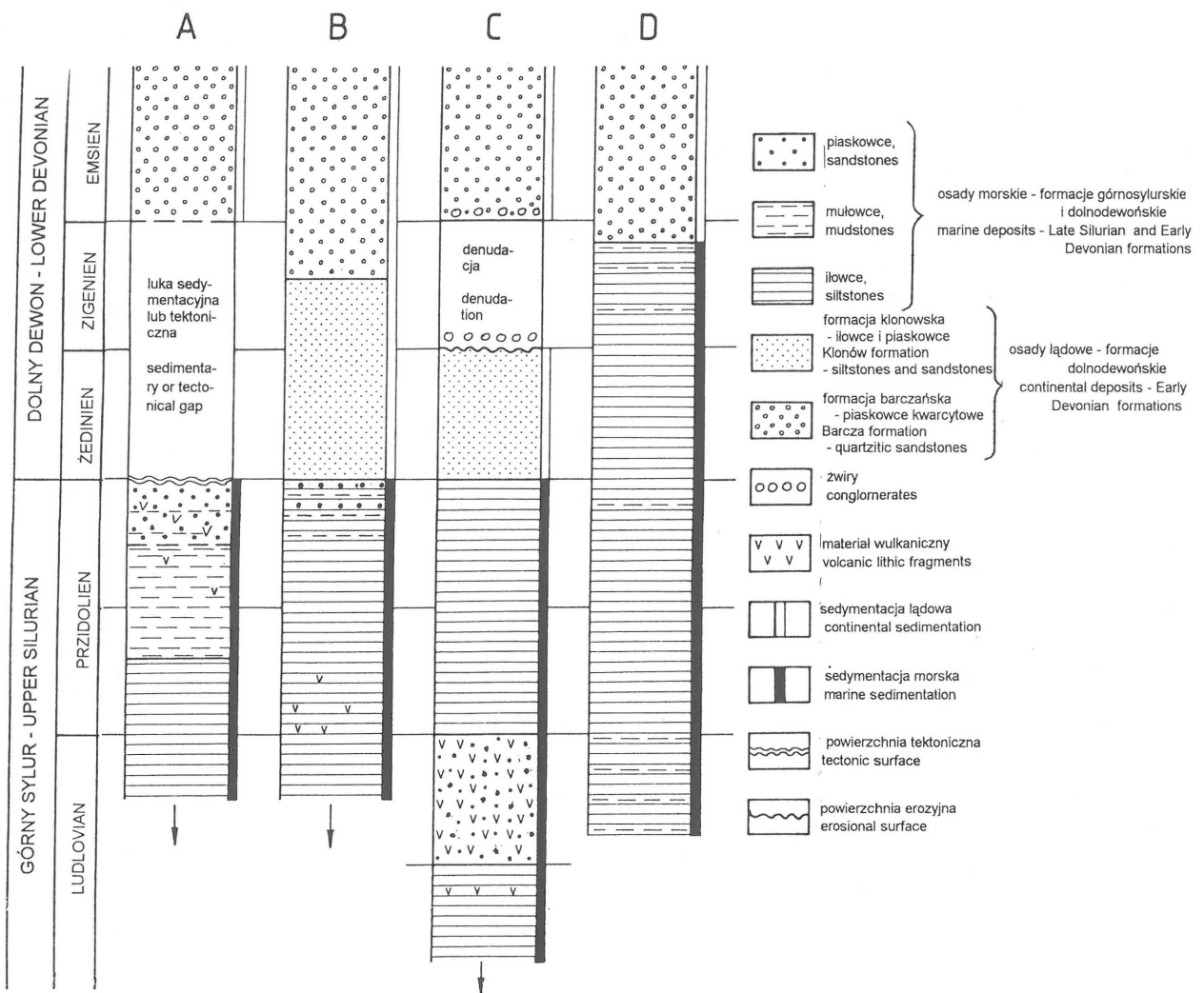
Ryc. 6. Schematyczne przekroje A–B i C–D przez antyklinę Bronkowic. Lokalizacja przekrojów na ryc. 1. U.Ś. — uskoki Świślina, U.B. — uskoki Bronkowic, U.p.P. — uskoki przesuwczy Przedgrabia

