

GŁÓWNE REGIONY FACJALNE W PALEOZOIKU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

UKD 551.73.022 + 551.83:551.24(438 12 Góry Świętokrzyskie)

W dziejach poznania skał paleozoicznych w Polsce Góry Świętokrzyskie odegrały szczególną rolę. Ten wyniesiony siłami tektonicznymi na powierzchnię masyw jest jednym z niewielu i najważniejszym z odsłoniętych fragmentów rozległej pokrywy paleozoicznej, do których przez długi czas ograniczały się badania geologiczne. Tutaj, jak nigdzie indziej, ujawniła się zapowiedź zróżnicowania facjalnego i paleotektonicznego utworów paleozoicznych i tutaj właśnie dokonano pierwszych syntez tego rodzaju.

Najstarsze (14, 12, 19) próby nakreślenia obrazu zmienności facjalnej odnosiły się tylko do najlepiej wówczas poznanego dewonu środkowego oraz górnego i nie zostały później podjęte w swym pierwotnym kształcie, przyjął się natomiast — i do dziś jest w powszechnym użyciu — podział regionalny wprowadzony przez J. Czarnockiego (5, 7) i rozciągnięty już na całą świętokrzyską sekwencję paleozoiczną. Nieustanny postęp w badaniu zarówno Górnego Świętokrzyskich, jak i paleozoiku innych części Polski przyniósł później wiele nowych wiadomości nie tylko wzbogacających wiedzę o zróżnicowaniu facjalnym w różnych systemach paleozoicznych Górnego Świętokrzyskich, ale także rozjaśniających kwestię ich szerszego zasięgu poza granicami dzisiejszych wychodni oraz odnoszących się do tektonicznych motywów zróżnicowania facjalnego. Pora zatem na zastanowienie się czy ten utarty pogląd można dziś w całości podtrzymać, czy też wymaga on już pewnej odmiany.

ROZKŁAD FACJI W PALEOZOIKU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH W UJĘCIU J. CZARNOCKIEGO

Zapratywaniami J. Czarnockiego na prawidłowości utrzymujące się w rozkładzie facji w całym paleozoiku świętokrzyskim, choć przeszły pewną ewolucję, to jednak w najważniejszych kwestiach nie uległy zmianie. W najwcześniejszej wersji (4) J. Czarnocki wyróżnił dwa regiony: łysogórski i łagowski, a rozumiał je jako regiony paleogeograficzne. Głównym przedmiotem rozważań był zresztą wówczas podział Górnego Świętokrzyskich na trzy odrębne regiony tektoniczne, różniące się właściwościami tektonicznej architektury, wymienionym dwóm z nich J. Czarnocki przydał jednak zarazem wyróżniający je charakter paleogeograficzny. Bardzo skrótowo nakreślone różnice w przeszłości paleogeograficznej tych obszarów miały polegać na tendencji do wynoszenia występującej w regionie łagowskim, a do powstawania depresji — w łysogórskim.

W późniejszych pracach (5, 7) skrytykował się już pogląd na tyle trwały i jednolity, że można go przedstawić łącznie. W tej ostatecznej — przyjmowanej do dziś — wersji utrzymał się dalej podział na dwa regiony, stanowiący najbardziej podstawowy rys zapratywań J. Czarnockiego. Bywają one określane wymiennie jako obszar lub region łysogórski albo północny i obszar czy region kielecki lub południowy. Granica między nimi pokrywa się zazwyczaj z linią dyslokacji świętokrzyskiej, która stanowi jednocześnie granicę minimalnego zasięgu facji łysogórskiej (7), choć jej maksymalny zasięg, np. w famenie, sięga do południowej krawędzi synklinorium kielecko-łagowskiego. Pewnej odmianie uległo także kryterium wyróżnienia regionów, rozumianych teraz jako „samodzielne jednostki facjalne” (7). Nie mniej ważne od tej deklaracji jest jednak rozpatrzenie, jakich kategorii zjawiska leżą u podstaw dokonanego podziału i składają się na konstrukcję przedstawionego modelu. Sprowadzić je można do następujących punktów:

- 1) charakter facjalny i rozwój własności facjalnych w czasie,
- 2) stopień kompletności wykształcenia profilu (ciągłość sedymentacji albo luki),
- 3) zróżnicowanie miąższości utworów,
- 4) pozycja geotektoniczna (charakter geosynklinalny lub geoantyklinalny).

Nie są to zatem jednostki facjalne wąsko rozumiane, lecz wydzielenia oparte także na kryteriach, które dzisiaj wypadałoby określić jako paleotektoniczne; wyróżnione obszary należałoby więc traktować jako facjalno-paleotektoniczne.

