UKD 551.734:552.14:562.51/.54: 551.35.061 (438.13:234)

Zbigniew KOWALCZEWSKI

Podstawowe problemy geologiczne dewonu dolnego* Gór Świętokrzyskich

WSTĘP

Poglądy nasze na litologię, stratygrafię i tektonikę osadów dewonu dolnego ukształtowali przede wszystkim J. Czarnocki (1936, 1950) i J. Samsonowicz (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1953). W sformułowaniach ogólnych bazujemy nadal na ich regionalnych wnioskach. Powszechnie znane syntezy, trafne w głównych zarysach, wymagają dziś jednak aktualizacji stosownie do wyników nowszych badań geologicznych.

Litologią, stratygrafią i tektoniką dewonu w ostatnich latach zajmowali się przede wszystkim: M. Pajchlowa (1959*a*, 1959*b*, 1962, 1963, 1968), A. Ruśkiewicz (1960), J. Czermiński (1960), H. Łobanowski, R. Michniak (1960), H. Łobanowski (1962, 1965), E. Cieśla (1964), H. Jurkiewicz, H. Żakowa (1965), K. Pawłowska (1961), M. Tarnowska (1967, 1968, 1969), Z. Rubinowski (1968, 1969), T. Wróblewski (1968, 1969), Z. Kowalczewski (1964, 1966, 1967, 1968).

W przekonaniu autora artykułu klucz do rozwiązania problematyki litologiczno-stratygraficznej młodszych od żedynu serii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich tkwi — z jednej strony w opracowaniach H. Łobanowskiego (1965) i P. Filonowicza (1967) dotyczących Łysogór, a z drugiej — w opracowaniach M. Tarnowskiej (1967), która w strefie kielecko-łagowskiej prowadzi badania nad dolnym dewonem. Zinterpretowane syntetycznie rezultaty prac wymienionych geologów zestawione z efektami studiów innych badaczy służyć będą za kanwę dla poniższych rozważań i końcowych wniosków regionalnych.

Artykuł stanowiący fragment większej pracy autor publikuje dlatego, że dyskutując publicznie główne jej tezy przestaje być zwolna pierwszym uznawanym ich głosicielem.

Praca ta mogła powstać tylko dlatego, że autorowi pomocy udzielili kol. kol. dr H. Łobanowski, mgr P. Filonowicz, mgr inż. T. Wróblewski i dr inż. Z. Rubinowski. Wymienionym Kolegom serdecznie dziękuje za udo-

* W artykule omawiane będą tylko młodsze od żedynu osady dewonu dolnego, dlatego autor już na wstępie zastrzega się, że pisząc o dewonie dolnym ma na myśli wyłącznie jego zgeńsko-emskie ogniwa.

stępnienie mi własnych materiałów badawczych, dyskusję oraz życzliwą pomoc. Szczególnie wdzięczny jestem mgr M. Pajchlowej i doc. drowi J. Znosce za inspirujące rady oraz krytyczne przejrzenie publikowanego tekstu.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA GŁÓWNYCH PROFILI DEWONU DOLNEGO

Charakterystykę dolnodewońskiej formacji w Górach Świętokrzyskich rozpoczynam od obszaru, gdzie jest ona rozwinięta najpełniej, tzn. od Pasma Klonowskiego w regionie łysogórskim (fig. 1), a następnie scharakteryzuję dewon dolny regionu kieleckiego.

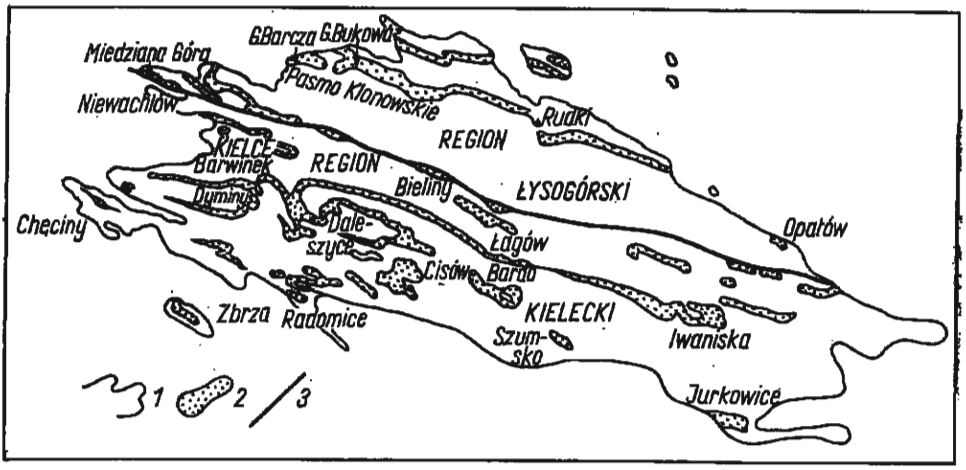


Fig. 1. Schematyczna mapka wychodni osadów dewonu dolnego w Górach Świętokrzyskich

Diagrammatic map of Lower Devonian outcrops in the Świętokrzyskie Mountains

1 — zarys wychodni skał paleozoicznych; 2 — wychodnie osadów dewonu; 3 — główna dyslokacja łysogórska

1 — outline of outcrops of Palaeozoic rocks; 2 — outcrops of Devonian deposits; 3 — main Łysogóry dislocation

J. Czarnocki (1936, 1950) dowiódł ostatecznie, że dewon dolny rozwijał się na północy Gór Świętokrzyskich (region łysogórski) w innych warunkach niż na południu (w regionie kieleckim). Z badań J. Czarnockiego wynika jednoznacznie, że osady dewonu dolnego w regionie łysogórskim mają kilkakrotnie większą miąższość i są stratygraficznie wykształcone pełniej niż równowiekowe skały z regionu kieleckiego. Wymieniony badacz dowiódł też, że morski reżim wyższego emsu wyrażony facją piaskowców spiriferowych znalazł dogodniejsze warunki rozwoju w regionie łysogórskim niż w regionie kieleckim.

J. Czarnocki (1936) i J. Samsonowicz (*vide* M. Książkiewicz i J. Samsonowicz, 1953) wykazali, że silnie dźwigany w ruchach młodokaledońskich region kielecki został ostatecznie zalany falami transgredującego morza dopiero w początkach eiflu.

DEWON DOLNY PASMA KLONOWSKIEGO

Od dawna wiadomo, że dewon dolny w regionie łysogórskim dzieli się na dwie serie: dolną barczańską („plakodermową") i górną („spiriferową")[1]. P. Filonowicz (1967) prowadzący prace zdjęciowe w okolicach Barczy i Bukowej Góry wydziela od dołu w serii barczańskiej (fig. 2) następujące kompleksy litologiczne:

1. Kompleks „piaskowców wiśniowych" o miąższości około 4—7 m. Są to zwięzłe, gruboławicowe piaskowce kwarcytowe, przewarstwiane szarowiśniowymi iłowcami.

2. Kompleks wiśniowych mułowców, piaskowców kwarcytowych i szarowiśniowych iłowców przewarstwianych mułowcami i piaskowcami. Warstwowanie jest tu niezbyt wyraźne, a granice warstw nie są ostre. W kompleksie tym P. Filonowicz znajdował dosyć liczne szczątki flory psylofitowej. Miąższość kompleksu nie została rozpoznana (zbadano na razie tylko ok. 4 m), a szacować ją można na około 20 m.

3. Kompleks jasnoszarych i szarych piaskowców i mułowców przewarstwionych seledynowymi i brunatnymi mułowcami, niekiedy ilastymi. W stropie występuje pakiet łupkowatych, szarozielonych mułowców ilastych (miejscami tufitopodobnych?). „Seria siwa" ma wg P. Filonowicza około 25—27 m miąższości.

4. Kompleks jasnych piaskowców kwarcowych i kwarcytowych gruzłowatych, miejscami gruboziarnistych, o strukturze zrostkowej i gruzłowej, ze żwirkiem kwarcowym. Miąższość kompleksu dochodzi do 6 m.

5. Kompleks piaskowców średnio-, a czasem i gruboławicowych (grubość warstw dochodzi nawet do 2 m) oraz mułowców kwarcowych o wyraźnym wiśniowym zabarwieniu. Występują tu też piaskowce płytowe drobno- i średnioziarniste, jasne, z częstymi próżniami po wypłukanych toczeńcach ilastych. Miąższość serii, będącej kiedyś na Barczy Zachodniej głównym obiektem eksploatacji, szacowana jest przez P. Filonowicza na ok. 70 m. W osadach tego kompleksu znajdowano szczątki ryb plakodermowych.

6. Kompleks iłowców mulastych i mułowców o szarym, niebieskim i fioletowym odcieniu, z wkładkami zwięzłych, siwych piaskowców i mułowców kwarcowych, z dużą ilością pigmentu żelazistego. W stropie kompleksu występują wkładki tufitów o miąższości 0,8—1,2 m. Warstwowanie jest tu bardzo słabo czytelne. P. Filonowicz znajdował tu szczątki flory psylofitowej. Kompleks ten ma ok. 25 m miąższości.

Łączna miąższość opisanych skał serii barczańskiej plakodermowej wynosi 150—160 m.

