

## Fazy ruchów tektonicznych w górnym sylurze i dolnym dewonie w południowej części Gór Świętokrzyskich

Ewa Stupnicka\*

W 1994 r. został opisany profil osadów górnego syluru i dolnego dewonu, odsłonięty w zachodniej części Kielc, w związku z budową elektrociepłowni. Skały odsłaniają się w przekopie o długości ok. 500 m, w którym można prześledzić warstwy górnosylurskie, budujące jądrową część antykliny niewachlowskiej oraz leżące wyżej — bez niezgodności kątovej — skały dolnego dewonu, tworzące skrzydła tej antykliny. Ostatnio opublikowane wyniki badań [11, 12, 19], a zwłaszcza szczegółowa analiza procesów sedymentacyjnych, pozwalają na wyciągnięcie wniosków co do charakteru młodokałedońskich procesów tektonicznych, w całej południowej części Gór Świętokrzyskich. Wyniki te mają dużą wartość, zwłaszcza ze względu na odkrycie łupków z fauną górnosylurską oraz stwierdzenie zgodności kątovej, między warstwami górnego syluru i najniższego dewonu (dolny żedyn). Dotychczas bowiem przyjmowano [10, 21, 23], że sedymentacja starszego paleozoiku, w południowej części Gór Świętokrzyskich, kończy się szarogłazami niewachlowskimi o miąższości kilkaset metrów, a po przerwie sedymentacyjnej, obejmującej najwyższy sylur i dolną część dewonu dolnego, oraz po erozji związanej z ruchami tektonicznymi młodokałedońskimi, akumulacja rozpoczęła się leżącymi z niezgodnością kątową w spągu, piaskowcami lądowymi emsu. Takie wnioski wynikały z badań, przeprowadzonych w niecce bardziańskiej [2]. Na innych terenach, m.in. w okolicy Kielc wyróżniano utwory przejściowe, określane jako da-unton [5] lub żedyn [3], jednak ich wykształcenie, bardzo zróżnicowane litologicznie, oraz brak fauny nie pozwalały dotychczas na pełniejsze określenie warunków, jakie panowały w południowej części Gór Świętokrzyskich, po powstaniu szarogłazów niewachlowskich.

Dopiero niedawno, w Wielełkach — powyżej szarogłazów niewachlowskich — znaleziono łupki zawierające morską faunę górnego ludlowu [17], co wykazało, że sedymentacja w górnym sylurze nie kończyła się szarogłazami, a kontynuowała w postaci osadów drobnodetrytycznych, w których znaleziono, podobnie jak w szarogłazach, znaczną domieszkę materiału pochodzenia wulkanicznego. Taki wniosek potwierdziły badania, przeprowadzone w przekopie w zachodniej części Kielc przez Malca, który ponad szarogłazami niewachlowskimi opisał skały łupkowe [12]. Autor ten stwierdził również, że wśród łupków, których sedymentacja rozwijała się w całym górnym sylurze, występują wkładki mułowców szarogłazowych, co świadczy o działalności wulkanicznej aż do granicy sylur/dewon.

Na podstawie opracowanego profilu, w zachodniej części Kielc, Malc [12] wysunął wiele wniosków. Niektóre z nich stawiają nas przed nowymi pytaniami i wątpliwościami. Pierwsza wątpliwość dotyczy miąższości skał górnosylurskich, w północno-zachodniej części regionu kieleckiego. Według Malca wynosi ona 1200–1300 m.

W Górach Świętokrzyskich szacunkowo obliczone miąższo-

ści skał sylurskich a w szczególności górnosylurskich, są przeważnie wyższe od rzeczywistych. Dotyczy to miąższości warstw wydrzyszowskich i rzepińskich antykliny bronkowickiej, ocenionej pierwotnie na 2000 m [3], później na ok. 750 m [6], skał sylurskich synkliny międzygórskiej ocenianej na 1200–1300 m [20], wreszcie miąższości skał górnosylurskich w niecce bardziańskiej, obliczanej na kilkaset metrów [9]. Jednak wszystkie otwory wiertnicze, które przebiły skały sylurskie w południowej części Gór Świętokrzyskich wykazały, że miąższość tych skał jest znacznie mniejsza. Wynosi ona przeważnie 200–300 m.