W obszarze łysogórskim charakterystyczna jest ciągłość sedymentacji, obecność facji głębokowodnych, którym J. Czarnocki przypisywał miejscami charakter fliszowy lub fliszopodobny, jak i znaczne miąższości osadów oraz w efekcie ogólny charakter geosynklinalny. W obszarze kieleckim sedymentacja miała natomiast charakter często nieciągły, płytkowodny, a osady stosunkowo niewielką miąższość, co łącznie miało stanowić o geoantyklinalnym charakterze tego regionu.

Chociaż później wydzielenie dwóch wymienionych obszarów ograniczono zazwyczaj tylko do Górnego Świętokrzyskich, to jednak według intencji J. Czarnockiego (7) zewnętrznej ich granicy bynajmniej nie miał stanowić kontur utworów mezozoicznych i trzeciorzędowych obramowujących wychodnie paleozoiku świętokrzyskiego. Wprost przeciwnie, J. Czarnocki sądził, że oba te regiony rozpościerają się pod utworami młodszymi na wielkich przestrzeniach i reprezentują dwa rozległe, odmiennie paleogeograficznie obszary, których granic nie można było wówczas bliżej określić. J. Czarnocki (7) spodziewał się jednak przedłużenia regionu łysogórskiego ku zachodowi i północo-zachodowi, a kieleckiego ku południowi i południo-wschodowi. Pierwszy z nich miałby się pośrednio lub bezpośrednio wiązać z północną gałęzią geosynkliny zachodnioeuropejskiej, drugi natomiast miał mieć wiele cech wspólnych z wychodnią mi paleozoicznymi okolic Dębniaka i Zawiercia, a być może i Łużyc i najprawdopodobniej wiązał się z wyspą środkowoeuropejską (5, 7).

Ku wschodowi obszary te znajdują swe odpowiedniki, przynajmniej w dewonie dolnym i środkowym, na Wołyniu i Podolu, dla uwypuklenia czego użył nawet J. Czarnocki (5) określenie „strefa facjalna łysogórsko-wołyńska” oraz „kielecko-podolska”. Obu wyróżnionym obszarom przypisywał J. Czarnocki (5, 7) określoną pozycję geotektoniczną, wiążącą się z ogólniejszym poglądem o geosynklinalnym charakterze paleozoiku świętokrzyskiego; w obszarze łysogórskim znajdował więc cechy geosynklinalne, gdy w kieleckim — geoantyklinalne.

DZISIEJSZY MODEL ZRÓZNICOWANIA FACJALNO-PALEOTEKTONICZNEGO W PALEOZOIKU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Obraz zróżnicowania facjalno-paleotektonicznego przedstawiony przez J. Czarnockiego bez wątpienia podnosi wiele słusznych kwestii, ale chociaż do dzisiaj nie wyszedł z użycia, to jednak wyrażono w stosunku do niego wiele zastrzeżeń. Najwyraźniej ujęli je E. Tomczykowa i H. Tomczyk (23), których zdaniem rozkład facji w ordowiku i sylurze nie jest podporządkowany podziałowi na regiony: łysogórski i kielecki, a określenia te mają dla wymienionych systemów znaczenie nie więcej niż geograficzne. Niemniej jednak nikt nie podważał w całości poglądu J. Czarnockiego uogólnionego dla całego paleozoiku świętokrzyskiego.

Karbon i karbon nie stanowią wdzięcznego przedmiotu dla porównawczych rozważań facjalnych idą-

cych śladem koncepcji J. Czarnockiego, rozstrzygnięcia wątpliwości należałoby więc szukać przede wszystkim w dewonie. Tutaj jednak pogląd o dwóch regionalnych facjalnych znajduje przeciwstawienie w opinii nie nowej, bo przedstawionej jeszcze przez D. Sobolewa (19). D. Sobolew wyróżnił w dewonie świętokrzyskim nie dwa lecz trzy główne obszary facjalne, określone jako: północny, centralny i południowy. Dwa pierwsze odpowiadają regionowi łysogórskiemu i północnej części regionu kieleckiego w ujęciu J. Czarnockiego, trzeci natomiast, południowy, obejmuje okolice Brzezin, Łabędziowa, Radomic i Zbrzy, a więc „muldę checińską” D. Sobolewa (jednak bez dewońskich wapieni z Chęcin) oraz siodło Zbrzy.

Do podobnego, również trójdzielnego planu rozkładu facji w górnym dewonie doprowadziły także badania późniejsze (20). Wypada zatem rozważyć, czy pogląd o trójdzielnym planie rozkładu facji, podporządkowanym czynnikom paleotektonicznym, stosuje się rzeczywiście do całego paleozoiku Gór Świętokrzyskich i czy stanowi najodpowiedniejszy jego model.