Ponad kompleksem z tufitami występują skały o miąższości dochodzącej do 360 m, zaliczane przez H. Łobanowskiego (1965) już do niewątpliwego emsu górnego. Zdaniem H. Łobanowskiego (1965) w Paśmie Barczańsko-Klonowskim rozwinięte są dwie różne facje emsu górnego: 1) „goździańska" — panująca w okolicach Barczy i 2) „zagórzańska" — w rejonie Góry Bukowej Pasma Klonowskiego. H. Łobanowski sądzi, że rozwinięły się one w dwu dolnodewońskich zatokach laguny klonowskiej

[1] Potocznym terminem „seria spiriferowa" objęte są w schemacie J. Czarnockiego (1950) tzw. „piaskowce spiriferowe" oraz „piaskowce ciosowe" i „skolitusowe". Tym morskim w zasadzie osadom ze stropu niższego dewonu przeciwstawia się zwykle old-redowego typu skały „serii plakodermowej" ze spągu dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Zdając sobie sprawę z małej zasadności dalszego stosowania tych tradycyjnych terminów autor używa ich tylko z konieczności i zawsze w cudzysłowie lub nawiasach.

i były częściowo od siebie izolowane. W obu zatokach nieco inaczej przebiegała sedymentacja i żyły różne zespoły fauny dolnodewońskiej [2].

Szczegółowych profilów dolnych ogniw serii spiriferowej nie posiadamy, można tylko przypuszczać, że są to przede wszystkim piaskowce kwarcytowe, niekiedy kwarcowe oraz mułowce z rzadka przedzielone łupkowatym iłowcem wiśniowoczekoladowym.

Górną część warstw zagórzańskich dobrze rozpoznano w sztolni badawczej, którą pędzono na Bukowej Górze. H. Łobanowski (1965) wyróżnia w około 100-metrowym profilu emsu górnego trzy kompleksy litologiczne.

1. Dolny kompleks piaskowców kwarcowych i kwarcytowych o miąższości około 25—28 m. Barwa skał jest szara, warstwowanie poziome, częste ślady rozmywań. Około 15 m od spągu profilu występują gruboziarniste piaskowce, wyraźnie warstwowane. Grubszy detrytus skalny w nich to żwir kwarcowy o średnicy ziarn do 1 cm. W szlifach cienkich stwierdzono także ziarna kwarcu, drobnokrystaliczne kwarcyty i rogowce. W zlepieńcowatych wkładkach istnieją szczątki ślimaków, małżów, brachiopodów i ryb. W kompleksie dolnym dominują piaskowce (89%), gdy mułowce i iłowce mają niewielką miąższość i odgrywają podrzędną rolę (10,6%).

2. Środkowy kompleks mułowcowo-ilasto-piaskowcowy o miąższości około 15 m zbudowany jest głównie z psamitów (68% to piaskowce kwarcytowe i kwarcowe) oraz pelitów (32%), wśród których przeważają drobnoziarniste mułowce i iłowce. Cały pakiet jest intensywnie czerwony. Piaskowce kwarcowe i mułowce są niekiedy słabo zdiagenezowane lub zgoła sypkie. Granice warstw są niewyraźne i trudno dostrzegalne. Osad zawiera dużo pigmentu hematytowego. W spągu kompleksu H. Łobanowski znajdował psylofity.

3. Górny kompleks jest zbudowany z piaskowców kwarcytowych, rzadziej kwarcowych, wyraźnie warstwowanych. Psamitów jest 94,3%, a pelitów 5,7%. Barwa skał przeważnie jasna i szara. Miąższość kompleksu szacuje się na 42—45 m. Interesujące, że w stropie kompleksu występuje kilkucentymetrowa warstwa „piaskowca kwarcytowego" drobnoziarnistego z wkładką iłowca. W piaskowcach obserwowano pionowe kanały o długości 15 cm i średnicy 2—3 mm; są one śladami działalności organizmów z grupy *Phoronoidea*. Poziom z *Phoronoidea* to właśnie „piaskowce skolitusowe" wg J. Czarnockiego (H. Łobanowski, 1965).

4. Ponad opisanym kompleksem występuje zlepieniec o miąższości około 0,5 m (na Bukowej Górze). Zlepieniec złożony jest z dobrze obtoczonych otoczaków kwarcytowych (do 3 cm średnicy) oraz z ziarn kwarcu i okruchów mułowców. Zlepieńce przechodzą w piaskowce ze zlepieńcowatymi smugami (grubość smug do 4 cm). Rozpoznano tu szczątki fauny: ślimaki, brachiopody (ale nie spirifery) i małże. Grubodetrytyczny profil zamykają mułowce ceglastoczerwone z domieszką ziarn grubszych. Cała opisana seria zlepieńcowo-piaskowcowa ma ok. 2 m gubości [3].

5. Profil dewonu dolnego kończy zdaniem H. Łobanowskiego 10 m miąższości pakiet piaskowców kwarcowych i kwarcytowych. Wyżej leżą już dolomity.

---

[2] P. Filonowicz (informacja ustna) podejrzewa jednak, że „goździańska" facja reprezentuje po prostu niższe ogniwo emsu górnego, a facja „zagórzańska", dobrze rozpoznana w sztolni na Bukowej Górze, wyższe ogniwo tego podpiętra. Gdyby rzeczywiście tak było, to w osadach emsu górnego w Łysogórach mielibyśmy najprawdopodobniej do czynienia z jeszcze jednym cyklotemem sedymentacyjnym.

[3] Kompleksy opisane tu w punktach 4 i 5 H. Łobanowski traktuje jako stropowe pakiety „górnego kompleksu" opisanego w punkcie 3.

DEWON DOLNY W REGIONIE KIELECKIM

Dużo nowych i interesujących danych o sekwencji litologicznej dolnego dewonu w rejonie Iwanisk — Łagowa podaje M. Tarnowska (1967). Autorka prowadząc badania powierzchniowe i wiertnicze w południowym skrzydle synklinorium kielecko-łagowskiego wydzieliła wzorem H. Łobanowskiego (1965) w dolnym dewonie 5 zasadniczych kompleksów litologicznych:

1. Dolny kompleks piaskowcowy o miąższości 25÷28 m budują przede wszystkim piaskowce kwarcytowe zlewne, jasne i szare, niekiedy o wiśniowym i zielonawym odcieniu, a także piaskowce i mułowce kwarcowe, nieco zailone, szarobrunatne i wiśniowe. Przewarstwienia iłowcowe nie są częste w tym kompleksie.

2. Dolny kompleks pstry budują piaskowce i mułowce oraz pstre piaskowce: wiśniowe, szare, brunatne i zielone, o niewyraźnym warstwowaniu. W serii tej M. Tarnowska (1967) znalazła wkładkę tufitu[4] wykształconą analogicznie jak w Barczy Zachodniej. W analogicznym kompleksie w rejonie Niewachlowa znalazłem liczne detrytus psylofitowej flory lądowej.

3. Środkowy kompleks piaskowcowy o miąższości 33—35 m zbudowany jest w 95% z piaskowców kwarcowych i kwarcytowych. Pozostałe 5% stanowią przewarstwienia szarych skał ilasto-mułowcowych. Znaleźć tu można struktury gruzłowate i toczeńce ilaste. Warstwowanie bywa różne: poziome, falisto-poziome i przekątne. Granice warstw są tu ostre i łatwo czytelne. M. Tarnowska znalazła w tym kompleksie skał szczątki ryb pancernych.

4. Górny kompleks[5] pstry zbudowany jest z pstrych, fioletowych, czekoladowych i zielonawoseledynowych mułowców żelazistych (35%) oraz piaskowców kwarcowych (40%) i iłowców szarych, laminowanych materiałem mulastym, kwarcowym (10%). Granice warstw są niewyraźne. Miąższość wynosi 30÷35 m.

5. Górny kompleks piaskowcowy o około 10 m miąższości tworzą piaskowce kwarcytowe i mułowce żółtawe i rdzawe. Według M. Tarnowskiej (1967) występują w nim brachiopody.

Charakteryzując ogólnie profil dolnego dewonu okolic Iwanisk i Łagowa M. Tarnowska (1967) pisze, że 65% stanowią piaskowce kwarcowe i kwarcytowe, 25% mułowce pstre i wiśniowe z żółtymi, wiśniowymi i brunatnymi plamami o spoiwie żelazistym lub ilasto-węglanowym, a tylko 10% osadu to iłowce. Ustalony przez M. Tarnowską profil litologiczny można przyjąć za podstawowy dla całej strefy kielecko-łagowskiej w rejonie kieleckim i przyrównać do niego inne profile tego obszaru.

W rejonie Bielin A. Ruśkiewicz (1960) w trakcie prowadzonych tam prac surowcowych zarejestrowała następujący profil litologiczny (od dołu, jednak nie od spągu dewonu).

1. Szaroseledynowe i ciemnoszare iłowce ilaste, łupkowe, przewarstwione piaskowcem gruzłowatym szaroseledynowym, niekiedy z wiśniowym lub fioletowym odcieniem. Granice pomiędzy poszczególnymi warstwami są tu niewyraźne,

[4] Wkładki osadów tufitopodobnych w skałach tego kompleksu wyróżnił ostatnio w rejonie Bielin W. Dowgiałło (inform. ustna).

[5] Zdaniem autora jest to właściwie „środkowy kompleks pstry". „Górny kompleks pstry" (= „serii Bukowej Góry" — J. Czarnocki, 1936) występuje lokalnie dopiero ponad „górnym kompleksem piaskowcowym" według M. Tarnowskiej (1967).

a przejścia między nimi stopniowe. Całej serii nie rozpoznano; miąższość zbadanego profilu wynosi około 3 m.

2. Kompleks piaskowców kwarcytowych prawie bez innych przewarstwień. Sporadycznie spotykano w nich wkładki iłowców oraz soczewki piasku. Piaskowce są jasnoszare i mają żółty lub fioletowy odcień. A. Ruśkiewicz twierdzi, że ten kompleks eksploatowany w Bielinach ma ok. 17 m miąższości.

3. Wyżej leżą, bezpośrednio w kontakcie dyslokacyjnym, iłowce łupkowate, stalowoszare, nieco zapiaszczone, z detrytusem flory (miąższość nie znana).