W wierceniach w Kleczanowie (synklina międzygórska) cały sylur ma miąższość ok. 250 m [1], w Niestachowie koło Kielc — ok. 200 m [4], w Zalesiu (niecka bardziańska) — ok. 200 m [2], w Mokradlu (niecka bardziańska) — do 200 m [22], w Wielełkach szarogłazy niewachlowskie mają miąższość ok. 130 m [16]. Jeśli nawet przyjmujemy, że erozja posylurska usunęła górną część skał górnosylurskich, to i tak miąższość tych skał nie mogła osiągnąć wielkości takich, jakie przyjmowano w cytowanych pracach [3, 9, 20, 23].

Akkolwiek w zachodniej części regionu kieleckiego, ze względu na pełniejszy, niż na wymienionych terenach, profil zachowanych osadów, miąższość ta może być większa, jednak przyjęta przez Malca [12], na podstawie pomiarów w przekroju przez antyklinę niewachlowską, miąższość skał najwyższego syluru (warstwy kieleckie) nie może odpowiadać rzeczywistej miąższości tych utworów. Przekrój, znany autorce z autopsji, został wykonany wzdłuż przekopu kolejowego A–B [12 (fig. 5)]. Przecina on warstwy szczytowej części antykliny niewachlowskiej, na której obu skrzydłach występują skały dolnodewońskie. Długość przekopu, którą autor artykułu [12] utożsamia z miąższością warstw kieleckich wynosi ok. 500 m. Jednak:

1) warstwy górnosylurskie mają upady 40–80°, a więc długość przekopu nie równa się rzeczywistej miąższości skał,

2) biegi warstw są zmienne i rzadko mają położenie prostopadłe do kierunku ściany przekopu. Zwiększa to ich pozorną miąższość.

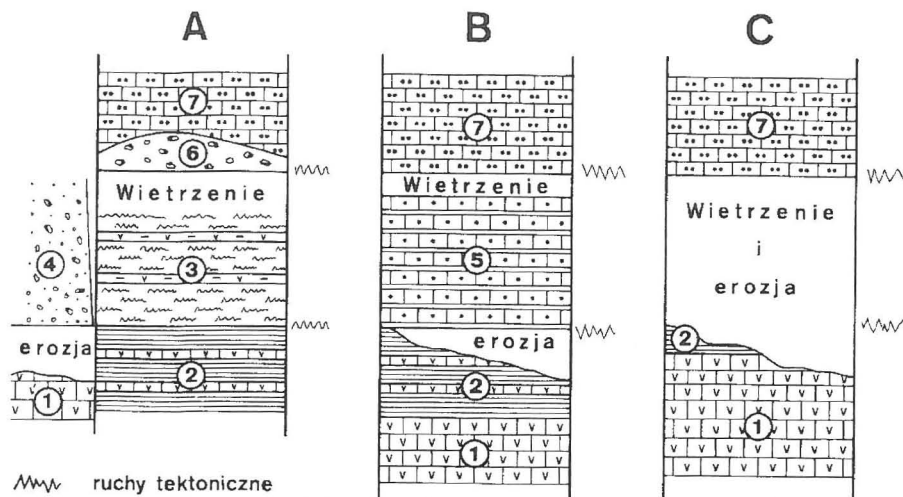
3) warstwy przekroju A–B tworzą dwa skrzydła antykliny są więc, przynajmniej w części, powtórzone,

4) istnieje duże prawdopodobieństwo, że w omawianym przekroju istnieją zafałdowania lub uskoki, powodujące powtórzenia zespołów warstw. Na ich obecność w jądrowej części antykliny niewachlowskiej wskazują liczne drugorzędne fałdy, przedstawione na przekroju [12] przez warstwy niewachlowskie równoległym do przekroju A–B.

Na podstawie przedstawionych danych, sądzę, że wyniki obliczeń miąższości skał górnego syluru, przedstawione przez Malca [12], są co najmniej dwukrotnie większe od rzeczywistej grubości tych utworów.