Kambr według J. Czarnockiego (7) wykazuje różnice potwierdzające ogólny podział na dwa regiony, a wyrażają się one w kompletności składu stratygraficznego, jak również w wykształceniu facjalnym. W rzeczywistości porównania facjalne w kambrze są jednak możliwe tylko w bardzo ograniczonym zakresie. Bierze się to stąd, że od południa ku północy w kolejnych pasmach wychodni kambrę przywiązanych do osiowych partii antyklin wyzierają jego ogniw coraz młodsze. Tak więc w antyklinie zbrzańskiej i checińskiej ukazuje się tylko kambr dolny, czyli górna część formacji łupków Czarnej (16), w dalej ku północy położonej części obszaru kieleckiego — wyższa część kambrę dolnego (formacja piaskowców z Ociesek) oraz niższa część kambrę środkowego, a tylko w regionie łysogórskim występuje kambr górny (formacje piaskowców z Wiśniówki i łupków z Klonówki). Tak więc porównania facjalne równowiekowych utworów kambrę w regionie łysogórskim i kieleckim nie są możliwe ze względu na brak w nich utworów ekwiwalentnych stratygraficznie. Zaznacza się natomiast i bywa śledzona (27, 16) zmienność facjalna kambrę w kierunku równoleżnikowym, ułatwiona taką właśnie rozciągłością warstw, choć trudno o pewność, czy w tym właśnie kierunku gradient zmian był największy.

Porównania facjalne na obszarach odpowiadających regionowi centralnemu i południowemu w ujęciu D. Sobolewa są utrudnione, z powodu występowania kambrę na południu na niewielkiej tylko przestrzeni w antyklinie zbrzańskiej. Występuje tam tylko kambr dolny (3, 8), podobny do równowiekowego kambrę w obszarze centralnym, w kambrze obszary te nie dają się zatem rozdzielić. Rozkład facji nie stosuje się zatem w kambrze do wzoru wziętego z rozróżnień D. Sobolewa, a podporządkowanie planowi nakreślonego przez J. Czarnockiego polega tutaj nie na zmianach facjalnych, lecz na różnicach w kompletności składu stratygraficznego.

Luka stratygraficzna poniżej transgresywnych utworów dolnoordowickich, obejmująca ku południowi coraz to większą część kambrę, wiąże się z fazą orogeniczną nazwaną przez J. Samsonowicza (18) sandomierską, a przez J. Czarnockiego (7) kielecką oraz dokonaną po niej degradacją. Region kielecki różni się zatem od łysogórskiego historią tektoniczną wyrażoną znaczącą degradacją posandomierską, a więc zapewne i silniejszym zaangażowaniem tektonicznym (cf. 1) lub też wcześniejszą, bo już środkowokambryjską, regresją związaną z tymi ruchami (7).

Ordowik jest litologicznie bardzo urozmaicony i w przeciwieństwie do kambrę daje najlepsze, obok dewonu, możliwości odwrotzenia planu zróżnicowania facjalnego. Wypada on wyraźnie na korzyść wersji trójdzielnego rozkładu facji (24, 23, 15, 1), choć — mimo zasadniczej zbieżności podstaw analitycznych — wniosek ten nie zawsze jest formułowany z odpowiednią mocą. Obszar łysogórski odpowiada dokładnie strefie określonej tak przez J. Czarnockiego,

obszar centralny natomiast nie rozciąga się aż poza południowy skraj Gór Świętokrzyskich, lecz na południu, w okolicach Brzezin i Zbrzy przechodzi w strefę o odmiennej facji bardzo przypominającej ordowik łysogórski. W obu tych obszarach przeważają osady ilaste facji łupków graptolitowych, należące w obszarze południowym do warstw brzezińskich dolnego ordowiku i łupków morawickich wyższego ordowiku. Te ostatnie bardzo przypominają, odpowiadające im w przybliżeniu wiekiem, warstwy jeleniowskie z obszaru północnego (23, 26).

Tymczasem na progu oddzielającym basen łysogórski od basenu południowo-zachodniego, określanym nawet jako „geantyklina centralna” (23), trwa w tym czasie sedymentacja klastyczna (m. in. piaskowce z Bukówki) oraz wyżej wapienna (wapienie z Mójczy). Wapienie z Mójczy w znacznie większym zakresie niż do niedawna sądzono stanowią ekwiwalent osadów ilastych z obu sąsiednich obniżen, gdyż mimo zaledwie ośmiometrowej miąższości obejmują przedział od najniższego łanwirnu po górny karadok (9). Jest to zatem przykład wydatnej kondensacji stratygraficznej, ściśle porównywalnej z kondensacją wapiennego famenu i znacznej części turynu z tego samego regionu.

