

Wacław SIKORA

○ stratygrafii serii okiennej w Ropie koło Gorlic

WSTĘP

W ramach prac kartograficznych na arkuszu Gorlic prowadzonych z ramienia Instytutu Geologicznego w 1957 r. skartowałem północno-zachodnią część okna tektonicznego Ropy. W czasie kartowania udało mi się stwierdzić dotychczas nieznanne fakty, co było bezpośrednią przyczyną napisania tej notatki.

Mikrofaunę z serii okiennej opracowała J. Blaicher z Karpackiej Stacji Terenowej I. G. w Krakowie.

Badania nad stratygrafią i tektoniką czarnych i szarych łupków odsłaniających się w Ropie oraz w innych miejscowościach położonych wzdłuż brzegu płaszczowiny magurskiej w Środkowych Karpatach mają już swoją bogatą historię. Podaję ją tutaj w skróceniu. W ostatnim ćwierćwieczu ubiegłego stulecia V. Uhlig (1882—1883), H. Walter i E. Dumikowski (1882—1883) oraz R. Zuber (1918) uważali czarne i szare łupki za odpowiednik warstw menilitowych i krośnieńskich, uznając tym samym ich wiek paleogeński. W latach trzydziestych bieżącego stulecia wypowiedziano pogląd, którego głównymi reprezentantami byli H. Świdziński (1934, 1947) i S. Weigner (*vide* H. Świdziński; 1934, 1947), że łuki grybowski i leżąca nad nią szara seria, ukazujące się wśród warstw inoceramowych wzdłuż brzegu płaszczowiny magurskiej, między Nowym Sączem a Świątkową, stanowią normalny podkład warstw inoceramowych i są wieku kredowego.

Decydującym faktem, który obalił ten pogląd, było stwierdzenie przez prof. F. Biedę numulitów w warstwach podgrybowskich (F. Bieda *vide* H. Kozikowski, 1953). Dużym krokiem naprzód były badania H. Kozikowskiego. Autor poświęcił zagadnieniu okien tektonicznych w płaszczynie magurskiej kilka prac (1953, 1956 a, 1956 b, 1957). Badacz ten uznał, że utwory ukazujące się w oknach tektonicznych między Nowym Sączem a Świątkową są wieku paleogeńskiego i należą do odrębnej jednostki tektonicznej, którą nazwał jednostką Ropy — Pisarzowej. W profilu stratygraficznym tej jednostki wyróżnił następujące ogniwa: 1) warstwy kłęczańskie (paleocen), 2) warstwy podgrybowskie (eocen), 3) warstwy grybowski (eocen), 4) warstwy krośnieńskie (eocen-oligocen). W pracy na-

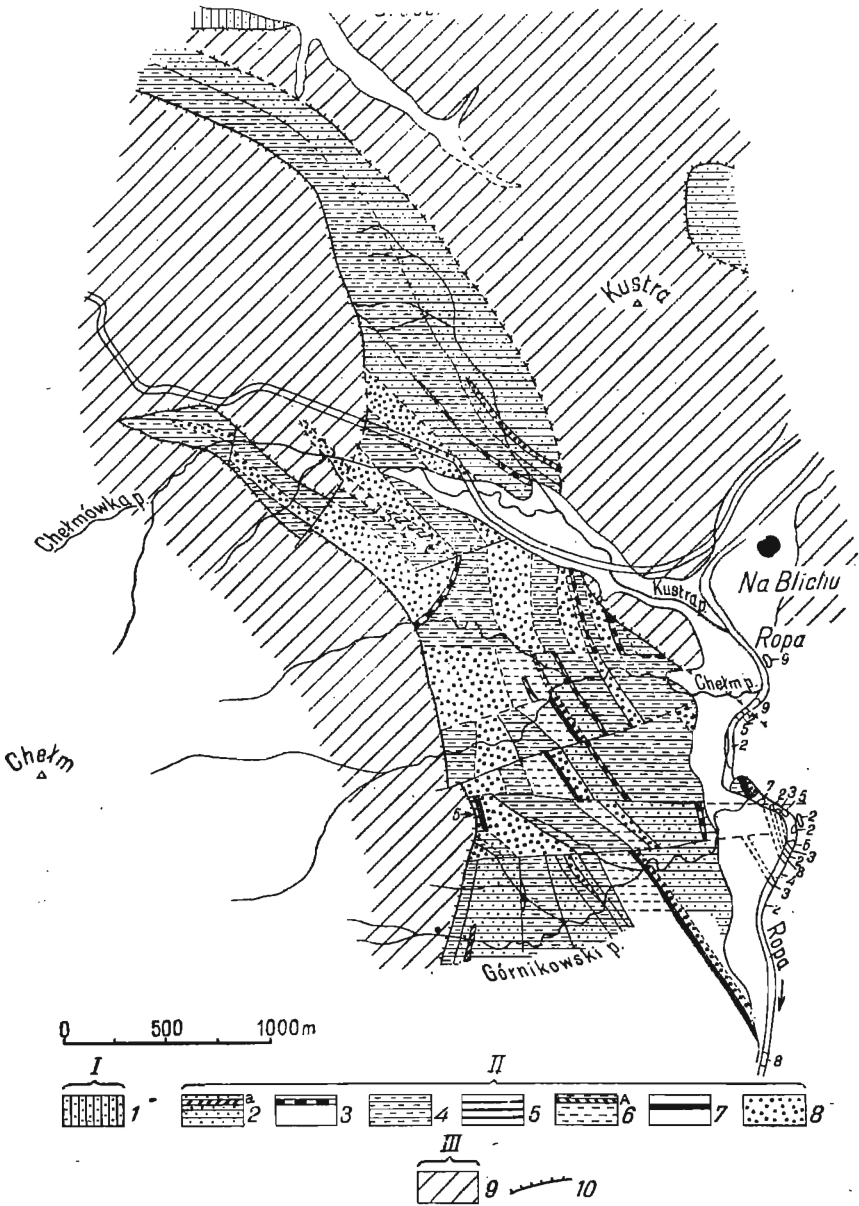


Fig. 1. Północno-wschodnia część okna tektonicznego Ropy

North-eastern part of tectonic window of Ropa

I — seria śląska (szkala Stróż): 1 — warstwy krośnieńskie, II — seria okienna: 2 — warstwy krośnieńskie, a — łupki jasielskie, 3 — rogowce, 4 — warstwy grybowskie, 5 — łupki menilitowe, 6 — warstwy podgrybowskie, A — „ławica bryozoowo-litotamniowa”, 7 — margle globigerynowe, 8 — warstwy hieroglifowe, III — seria magurska: 9 — warstwy inoceramowe i pstre łupki, 10 — nasunięcie płaszczowiny magurskiej