Druga wątpliwość odnosi się do interpretacji procesów sedymentacyjnych w górnym sylurze i w dolnym dewonie oraz wynikających z niej wniosków tektonicznych. Ostatnio interpretację Malca, z punktu widzenia badań stratygraficznych dolnego dewonu, postawił w wątpliwość również Szulczewski [18]. Profil, odsłonięty w zachodniej części Kielc, wnosi do zagadnienia tektoniki nowe dane, jednak wyniki wymagają porównania z obserwacjami, przeprowadzonymi na innych terenach Gór Świętokrzyskich.

\*Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski  
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa



Ryc.1. Schematyczne profile skał górnosylurskich i dolnodewońskich w zachodniej części Kielc A, w Niestachowie B i w Pragowcu C

1 – szarogłazy niewachlowskie, 2 – szare łupki z przewarstwieniami mułowców szarogłazowych (warstwy kieleckie i formacja z Widełek), 3 – iły brunatne z przewarstwieniami mułowców (warstwy klonowskie), 4 – żwiry wieloskładnikowe, 5 – piaskowce i łupki (formacja z Niestachowa), 6 – jednoskładnikowe żwiry miedzanogórskie, 7 – piaskowce lądowe emsu

Zgodnie z opisem profilu na fig. 10 [12] sedimentacja rozwijała się bez przerw, od warstw kieleckich (przydoli–dolny żedyn) poprzez warstwy klonowskie do zlepieńców miedzanogórskich (górný żedyn–zigen). Według Malca w dolnym dewonie zmianie ulegały tylko warunki facjalne, od szarych iłowców z wkładkami szarogłazów (warstwy kieleckie), poprzez brunatne łupki z wkładkami piaskowców (warstwy klonowskie), po skały grubodetrytyczne (zlepieńce miedzanogórskie). Autor ten nie stwierdził żadnych przerw w sedimentacji. Występujące w profilu zlepieńce, znane od wielu lat z Miedzianej Góry [2, 5, 7], są według Malca utworami typu regresywnego, powstałymi w końcowym etapie sedimentacji staropaleozoicznej. W opracowanym profilu pozycja stratygraficzna zlepieńców miedzanogórskich jest bardzo wyraźna. Występują one między warstwami klonowskimi i barczańskimi, w postaci soczewy, której miąższość w najszerszym miejscu wynosi ok. 5 m.

Zlepieńce miedzanogórskie, występują na obszarze od Kielc po Miedzianą Górę i, jak wynika z prac kartograficznych [4], rozciągają się wzdłuż skrzydeł synkliny miedzanogórskiej i antykliny niewachlowskiej. W opisanym odsłonięciu [12], osady te nie wykazują segregacji ani uławicenia. Sposób ułożenia otoczków, tkwiących w ilasto-piaszczystym lepiszczu, przemawia za tym, że był to stożek nasypowy, powstały bez udziału wód płynących zapewne u podnóża stoku lub skarpy.

Z analizy materiału wynika, że zlepieńce składają się z otoczków, o średnicach 5–10 cm (największe okazy mają ok. 0,5 m średnicy) dobrze i bardzo dobrze obtoczonych, otoczków o średnicach 2–4 cm, z których ok. 60% to otoczki dobrze obtoczone, a 40% to fragmenty ostrokrawędziste oraz z fragmentów skalnych, o średnicy poniżej 2 cm — ostrokrawędzistych. W tej frakcji obtoczone są tylko nieliczne okazy.

Przy dużym zróżnicowaniu cech morfologicznych (duże różnice wielkości i stopnia obtoczenia) otoczki zlepieńców miedzanogórskich mają jednolity skład litologiczny. Spotykanie są wyłącznie odporne na wietrzenie kwarcyty kambryjskie. Nie zostały znalezione otoczki skał młodszych — ordowickich i sylurskich — mniej odpornych na wietrzenie. A przecież skały te musiały pierwotnie przykrywać skały kambryjskie, z których pochodzą piaskowce kwarcytowe, składnik zlepieńców miedzanogórskich. Nasuwa się pytanie — dlaczego taki jest skład zlepieńców miedzanogórskich?