Sylur wykazuje w Górach Świętokrzyskich zróżnicowanie facjalne nieco mniejsze niż ordowik i dewon. Według H. Tomczyka (26) i tutaj podział obszaru świętokrzyskiego na dwa regiony nie znajduje potwierdzenia, z nieco innych jednak niż dla ordowiku powodów. Zdaniem H. Tomczyka sedymentacja syluru odbywała się w kilku równoleżnikowych strefach depresyjnych (zbrzańska, bardziańska, centralna, międzygórska) oraz na rozdzielających je grzbietach lub też progach geantyklinalnych (wśród nich wydryszowski w obszarze łysogórskim). Określenia „łysogórski” i „kielecki” odnoszą się więc raczej do powtarzającego się w różnych obszarach charakteru facjalnego utworów niż do obszarów geograficznych. Tym niemniej geograficznemu obszarowi południowemu odpowiada w sylurze właśnie depresja zbrzańska, osiagająca podczas sedymentacji głębokości nieco większe niż pozostałe depresje (25), w uogólnieniu można zatem przyjąć podział Gór Świętokrzyskich na trzy regiony również i dla syluru (26).

Landower i wenlok mają w całym Górach Świętokrzyskich charakter głównie ilasty, odpowiadające im w obszarze centralnym warstwy bardziańskie mają jednak cechy bardziej płytkowodne niż ich odpowiedniki na północy i południu (24, 25). Łupki zbrzańskie stanowiące profil syluru w obszarze południowym są ograniczone do tych tylko pięter i znane są z antykliny Zbrzy oraz okolic Brzezin. Wyższy sylur jest wykształcony przede wszystkim jako osady mułowcowo-szarogłazowe w obszarze łysogórskim, gdzie noszą nazwę warstw wydryszowskich (5, 7) oraz w obszarze centralnym jako ilasto-szarogłazowy kompleks znany od dawna jako szarogłazy niewacniewskie. Skąły odpowiadające im wiekiem albo litologią nie są znane z obszaru południowego.

Dewon zajmuje po kambrze największą powierzchnię na mapie Gór Świętokrzyskich i przy znacznym zróżnicowaniu facjalnym stwarza okazję szczególnie dobrego wglądu w rozważane problemy. Różnice facjalne w dolnym dewonie między obszarem łysogórskim i kieleckim zbadał J. Czarnocki (5) i wyniki jego studiów do dzisiaj nie straciły na aktualności. Obszar łysogórski charakteryzuje się zatem pełniejszym rozwojem osadów i przetrwaniem morskiego środowiska sedymentacji od syluru. Facja oldredowa lub według terminologii J. Czarnockiego plakodermowa, która pojawia się wyżej, w górnym emsie ponownie ustępuje miejsca morskiej sedymentacji klastycznej (5, 13).

W regionie kieleckim natomiast dewon nie łączy się sedymentacyjnie z sylurem i rozpoczyna się dopiero emsem, wykształconym w całości w facji plakodermowej. Miąższość tutejszego emsu jest w porównaniu z odpowiednimi utworami z regionu łysogórskiego niewspółmiernie mniejsza, a miejscami brak go zupełnie i najstarszymi utworami dewońskimi jest dopiero transgresywny eifel (5). Charakter facjalny dolnego dewonu i jego stosunek do podłoża

w obszarze południowym, a więc w okolicach Zbrzy, Radomic i Brzezin jest taki sam, jak w obszarze centralnym (3, 8).

W eiflu i z początkiem żywetu różnice facjalne zacierają się na całym obszarze Gór Świętokrzyskich. Co prawda rozpoczynający eifel charakterystyczny poziom dąbrowski z bogatą fauną morską nie jest znany z centralnego obszaru zachodniej części Gór Świętokrzyskich, a występuje zarówno w obszarze łysogórskim, jak i na południu w okolicy Brzezin, to jednak na wschodzie pojawia się on i w przedłużeniu obszaru centralnego (18). Wyżej, w przygranicznych utworach eiflu i żywetu poważniejsze różnice facjalne nikną w ujednoczonej litologii dolomitowej. Dopiero w wyższym żywecie i we franie obszar centralny wyróżnia się ziów bardzo wyraźnie występowaniem ograniczonych do niego wapieni stromatoporowo-koralowcowych. We franie nabierają one charakteru rafy strukturalnej (20), odpowiadającej wapieniowi kadzielniańskiemu i posadowionej na starym bloku tektonicznym w miejscu antykliny dymińskiej.

Od tak wykształconego żywetu wyraźnie różnią się równolekwe utwory w obszarze łysogórskim, określone przez J. Czarnockiego (7) jako „facja łupkowa górnego żywetu”. Składają się na nią ilasto-wapienne warstwy skalne oraz ilasto-piaszczyste warstwy świętomarskie. W związku z klastyczną litologią facji łupkowej, odpowiada ona — zdaniem J. Czarnockiego (7) — nawet fliszowi, stanowiąc w środkowym dewonie świętokrzyskim zjawisko zupełnie wyjątkowe. Taki profil żywetu jest jednak ograniczony do wschodniej części Gór Świętokrzyskich, chociaż D. Sobolew (19) i J. Czarnocki (7) dopatrywali się obecności utworów podobnej facji i tego samego wieku w zachodniej części Gór Świętokrzyskich po południowej stronie antykliny łysogórskiej, a także na południowym ich skraju.