I — silesian series (scale of Stróż): 1 — Krosno beds, II — Tectonic window series: 2 — Krosno beds, a — Jasło shales, 3 — hornstones, 4 — Grybów beds, 5 — Menilitic shales, 6 — Sub-Grybów beds, A — “bryozon and Lithotamian beds”, 7 — *Globigerina* marls, 8 — hieroglyphic beds, III — Magura series: 9 — Inoceramian beds and variegated shales, 10 — overthrust of the Magura nappe

pisanej wspólnie z A. Jednorowską (A. Jednorowska, H. Kozikowski, 1957) autorzy uznali definitywnie, że warstwy grybowskie odpowiadają warstwowi menilitowemu w grupie zewnętrznej, warstwy zaś podgrybowskie „pstremu eocenowi“. Warstwy krośnieńskie miały być w tym ujęciu odpowiednikami warstw krośnieńskich w grupie zewnętrznej.

Odmienny pogląd wypowiedział M. Książkiewicz (1956 a), który uznał warstwy grybowskie za odpowiednik warstw przejściowych między warstwami menilitowymi a krośnieńskimi w centralnej depresji. W oknie tektonicznym Ropy, któremu H. Kozikowski (1956 a) poświęcił osobne opracowanie, wyróżnił jako najstarsze warstwy podgrybowskie (zaznaczone na mapie tylko w jednym miejscu). Warstw kłęczańskich tutaj nie stwierdził.

Autorowi niniejszego opracowania udało się stwierdzić w serii okiennej Ropy dwa nowe ogniwa: a) margle globigerynowe leżące w spągu warstw, które są odpowiednikami warstw menilitowych oraz b) warstwy hieroglifowe („pstry eocen“ wyróżniany przez geologów naftowych) (fig. 1).

Zanim przejdę do omówienia stratygrafii serii okiennej w Ropie, podam kilka informacji o budowie serii okiennej. Seria okienna w Ropie wykazuje bardzo skomplikowaną budowę, która w wielu szczegółach nie została jeszcze rozszyfrowana. Budowa ta jest jednak zdecydowanie łuskowa, a nie fałdowa, jak ją zinterpretował H. Kozikowski (1956 a, b). Dają się tutaj wyróżnić cztery główne łuski ponasuwane na siebie z SWW ku NEE. Spąg każdej łuski jest znaczony warstwami hieroglifowymi i marglami globigerynowymi, które leżą na warstwach krośnieńskich lub grybowskich następczej łuski. Całość serii okiennej jest pocięta kilkoma poprzecznymi uskøkami.

STRATYGRAFIA

WARSTWY HIEROGLIFOWE

Znajomość tego ogniwa nie jest kompletna, gdyż z przyczyn tektonicznych brakuje jego najniższej części. W odsłoniętej części warstw hieroglifowych można wyróżnić w sensie poziomym dwie strefy różniące się między sobą rozwojem facjalnym. Najważniejsza różnica pomiędzy tymi strefami polega na tym, że w strefie południowo-zachodniej występują grubo- i średnioławicowe twarde, szkliste, piaskowce glaukonitowe, których brak jest w strefie północno-wschodniej.

Dolną część północno-wschodniej strefy facjalnej reprezentują miękkie, ilaste łupki barwy zielonej, stalowopopielatej i ciemnopopielatej z nielicznymi wkładkami cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych. Wyższą część, w której stropie leżą margle globigerynowe, reprezentują typowe warstwy hieroglifowe, tzn. przekładaniec cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych z zielonymi, ilastymi, rzadziej wapnistymi łupkami i mułowcami. Występują też tutaj nieliczne wkładki czarnych, ilastych łupków.

W strefie facjalnej południowo-zachodniej, w dolnej części warstw hieroglifowych (nie wiadomo czy odpowiada ona wiekowo dolnej części

warstw hieroglifowych w północno-zachodniej strefie facjalnej) występują grubo- i średnioławicowe, twarde, szkliste piaskowce glaukonitowe z wkładkami zielonych i czarnych łupków ilastych. W górnej części, która ma w stropie margle globigerynowe, występują zielone, ilaste łupki z licznymi wkładkami (do 0,5 m) czarnych, ilastych łupków typu menilitowego. Jako nieliczne wkładki występują tutaj cienkoławicowe, twarde, kostkowe piaskowce glaukonitowe.

Z warstw hieroglifowych zostało pobranych kilkanaście próbek na mikrofaunę. Według J. Blaicher (materiały nieopublikowane) dolny oddział północno-wschodniej strefy facjalnej zawiera mikrofaunę wieku dolnoeoceneskiego. Mikrofaunę z tej części warstw hieroglifowych reprezentuje próbka nr 114 Gry.