Na wygładzonych powierzchniach zlepieńców miedzanogór-

skich widać, że znaczna liczba otoczków kwarcytowych jest spękana. Nawet te, które mają dobrze zachowany zarys otoczaka często ujawniają wyraźne wewnętrzne spęknięcia, dzielące otoczak na fragmenty ostrokrawędziste. Wynika stąd, że okruszy ostrokrawędziste, występujące w zlepieńcach pochodzą z rozkruszenia większych otoczków Przemawia za tym przewaga materiału dobrze obtoczonego we frakcjach grubszych i zupełny niemal jego brak we frakcji poniżej 2 cm.

Wskazuje to, że przed utworzeniem się soczewy, opisanej z przekroju północnego skrzydła antykliny niewachlowskiej, otoczki kwarcytów musiały podlegać długotrwałym procesom wietrzenia subaeralnego. Spowodowało to zniszczenie mniej odpornych otoczków ordowicko-sylurskich oraz spęknięcie i pokruszenie na drobniejsze, ostrokrawędziste fragmenty kwarcytów kambryjskich. Na

taki przebieg zdarzeń wskazują również obwódki zwietrzelińowe, widoczne w przekrojach otoczków ze zlepieńców miedzanogórskich, pochodzących zarówno z opisanego przekroju jak i z Miedzianej Góry oraz wierceń (uprzejmie udostępnionych mi przez Łobanowskiego),

Fakty te przemawiają za tym, iż powstanie soczewy zlepieńców miedzanogórskich, z omawianego przekroju poprzedziły najpierw okres erozji i akumulacji żwirów wieloskładnikowych, które w zachodniej części Gór Świętokrzyskich przykrywały pierwotnie zapewne większe tereny, następnie okres wietrzenia subaeralnego, który doprowadził do zubożenia żwirów w składniki mniej odporne oraz spowodował spęknięcie i pokruszenie większych otoczków kwarcytowych. Dopiero po tym otoczki i pokruszone fragmenty kwarcytowe osadziły się w postaci stożka nasypowego, który zachował się jako soczewa w przekroju w zachodniej części Kielc.

Na to, że przed okresem wietrzenia żwiry zawierały otoczki skał mniej odpornych na wietrzenie od kwarcytów kambryjskich, wskazuje profil z Niestachowa [13]. Znalezione tam skały zawierające dużą ilość redeponowanego materiału ordowicko-sylurskiego. Niestachów jest oddalony od profilu zachodniej części Kielc o ok. 10 km na E. Ponad szarogłazami i łupkami górnego syluru zostały opisane piaskowce i łupki z fauną morską (m.in. liczne członki liliowców). Wśród otoczków w zlepieńcach, stanowiących przeławicenia wśród piaskowców, znaleziono liczne skały ordowickie i sylurskie, w tym otoczki łupków dolnosylurskich o średnicy do kilku cm. W łupkach formacji z Niestachowa zostały też znalezione liczne redeponowane mikroszczałki ordowickie i sylurskie [15]. Materiał tworzący skały formacji z Niestachowa, pochodzi niewątpliwie z bardzo bliskiej odległości, gdyż w czasie dłuższego transportu otoczki łupków zostałyby zniszczone. Skały formacji z Niestachowa, ze względu na swój skład, odpowiadają pierwotnym pokrywom akumulacyjnym, z których po wietrzeniu zachował się najbardziej odporny materiał znajdujący obecnie, po jego redepozycji, w żwirach zlepieńców miedzanogórskich.

Na podstawie profilu z zachodniej części Kielc Malec [12] ograniczył liczbę faz tektonicznych z dwóch do jednej, która nastąpiła w dolnym dewonie. Jednak analiza składu zlepieńców miedzanogórskich wskazuje, że tworzyły się one 2-etapowo. W pierwszym etapie erozja spowodowała powstanie wieloskładnikowych żwirów,

które następnie uległy wietrzeniu. O sile erozji może świadczyć wielkość otoczków dochodzących do 0,5 m średnicy. W drugim etapie żwiry, już jednoskładnikowe, zostały przemieszczone i utworzyły stożki nasypowe wzdłuż skarp. Zachowane do dziś w postaci niewielkich soczew są pozostałością pokrywy, której rozprzestrzenienie było zapewne kiedyś duże. Każdy z etapów akumulacji żwirów był spowodowany wzmożeniem erozji lub ruchów grawitacyjnych, a więc zaistnieniem różnic wysokościowych, a te ruchami tektonicznymi.