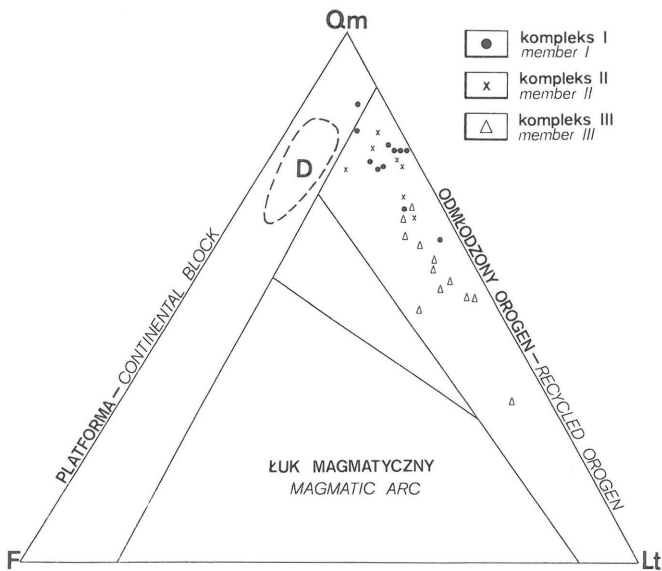
Fig. 6. Schematic cross-sections A–B and C–D through the Bronkowice anticline. Location of the cross-sections as in fig. 1. U.Ś. — the Świślina Fault, U.B. — the Bronkowice Fault, U.p.P. — Przedgrabia strike slip Fault

Ryc. 7. Porównanie uproszczonych profili osadów górnosylurskich i dolnodewońskich z okolicy Bronkowic (A), Bukowej Góry (B) (Łobanowski & Przybyłowicz, 1979), południowej części Gór Świętokrzyskich (C) (Malec 1993) oraz wyniesienia radomsko-kraśnickiego (D) (Ciepielów — Tomczyk, 1974b)

Fig. 7. Comparison of generalised profiles of the Upper Silurian and Lower Devonian deposits near the Bronkowice anticline (A), near the Bukowa Mountain (B) (Łobanowski & Przybyłowicz, 1979), southern part of Holy Cross Mts (Malec, 1993), and the Radom–Kraśnik elevation (D) (Ciepielów — Tomczyk, 1974b)

↓





Ryc. 8. Skład piaskowców górnosylurskich antykliny Bronkowic i dolnodewońskich z wiercenia Pionki 1 i 4 na diagramie Dickinsona (Dickinson i in., 1983)

Qm — ziarna kwarcu, F — skalenie, Lt — fragmenty skalne. D — piaskowce dolnodewońskie z wiercenia Pionki 1 i 4 (Łobanowski & Przybyłowicz, 1979)

Fig. 8. Composition of the Upper Silurian rocks in the Bronkowice anticline and Lower Devonian sandstones in Pionki 1 and 4 boreholes on the Dickinson diagram (Dickinson et al., 1983)

Qm — quartz grains, F — feldspars, Lt — rock fragments, D — Lower Devonian sandstones, in the Pionki 1 and 4 boreholes (Łobanowski & Przybyłowicz, 1979)

zarówno przerosty pismowe kwarców i skaleni, jak i fragmenty kwarcowo-muskowitowe, kwarcowo-biotytowe i kwarcowo-skaleniowe. Występujące w osadach skalenie o przesuniętych prążkach bliźniaczych mogą świadczyć, że w skale pierwotnej znalazły się one pod wpływem nacisków tektonicznych.

Zagadnienie pochodzenia materiału detrytycznego jest dotychczas nie rozstrzygnięte. Wcześniejsze sugestie znane z literatury (Czarnocki, 1957; Tomczyk, 1974a) mówią ogólnie o dopływie w paleozoiku materiału detrytycznego z południa Gór Świętokrzyskich. Analiza materiału klastycznego występującego w osadach górnosylurskich antykliny Bronkowic nie potwierdza tego poglądu, gdyż materiał krystaliczny występujący w skałach kompleksu II i III nie mógł pochodzić z regionu kieleckiego. Przeciwno takiej hipotezie przemawiają również ostatnie prace w zachodniej części Kielc, gdzie cały profil osadów piętra przydoli udokumentowany faunistycznie składa się z iłowców. Brak jest w tym profilu (ryc. 7 — profil C) materiału grubszego, który został stwierdzony w antyklinie Bronkowic. Okres erozji nastąpił w regionie kieleckim dopiero we wczesnym dewo-

nie, między starszym zigenem i emsem (Malec, 1993; Stupnicka, 1994).