<i>Rhabdammina discreta</i> Brady*	5
<i>Rhabdammina</i>	8
<i>Bathysiphon</i>	16
<i>Dendrophrya</i>	ponad 100
<i>Reophax pilulifera</i> Brady	50
<i>Nodellum velascoense</i> (Cushman)	6
<i>Glomospira charoides</i> (Jones et Parker)	10
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzybowski)	8
<i>Glomospira glomerata</i> (Grzybowski)	4
<i>Lituotuba lituiformis</i> (non Brady) Grzybowski	1
<i>Ammolagena clavata</i> (Jones et Parker)	1
<i>Trochamminoides subcoronatus</i> (Grzybowski)	2
<i>Trochamminoides proteus</i> (Karrer)	1
<i>Trochamminoides</i> (zniszc.)	2
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)	2
<i>Haplophragmoides walteri</i> (Grzybowski)	6
<i>Cribrostomoides trinitatensis</i> Cushman et Jarvis	5
<i>Recurvoides</i>	1
<i>Karrieriella</i> cf. <i>coniformis</i> (Grzybowski)	23

Próbkę tę pobrano w potoku Chełm, około 450 m powyżej budynku GRN w Ropy (I łuska).

W górnych częściach warstw hieroglifowych mikrofauna wskazuje na interwał wiekowy od środkowego do górnego eocenu. Reprezentantem jej jest zespół oznaczony z próbki nr 205 Gry.

<i>Rhabdammina discreta</i> Brady	6
<i>Bathysiphon</i> cf. <i>liliformis</i> Sars.	5
<i>Reophax subnodulosa</i> Grzybowski	8
<i>Reophax pilulifera</i> Brady	6
<i>Glomospira charoides</i> (Jones et Parker)	8
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzybowski)	2
<i>Trochamminoides</i> cf. <i>heteromorphus</i> (Grzybowski)	1
<i>Haplophragmoides walteri</i> (Grzybowski)	2
<i>Haplophragmoides scitulus</i> (Brady)	2
<i>Cyclammina amplexans</i> Grzybowski	8

Próbka ta została pobrana 16 m poniżej globigerynowych margli na drodze z Ropy do Florynki (IV łuska, zielone, ilaste łupki z licznymi

* Liczby oznaczają ilość okazów z przebranych 5 tacek.

wkładkami czarnych, ilastych łupków typu menilitowego). W próbkach pobranych z niższych partii górnej części warstw hieroglifowych gatunek *Cyclammina amplexans* Grzyb. występuje w ilości ponad 50 sztuk na jedną próbkę.

MARGLE GLOBIGERYNOWE

Nad warstwami hieroglifowymi, w obydwu strefach facjalnych, występuje poziom zielonożółtych, miękkich margli z obfitą mikrofauną globigerynową. Zarówno pod względem litologicznym, jak mikrofaunistycznym, jest on bardzo podobny do poziomu podmenilitowych margli globigerynowych w grupie zewnętrznej. Mikrofaunę tego poziomu reprezentuje próbka nr 172 Gry.

<i>Miliolidae</i>	3
<i>Gyroidinoides gyrardanus</i> R s s.	1
<i>Catapsydrax dissimilis</i> (Cushman et Bermudez)	25
<i>Globigerina eocaena</i> G ü m b e l	1
<i>Globigerina</i> indef.	+ 50
Rybi ząb	1

Według J. Bläicher (materiały nieopublikowane) wiek tego zespołu jest górnioeoceniński.

Poziom margli globigerynowych wykazuje zmienną miąższość w zależności od ilości wkładek piaskowcowych i mułowcowych. W pierwszej łusce od NEE (przekrój rzeki Ropy) poziom margli globigerynowych liczy 7 m miąższości, z czego 3 m przypada na strefę przejściową, gdzie przewarstwiają się margle globigerynowe ze spagową partią warstw grybowski. W łusce drugiej (przekrój prawej odnogi potoku Chełm) miąższość margli globigerynowych wynosi 8 m, z czego na partię przejściową przypada 5 m, w łusce zaś czwartej (przekrój drogi z Ropy do Florynki) wynosi 8 m, z czego na partię przejściową przypada 4 m. We wszystkich trzech przypadkach utwory łupkowe poziomu globigerynowego pozostają bez zmian.

Zmienia się natomiast grubość i typ wkładek piaskowcowych. Zmienia się również za każdym razem charakter strefy przejściowej. Dla lepszego zrozumienia tych zmian podaję profile margli globigerynowych w łusce I, II i IV (w łusce III nie ma nigdzie dobrze odsłoniętego kontaktu między warstwami hieroglifowymi, a warstwami grybowskimi i ich odpowiednikami).

Łuska I — bezpośrednio pod marglami globigerynowymi leżą ilaste, zielone łupki bez wkładek piaskowców. Poziom margli globigerynowych zaczyna się czterometrowej miąższości kompleksem kremowozielonych (na mokro), miękkich margli z paroma wkładkami (5÷10 cm miąższości) twardych, drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych o konwolutnym uwarstwieniu. Na spagowej powierzchni jednej z ławic stwierdzono zielone naloty malachitu. Ponadto występują tutaj 2—3 cm wkładki zielonych, twardych, wapnistych mułowców. Wyżej przechodzi wspomniana już trzymetrowa strefa przejściowa, w której skład wchodzi głównie twarde, czarne łupki wapniste, typu grybowskiego z paroma cienkimi (do 2 cm) wkładkami łupków zielonych wapnistych i słabowapnistych.

Łuska II — ostatnie 2 m miąższości warstw hieroglifowych, to zielone, twarde, ilaste łupki z dwoma wkładkami cienkoławicowych zlewnych piaskowców glaukonitowych. W stropie tego pakietu leży 10-centymetrowa ławica, rozpadającego się płytkowo, zlewnego piaskowca glaukonitowego powleczonego fioletowymi nalotami tlenków manganu.

Nad piaskowcem tym leży kilka centymetrów zielonych, miękkich łupków ilastych, nad którymi przychodzi już poziom margli globigerynowych. Poziom ten zaczyna się czterdziestocentymetrowym pakietem żółtozielonych margli. Nad nimi leży 2,5 m kompleks żółtozielonych margli z wkładkami warstwowanych frakcjonalnie żółtozielonych mułowców. Od tego miejsca zaczyna się strefa przejściowa, na którą składają się głównie grubo łupiące się margle podgrybowskie (mają one tutaj odciń zielonawy) z kilkoma cienkimi (do 20 cm) wkładkami margli globigerynowych.