4. Piaskowce kwarcytowe szare, zwietrzałe i zażelazione, przewarstwione iłowcami i mułowcami. Sporadycznie trafiają się wkładki zlepieńcowate (mąższość nie znana).

5. Iłowce i mułowce oliwkowe, szarożółte, z rdzawymi nalotami i z konkrecjami krzemionkowymi i przewarstwieniami piaskowca gruzłowatego, szarofioletowego. Miąższość tych iłowców i mułowców nie jest znana, ale na pewno zredukowana dyslokacyjnie.

6. Iłowiec ciemnoszary, stalowordzawy, plamisty (miąższość nie znana).

7. Piaskowiec gruzłowaty pstry, jasnoszary, seledynowy, fioletowy, o miąższości 1 m.

8. Iłowiec szary, nieco marglisty, z brachiopodami.

9. Piaskowce rdzawe, zwietrzałe, zawierające okruchy skorup małżów i brachiopodów. Miąższość piaskowców nie jest znana, ale można ją ocenić co najmniej na kilka lub kilkanaście metrów.

10. „Zlepieniec bieliński" — złożony z doskonale ogładzonych kwarcytów o średnicy do 5 cm i ilasto-piaszczystego spoiwa. Miąższość zlepieńca 2 m.

11. Piaskowce kwarcytowe drobnoziarniste, czasem z drobnym żwirkiem, jasne, kruche i rozsypliwe, przesycone związkami żelaza i zawierające trochę morskiej fauny.

Interesujący profil części spągowej dolnego dewonu rozpoznano w okolicach Niewachlowa (J. Czarnocki, 1919; Z. Kowalczewski, 1966). Idąc od S ku N są to kolejno:

1. Iłowce brunatno-oliwkowe, sfałdowane, sylurskie.

2. Zlepieniec miedzianogórski o miąższości około 12 m.

3. Piaskowiec kwarcytowy, zlewny, średnio- i cienkopłytowy, zażelaziony, szarowiśniowy o miąższości 10÷13 m. Z serii tej wymienia J. Czarnocki (1919) szczątki ryb: „liczne tarcze *Coccosteus*".

4. Iłowce mulaste, wiśniowoczekoladowe, laminowane ciemniejszymi szarymi mułowcami, z detrytusem flory. Liczne są też przewarstwienia piaskowców kwarcowych i kwarcytowych jasnych z brunatnymi plamami. Miąższość od około 15 do 20 m.

5. Piaskowce kwarcytowe, gruboławicowe, jasne, lekko upszczone czerwonymi plamkami żelazistego pigmentu, z soczewkami wiśniowego lub zielonego iłu. Piaskowce przewarstwiają niekiedy iłowce seledynowe, łupkowate. Granice warstw wyraźne, zauważono też przekątne warstwowanie. Miąższość wynosi około 30 m. Wyższych części profilu na razie nie zbadano.

Na fig. 2 przedstawiono ponadto profil dewonu dolnego z otworu Barwinek 1, uzupełniony obserwacjami J. Fijałkowskiego (informacja ustna) z okolic Jaworzni — Stanisławowa. W rejonie tym J. Fijałkowski znalazł w żółtych piaskowcach kwarcowych liczne odciski jakoby brachiopodów dewońskich.

Przegląd wybranych profili dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich trzeba jeszcze uzupełnić profilem z Dymin opisanym przez J. Czarnockiego (1919). Idąc od dołu są to:

1. Piaskowce kwarcytowe, zwięzłe, z wkładkami czerwonych mułowców łupkowatych.
2. Piaskowce jasne z cienkimi przewarstwieniami zielonego iłu i śladami po toczeńcach ilastych.
3. „Zlepieniec bieliński" złożony z otoczaków szarego kwarcytu o średnicy 5÷10 cm i licznych ziarnach mlecznego i białego kwarcu. Grubość pakietu zlepieńcowatego różna, na ogół zmienia się w granicach od 0,5 do 1 m.
4. W kompleksie nadległych piaskowców i mułowców J. Czarnocki znajdował liczne modiole, ślimaki, łuski plakodermów, haliseritesy. Miąższość omawianych skał wynosi 12÷15 m.

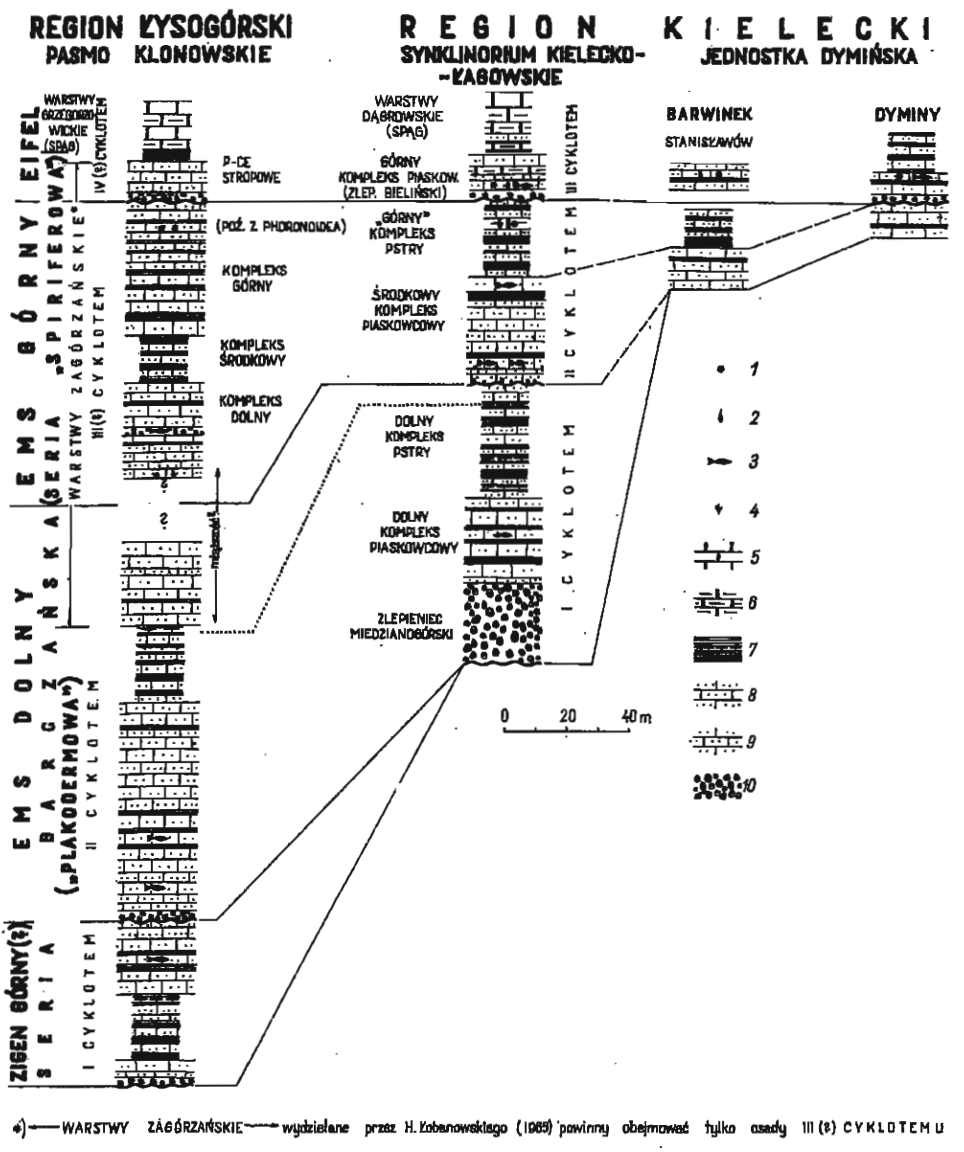
PROBLEMY KORELACJI LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNEJ PROFILI DEWONU DOLNEGO GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Na fig. 2 przedstawiono zgeneralizowane i wstępnie skorelowane profile litologiczne dolnego dewonu, charakterystyczne dla różnych obszarów Gór Świętokrzyskich. Zasadniczą trudność w prawidłowej korelacji stratygraficznej omawianych osadów spowodowana jest brakiem jednoznacznych i wspólnych dla obu regionów kryteriów paleontologicznych, rozstrzygających definitywnie wiek poszczególnych kompleksów skał dewonu dolnego. W rezultacie dolnodewońskie profile są obecnie tylko jednostronnie powiązane w schemacie stratygraficznym paleozoiku świętokrzyskiego, tj. od osadów eiflu występujących w stropie opisywanej formacji. Znajomość stratygrafii w przedziale górny ludlow — górny ems jest w dalszym ciągu niedostateczna.

Kryteria litologiczne mogą się okazać zawodne przy porównywaniu wielokrotnie powtarzających się we wszystkich profilach bardzo podobnych pakietów warstw dolnego dewonu. Po prostu nie wiadomo, które pakiety z jednego profilu korelować z pakietami profilu sąsiedniego.

Korelację warstw omawianej formacji utrudniają wreszcie poważne różnice strukturalno-tektoniczne, warunkujące odmienny rozwój sedymentacyjny dewonu dolnego w regionie południowym i północnym Gór Świętokrzyskich. W regionie łysogórskim istnieje znacznie więcej charakterystycznych zespołów skalnych dewonu dolnego, które nie zawsze wiadomo jak korelować z seriami dolnodewońskimi występującymi w regionie południowym Gór Świętokrzyskich.