Gdzie zatem mógł się znajdować obszar alimentacyjny skał górnosylurskich antykliny Bronkowic ?

Nasuwa się przypuszczenie, że materiał ten, jeśli nie pochodził z regionu kieleckiego, mógł docierać do zbiornika z północnego wschodu, z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej. Jednak profile wierceń wykonanych na terenie wyniesienia radomsko-kraśnickiego, położonego między Górami Świętokrzyskimi a platformą wschodnioeuropejską (ryc. 7 — profil D) wykazują, że w czasie późnego syluru istniał tam zbiornik morski, w którym sedymentowały iłowce, niekiedy z wkładkami mułowców. Stwierdzono je w wierceniach w Ciepeliowie (Tomczyk, 1974b), Pionkach (Łobanowski & Przybyłowicz, 1979) i Kocku (Tomczykowa & Tomczyk, 1974). Oddzielony tym zbiornikiem region łysogórski nie mógł być więc zasilany materiałem pochodzącym z terenów platformy wschodnioeuropejskiej, jakkolwiek taka interpretacja tłumaczyłaby obecność fragmentów skał krystalicznych w osadach górnosylurskich antykliny Bronkowic.

W tej sytuacji jedyną możliwą hipotezą, która wyjaśnia stwierdzone fakty jest przyjęcie, że na wschód, lub północ, lub na północny zachód od zbiornika późnosylurskiego regionu Bronkowic znajdował się masyw, obecnie przykryty miększą pokrywą skał młodopaleozoicznych i mezozoicznych. Masyw ten zbudowany ze skał osadowych oraz, w mniejszym stopniu, ze skał wulkanicznych i krystalicznych, w czasie sedymentacji kompleksów II i III był źródłem materiału mułowcowego i piaszczystego.

Wykonany dla skał górnosylurskich okolicy Bronkowic diagram metodą Dickinsona (Dickinson i in., 1983) wykazał, że wszystkie zbadane próby mieszczą się w polu trójkąta odpowiadającego niszczonego orogenowi (ryc. 8). Może to wskazywać na pochodzenie materiału ze starsze-

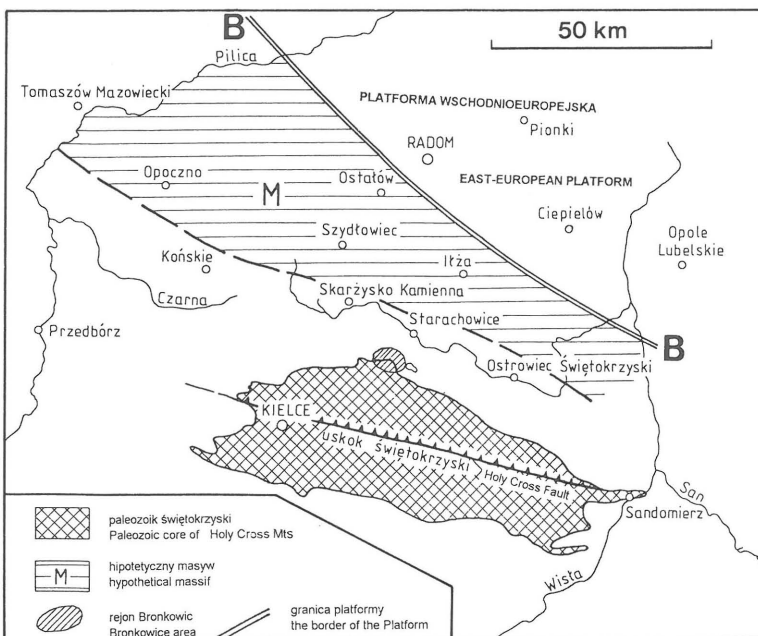


Fig. 9. Położenie hipotetycznego masywu M pomiędzy Górami Świętokrzyskimi i krawędzią platformy wschodnioeuropejskiej (B-B) na podstawie badań geofizycznych (Skorupa, 1973)

Fig. 9. The location of the hypothetical massif M between the Holy Cross Mts and East-European Platform margin (B-B) based on geophysical data (Skorupa, 1973)

go masywu orogenicznego, nie z platformy. Dopiero w skałach dewońskich Pionek (ryc. 8, pole D) występuje materiał klastyczny mający charakter detrytusu pochodzącego z platformy.