Łuska IV — ostatnie parę metrów miąższości warstw hieroglifowych to zielone, drobnołupiące się ilaste łupki z licznymi wkładkami czarnych, ilastych łupków typu menilitowego. Sam kontakt z marglami globigerynowymi nie jest dobrze odsłonięty, ale można przypuszczać, że również i tutaj istnieje ostra granica pomiędzy tymi dwoma ogniwami. Utwory łupkowe poziomu globigerynowego są wykształcone tak samo jak w innych łuskach. Jako wkładki wśród żółtozielonych margli występuje tutaj kilka cienkich (do 5 cm), intensywnie żółto wietrzejących, zarówno na powierzchni, jak i na przełomie, zbitych mułowców wapnistych. Oprócz nich występuje również 20 cm płytowo pękająca ławica silnie wapnisteo piaskowca z rzadko rozsianym glaukonitem. W stropowej partii właściwych margli globigerynowych występują dwie cienkie wkładki czarnych, wapnistych łupków. Nad nimi leży 1 m zielonych, ilastych łupków, które przykrywa 3 m kompleks przeplatających się ze sobą czarnych, ilastych i zielonych ilastych łupków. Nad kompleksem przejściowym występują czarne, ilaste łupki menilitowe.

ODPOWIEDNIKI WARSTW MENILITOWYCH (MARGLE PODGRYBOWSKIE, WARSTWY GRYBOWSKIE, ŁUPKI MENILITOWE)

Zaznaczające się już w warstwach hieroglifowych zróżnicowanie facjalne osiąga swoje maksimum w odpowiednikach warstw menilitowych. Każda z czterech głównych łusek ma w zasadzie odrębny profil stratygraficzno-facjalny.

Na odpowiedniki warstw menilitowych w serii okiennej w Ropie składają się:

- a) margle podgrybowskie, które wyraźnie zindywidualizowane są tylko w łusce II,
- b) warstwy grybowskie występujące w łusce I, II i III oraz łupki menilitowe występujące w łusce IV.

Margle podgrybowskie są to w głównej swej masie grubo łupiące się z sierpowatym przełamem ciemnopopielate margle. W dolnej swej części zawierają wkładki szarych łupków typu krośnieńskiego oraz wkładki cienko- i średnioławicowych piaskowców typu krośnieńskiego. W marglach podgrybowskich występują również wkładki twardych, płyt-

kowych, czarnych łupków typu grybowskiego. Cechą charakterystyczną tego ogniwa jest obecność gruboławicowych piaskowców z rzadkim drobnym glaukonitem. Na dolnej powierzchni tych piaskowców są zawsze rozwinięte, dobrze wykształcone hieroglify prądowe (kierunek transportu z SE).

Na drodze, wzdłuż której występują na ogół zle odsłonięcia, idącej po dziale wodnym między dwoma dużymi odnogami potoku Chełm, na przedłużeniu margli podgrybowskich, które są bardzo dobrze odsłonięte w prawej odnodze tego potoku, występuje ławica frakcjonalnie warstwowanego wapienia piaszczystego o 85 cm miąższości. Jest to tzw. „ławica bryozoowo-litotamniowa“, występująca w warstwach menilitowych fałdów dukielskich i ich przedpola (A. Ślącza, 1959). W fałdach dukielskich została ona prześlędzona przez tego autora na większym obszarze. A. Ślącza uważa ją za poziom korelacyjny.

Wapień z Ropy jest również prawie identyczny z wapieniem występującym w warstwach podgrybowskich w oknie tektonicznym Klęczan koło Nowego Sącza.

Płytko cienka wapienia z Ropy wykazała, że składa się ona głównie z litotamniów i mszywiolów. Podrzedną rolę odgrywają nieoznaczalne otwornice (w „ławicy bryozoowo-litotamniowej“, w Klęczanach, M. Książkiewicz stwierdził liczne dyskocykliny). Występują tutaj również drobne domieszki detrytycznego kwarcu. „Ławica bryozoowo-litotamniowa“ w Ropie występuje około 100 m ponad stropem margli globigerynowych. Prawdopodobnie maksymalna miąższość margli podgrybowskich wynosi około 140 m.

Warstwy grybowskie. Najbardziej charakterystyczną cechą tej facji jest obecność twardych, czarnych, wapnistych, zwykle płytkowo łupiących się łupków. Jako cienkie wkładki występują w tym ogniwie również typowe ilaste łupki menilitowe. Kompleksy łupkowe zawierają rzadko występujące wkładki cienko, średnio- i gruboławicowych piaskowców różnych typów oraz wkładki czarnych, grubołupiących się margli (przypominają one trochę margle podgrybowskie, ale są bardziej ciemne) oraz wkładki żółtoszarych wapnistych i żółtozielonawych łupków ilastych.

W górnej części warstw grybowskich występują ławice dolomitów żelazistych, dochodzące niekiedy do 1 m grubości. Pod rogowcami, które kończą sedymentację warstw grybowskich, łupki są zwykle ilaste i łupią się w cienkie płytki. Maksymalna miąższość warstw grybowskich wynosi około 200 m.

Łupki menilitowe. Nad marglami globigerynowymi w łusce IV leżą smolisto-czarne, ilaste, płytkowo łupiące się łupki, nie różniące się niczym od pewnych typów łupków menilitowych w grupie zewnętrznej. Miąższość ich wynosi 11 m.

W celu bardziej wyraźnego uwypuklenia zmian facjalnych w odpowiednikach warstw menilitowych w oknie tektonicznym Ropy, podaję poniżej opis pierwszych kilkudziesięciu metrów warstw występujących, ponad marglami globigerynowymi w poszczególnych łuskach. Nie we

wszystkich łuskach będzie opisana jednakowa miąższość ze względu na brak odsłoneń. Opisane poniżej profile są dalszym ciągiem profili margli globigerynowych, których opis został podany wyżej.