W aktualnym stanie rozpoznania dolnego dewonu Gór Świętokrzyskich istnieją dwie możliwości korelacji tych osadów, tzn. „od spągu", albo „od stropu". Pierwszy sposób zastosował J. Czarnocki i w pełni go sformułował w 1936 r. J. Czarnocki skorelował wówczas środkową główną serię „piaskowca plakodermowego" regionu kieleckiego z „głównym pakietem plakodermowym" (kompleks spągowy II cyklotemu) serii barczańskiej Łysogór, która w ujęciu H. Łobanowskiego (1965) reprezentuje ems dolny. Stropowe ogniwa dolnego dewonu, rozwijające się ponad tzw. zlepieńcem bielińskim, przyrównał J. Czarnocki (1936) do piaskowców spiriferowych Pasma Klonowskiego, które uznał za górnoemskie.



*) —— WARSTWY ZAGÓRZAŃSKIE —— wydzielane przez H. Łobanowskiego (1965) powinny obejmować tylko osady III (II) CYKLOTEMU

Fig. 2. Schemat korelacyjny profili litostratygraficznych dewonu dolnego (bez żedynu) Gór Świętokrzyskich (opracowany przez autora w oparciu o dane szczegółowe J. Czarnockiego, H. Łobanowskiego, P. Filonowicza, M. Tarnowskiej, W. Dowgiałło oraz własne)

Correlation scheme of lithostratigraphical sections of the Lower Devonian deposits (without Gedinnian) in the Świętokrzyskie Mountains (elaborated by the present author on the detailed data of J. Czarnocki, H. Łobanowski, P. Filonowicz, M. Tarnowska, W. Dowgiałło and on his own material)

1 — fauna; 2 — ramienionogi; 3 — ryby pancerne; 4 — flora; 5 — dolomity; 6 — margle dolomityczne; 7 — iłowce z wkładkami tufitów; 8 — mułowce; 9 — piaskowce kwarcowe i kwarcytowe; 10 — zlepieńce i żwirowce →

Z ujęcia przedstawionego wyżej wynika jednak następująca konsekwencja: górnoemskiej morskiej „serii spiriferowej", szacowanej przez I. Łobanowskiego (1965) w Łysogórach na około 350 m, odpowiadać mają w południowej części Gór Świętokrzyskich osady o 20—30 m miąższości. W tym stanie rzeczy J. Czarnocki musiał przyjąć w regionie kieleckim istnienie bardzo poważnych zaburzeń tektonicznych trwających w wyższym emsie — dodajmy — zaburzeń występujących po okresie względnego spokoju w dolnym emsie. Zgromadzone w ostatnich latach liczne dowody potwierdzają jednakże już i dawniej sygnalizowany fakt, że wiek serii plakodermowej bywa różny i w zależności od regionu waha się od dolnego zigenu do górnego emsu włącznie (M. Pajchlowa, 1959, 1962). Dowiedziono np., że morska fauna brachiopodowa występuje w regionie kieleckim także i poniżej tzw. zlepieńców bielińskich, a więc w „serii plakodermowej" (M. Ruśkiewicz, 1960). Ponadto zauważono (H. Łobanowski, 1965), że w Łysogórach fauna plakodermowa pojawia się i w warstwach zagórzańskich górnego emsu, czyli w „serii spiriferowej". H. Łobanowski (1965) mógł więc zakwestionować także zasadność wydzielenia w Górach Świętokrzyskich wszelkich warstw „spiriferowych". Odkryto natomiast i zbadano występujące także i w tym regionie zlepieńce, położone w profilu analogicznie jak zlepieńce bielińskie południowego regionu Gór Świętokrzyskich (H. Łobanowski, 1965; P. Filonowicz, 1967).

Rysująca się już dawniej możliwość korelacji sposobem drugim, tzn. „od stropu" zyskała dalsze, mocne uzasadnienie. Taką właśnie korelację prezentuje kilkakrotnie M. Pajchlowa w pracach z lat 1959, 1962 i następnych. Badania ostatnich lat pozwoliły dokładniej ustalić sekwencję skał górnego emsu w Paśmie Klonowskim (H. Łabanowski, 1965). Równocześnie M. Tarnowska (1967) wydzieliła szereg dobrze korelujących się kompleksów, które uzupełnione obserwacjami innych geologów służyć mogą za podstawę dalszej aktualizacji regionalnych schematów stratygraficzno-korelacyjnych. Rozwijając poglądy H. Łobanowskiego i R. Michniaka (1960) zwrócono szczególną uwagę na stratygraficzną przydatność serii tufitowej, którą szczegółowo rozpoznano w masywie Barczy Zachodniej. Piroklastyty, petrograficznie podobne do opisywanych z Barczy, stwierdzono w okolicach Iwaniska (M. Tarnowska, 1967), w Bardzie (Z. Kowalczewski, 1966) i w Jaronowicach koło Jędrzejowa (K. Jaworowski, H. Jurkiewicz, Z. Kowalczewski, 1967). W konsekwencji powyższych prac [6] zyskuje coraz bardziej na wiarogodności metoda stratygraficzna korelacji „od stropu" serii dolnodewońskiej.

Poglądy piszącego te słowa obrazuje tabela (fig. 2), na której przedstawiono również i część argumentów przemawiających za takim właśnie rozwiązaniem problemów korelacyjnych.

Przegląd wymienionej tabeli wskazuje, że w dewonie dolnym, zarówno na północy, jak i na południu Gór Świętokrzyskich, rozwijają się charakterystyczne cyklotemy sedymentacyjne. W Paśmie Klonowskim mamy

[6] Obecnie W. Dowgiałło i R. Chlebowski (informacja ustna) badają tufity dewonu dolnego z rejonu Bielin.

1 — fauna; 2 — brachiopods; 3 — placoderms; 4 — flora; 5 — dolomites; 6 — dolomitic marls; 7 — claystones with tuffite intercalations; 8 — siltstones; 9 — quartz and quartzite sandstones; 10 — conglomerates and gritstones

ich co najmniej trzy, zaś w obszarze kieleckim tylko dwa. Zarówno na północy, jak i południu Gór Świętokrzyskich ponad zlepieńcem bielińskim rozwija się nowy cyklotem sedymentacyjny, który należy już uznać za eifelski *sensu lato* (tzn. za podstawę podcyklu eifelskiego).

Każdy z wyróżnionych cyklotemów wykazuje następującą sekwencję kompleksów: zlepieńce lub żwirowce, piaskowce kwarcowe, a głównie piaskowce kwarcytowe, na ogół z plakodermami, a wyżej ze spiriferami, a następnie kompleks pstrych czarno-szaro-seledynowo-fioletowych mułowców, piaskowców i iłowców bardzo silnie żelazistych, w których występuje często dytrytus flory. Cyklotem zamykają psamitowo-klastyczne pakiety piaskowców kwarcowych i kwarcytowych z plakodermami lub spiriferami.

Podkreślić jednak należy, że nie każdy z cyklotemów jest w pełni rozwinięty, tzn. że nie każdy ma swój górny kompleks piaskowcowy. Brak ich np. w dolnodewońskich cyklotemach regionu kieleckiego. Jednocześnie te właśnie cyklotemy mają u swej podstawy dobrze rozwiniętą serię zlepieńcową lub zlepieńcowo-żwirową.

Ogólnie jednak pakiety gruboklastyczne, psefitowe redukują się w wyższych cyklotemach do cienkich na ogół wkładek zlepieńcowych lub żwirowych, które tkwią w gruboziarnistych piaskowcach kwarcowych. Niekiedy nawet i takie wkładki mogą się nie pojawić.

W regionie łysogórskim poszczególne cyklotemy tytułem „tektonicznej rekompensaty" w zamian mocno zredukowanych spągowych pakietów gruboziarnistych mają w pełni rozwinięte w stropie kompleksy piaskowcowe górne.

Zlepieńce miedzianogórskie opisywał autor szerzej w 1966 i 1968 r., tu można tylko wspomnieć, że zbudowane są one z otoczaków na ogół dobrze obtoczonych skał starszego podłoża — głównie kambru, scementowanych spoiwem ilastym, piaszczystym lub ilasto-żelazistym. W stropie zlepieńce te wiążą się sedymentacyjnie w sposób ciągły z nadległą serią kwarcytów dolnodewońskich.

Zlepieńce i żwirowce (oraz cały grubszy materiał detrytyczny), o ile nie leżą bezpośrednio na staropaleozoicznym podłożu [7], ale występują w spągu śródddewońskich cyklotemów, składają się z reguły z lepiej lub słabiej obtoczonych ziarn kwarcu białego lub mlecznego, a także z okruchów zlewnych lub drobnokrystalicznych kwarcytów jasnych lub siwych.

Spągowe w cyklotemach piaskowce kwarcytowe, zlewne, średnioławicowe, czasem gruboławicowe z cienkimi przewarstwieniami iłów, mają niekiedy przekątne warstwowanie i ostre granice uławicenia. W tych piaskowcach ziarno jest na ogół dobrze przesortowane, a w skale dominują barwy jasne. W opisywanych piaskowcach spotyka się też toczeńce ilaste oraz ślady rozmywania stropów lamin sedymentacyjnych. W charakteryzowanych osadach znajdują się szczątki ryb pancernych.

W regionie kieleckim szczątki te szczególnie obficie (brekcje kostne) występują wśród piaskowców kompleksu podstawowego drugiego cyklotemu sedymentacyjnego, np. Świnia Góra k. Daleszyc (psammosteidy ze Świniej Góry opisał L. B. Tarlo, 1964) oraz Dębska Wola. W regionie ły-

[7] Zlepieńce ze spągu dewonu znamy z Miedzianej Góry, Niewachlowa, Dąbrowy, Wiśniówki (są to zlepieńce miedzianogórskie), Wymysłowa, Barda, Szumska i Bud Jurkowic (strukturalne odpowiedniki poprzednich, stratygraficznie leżą jednak chyba w spągu osadów emsu górnego?).

sogórskim mamy ich stosunkowo najwięcej w kompleksie spągowym drugiego cyklotemu.