Masyw „M” nie był dotychczas przedstawiany na mapach tektonicznych Polski, jednak za jego istnieniem na północ od Gór Świętokrzyskich przemawiają poza przedstawionymi obserwacjami fakty takie, jak:

1. Stwierdzony przez Skorupę (1975) metodami geofizycznymi element pozytywny „M” utworzony według tego autora ze skonsolidowanych skał paleozoicznych. Został on zlokalizowany pomiędzy Górami Świętokrzyskimi a platformą wschodnioeuropejską ograniczoną od zachodu uskokiem (Br–B; ryc. 9).

2. Obserwacje przeprowadzone przez Łobanowskiego (Łobanowski & Przybyłowicz, 1979) w odniesieniu do paleogeografii dolnodewońskiego zbiornika sedymentacyjnego północnej części Gór Świętokrzyskich (Bukowa Góra) i wyniesienia radomsko-kraśnickiego (Pionki). Wykazały one, że między basenami Bukowej Góry oraz Ciepłowa i Pionek istniała wtedy bariera.

3. Tomczyk (1988) stwierdził, że w wierceniach wykonanych w okolicach Radomia i Rawy Mazowieckiej skały sylurskie mają, w porównaniu z rejonem Lublina, mniejszą miąższość i płytszego zbiornika. Może to sygnalizować obecność w sylurze na północny wschód od Gór Świętokrzyskich elementu pozytywnego.

Do zbliżonych wniosków doszedł ostatnio W. Pożaryski (1997) na podstawie wyników wierceń wykonanych w okolicy Radomia. W wiercieniu w Lisowie występują stromo położone (upady 30 do 80°) skały górnosylurskie, które wymieniony autor wiąże z młodokaledońską strukturą fałdową znajdującą się, pod pokrywą skał młodszych, pomiędzy Nowym Miastem a Kraśnikiem. Struktura ta, jakkolwiek jej czoło sięga na teren wyniesienia radomsko-kraśnickiego, leży więc na północ od Gór Świętokrzyskich, może być identyfikowana z masywem opisanym przez autorki i zlokalizowanym na podstawie danych geofizycznych (Skorupa, 1973).

Wszystkie przedstawione obserwacje przemawiają za tym, że w późnym sylurze i wczesnym dewonie na północ od basenu łysogórskiego występował masyw, w budowie którego udział miały skały osadowe i krystaliczne. W najmłodszym sylurze ulegał on podnoszeniu, któremu towarzyszyły zapewne procesy wulkaniczne. Obecne położenie tego masywu może odpowiadać ogólnie obszarowi przedstawionemu na ilustracji (ryc. 9, M).

O genezie tego masywu wiemy jeszcze niewiele. Jak można wnioskować na podstawie przebiegu późnosylurskiej sedymentacji w basenie okolicy Bronkowic, był on wtedy niezbyt wysoko wypiętrzony. Przemawiają za tym nieduże miąższości oraz drobna frakcja osadów piętra przydoli.

Niestety, dotychczas żadne wiercenie nie dotarło do skał starszego paleozoiku w omawianym obszarze poza wierczeniami w Lisowie i w Rachowie (Tokarski, 1958). Dlatego też trudno wyrokować dziś ostatecznie o budowie hipotetycznego masywu występującego pod koniec starszego paleozoiku na północ od rejonu Bronkowic. W młodszym sylurze masyw ten powinien być znajdować się w znacznej odległości od platformy wschodnioeuropejskiej oddzielony od niej basenem, w którym, w późnym sylurze i we wczesnym dewonie rozwijała się sedymentacja osadów ilastych (ryc. 7 — profil D). Następnie, w czasie orogenezy waryscyjskiej

wskutek kompresji o kierunku N–S, masyw zbliżył się do platformy, z którą graniczy dziś wzdłuż uskoku B–B (ryc. 9). W późnych fazach tej samej orogenezy uległ, przynajmniej częściowo, obniżeniu i został przykryty osadami młodszego karbonu, stwierdzonymi w wierceniach w Ostalowie i Opocznie (Migaszewski, 1995). Następne wiercenia wykonane na obszarze omawianego masywu mogą przynieść odpowiedź na pytanie o jego genezę i wiek.