Łuska I — ponad marglami globigerynowymi leży pakiet ciemnopielatych grubołuściących się, wyraźnie zapiaszczonych margli bez wkładek piaskowców (5 m miąższości). Nad nimi leżą twarde, płytkowe, czarne, pelityczne łupki typu grybowskiego (2 m), nad którymi występuje bardzo charakterystyczna ławica czarnego (na mokro) zlepieńca o typie tzw. „skamieniałego błota“ (ponad 3 m miąższości). Składniki tego zlepieńca — to głównie ziarna kwarcu, hydromuskowit oraz ułamki zielonych łupków ilastych. Ławica ta występuje również w oknie tektonicznym Grybowa, również nieco powyżej margli globigerynowych¹, o czym miałem możliwość przekonać się w czasie wycieczki porównawczej. Występowanie tej charakterystycznej ławicy dało się prześledzić w paru profilach I łuski.

Nad ławicą „skamieniałego błota“ leży kilkumetrowy pakiet ciemnopielatych, zapiaszczonych, grubołuściących się margli, z wkładkami czarnych, płytowych łupków wapnistych. Uwagę zwracają tutaj cienkie wkładki łupków laminowanych.

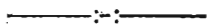
Łuska II — nad marglami globigerynowymi leży parę metrów grubołuściących się twardych margli podgrybowskich z wkładkami piaskowców średnioławicowych drobnoziarnistych, z wyraźnie zaznaczoną cienkopłytkową oddzielnością. Z kolei występuje pakiet warstw typu krośnieńskiego (20 m miąższości). Są to szare, wapniste łupki z wkładkami piaskowców skorupowych (konwolutnych) drobnoziarnistych i żółto wietrzejących. Następnie pojawiają się margle podgrybowskie (30 m miąższości) z wkładkami czarnych łupków typu grybowskiego oraz szare łupki typu krośnieńskiego. Na tym odcinku występują piaskowce gruboławicowe i średnioziarniste z drobnym rzadko rozszanym glaukonitem. Na dolnej powierzchni występują wyraźnie hieroglify prądowe. Ponadto pojawiają się tutaj wkładki skorupowych żółto wietrzejących piaskowców².

Łuska III — teren, na którym ta łuska występuje, jest bardzo źle odsłonięty. Sam kontakt warstw grybowskich z warstwami hieroglifowymi nie jest odkryty. Kilkanaście metrów nad zielonymi łupkami warstw hieroglifowych występują czarne, wapniste łupki typu grybowskiego z wkładkami żółtoszarych, wapnistych łupków. Wyżej występują gruboławicowe piaskowce o charakterystycznym żółtopomarańczowym wietrzeniu, rozpadające się na cienkie płytki i skorupy wśród czarnych wapnistych łupków oraz łupków żółtozielonawych, ilastych i wapnistych. Jako wkładki występują tutaj również średnioławicowe piaskowce glaukonitowe ze szczątkami fauny (sposobem wietrzenia piaskowce te przypominają typ, który w gwarze geologicznej określa się jako „zoogeniczny“).

¹ Margle globigerynowe w oknie tektonicznym Grybowa stwierdził po raz pierwszy S. Gerock (wiadomość ustna).

² Opisany odcinek profilu pochodzi z prawej odnogi potoku Chełm. Został on szczegółowo opisany przez H. Kozikowskiego (1956a, str. 62), jednakże autor ten występujące tutaj margle podgrybowskie zaliczył mylnie do warstw krośnieńskich. Do tego ogniw zaliczył on również występujące niżej margle globigerynowe oraz warstwy hieroglifowe. Właściwe warstwy krośnieńskie występują dopiero poniżej warstw hieroglifowych, z którymi kontaktują tektonicznie. Kontakt ten występuje około 100 m powyżej połączenia się dwóch odnóg potoku Chełm.

Łuska IV — nad marglami globigerynowymi leży ponad 10 m czarnych, ilastych łupków bez wkładek piaskowcowych. W stropie tego pakietu występują zbrekcjonowane czarne rogowce, nad którymi leżą w kontakcie tektonicznym warstwy inoceramowe płaszczowiny magurskiej.



Z zestawienia tych profilów jasno wynika, że w serii okiennej istnieją duże poprzeczne zmiany facjalne. Margle podgrybowski mogą zastępować dolną część warstw grybowskich, a te ostatnie, jak się wydaje, są całkowicie zastępowane przez łupki menilitowe o niedużej miąższości.

Maksymalna miąższość odpowiedników warstw menilitowych waha się między 220 a 280 m, minimalna, jeśli przyjąć że rogowce w łusce IV kończą sedymentację łupków menilitowych, wynosi około 11 m³.

Z warstw menilitowych było pobranych kilkanaście próbek mikrofauuny. Zawierały one bardzo nieliczne otwornice bez znaczenia stratygraficznego.

ROGOWCE

W stropie warstw menilitowych leży poziom rogowców. Miąższość jego jest zmienna. W łusce I profilu rzeki Ropy wynosi ona około 8 m. Jako wkładki między ławicami występują w dolnej części (4 m) czarne, ilaste, trzaskające łupki, w górnej zaś (4 m) szare, słabowapniste łupki typu krośnieńskiego. Rogowcom towarzyszą zwykle białe wietrzejące, twarde, skrzemionkowane margle barwy czekoladowej. W marglach tych występują niekiedy przerosty rogowców.

WARSTWY KROŚNIĘSKIE

Nad rogowcami leżą warstwy krośnieńskie. Jak się wydaje, nie wykazują one widocznych różnic facjalnych w poszczególnych łuskach. Należy podkreślić, że kontakt z odpowiednikami warstw menilitowych jest ostry. Rzekome powolne przejście opisane przez H. Kozikowskiego (1956 a, str. 62), polegające na stopniowym zwiększaniu się ilości wkładek czarnych łupków ku spągowi warstw krośnieńskich, powstało w wyniku błędnego zinterpretowania margli podgrybowskich jako warstw krośnieńskich.