Nie można się więc zgodzić z Malcem [12], że w południowej części Gór Świętokrzyskich w górnym sylurze i dolnym dewonie nastąpiła tylko jedna faza tektoniczna, którą autor wiąże z powstaniem zlepieńców z Gruchawki. Akumulację żwirów miedzanogórskich poprzedziły 2 fazy ruchów tektonicznych, które w Niestachowie spowodowały:

I faza — erozję materiału ordowicko-sylurskiego, który następnie akumulował w postaci osadów formacji z Niestachowa,

II faza — zmianę morskich osadów formacji z Niestachowa na lądowe piaszczyste dolnego dewonu [13].

Różnice w profilach Kielc i Niestachowa (ryc. 1, A i B) świadczą o zróżnicowaniu warunków erozyjno-akumulacyjnych na obu tych terenach położonych jeden blisko drugiego. Jeszcze inne warunki panowały w niecce bardziańskiej [8]. W profilu Prągowca (ryc. 1 C) lądowe piaszczyste emsu leżą z wyraźną niezgodnością kątową (ok. 60) na skałach górnego syluru. Luka obejmuje tam najwyższy sylur i część dolnego dewonu. Wynika z tego, że te okresy w południowej części Gór Świętokrzyskich cechowały się zróżnicowanymi regionalnie warunkami erozyjno-akumulacyjnymi; od sedimentacji morskiej, przez facje lądowe po erozję (profil z Prągowca). Różnice występują na blisko położonych terenach i były spowodowane ruchami tektonicznymi, które rozwijały się z różnymi natężeniami. Aktywność tektoniczna następowała w kilku etapach, a sumowanie się efektów poszczególnych impulsów tektonicznych spowodowało w niecce bardziańskiej duże różnice kątowe między skałami górnego syluru i dolnego dewonu.

Nie można jeszcze obecnie dokładnie określić wieku poszczególnych faz ruchów, gdyż żaden ze znanych dotychczas profili nie jest kompletny z punktu widzenia dokumentacji faunistycznej. Istnieją także różnice poglądów na temat wieku warstw kieleckich. Według Tomczykowej [19], która badała faunę trylobitową warstw kieleckich, skały te powstały w górnym ludlowie, według Malca, który oparł się na badaniach graptolitów, przeprowadzonych przez Tellera, powstały one w najwyższym sylurze (przydoli).

Jak wynika z dotychczasowych obserwacji starsza faza ruchów nastąpiła przed powstaniem skał formacji z Niestachowa (profil w Niestachowie) i zapewne przed sedimentacją warstw klonowskich (w profilu zachodniej części Kielc). Czerwone zabarwienie tych ostatnich odpowiada według Malca (*vide* Tomczykowa, [19]) momentowi podniesienia na sąsiednich terenach. Po tej fazie ruchów doszło do erozji i akumulacji wieloskładnikowych żwirów. Jak wynika z badań Tomczykowej nastąpiło to po górnym ludlowie, według Malca po najwyższym sylurze (przydoli). Porównanie z wynikami badań, przeprowadzonych na terenie Niestachowa, przemawia na korzyść poglądu Tomczykowej [19] bowiem skały formacji z Niestachowa są wieku górnosylurskiego [15], a więc i poprzedzająca ich akumulację faza tektoniczna musiała nastąpić przed końcem syluru. Po ruchach starszej fazy, w południowej części Gór Świętokrzyskich, nastąpił długi okres

bardzo zmiennych warunków erozyjno-akumulacyjnych i procesów wietrzenia. Młodsza faza tektoniczna poprzedziła powstanie zlepieńców miedzanogórskich zlepieńców z Gruchawki i piaszczystych formacji barczańskiej. Te ostatnie mają w południowej części Gór Świętokrzyskich duże rozprzestrzenienie z czego można wnioskować, że po niej nastąpiło ujednolicenie warunków akumulacyjnych panujących w górnym emsie.