Uogólniając różne obserwacje wydaje się, że opisywane osady powstawały w środowisku wodnym, ruchliwym, niespokojnym, ale niezbyt głębokim i to raczej o charakterze morsko-lagunowym niż lagunowo-limnicznym. W każdym razie uważam, że osady te powstawały w czasie ekspansywnego ruchu wód w stronę cofających się wybrzeży.

Osady serii czarno-wiśniowej, seledynowej, ogólnie „pstrej" cechują się tym, że materiał pelityczny dominuje w nich nad psamitowym; ziarno jest źle przesortowane i często bezładnie przemieszane, zabarwienie osadów jest albo czarne, ciemnoszare i seledynowe, albo intensywnie czerwone i fioletowe. Granice między warstwami nie są ostre, lecz „rozmazane". W iłowcach najczęściej ciemnych, niekiedy nieco bitumicznych znajdowano liczny detrytus flory psylofitowej i piryt. W osadach pakietów wiśniowych obserwuje się sporo związków żelaza (spoiwo żelaziste, nieregularne, brunatne enklawy limonitowo-syderytowe, nacieki hematytowe).

Wszystko co napisano wyżej dowodzi, że sedymentacja omawianych osadów odbywała się w stagnującym zbiorniku limnicznym, przekształcającym się niekiedy w bagno o typowo redukcyjnych warunkach. Rzecz interesująca, że w regionie kieleckim w kompleksie pstrym drugiego cyklotemu pojawiają się wkładki ilasto-margliste lub zgoła dolomityczne (np. Barwinek, Zaręby, Bieliny); często i spoiwo kompleksu bywa nieco węglanowe. W Łysogórach górne pakiety piaskowcowe nie różnią się bardzo od dolnych kompleksów piaskowcowych. I w nich granice warstw są ostre: obserwuje się ślady rozmywania; w osadzie dominują barwy jaśniejsze; psamity zdecydowanie przeważają nad pelitami. Piaskowce bywają często gruboławicowe i niekiedy pojawia się w nich żwir kwarcowy.

Uogólniając powyższą charakterystykę można wyrazić przypuszczenie, że po okresie wyraźnie lagunowo-limicznego i nawet bagiennego rozwoju następowało otwarcie nowych połączeń z basenami otwartymi, a napływające wody morskie zmieniały zdecydowanie reżim sedymentacyjny. Po ustaniu morskiej ingresji zbiorniki ulegały stopniowo spłycaniu — przy równoczesnej zmianie warunków z lagunowych na limniczne i bagienne — aż do momentu ponownego zdecydowanego zalewu morskiego.

Powyższa bardzo ogólna charakterystyka ulegnie przy drobiazgowych badaniach uściśleniu i okaże się wtedy wyraźnie, że poszczególne profile z różnych rejonów, nawet tej samej strefy tektonicznej, różnią się nieco od siebie. Już dziś można np. zauważyć, że w głębszych partiach zbiorników jest więcej pelitów niż w analogicznych seriach stref płytszych i że kompleksy piaskowców są tam cieńsze.

Analizując rozmieszczenie szczątków fauny można stwierdzić, że w kompleksach piaskowcowych zarówno w regionie łysogórskim, jak i w kieleckim, fauna plakodermowa na ogół występuje w pakietach o grubszym ziarnie lub zgoła w zlepieńcowatych. Często tworzy ona brekcje kostne złożone z pokruszonych, ale dobrze zachowanych tarcz kostnych i innych szczątków szkieletów ryb. W piaskowcach młodszych cyklotemów ryby pancerne wielokrotnie współwystępują z fauną morską (H. Łobanowski, 1965). Jak wyjaśnić powstanie tego osadu? Wiadomo

przecież, że ryby pancerne żyły tylko w wodach słodkich lub w zbiornikach wysładzających się, a więc w środowisku limnicznym lub limniczno-lagunowym. Warunkiem podstawowym jest to, że stara, izolowana laguna uzyskała szersze połączenie z basenem otwartym. Musiała wówczas nastąpić masowa zagłada ryb pancernych i mogły już razem gromadzić się szczątki ryb i fauny morskiej. Ponieważ otwarcie lagun może nastąpić tylko podczas ingresji morza, fale jego mogą łatwo zemleć na dnie, w „żarnach" grubookruchowego materiału, szczątki ginących ryb.

Ryby pancerne i flora psylofitowa stanowią główny inwentarz paleontologiczny obu dolnodewońskich cyklotemów występujących w regionie kieleckim poniżej zlepieńców bielińskich. W stropie drugiego cyklotemu ryby pancerne zaczynają występować już wraz ze szczątkami małżów i brachiopodów. W Posłowicach zaś ryby pancerne występują wespół z małżoraczkami i szczątkami flory powyżej bielińskich zlepieńców (J. Czarnocki, 1936).

W regionie łysogórskim ryby pancerne wraz z florą psylofitową dominują w dwóch dolnych cyklotemach, tj. w zigenie górnym (?) i niższym emsie. W wyższych natomiast odcinkach profilu dewońskiego Łysogór fauna plakodermowa podrzędnie współwystępuje z morską fauną brachiopodów i małżów. Nie znajdujemy natomiast szczątków ryb w pakietach pstrych, a już na pewno nie ma ich w czarnych osadach mułowcowo-ilastych, gdzie występuje wyłącznie flora psylofitowa. Fakt ten jeszcze bardziej utwierdza nas w przekonaniu, że mamy wówczas do czynienia ze strefami izolowanych i zarastających zbiorników o charakterze redukcyjnym.

Opisane wyżej rozmieszczenie szczątków organicznych uzasadnia dodatkowo tezę, że w regionie kieleckim coraz bardziej kurczący się ląd trwał aż do początków eiflu, w Łysogórach zaś warunki lądowe zanikły wcześniej, bo w górnym emsie. Potwierdza się także wypowiadany kilkakrotnie pogląd, że w Górach Świętokrzyskich zazębiają się ze sobą w dolnym dewonie facje lądowe i morskie (J. Czarnocki, 1936; M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1953; M. Pajchlowa, 1959; Z. Kowalczewski, 1968), a zbiornik sedymentacyjny ma często charakter lagunowo-limniczny.

Korelując osady dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich można się oprzeć (na razie) na dwóch dobrych poziomach korelacyjnych, wspólnych dla obu regionów. Są to (idąc od góry): 1 — zlepieńce bielińskie wraz z podścielającymi i nadległymi piaskowcami z fauną brachiopodowo-małżową, 2 — tufity rozwinięte zarówno w Łysogórach, jak i regionie kieleckim.

Wykorzystanie tufitów jako poziomu korelatywnego nie przesądza absolutnie granicy pomiędzy emsem dolnym a emsem górnym. Jest tu ona ustalona przez H. Łobanowskiego (1965) tylko umownie. Granice te należy przesunąć, albo w dół, albo w górę ponad tufity, tj. do podstawy kolejnego cyklotemu. P. Filonowicz (1967) twierdzi, że granica ta znajduje się powyżej piroklastytów, właśnie tam, gdzie pojawiają się pierwsze spirifery. Występowanie spiriferów ponad tufitami nie przesądza dolnoemskiego wieku osadów podtufitowych, szczególnie w kontekście uwag H. Łobanowskiego (1965) o środkowo- czy górnozigeńskim wieku ryb pancernych, znajdowanych u podstawy dewonu na Barczy Zachodniej. Tym niemniej obecność osadów dolnego emsu jest tu wysoce prawdopodobna.

Możemy przypuszczać, że reprezentują go w Łysogórach osady drugiego cyklotemu. W myśl założeń J. Czarnockiego (1936) byłyby to warstwy barczańskie *sensu stricto*.

Osady pierwszego cyklotemu reprezentują natomiast prawdopodobnie wyższy [8] zigen (?). Jeśli H. Łobanowski (1965) eksploatował na górze Barczy zigeńską faunę rzeczywiście ze skał identycznych z warstwami klonowskimi z Klonowa (przeczy temu P. Filonowicz — informacja ustna), to palący problem wieku tych warstw byłby rozstrzygnięty, a osady omawianego cyklotemu można by zwać warstwami klonowskimi.

Szczególnej uwagi wymagają zlepieńce bielińskie, które autor za J. Czarnockim (1936) uznaje za osad transgresywny. Sedymentację zlepieńców bielińskich poprzedziło — przynajmniej w strefach dźwiganych — rozmywanie poprzednio już osadzonych skał dewonu [9]. Zlepieńce bielińskie stwierdzono w wielu miejscach: w Bielinach, na górze Domaniówce k. Masłowa, na górze Chełm k. Zagnańska, w Bilczy, w Dyminach, Posłowicach i na Dębniaku k. Miedzianej Góry. Jest to więc osad pospolity w zachodniej części Gór Świętokrzyskich i moim zdaniem wyznacza on strefę plaż kolejnego, trzeciego w dewonie zalewu morskiego, tj. morza właściwie już eifelskiego.

WNIOSKI

Reasumując powyższe rozważania można stwierdzić, że w dolnym dewonie Gór Świętokrzyskich wielokrotnie zazębiały się ze sobą facje morskie i lądowe. Po okresach nasilenia się transgresji tempo zalewu słabło, a baseny stawały się coraz bardziej pasywne i stagnujące. Traciły też kontakt z wodami mórz otwartych dewonu dolnego. Facje typowo morskie pojawiły się na północy Gór Świętokrzyskich wcześniej i rozwinęły się pełniej niż na południu, tj. w regionie kieleckim.