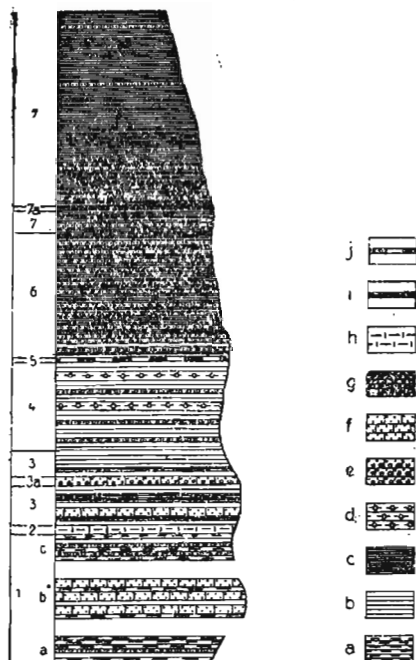
Bezpośrednio nad rogowcami, w 25-metrowym pakiecie szarych łupków i piaskowców, występują tylko 3 wkładki (do 1 m miąższości) czarnych, zapiaszczonych łupków waonistych. Poza tym w całym profilu warstw krośnieńskich nigdzie wkładek czarnych łupków nie zaobserwowano.

Warstwy krośnieńskie na tym terenie można podzielić na 2 oddziały: dolny i górny. Podział ten jednak ze względów technicznych nie został przeprowadzony kartograficznie.

³ Miąższość odpowiedników warstw menilitowych odczytana z profilu litologicznego wynosi 350 m. Różnica ta pochodzi stąd, że na profilu litologicznym została uwzględniona maksymalna miąższość warstw podgrybowskich (ca 140 m), w celu wyraźniejszego przedstawienia litologii.

Dolny oddział — to drobnoziarniste, skorupowe (konwolutive) piaskowce przekładane szarymi, wapnistymi łupkami i mułowcami.

Górny oddział — to szare łupki i mułowce z nielicznymi wkładkami piaskowców cienkoławicowych. W potoku Górnikowskim, w prawej jego odnodze, około 600 m w górę od rozwidlenia, stwierdzono w dolnej części górnego oddziału warstw krośnieńskich trzy ławiczki typowych, laminowanych łupków jasielskich⁴ (fig. 2).



Jedna z nich ma 2 cm grubości, pozostałe dwie po jednym centymetrze. Ławiczki występują bardzo blisko siebie, w odstępach kilkucentymetrowych.

Miażdżość dolnego oddziału warstw krośnieńskich wynosi około 300 m. Miażdżość górnego oddziału trudno jest ocenić z powodu przefalowania. Wynosi ona prawdopodobnie kilkaset metrów. Próbek na mikrofaunę z warstw krośnieńskich nie pobierano.

PORÓWNANIE STRATYGRAFII PALEOGENU SERII OKIENNEJ W ROPIE ZE STRATYGRAFIA FALDU GORLICKIEGO I ŁUSKI STRÓŻ

Na wstępie tego rozdziału chciałbym podkreślić, że w serii okiennej w Ropie stwierdzono podmenilitowe margle globigerynowe, „ławicę bryo-

Fig. 2. Syntetyczny profil litologiczno-stratygraficzny serii okiennej w Ropie
Stratigraphic-lithologic synthetic section of the tectonic window series of Ropa

Objaśnienia litologiczne: a — zielone łupki i mułowce, b — czarne łupki i mułowce, c — szare łupki i mułowce, d — dolomity żelaziste, e — wapienie detrytyczne, f — gruboławicowe piaskowce, g — piaskowce cienko- i średnioławicowe, skorupowe, kostkowe i płytowe, h — margle globigerynowe, i — wapienia, j — rogowce

Objaśnienia stratygraficzne: 1 — warstwy hieroglify, 1a — dolna część warstw hieroglify w NE strefie facjalnej, 1b — gruboławicowe piaskowce w SW strefie facjalnej, 1c — górna część warstw hieroglify, 2 — margle globigerynowe, 3 — warstwy podgrybowskie, 3a — „ławica bryozoowo-litotamniowa“, 4 — warstwy grybowskie, 5 — rogowce, 6 — dolny oddział warstw krośnieńskich, 7 — górny oddział warstw krośnieńskich, 7a — łupki jasielskie

Lithological explanations: a — green shales and mudstones, b — black shales and mudstones, c — grey shales and mudstones, d — ferrous dolomites, e — detrital limestones, f — thickbedded sandstones, g — corrugated, cubic and platy sandstones, h — *Globigerina* marls, i — hornstones, j — jasło shales

Stratigraphical explanations: 1 — hieroglyphic beds, 1a — lower part of hieroglyphic beds in north-eastern facial zone, 1b — thickbedded sandstones in south-western facial zone, 1c — upper part of hieroglyphic beds, 2 — *Globigerina* marls, 3 — Sub-Grybów beds, 3a — „Bryozoa and Lithotamnian beds“, 4 — Grybów beds, 5 — hornstones, 6 — lower member of Krosno beds, 7 — upper member of Krosno beds, 7a — Jasło shales

⁴ Pionowa odległość między spagiem warstw krośnieńskich a łupkami jasielskimi wynosi około 350 m.

zoową-litotamniową“ oraz łupki jasielskie. Skały te w obecnym stanie wiedzy należy uznać za horyzonty przewodnie.

Co do pierwszego z nich to jednowiekowość jego jest uznana przez większość geologów pracujących w Karpatach i nie będę się tutaj zajmował jej uzasadnieniem. Między innymi szczegółowo zagadnieniem dolnej granicy warstw menilitowych zajmowali się: H. Świdziński (1936), O. S. Wiałow (1957), a ostatnio L. Koszarski i K. Żytko (1959).