Autorki dziękują prof. L. Tellerowi za udostępnienie notatek terenowych z prac przeprowadzonych z prof. K. Korejwo, w poszukiwaniu wkładek wapieni z fauną. Fauna ta nie została dotychczas opracowana.

Literatura

- BEDNACZYK, W., ŁOBANOWSKI H., PRZYBYŁOWICZ T. & STUPNICKA E. 1983 — O wieku osadów górnego piętra rzezińskiego w antyklinie wydrzysowskiej — Góry Świętokrzyskie. *Prz. Geol.*, 31: 145–151.
- CZARNOCKI J. 1919 — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, 28: 1–172.
- CZARNOCKI J. 1957 — Tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, t. II: 1–95.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Kwart. Geol.*, 38: 169–188.
- DICKINSON W.R., BEARD L.S., BRAKENRIDGE G.R., ERJAVEC J.L., FERGUSON R.C., INMAN K.F., KNEPP R.A., LINDBERG F.A. & RYBERG P.T. 1983 — Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94: 222–235.
- FILONOWICZ P. 1963 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Stupia Nowa. *Wyd. Inst. Geol.*
- FÜCHTBAUER H. & MÜLLER M.G. 1970 — Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlag: 726.
- JUREWICZ E. & MIZERSKI W. 1991 — Nowe dane o budowie geologicznej antykliny Bronkowic. *Biul. UW*, 32: 11–144.
- ŁOBANOWSKI H. & PRZYBYŁOWICZ T. 1979 — Tidal flat and flood-plain deposits in the lower devonian of western Lublin Upland (after the boreholes Pionki 1 and Pionki 4). *Acta Geol. Pol.*, 29: 383–406.
- MALEC J. 1993 — Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. *Kwart. Geol.*, 37: 501–536.
- MARIAŃCZYK E. 1973 — Nowe dane o geologii regionu Bronkowic. *Prz. Geol.*, 21: 158–160.
- MIGASZEWSKI Z. 1995 — Boreholes Opoczno PIG 2 and Ostalów PIG 2. [W:] XIII Intern. Cong. on Carboniferous-Permian, Kraków. *Guide A2*: 28–29.
- POŻARYSKI W. 1976 — Położenie mezozoiku świętokrzyskiego na tle geologii Europy Środkowej. [W:] *Przew. 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Starachowice*: 7–13.
- POŻARYSKI W. 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Prz. Geol.*, 45: 1265–1270.
- PRZYBYŁOWICZ T. & STUPNICKA E. 1989 — Charakterystyka petrograficzna skał górnosylurskich z Niestachowa (Góry Świętokrzyskie). *Arch. Miner.*, 44: 129–147.
- SKORUPA J. 1975 — [W:] *Mat. Pr. Inst. Geof.*, 82: 39–49.
- STUPNICKA E. 1995 — Fazy ruchów tektonicznych w górnym sylurze i dolnym dewonie w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 43: 110–112.
- STUPNICKA E., PRZYBYŁOWICZ T., ŻBIKOWSKA B. 1991 — Wiek szarogłazów niewachlowskich łupków z Widełek k. Barda (Góry Świętokrzyskie). *Prz. Geol.*, 39: 389–393.
- TOKARSKI A. 1958 — O typach struktur wału metakarpackiego. *Kwart. Geol.*, 2: 807–823.
- TOMCZYK H. 1974a — Góry Świętokrzyskie [W:] *Budowa Geologiczna Polski*. t. 4, Tektonika. cz. 1. *Wyd. Geol.*
- TOMCZYK H. 1974b — Ciepłówek IG 1, 20: 75–81. [W:] *Profile głębokich otworów wierniczych Inst. Geol.*
- TOMCZYK H. 1988 — Region łysogórski a platforma wschodnioeuropejska w cyklu kaledońsko-waryscyjskim. *Prz. Geol.*, 36: 9–16.
- TOMCZYKOWA E. & TOMCZYK H. 1974 — Kock IG 1. z 15: 44–52. [W:] *Profile głębokich otworów wierniczych.*
- TOMCZYKOWA E. & TOMCZYK H. 1981 — Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. [W:] *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kielce: 42–57.