W czasie zigenu górnego (?), emsu dolnego i górnego powstawały i zamierały w Górach Świętokrzyskich prawie równoleżnikowe, na ogół płytkie laguny i zatoki wciśnięte pomiędzy kaledońskie grzbiety. Co się tyczy ryb pancernych, to żyły one bardzo długo, bo aż po najniższy eifel. Ginęły zaś albo raptownie przy szybkiej ingresji wód z morza otwartego, albo wymierały stopniowo w miarę przekształcania się izolowanej laguny w zbiornik limniczny i w bagno.

Kolejne ingresje morskie były coraz silniejsze, obejmowały swym zasięgiem tereny coraz bardziej zgradowane, aż wreszcie w początkach eiflu sforsowane zostały ostatnie grzbiety lądowe na południu Gór Świętokrzyskich. Obecność detrytusu flory oraz szczątków ryb pancernych i małżoraczków ponad zlepieńcem bielińskim w Dyminach i Niestachowie najlepiej dowodzi uporczywego trwania reliktowej, lagunowo-limnicznej facji dolnodewońskiej jeszcze w początkach eiflu.

Zestawiając ogólne miąższości dolnego dewonu Gór Świętokrzyskich należy zauważyć, że w Łysogórach ma on (bez żedynu) około 460÷560 m

[8] W Łysogórach za tezą tą przemawiają na razie tylko przesłanki ogólne, wstępne uwagi H. Łobanowskiego (1965) oraz fakt, że w rejonie Ciepielowa nawiercono utwory niewątpliwego zigenu (B. Hajłasz, 1968; H. Tomczyk, 1968).

[9] Dlatego, być może, nie znajdujemy dziś w Łysogórach fauny przewodniej, typowej dla osadów stropowych emsu niemieckiego (H. Łobanowski, 1965).

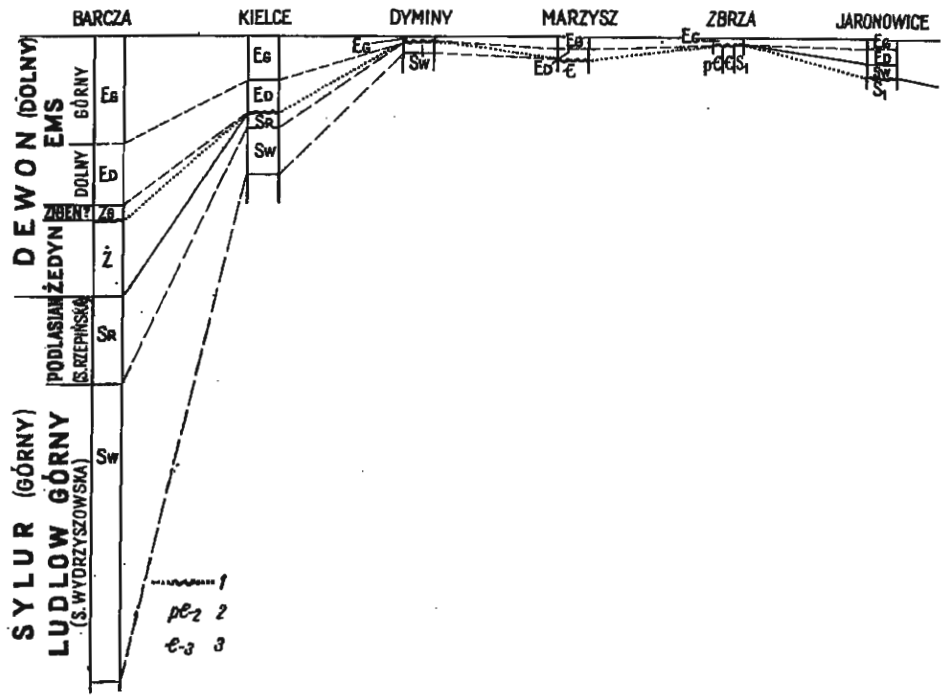


Fig. 3. Schemat porównawczy rozkładu miąższości osadów z pogranicza dewonu i syluru w Górach Świętokrzyskich

Comparison scheme of thickness distribution of the deposits at the Devonian-Silurian boundary in the Świętokrzyskie Mountains

1 — młodokaledońska niezgodność orogeniczna; 2 — prekambr; 3 — kambr; S_1 — sylur dolny (landowery-wenlok); Sw — ludlow górny; Sr — podlasian; Ż — żedyn; Z_G — zigen; E_D — ems dolny; E_G — ems górny

1 — Young Caledonian orogenic unconformity; 2 — Pre-Cambrian; 3 — Cambrian; S_1 — Lower Silurian (Llandoverian — Wenlockian); Sk — Upper Ludlowian; Sr — Podlasian; Ż — Gedinnian; Z_G — Ziegen; E_D — Lower Emsian; E_G — Upper Emsian

miąższości (fig. 3), zaś w regionie kieleckim maksymalnie osiąga 130÷150 m (ze zlepieńcem miedzianogórskim i kompleksem bielińskim włącznie) w synklinorium kielecko-łagowskim. Na południu natomiast, koło Dymin — Posłowic, mierzy około 20÷50 m; w rejonie Marzysza 70÷100 m; w okolicach Zbrzy 20÷30 m, a w pobliżu Jaronowic (w niecce Nidy) 70÷80 m. Z powyższego zestawienia wynika, że najsilniej wypiętrzona była południowa część regionu kieleckiego, zaś basen łysogórski ulegał powolnemu, ale systematycznemu obniżeniu. Ta tendencja zarysowała się już w górnym sylurze i trwała przez cały dewon (fig. 3). Świadczy to o tym, że w Łysogórach rozwijało się w górnym sylurze i dolnym dewonie zapadlisko międzygórskie, w którym zapanują później facje parageosynklinalne, tak charakterystyczne dla środkowego i górnego dewonu.

Zauważyć trzeba wreszcie, że w obu regionach Gór Świętokrzyskich utrzymywały się przez długi czas w dolnym dewonie odmienne predyspozyje tektoniczne — na południu tendencje wznoszące, na północy zaś

obniżające. W konsekwencji mamy w regionie kieleckim poważne luki stratygraficzno-sedymentacyjne obejmujące w skrajnych przypadkach nie tylko żedyn i zigen, ale cały ems, a nawet najniższy eifel (rejon chęciński). Na ogół jednak rozmiary czasowe luk są mniejsze i poza żedynem i zigenem brakuje fragmentów emsu dolnego (strop cyklotemu I) oraz emsu górnego (strop cyklotemu II).

W Paśmie Klonowskim natomiast profile dewonu dolnego mają nie tylko większe miąższości (są kompletniejsze w odcinku ems dolny — ems górny), ale i uzupełniają się stratygraficznie ku dołowi o osady górnego zigenu. Wyniki wiercenia Ciepielów IG 1 (B. Hajłasz, 1968; H. Tomczyk, 1968) potwierdzają tę tezę, a ponadto dowodzą, że na północ od obszaru łysogórskiego (*sensu stricto*) reliktowy, posylurski zbiornik morski dopiero w wyższym zigenie uległ likwidacji.

Uwzględniwszy te fakty można przypuszczać, że fala deformacji młodokaledońskich przemieszczała się przez obszar świętokrzyski w długim czasie, bo od schyłku ludlowu górnego po początki górnego zigenu (fig. 3).

Aktywność tektoniczna etapu młodokaledońskiego nie wygasła jednak całkowicie w niższym zigenie. Liczne i różne jej przejawy (wulkanizm, zmiany facjalne, luki erozyjne) rejestrujemy przecież także w emsie i początkach eiflu. Okresy szczególnego nasilenia tych zjawisk przypadają na schyłek zigenu, przełom emsu górnego i dolnego oraz początek eiflu. W tym kontekście nie możemy już mówić o generalnej w Górach Świętokrzyskich ciągłości sedymentacyjnej, np. zigenu z emsem czy emsu z eiflem.

Niezmiernie interesujący fakt stwierdził H. Łabanowski (1965) w górnym emsie Łysogór, a mianowicie, że materiał klastyczny budujący warstwy zagórzańskie dostarczany był do laguny klonowskiej z SE, S, SSW, SW, NE, N i NW. Badacz ten sugeruje, że nie tylko w regionie kieleckim, ale i łysogórskim były jeszcze w górnym emsie obszary wynurzone.

*

Z racji regionalnych studiów nad dewonem dolnym Gór Świętokrzyskich autor zetknął się mimo woli z problematyką surowcową tych osadów. Nie może więc przejść wobec niej obojętnie, szczególnie w sytuacji, gdy dane podstawowe pozwalają sformułować szereg postulatów dotyczących kierunków dalszych prac rozpoznawczych, prowadzonych obecnie w obrębie osadów tzw. „warstw przejściowych" dewonu dolnego i środkowego:

1. Poszukując w dewonie Gór Świętokrzyskich syngenetycznych rud żelaza i metali kolorowych należy szczególną uwagę zwrócić na „kompleksy pstre", bez względu na to czy występują one w dolnym eiflu, czy też w emsie lub zigenie (tezę tę podziela w pełni T. Wróblewski). Warto zwrócić uwagę na fakt, że systematycznie poszukiwany i występujący ponad piaskowcem bielińskim „kompleks pstry" dolnego eiflu nie wszędzie mógł powstać. Nie wymienia go np. wcale w swoim schemacie M. Tarnowska (1967). Często więc piaskowce kwarcowe kontaktują bezpośrednio z dolomitami.