Ławica bryozoowo-litotamniowa jest frakcjonalnie warstwowana, powstać więc musiała w wyniku działalności prądu zawieszinowego, co wskazuje z kolei na jej jednowiekowość⁵.

Co do jednowiekowości łupków jasielskich — to po ukazaniu się prac O. Szakina (1958), S. Juchy i J. Kotlarczyka (1958, 1959) oraz L. Koszarskiego i K. Żytki (1959), wydaje się być ona dość dobrze ugruntowana.

We wstępie niniejszego opracowania wspomniano, że H. Kozikowski i A. Jednorowska (1957) uznali warstwy podgrybowskie za ekwiwalent „pstręgo eocenu“, warstwy grybowskie za odpowiednik warstw menilitowych, warstwy krośnieńskie zaś za równe wiekowo warstwom krośnieńskim w grupie zewnętrznej. Jak będzie wykazane niżej, poglądu tego nie da się utrzymać.

Najbliższymi elementami tektonicznymi płaszczowiny śląskiej są fałd Gorlic i łuska Stróż [H. Świdziński (1950) uważa łuskę Stróż za przedłużenie fałdu gorlickiego]. Z tego też względu wybrałem je do porównania z serią okienną w Ropie. Porównując następnie rozwój paleogenu fałdu gorlickiego i łuski Stróż z innymi częściami grupy zewnętrznej, można by je pośrednio porównać z serią okienną w Ropie, wykracza to już jednak poza ramy obecnego opracowania.

Stratygrafia paleogenu fałdu gorlickiego przedstawia się następująco (H. Świdziński, 1950; J. Oberc, 1950): nad warstwami czarnorzeckimi (górną kreda — paleocen) leży kompleks pstrych łupków z wkładkami piaskowców ciężkowickich (około 450 m). Górna część tego kompleksu nie zawiera wkładek czerwonych łupków. Nad tzw. pierwszymi pstryimi łupkami, które są tutaj wykształcone w postaci warstw hieroglifowych, leżą margle globigerynowe o miąższości 15—20 m. Spąg warstw menilitowych cechuje prawie zupełny brak rogowców. Warstwy menilitowe (łupki menilitowe + piaskowce magdaleńskie), zarówno w fałdzie Gorlic, jak i w łusce Stróż mają miąższość około 150 m. W górnej partii warstw menilitowych w łusce Stróż występuje według H. Świdzińskiego (1950) „wapienna organogeniczna skała przepełniona różnymi szczątkami między innymi litotamniami i mszywiolami“. Należy sądzić, że skała ta — to nic innego jak „ławica bryozoowo-litotamniowa“.

Warstwy krośnieńskie podzielono w fałdzie Gorlic i w łusce Stróż na 3 oddziały o łącznej miąższości około 2000 m. (H. Świdziński, 1950; J. Oberc, 1950; S. Jucha i J. Kotlarczyk, 1959). Około 1950 m ponad marglami globigerynowymi w fałdzie Gorlic występują łupki jasielskie (H. Świdziński, 1950; S. Jucha i J. Kotlarczyk, 1959).

Tak więc w profilu paleogenu fałdu Gorlic i łuski Stróż występują te same horyzonty przewodnie co w serii okiennej w Ropie. Paralelizacja

⁵ Właściwie każda ławica fliaszowa warstwowana frakcjonalnie może być użyta do korelacji na obszarze, gdzie występuje, z chwilą stwierdzenia w niej cech odróżniających ją od innych podobnych ławic.

teraz jest zupełnie prosta. Warstwy hieroglifowe serii okiennej odpowiadają kompleksowi ciężkowickopstremu w fałdzie Gorlic. Prawdopodobnie nie ma w serii okiennej ekwiwalentów najniższej partii tego kompleksu, gdyż najstarsza stwierdzona mikrofauna w serii okiennej w Ropie jest wieku dolnoeocenińskiego, dolna natomiast część piaskowców ciężkowickich w fałdzie Gorlic jest wieku paleocenińskiego (F. Bieda, 1946).

Kompleksy skalne zawarte między margłami globigerynowymi a „ławicą bryozoowo-litotamniową“, muszą sobie odpowiadać. W tym ujęciu główna masa warstw menilitowych w fałdzie Gorlic i łusce Stróż odpowiada warstwom podgrybowskiim i ich ekwiwalentom leżącym poniżej „ławicy bryozoowo-litotamniowej“.

To, co występuje między „ławicą bryozoowo-litotamniową“ a łupkami jasielskimi w obu obszarach, musi sobie również odpowiadać. W ten sposób najwyższa część warstw menilitowych oraz warstwy krośnieńskie fałdu Gorlic, które leżą poniżej łupków jasielskich, odpowiadają górnej części margli podgrybowskich i ich ekwiwalentom (warstwy grybowskie, łupki menilitowe) oraz tej części warstw krośnieńskich, która leży poniżej łupków jasielskich.

Można by się pokusić o bardziej szczegółową paralelizację, gdyby uznać dolomity żelaziste występujące w warstwach grybowskich za lokalny poziom korelacyjny. Podobne dolomity żelaziste występują w warstwach krośnieńskich dolnych fałdu Gorlic (J. Oberc, 1950). Tak więc górna część warstw grybowskich odpowiadałaby dolnym warstwom krośnieńskim w fałdzie Gorlic.

Zestawiając maksymalne miąższości paleogenu tych dwóch serii poniżej łupków jasielskich (seria okienna ma około 800 m, fałd Gorlic zaś około 2400 m miąższości), widzimy, że miąższość paleogenu w fałdzie Gorlic jest prawie trzykrotnie większa niż w serii okiennej. Do sprawy tej powrócę jeszcze niżej.

Na podstawie tego, co zostało wyżej przedstawione, wykluczone jest, aby pogląd, że warstwy podgrybowskie odpowiadają „pstromu eocenowi“ w grupie zewnętrznej, mógł się utrzymać. Praca H. Kozikowskiego i A. Jednorowskiej (1957) przyniosła bardzo cenny materiał mikrofaunistyczny, który jednakże w kilku przypadkach doprowadził autorów do niesłusznych wniosków.