Przedmiotem tych porównań były przed wszystkim na północ od Kielc margliste wapienie szydlówcekie (19), a w okolicach Chęcina „wapienie margliste z *Pterochaenia*” (3, 6). Z niewiadomych przyczyn J. Czarnocki (7) uznał je w ostatecznym ujęciu — tak jak i wcześniej D. Sobolew (19) — za żywet, chociaż poprzednio (3, 6) wszystkie te utwory z „*Leiorhynchus*” *polonicus* (Roemer) uważał za frańskie. Dzisiaj już wiadomo (2), że zarówno wapienie szydlówcekie, jak i kompleks marglisty z pasma checińskiego należą do franu. Żywet wyższy reprezentują zatem na południowym skraju Gór Świętokrzyskich cienkoławicowe wapienie z koralowcami odsłonięte m. in. na Górze Zamkowej poniżej franu i powstałe w środowisku mniej płytkowodnym niż gruboławicowe lub masywne wapienie stromatoporowe z obszaru centralnego. W łysogórskim obszarze zachodniej części Gór Świętokrzyskich żywet jest wykształcony jedynie jako dolomity.

We franie natomiast wapienie stromatoporowo-koralowcowe z obszaru centralnego są tutaj zastąpione przez sekwencję złożoną najpierw z warstw szydlówcekich, a wyżej warstw kostomłockich, także bardziej głębokowodnych (6, 7, 21). W obszarze południowym utwory marglisto-łupkowe odpowiadające przeważającej części franu nie wykazują takiego zróżnicowania, choć są do nich ogólnie bardzo podobne. Granica północna obszaru centralnego biegnie we franie wzdłuż południowego skrzydła synkliny kieleckiej, gdy południowa przecina skośnie antyklinę checińską i wschodnią część synkliny gałęzicko-bolechowskiej, pozostawiając po stronie obszaru centralnego Miedziankę, Bolechowice i Jablonną, a po stronie południowej Jaźwicę, Kowalę i całe pasmo Góry Zamkowej na wschód od Hutki. Facja marglisty franu z *Phlogoterhynchus polonicus* (Roemer) w obszarze południowym ciągnie się aż po Zbrzę i Radomic (3), gdzie uzupełniają ją wapienie płytowe zawierające nawet goniatyty (19, 3). Tak więc potwierdza się schemat trójdzielny planu facji w dewonie zaproponowany przez D. Sobolewa (19), chociaż po korekturze stratygraficznej odnosi się on w największym stopniu do dewonu górnego, zamiast do środkowego.

Famen odziedziczył plan rozmieszczenia facji po franie. Strop obumarłej frańskiej rafy kadzielniańskiej powleka cienką pokrywą wapiennego lub marglistego famenu, wykazująca krańcową kondensację stratygraficzną. Zawiera ona liczne skamieniałości (wśród nich głowonogi) i wnika w podłoże licznymi żyłami neptunicznymi. Ten typ facjalny famenu znany jest przede wszystkim z Gałęzic, ale daje się prześledzić bądź zrekonstruować od pasma kadzielniańskiego (21) na północy, aż po Miedziankę na południu, a więc w całej zachodniej części obszaru centralnego. Po obu jego stronach, tj. w obszarze łysogórskim (7, 21) oraz południowym (3) famen ma zupełnie odmienny charakter. Na północy miąższość jego przekracza nawet i stukrotnie miąższość famenu z obszaru centralnego. Jest on, z wyjątkiem osadów granicznych stratygraficznie, ubogi w skamieniałości i bardziej głębokowodny. W obszarze południowym famen jest podobnie wykształcony, jednak odsłania się na znacznie mniejszych powierzchniach i jest słabiej poznany (3).

Karbon nie daje pełnych możliwości odtworzenia planu rozkładu facji dla całych Gór Świętokrzyskich, głównie z powodu bardzo ograniczonego występowania. Przede wszystkim nie odsłania się on w najbardziej północnej części Gór Świętokrzyskich tj. na północ od dyslokacji świętokrzyskiej, ani też na ich skraju południowym, gdzie najdalej sięga synkliny gałęzicko-bolechowskiej i Miedzianki.