2. „Kompleksy pstre" zawierające z reguły związki żelaza mają miejscami (np. Miedziana Góra czy Dąbrowa) podwyższone zawartości metali kolorowych (Cu, Pb, Zn). W regionie kieleckim należy zbadać przede

wszystkim „kompleks pstry" (i występujące w nim ciemne iły) emsu górnego.

3. Chcąc odnaleźć nowe, potencjalnie najciekawsze strefy występowania tzw. „facji ciemnych iłów rudonośnych" trzeba najpierw odtworzyć warunki paleogeograficzno-facjalne panujące w kolejnych piętrach dewonu w różnych obszarach Gór Świętokrzyskich. Ponieważ warunki te różnicują się w czasie i na małej przestrzeni, nie szukajmy ogólnej dla całego regionu facji „czarnych iłów rudonośnych" o stałej pozycji stratygraficznej. Subfacje zmineralizowanych iłów (niekoniecznie czarnej barwy) występują lokalnie w różnych miejscach w innym czasie, ale zawsze w obrębie „kompleksów pstrych" [10].

4. W świetle danych ogólnogeologicznych wydaje się, że największe nadzieje wiązać należy ze strefami, w których na większej przestrzeni zostały silnie zdyslokowane dysjunktywnie „kompleksy pstre" o pierwotnie już podwyższonych zawartościach Fe, Cu, Pb, Zn.

5. Znacznie wnikliwiej i nie tylko formalnie analizować trzeba dane historyczne oraz terenowe ślady starego górnictwa i hutnictwa. Z jednej strony mogą one naprowadzić na nie wyeksploatowane strefy bilansowego jeszcze złoża, z drugiej zaś — pozwolą oszczędzić kosztów związanych z „uchylaniem dawno już otwartych drzwi".

6. Pamiętajmy wreszcie, że wnioski dotyczące regionu świętokrzyskiego mogą i powinny być transponowane na inne, strukturalnie analogiczne obszary. Uwaga ta dotyczy przede wszystkim postulatów badawczych dla prac rozpoznawczych dewońskich rud żelaza i metali kolorowych. Zdaniem autora pod tym właśnie kątem należy badać „kompleksy pstre" niższego dewonu, nawiercane coraz liczniej w obszarze śląsko-krakowskim.

Oddział Świętokrzyski Instytutu Geologicznego
Kielce, ul. Zgoda 21
Nadesłano dnia 2 października 1970 r.

PIŚMIENNICTWO

CIEŚLA E. (1964) — Opracowanie wyników wierceń i robót górniczych wykonanych w związku z poszukiwaniem złóż rud żelaza w serii przejściowej dolnego eiflu w Górach Świętokrzyskich. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.

CZARNOCKI J. (1919) — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Pr. Tow. Nauk. Warszaw., nr 28. Warszawa.

CZARNOCKI J. (1936) — Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8, z. 4. Warszawa.

CZARNOCKI J. (1950) — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Pr. Państw. Inst. Geol. 1. Warszawa.

[10] Wyjaśnienie tej prawidłowości jest jednocześnie wytłumaczeniem dotychczasowych niepowodzeń poszukiwawczych.

CZERMIŃSKI J. (1960) — Rozwój litologiczny serii węglanowej dewonu południowej części Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., **30**, cz. II, p. 31—104. Warszawa.

FILONOWICZ P. (1967) — Stratygrafia i litologia. Strefy ochronne ujęć w rejonie Zagnańska. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.

HAJŁASZ B. (1968) — Dolnodewońskie tentakulity z otworu wiertniczego Ciepielów IG 1. Kwart. geol., **12**, p. 812—823, nr 4. Warszawa.

JAWORSKI K., JURKIEWICZ H., KOWALCZEWSKI Z. (1967) — Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG-1. Kwart. geol., **11**, p. 21—36. nr 1. Warszawa.

JURKIEWICZ H., ŻAKOWA H. (1965) — Dotychczasowe wyniki badań geologicznych w rejonie Łagowa. Kwart. geol., **9**, p. 452—453, nr 2. Warszawa.

KOWALCZEWSKI Z. (1964) — Studia tektoniczne nad kaledonikiem antykliny dymińskiej i synkliny bardziańskiej. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.

KOWALCZEWSKI Z. (1966) — Zlepieniec miedzianogórski w okolicach Niewachlowa. Kwart. geol., **10**, p. 1168—1170, nr 4. Warszawa.

KOWALCZEWSKI Z. (1967) — Nowe dane o budowie geologicznej północnego skrzydła synkliny szumskiej w Górach Świętokrzyskich. Kwart. geol., **11**, p. 456, nr 2. Warszawa.

KOWALCZEWSKI Z. (1968*a*) — Zlepieńce miedzianogórskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Prz. geol., **16**, p. 20—23, nr 1. Warszawa.

KOWALCZEWSKI Z. (1968*b*) — Studia tektoniczne nad kaledonikiem Gór Świętokrzyskich. Badania starszego paleozoiku rejonu Miedzianej Góry i Prągowca. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.

KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1953) — Zarys geologii Polski. Warszawa.

ŁOBANOWSKI H., MICHNIAK R. (1960) — New data in the Devonian pyroclastic series of the Klonów Ridge (Holy Cross Mts). Bull. Ac. Pol. Sci., Cl. 3, **8**, p. 58—59, nr 1. Warszawa.

ŁOBANOWSKI H. (1962) — Forma *Treveropyge rotundifroms* (Emmrich) w dolnym dewonie Pasma Klonowskiego i jej znaczenie stratygraficzne. Księga Pamiątkowa ku czci profesora Jana Samsonowicza. p. 207—218. Warszawa.

ŁOBANOWSKI H. (1965) — Dewon dolny (górny ems) w zachodniej części Pasma Klonowskiego w Górach Świętokrzyskich (maszynopis pracy doktorskiej). Arch. PAN. Warszawa.

PAJCHLOWA M. (1959*a*) — Zagadnienia stratygrafii i rozwoju facji dewonu w Polsce. Prz. geol., **7**, p. 73—80, nr 2. Warszawa.

PAJCHLOWA M. (1959*b*) — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Dewon. Warszawa.

PAJCHLOWA M. (1962) — Dewon w Górach Świętokrzyskich. Przew. XXXV Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 34—42. Warszawa.

PAJCHLOWA M. (1963) — Główne problemy stratygrafii i paleogeografii dewonu zachodniego obrzeżenia platformy prekambryjskiej Europy Wschodniej. Pr. Inst. Geol., **30**, cz. 4, p. 181—186. Warszawa.

PAJCHLOWA M. (1968) — Dewon. W: Budowa geologiczna Polski. **1**, stratygafia, cz. 1 p. 313—332, 336—341, 355—367. Inst. Geol. Warszawa.

PAWŁOWSKA K. (1961) — W sprawie wieku warstw bostowskich w związku z problemem granicy pomiędzy sylurem i dewonem w Górach Świętokrzyskich. Kwart. geol., **5**, p. 526—534, nr 3. Warszawa.

RUBINOWSKI Z. (1968) — Wyniki wiercenia Miedziana Góra IG-1. Kwart. geol., 12, p. 1110, nr 4. Warszawa.

RUBINOWSKI Z. (1969) — Wstępne wyniki badań geologicznych w strefie złoża rud żelaza w Ławecznie k. Miedzianej Góry. Kwart. geol., 13, p. 942—943, nr 4. Warszawa.

RUŚKIEWICZ M. (1960) — Budowa geologiczna i ocena złóż ogniotrwałych piaskowców kwarcytowych zachodniej części Pasma Bielińskiego. Prz. geol., 8, p. 366—371, nr 7. Warszawa.

TARLO L. B. (1964) — *Psammostoides (Agnathe)* a review with descriptions of new material from the Lower Dewonian of Poland. Acta palaeont. pol. nr 13. Warszawa.

TARNOWSKA M. (1967*a*) — Kompleksy litologiczne dewonu dolnego w wierceniu Haliszka-1 koło Iwanisk. Kwart. geol., 11, p. 960—962, nr 4. Warszawa.

TARNOWSKA M. (1967*b*) — Badania magmatyzmu z uwzględnieniem mineralizacji towarzyszącej w rejonie Łagów-Iwaniska. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.

TARNOWSKA M. (1968) — Nowy punkt występowania tufitów dolnodewońskich w Górach Świętokrzyskich. Prz. geol., 16, p. 229—234, nr 5. Warszawa.

TARNOWSKA M. (1969*a*) — Wstępne dane o litologii warstw kontaktowych emsu i eiflu w strefie Łagów-Iwaniska. Kwart. geol., 13, p. 726—728, nr 3. Warszawa.

TARNOWSKA M. (1969*b*) — Hy z pogranicza emsu — eiflu w otworze Belno-1 w Górach Świętokrzyskich. Kwart. geol., 13, p. 945—947, nr 4. Warszawa.

TOMCZYK H. (1968) — Post-Ludlovian and Pre-Gedinian deposits in Poland. XXIII Internat. Geol. Congress. Prague. Proceedings of section 9.

WRÓBLEWSKI T. (1968) — Uwagi o warstwach przejściowych dolnego eiflu okolic Garbacza k. Wiśniówki. Kwart. geol., 12, p. 463—465, nr 2. Warszawa.

WRÓBLEWSKI T. (1969) — Wstępne dane o osadach przejściowych na granicy eifel-ems w rejonie Cząstkowa koło Rudek w Górach Świętokrzyskich. Kwart. geol., 13, p. 947, nr 4. Warszawa.