Jak wynika z badań, przeprowadzonych wcześniej w niecce bardziańskiej [16], ruchy tektoniczne w górnym sylurze i dolnym dewonie, w południowej części Gór Świętokrzyskich, miały charakter tensyjny. Tworzyły się wtedy uskoki normalne o kierunkach WNW — ESE i NNE — SSW. Jak stwierdził to już Samsonowicz [14] z końcem ludlowu (faza I) południowa część Gór Świętokrzyskich została podniesiona nad poziom morza i objęta procesami erozji. Równocześnie jednak utworzyły się rowy tektoniczne, w których akumulacja rozwijała się nadal a materiał osadzony w depresjach tektonicznych zawiera żwiry i szczątki organiczne, pochodzące z niszczenia skał kambru, ordowiku i dolnego syluru [15]. Zróżnicowanie profili najwyższego syluru i dolnej części dolnego dewonu w południowej części Gór Świętokrzyskich (ryc. 1 A, B, C) została spowodowana tym, że intensywność ruchów tektonicznych wzdłuż uskoku była zróżnicowana regionalnie.

Erozja, która rozwinęła się przed sedimentacją piaszczystych formacji barczańskiej usunęła pokrywę ordowicko-sylurską ze znacznej części obszaru. Osady ordowiku i syluru zachowały się jedynie w rowach tektonicznych i tworzą dziś niecki bardziańską i miedzygórską. Skały tej ostatniej zostały następnie zaburzone, w związku z ruchami orogenezy waryscyjskiej [21].

## Literatura

- 1 BIELECKA M. 1969 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Sandomierz, PIG, Warszawa.
- 2 CZARNOCKI J. 1936 — Spraw. PIG, 8: 129–200.
- 3 CZARNOCKI J. 1950 — Pr. IG, I: 1–404.
- 4 FIŁONOWICZ P. 1971 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Kielce, PIG, Warszawa.
- 5 FIŁONOWICZ P. 1973 — Objasnienia ark. Kielce, PIG: 72.
- 6 JUREWICZ E., MIZERSKI W. 1987 — Prz. Geol., 35: 23–26.
- 7 KOWALCZEWSKI Z. 1968 — Ibidem, 16: 20–23.
- 8 KOWALCZEWSKI Z., LISIK R. 1974 — Biul. IG, 275: 113–152.
- 9 KOWALCZEWSKI Z., TOMCZYK H. 1981 — Przew. LIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 143–151.
- 10 ŁYDKA K., SIEDLECKI S., TOMCZYK H. 1963 — Brul. Ac. Pol. Sci., 11: 93–99.
- 11 MALEC J. 1990 — Kwart. Geol., 34: 778–780.
- 12 MALEC J. 1993 — Ibidem, 37: 501–536.
- 13 PRZYBYŁOWICZ T., STUPNICKA E. 1989 — Arch. Miner., 44, 129–147.
- 14 SAMSONOWICZ J. 1952 — Zarys Geologii Polski, Wyd. Geol.
- 15 STEMPIEŃ M. 1990 — Ann. Soc. Geol. Pol., 62: 59–74.
- 16 STUPNICKA E. 1990 — Budowa, geneza i wiek niecki bardziańskiej. Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa.
- 17 STUPNICKA E., PRZYBYŁOWICZ T., ŻBIKOWSKA B., 1991 — Prz. Geol., 39: 389–393.
- 18 SZULCZEWSKI M. 1994 — Europrobe, Transeuropean suture zone, September–October, Kielce.
- 19 TOMCZYKOWA E. 1993 — Kwart. Geol., 37: 359–384.
- 20 TOMCZYK H., 1954 — Biul. IG, 93: 1–66.
- 21 TOMCZYK H., 1974 — [In:] Budowa geologiczna Polski, T. 4 — Tektonika 1 cz. I: 128–198.
- 22 WALCZOWSKI A., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Łagów, PIG, Warszawa.
- 23 ZNOSKO J., 1983 — Kwart. Geol., 27: 457–470.