W zachodniej części Gór Świętokrzyskich, gdzie karbon występuje najobficiej, w obszarze centralnym niemal pełny jego profil jest znany tylko z Gałęzic, a w innych miejscach wiadomości o nim są ograniczone prawie zawsze tylko do turneju (28). W turneju stosunki stratygraficzne i facjalne zdają się jednak znacznie odbiegać od wersji do tej pory przyjmowanej. We wszystkich profilach o szczegółowo poznanej stratygrafii, opartej przede wszystkim na konodontach, niższa część turneju, odpowiadająca całemu piętru *Gattendorfia*, jest wykształcona w facji marglistej lub zawiera wkładki węglanowe, a więc odpowiada w przybliżeniu warstwom radlińskim według wydzieleni stosowanych przez H. Żakową. Utwory te są kontynuacją skondensowanego stratygraficznie famenu i również wykazują miejscami tak wielką kondensację stratygraficzną, że miąższość ich nie przekracza kilkudziesięciu centymetrów. Tak wykształcona niższa część turneju jest znana z Bolechowic (11), Karczówki, Jablonny (M. Szulczewski i H. Żakowa, w przygotowaniu do druku) oraz z nowych stanowisk w Gałęzicach i na Miedziance i wszędzie jest starsza od konodontowego poziomu *Scalioognathus ancoralis*. Wszystkie te stanowiska zamykają się w granicach zgodnych z obszarem famenu skondensowanego stratygraficznie i pokrywającego się z zasięgiem frańskiej rafy kadzielniańskiej (22). W wyższym turneju nastąpiło w całych Górach Świętokrzyskich znaczne ujednoczenie facjalne związane z pogłębieniem zbiornika, ostatecznym zanikiem przetrwałej od dewonu sedymentacji węglanowej i powszechnym zapanowaniem sedymentacji krzemionkowo-ilastej, odpowiadającej warstwom zarębiańskim.

Znajomość wizeny jest bardziej fragmentaryczna niż turneju. Wśród dominującej sedymentacji kulmu ilastego ewenementem jest wapień węglowy występujący jedynie w górnym wizenie w Gałęzicach (28), a więc w południowo-zachodniej części obszaru centralnego. Pierwotny zasięg geograficzny tej facji nie jest znany i może być tylko przedmiotem hipotez. Najbardziej prawdopodobne jest domniemanie, że rozciągała się ona w obrębie obszaru centralnego dalej ku północy, nie występuje jednak już nigdzie w wizenie łysogórskim. W obszarze południowym według wydzieleni D. Sobolewa, karbon nie jest znany, choć jego obecność pod utworami mezozoicznymi jest tam niewątpliwa (3).

WNIOSKI

Naszkicowane pokrótce stosunki facjalne w kolejnych systemach paleozoicznych prowadzą do wniosku, że główne ramy geograficzne zmian facjalnych

utrzymują się w podobnym kształcie w całym paleozoiku. Model proponowany przez J. Czarnockiego i operujący dwudzielnym, asymetrycznym rozkładem facjalnym jest niepełny; najbardziej zgodny z dzisiejszym stanem wiedzy o facjach paleozoiku jest natomiast trójdzielny plan facjalny, odpowiadający w przybliżeniu schematowi podanemu przez D. Sobolewa (19) dla dewonu. Dają się więc wyróżnić w Górach Świętokrzyskich: obszar łysogórski (północny), kielecki (centralny) oraz południowy, którzy można nazwać chełmsko-zbrzańskim. Granica między regionami łysogórskim i kieleckim jest zgodna z granicą przeprowadzoną przez J. Czarnockiego i najczęściej pokrywa się z dyslokacją świętokrzyską. Granica pomiędzy obszarem kieleckim a chełmsko-zbrzańskim biegnie natomiast przy południowym skraju ciągłych odśnieżeń paleozoiku świętokrzyskiego. Najdalej ku północy przesuwają się ona w górnym dewonie, kiedy przecina antyklinę chełmską i synklinę gałęzicko-bolechowicką według linii poprzednio wskazanej. W starszych systemach biegnie ona nieco dalej ku południowi, odcinając od obszaru kieleckiego okolice Brzezin i wyspy paleozoiczne wylaniające się na południu spod utworów mezozoicznych.

Cechy facjalne obszaru łysogórskiego są dobrze znane, podobnie jak i obszaru kieleckiego. Obszar chełmsko-zbrzański charakteryzuje się podobnym zespołem cech jak obszar łysogórski, rozkład fałdy w przedpermskim paleozoiku Gór Świętokrzyskich jest więc zbliżony do symetrycznego. Nie jest to podział zupełnie rygorystyczny i wyrażający się nieprzerwanie w całej historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. Najwyraźniej rysuje się on w ordowiku i w dewonie środkowym i górnym. W sylurze plan facjalny wydaje się być bardziej skomplikowany, ale jego najogólniejsze rysy mieszczą się w przedstawionym modelu, podobnie jak i w karbonie, dla którego rekonstrukcje mają jednak w znacznym stopniu charakter hipotetyczny. Śledzenie zasięgu wydzielonych regionów poza granice Gór Świętokrzyskich wykracza poza ramy niniejszego opracowania, sama symetryczność przedstawionego układu przemawia jednak za tym, że zasięg przynajmniej regionu kieleckiego jest bardzo ograniczony.