Збигнев КОВАЛЬЧЕВСКИ

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ НИЖНЕГО ДЕВОНА СВЕНТОКШИСКИХ ГОР

Резюме

В младших, чем жедин, отложениях нижнего девона на севере (в Лысогурском районе) и на юге (в Келецком регионе) Свентокшиских гор развивались характерные циклотемы седиментации (фиг. 2). В Лысогурском регионе имеются по крайней мере три таких циклотема, а в Келецком только два. Они имеют следующую последовательность комплексов; конгломераты — гравелиты, кварцевые песчаники — кварцитовые песчаники (в нижних циклотемах с плакодермами, а в верхних со спириферами), пестрые железистые алевролиты, песчаники и аргиллиты (с детритусом псилофитовой флоры) и снова кварцевые песчаники — кварцитовые песчаники. Отдельные циклотемы не всегда одинаково и полностью представлены. В Келецком регионе нижние циклотемы имеют в основании хорошо развитую кон-

гломератово-гравиевую серию (например Медногурские конгломераты), а в кровле их отсутствуют верхние пачки песчаников (они были либо эродированы, либо вообще не отложились). В девонских циклотемах Лысогурского региона редуцированы подошвенные грубодетритические комплексы, а полнее развиты пачки кровельных песчаников. Нижние конгломератовые и песчанистые комплексы (если они сохранились), по мнению автора, образовались в лагунных бассейнах во время экспансивного движения трансгрессирующего девонского моря. Седиментация пестроцветных отложений (черно-серо-ржаво-салатных, железистых, иногда битумных с флорой) происходила в застойных лагунных бассейнах, постепенно преобразующихся в лимнические озера и болота с типично восстановительной средой.

В нижнем девоне Свентокшиских гор, таким образом, перемежаются (заходя друг на друга также и по горизонтали) лагунные и лимнические фации.

Морская трансгрессия развивалась различными темпами и постепенно захватывала неравномерно выступающие (сильнее на Ю и ЮВ, слабее на С и В) младокаледонские хребты. Наступление моря то шло быстрым темпом, то слабело, и лагуны теряли контакт с открытым девонским морем. Последующие, все более сильные ингрессии, постепенно ликвидировали лимнические бассейны и болота и море заливало все более обширную территорию. Последняя из этих ингрессий отмечена наличием трансгрессивного белиньского конгломерата (фиг. 2).

Колебательное развитие девонской трансгрессии связано с общей, хотя и угасающей, младокаледонской мобильностью Свентокшиского региона. Последним сильнейшим проявлением этих движений были движения поднятия, которые обусловили доэйфельскую эрозию и развитие белиньских конгломератов в основании эйфеля.

При корреляции разрезов нижнего девона обоих регионов Свентокшиских гор автор опирается на скупые палеонтологические данные, а также на широко распространенные туффиты и белиньские конгломераты. В таком виде (см. фиг. 2), I — нижний циклотем Лысогурской территории (охватывает нижнюю часть барчаньской серии) не имеет себе соответствия в Келецком регионе. Его верхним пачкам частично может соответствовать медногурский конгломерат. Стратиграфически этот циклотем относится к верхнему зигену.

II — циклотему Лысогур (охватывает верхнюю часть барчаньской серии) по возрасту соответствуют породы I циклотема Келецкого региона (медногурский конгломерат, „нижний песчанистый комплекс" и „нижний пестроцветный комплекс" с туффитами). Описываемая серия вероятнее всего относится к нижнему эмсу.

III циклотем, имеющий место на севере (загужаньские пласты), а также II циклотем с юга („средний песчанистый комплекс", „высший пестроцветный комплекс") Свентокшиских гор относятся к верхнему эмсу.

Понятие „загужаньских пластов" в региональную геологическую литературу ввел Х. Лобановски (1965), выделив в них три литологических комплекса. М. Тарновска (1967) выделила в Келецком регионе три „песчанистых комплекса" и два „пестроцветных комплекса" (фиг. 2).

В обоих частях Свентокшиских гор над белиньскими конгломератами развит IV седиментационный циклотем, который можно принять за эйфельский в широком смысле, т. е. за основание эйфельско-живетского подцикла. В подошве он представлен белиньскими конгломератами и кварцевыми желтыми песчаниками, непосредственно над которыми залегают или доломиты, или темные аргиллиты и мергелистые доломиты.

Временно в нижнем девоне Свентокшиских гор автор предлагает проводить стратиграфические границы по границам седиментационных циклотемов.

Ставя под сомнение единственно материковое происхождение отложений зигена, автор считает, что седиментационная среда верхнего эмса и даже самого нижнего эйфеля не было также и исключительно морским.

Морской залив раньше достиг Лысогурского региона (в верхнем зигене ?), чем Келецкого (в нижнем эмсе ?). На юге Свентокшиских гор над волнами наступающего моря дольше (еще в начале эйфеля) выступали горные хребты. Мощность отложений нижнего девона во много раз большая на севере Свентокшиских гор (фиг. 3), чем в Келецком регионе, связана, кроме того, с развитием в то время значительно сильнейших тенденций к опусканию в Лысогурском районе.

Zbigniew KOWALCZEWSKI

MAIN GEOLOGICAL PROBLEMS OF THE LOWER DEVONIAN IN THE ŚWIĘTOKRZYSKIE MTS.

Summary

In the Lower Devonian deposits, younger than Gedinnian, developed characteristic sedimentary cyclothems in the north (Łysogóry region) and in the south (Kielce region), (Fig. 2). In the Łysogóry region are found at least three such cyclothems, whereas in the Kielce region there are two only. The cyclothems disclose the following sequence of complexes: conglomerates — gravelstones — quartz sandstones — quartzite sandstones (in the lower cyclothems with placoderms, and in higher ones — with spirifers) — variegated, ferruginous siltstones, sandstones and claystones (with detritus of psilophyte flora), and again quartz sandstones — quartzite standstones. The individual cyclothems are not everywhere completely and identically developed. In the Kielce region the lower cyclothems reveal a well developed bottom conglomerate-gravel series (e.g. Miedziana Góra conglomerates), lacking, however, the upper sandstone members (either eroded or not laid down). In the Devonian cyclothems of the Łysogóry region reduced are bottom coarse-detrital complexes, whereas the top sandstones are better developed. The lower conglomerate and sandstone complexes (if preserved) were formed, according to the author's opinion, in the lagoon basins during the expansive movement of water of the transgreding Devonian sea. Sedimentation of variegated deposits (black-grey-rusty-celadon in colour, ferruginous, locally bituminous and with flora remains) took place in the stagnant lagoon basins that little by little changed into limnic large lakes and morasts, disclosing type reduction conditions of the environment.

In the Lower Devonian time the area of the Świętokrzyskie Mts. was characterized by the presence of alternating (intertonguing also horizontally) lagoon and limnic facies.

Sea transgression developed systematically and little by little comprised the irregularly uplifted (more in the south and south-east, less in the north and west) Young-Caledonian ridges. The transgression of the sea changed, and the lagoons lost their contact with the Devonian open sea basins. Successive and more and more intense ingressions disturbed later the limnic basins and morasts, and the sea extended over new areas. The last of these ingressions appears to-day in the form of the transgressive Bielino conglomerate (Fig. 2).

The oscillatory development of the Devonian transgression was related to the general, though decreasing Young-Caledonian mobility of the Świętokrzyskie Mts. region. Uplifting movements that conditioned the pre-Eifelian erosion an deve-

lopment of the Bielino conglomerates at the base of the Eifelian were the last stronger phase of these processes.

When correlating the sections of the Lower Devonian from both regions of the Świętokrzyskie Mts. we are based on scarce palaeontological data only and on widely extending tuffites and Bielino conglomerates. In the light of this conception (see Fig. 2) the I — lower cyclothem of the Łysogóry area (lower part of the Barcz series) would not have any equivalent in the Kielce region. Possibly the Miedziana Góra conglomerate may partly correspond to its upper members here. Stratigraphically, this cyclothem represents probably the Upper Siegen.

As far as age is concerned the II cyclothem from the Łysogóry Mts. (upper part of the Barcz series) is related to the rocks of the I cyclothem in the Kielce region (the Miedziana Góra conglomerate, „the lower sandstone complex" and „the lower variegated complex" with tuffites). The series here considered represents probably the Lower Emsian.

III cyclothem known to occur in the north (Zagórz Beds) and II cyclothem — in the south („middle sandstone complex", and „upper variegated complex") in the Świętokrzyskie Mts. represent the Upper Emsian.

The notion of the „Zagórz Beds" was introduced into the regional geological literature by H. Łobanowski (1965). He distinguished here three lithological complexes. On the other hand, M. Tarnowska distinguished in the Kielce region three „sandstone complexes" and „two variegated complexes" (Fig. 2).

In both parts of the Świętokrzyskie Mts. the IV sedimentary cyclothem is developed above the Bielino conglomerates. This cyclothem may be referred to the Eifelian *sensu lato*, i.e. it may be a basis of the Eifelian-Givetian sub-cycle. At the bottom it is represented by the Bielino conglomerates and quartz sandstones, yellow in colour, overlain immediately with dolomites or with dark claystones and marly dolomites.

Hypothetical stratigraphic boundaries of the Lower Devonian in the Świętokrzyskie Mts. are drawn by the present author along the boundaries of the successive sedimentary cyclothems.

Calling in question only the continental origin of the Siegen deposits the present author is of the opinion that the sedimentary environment of the Upper Emsian and even of the lowermost Eifelian was not of marine character too.

The sea invasion reached the region of the Łysogóry Mts. earlier (at the Upper Siegen time?) than the Kielce region (at Lower Emsian time?). In the southern area of the Świętokrzyskie Mts. the mountain ranges projected longer above the waves of the transgreding sea (still at the beginning of the Eifelian time). The thickness of the Lower Devonian deposits, many times greater in the northern areas of the Świętokrzyskie Mts. (Fig. 3) than in the Kielce region, is a result of the sinking tendencies, considerably stronger at that time in the Łysogóry Mts. region.