U podstaw utrzymywania się przybliżonego planu facjalnego w całym paleozoiku muszą leżeć założenia tektoniczne. Świadczy o nich także obserwowana czasem raptowność zmian facjalnych na granicach regionów, znana zwłaszcza z górnego dewonu południowego skrzydła synkliny kieleckiej (21) i z pasma Góry Zamkowej. Tak nagłe zmiany oboczne mogą wynikać tylko z dysjunktywnych przemieszczeń blokowych odbywających się podczas sedymentacji. Linia o większym znaczeniu jest zapewne północna granica obszaru kieleckiego. Kontroluje ona pewne zmiany facjalne i paleogeograficzne daleko wykraczające poza Góry Świętokrzyskie, oddziela bowiem obszar gdzie sylur łączy się z dewonem w fałdy morskie, od obszaru transgresji dewońskiej po wcześniejszej łuce. Utrzymujące się wzdłuż tej linii drógowate wydziwignięcie przylegającego do niej bloku kieleckiego doprowadziło też w górnym dewonie do powstania rafy kadzielniańskiej i jej specyficznej pokrywy, które bardzo przypominają struktury rafowe położone na krawędzi szelfu w Reńskich Górach Łupkowych, nie znajdując jednak bliskich odpowiedników nigdzie w Polsce.

Mimo tektonicznych założeń planu facjalnego, wydzielone obszary nie mają charakteru geosynkinalnego lub geantykinalnego, J. Czarnocki (7) przyjmował dla całego paleozoiku geosynkinalny rozwój fałdy z podziałem na wymienione strefy, według niektórych późniejszych poglądów rozwój geosynkinalny natomiast ograniczał się tylko do cyklu kaledońskiego. Tymczasem nie tylko plan, ale i zakres zmian facjalnych w ordowiku i sylurze nie odbiega na tyle od stosunków panujących w dewonie i karbonie, aby świadczyć o takim odróżnieniu.

Wśród dowodów geosynkinalnego charakteru paleozoiku świętokrzyskiegooczesną rolę odgrywały utwory uważane za fliszowe, a więc kambr, szarogłazy niewachłowskie, czy warstwy świętomarskie (6, 7). Co do pierwszych udowodniono (10, 17) że mają one charakter płytkowodny, „fliszopodobny” sylur

wymaga dokładniejszych studiów, ale J. Czarnocki (7) uważał go jednocześnie za osad przybrzeżny; fliszowego charakteru nie mają też warstwy świętomarskie. Tym bardziej przypisywanego im charakteru geosynkinalnego nie mają niektóre formacje węglanowe, jak np. warstwy kostomockie.

Wydzielone obszary odpowiadają zapewne ruchliwym blokom labilnej platformy przez cały paleozoik. Nie stoi to w sprzeczności z istnieniem kilku faz deformacji i odpowiadających im niezgodności. Wydaje się nawet zrozumiałe, że w strefach platformowych i płytkowodnych odzworują się w zapisie geologicznym liczniejsze wydarzenia tektoniczne niż w głębokowodnych strefach geosynkinalnych. Można zatem w Górach Świętokrzyskich mówić o ruchach kaledońskich lub warwysyjskich, mając na myśli umiejscowienie ich w czasie, trudno natomiast doszukiwać się w związku z tym przeszłości geosynkinalnej w historii sedymentacji.

LITERATURA

1. Bednarczyk W. — Stratigraphy and palaeogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mts. Acta geol. pol., 1971, vol. 21, no. 4.
2. Biernat G., Szulczewski M. — The Devonian brachiopod *Phlogoiderhynchus polonicus* (Roemer, 1866) from the Holy Cross Mountains, Poland. Acta palaeont. pol., 1975, vol. 20, no. 2.
3. Czarnocki J. — Sprawozdanie z badań dokonanych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu chełmskiego. Posiedz. nauk. PIG, 1927, nr 17.
4. Czarnocki J. — Ogólny rys tektoniki Gór Świętokrzyskich. Ibidem.
5. Czarnocki J. — Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Spraw. PIG, 1937, t. 8, z. 4.
6. Czarnocki J. — Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w 1947 r. Państw. Służba Geol., Państw. Inst. Geol., 1947.
7. Czarnocki J. — Geologia regionu łysogórskiego. Pr. Inst. Geol., 1957, 18, t. 2, z. 3.
8. Deczkowski Z., Tomczyk H. — Budowa geologiczna antykliny zbrzańskiej w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Biul. Inst. Geol., 1969, nr 236.
9. Dzik J. — Konodontowa biostratygrafia ordowickich wapieni z Mójczy. Mat. do II Nauk. Konf. Paleont., Kielce, 14–16 wrzesień 1976.
10. Dżużyński S., Zak C. — Środowisko sedymentacyjne płaskowców kambryjskich z Wiśniówki i ich stosunek do fałdy fliszowej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 1960, t. 30, z. 2.
11. Freyer G., Żakowa H. — Famennian conodonts from borehole Bolechowice 1 (in the Holy Cross Mts.). Acta geol. pol., 1967, vol. 17, no. 1.
12. Gürich G. — Das Paläozoicum im polnischen Mittelgebirge. Verh.-Russ. Kais. Miner. Ges. St.-Petersburg, Ser. 2, 1896, Bd. 32.
13. Łobanowski H. — The Lower Devonian in the western part of the Klonów Belt (Holy Cross Mts). Part I — Upper Emsian. Acta geol. pol., 1971, vol. 21, no. 4.
14. Michalski A. — Priedworitielnyj otczot po issledowaniji, proizwiedionnom w jużnoj czasti radomskoj gub. Izv. Geol. Kom., 1888, t. 8.
15. Modliński Z., Szymański B., Tomczykowa E. — Ordowik. Profil litologiczno-stratygraficzny. [W:] Geologia i surowce mineralne Polski. Biul. Inst. Geol., 1970, nr 251.
16. Orłowski S. — Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. Acta geol. pol., 1975, vol. 25, no. 3.
17. Radwański A., Roniewicz P. — Struktury na powierzchniach warstw w górnym kambrze Wielkiej Wiśniówki pod Kielcami. Ibidem, 1960, vol. 10, no. 3.
18. Samsonowicz J. — Objaśnienie arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski, w skali 1:100 000. PIG, 1934.

19. Sobolew D. — Srednij dewon kielecko-sandomirskiego krzaza. *Mat. geol. Ross.*, 1909, t. 24.
20. Szulczewski M. — Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.*, 1971, vol. 21, no. 1.
21. Szulczewski M. — Famennian-Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from the Dalmia in the Holy Cross Mts. *Ibidem*, 1973, vol. 23, no. 1.
22. Szulczewski M. — Znaczenie konodontów dla stratygrafii pogranicza dewonu i karbonu w Górach Świętokrzyskich. *Mat. do II Nauk. Konf. Paleont., Kielce*, 14—16 wrzesień 1976.
23. Tomczykowa E., Tomczyk H. — Stratygrafia, Paleogeografia. [W:] *Budowa geol. Polski*, 1968, t. 1, cz. 1. Ordowik.
24. Tomczyk H. — The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and the phenomena of Caledonian orogeny. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géogr.*, 1964, vol. 12, nr. 2.
25. Tomczyk H. — Stratygrafia. [W:] *Budowa geologiczna Polski*, 1968, t. 1, cz. 1. Sylur.
26. Tomczyk H. — Sylur. Profil litologiczno-stratygraficzny. In: *Geologia i surowce mineralne Polski*. *Biul. Inst. Geol.*, 1970, nr 251.
27. Żak C. — Stratygrafia [W:] *Budowa geol. Polski*, 1968, t. 1, cz. 1. Kambr.
28. Żakowa H. — The present state of the stratigraphy and paleogeography of the Carboniferous in the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.*, 1970, vol. 20, no. 1.

SUMMARY

The essential facies pattern from the Holy Cross Mts appears to have been constant throughout the Paleozoic. According to model proposed by J. Czarnocki (5, 7) and widely accepted by other authors the pattern is bipartite: deep-water Łysogóry region on the north and shallower-water Kielce region on the south. At present it seems more appropriate to accept tripartite model in which a new, Chęciny-Zbrza region is distinguished at the expense of southern parts of the Kielce region as previously interpreted. The third region is characterized by facies close to those known from the Łysogóry region. This stable distribution of facies is explained by tectonical block differentiation of labile platform.

РЕЗЮМЕ

В палеозоической истории Свентокшиских гор наблюдается неизменный основной план размещения фаций. Чаще всего принимается — согласно мнению Я. Чарноцкого — модель состоящую из двух частей: глубоководного лысогурского района на севере и мелководного келецкого района на юге. В настоящее время более правильным кажется мнение о симметрической модели, состоящей из трёх частей, с хенциньско-збжаньским районом выделенным из южной части келецкого района. Хенциньско-збжаньский район характеризуется фациями близкими к фациям встречаемым в лысогурском районе. Причиной неизменности размещения фаций является блоковая тектоническая дифференциация лабильной платформы.