Zacznijmy omówienie podanej tutaj mikrofauny od warstw najstarszych, tj. od margli podgrybowskich⁶. Próbką, która wykazała bogatą mikrofaunę globigerynową, pochodzi w rzeczywistości z podmenilitowego poziomu globigerynowego, a nie z górnej części margli podgrybowskich. W odkrywce, z której została ona pobrana (nieduży kamieniołom przy moście, na drodze do Łosia), widoczny jest kontakt pomiędzy poziomem globigerynowym a margłami podgrybowskimi. Niżej pod mostem, w rzece Ropie widać warstwy hieroglifowe (zielone łuki + piaskowce kostkowe) leżące w kontakcie tektonicznym na warstwach krośnieńskich.

Z wkładek zielonych łupków wśród warstw grybowskich podają wyżej wymienieni autorzy bogatą aglutynującą mikrofaunę z licznie występującym gatunkiem *Cyclamina amolectens* Grzyb. Należy na tym

⁶ Niestety autorzy nie podają dokładnie miejsc, z których pobrano próbki, można jednak się ogólnie zorientować (przynajmniej w niektórych przypadkach), skąd one pochodzą.

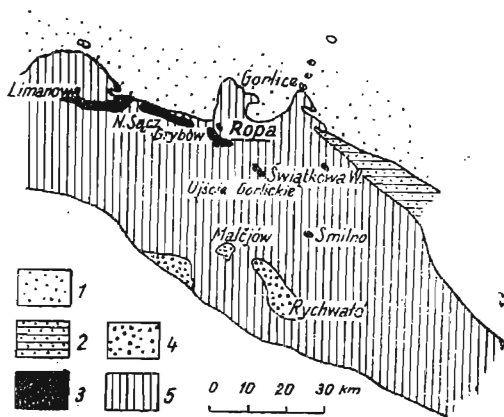
miejszu jeszcze raz z naciskiem podkreślić, że wśród odpowiedników warstw menilitowych w Ropie wkładki zielonych łupków nie występują (nie biorę tutaj pod uwagę żółtozielonawych, ilastych łupków tworzących wkładki wśród warstw grybowskich w łusce III; próbki na mikrofaunę wzięte z tych wkładek dały wynik negatywny). Odwrotnie natomiast, bardzo liczne wkładki czarnych, ilastych łupków typu menilitowego występują w górnej części warstw hieroglifowych, poniżej margli globigerynowych, w południowej strefie facjalnej. Cytowana mikrofauna

Fig. 3. Okna tektoniczne płaszczowiny magurskiej między Limanową a Smilnem (według H. Kozikowskiego, 1956b, uproszczone)

Tectonic windows of the Magura nappe between Limanowa and Smilno (according to H. Kozikowski, 1956 b, simplified)

1 — płaszczowiny śląskie i depresja centralna, 2 — jednostka dukielska, 3 — jednostka Ropy-Pisarzowej, 4 — jednostka rychwałdzka, 5 — płaszczowina magurska

1 — silesian nappes and Central Depression, 2 — Dukla element, 3 — Ropy-Pisarzowa element, 4 — Rychwałd element, 5 — Magura nappe



nie pochodzi więc z warstw grybowskich, lecz z górnej części warstw hieroglifowych⁷.

H. Kozikowski (1956 a) podaje występowania gatunku *Cyclammia amplexens* Grzyb. z dolnej części warstw krośnieńskich w Ropie. Nie jest wykluczone, że próbkę tę pobrano z właściwych warstw krośnieńskich leżących ponad poziomem rogowców, ale bardziej prawdopodobne wydaje się, że pochodzi ona z wkładek typu krośnieńskiego wśród margli podgrybowskich. Należy tu przypomnieć, że w serii okiennej gatunek *Cyclammia amplexens* pojawia się dość licznie bezpośrednio pod poziomem margli globigerynowych.

Już zupełnie na marginesie chciałbym wspomnieć, że J. Morgiel znalazła kilka okazów tego gatunku w próbce dostarczonej przez autora z zielonych ilastych łupków leżących nad marglami globigerynowymi, a pod dolnymi łupkami menilitowymi w jednostce skolskiej (przekrój Strwiąża koło Ustrzyk Dolnych). Również M. Książkiewicz (Objaśnienie do arkusza Wadowice, 1951), cytuje licznie występujący gatunek *Cyclammia amplexens* Grzyb. bezpośrednio pod rogowcami menilitowymi w okolicy Sułkowic w Zachodnich Karpatach.

⁷ Próbkę tę pobrano prawdopodobnie z zielonych łupków występujących na drodze z Florynki do Ropy poniżej punktu wysokościowego 459 m. H. Kozikowski (1956a, str. 60) opisuje łupki te jako wkładki wśród warstw grybowskich. W rzeczywistości są to warstwy hieroglifowe z licznymi wkładkami czarnych, ilastych łupków, nad którymi na tej samej drodze występują poziom globigerynowy i łupki menilitowe łuski IV.

UWAGI OGÓLNE O STRATYGRAFII I PALEOGEOGRAFII

Dwie zasadnicze różnice rzucają się w oczy, gdy porównujemy serię okienną okolic Ropy i Grybowa jako całość do południowej partii serii śląskiej w Środkowych Karpatach. Pierwsza z nich — to mała miąższość serii okiennej w porównaniu z serią śląską. Druga — to szybkie poprzeczne zmiany facjalne na bardzo krótkich odcinkach⁸. Różnica miąższości najwyraźniej zaznacza się w warstwach menilitowych i krośnieńskich. Pakiet tych warstw w fałdzie Gorlic, zawarty między marglami globigerynowymi a łupkami jasielskimi, liczy około 2000 m miąższości. W tym samym odcinku czasowym osadziło się w serii okiennej od 350–600 m odpowiedników warstw menilitowych i warstw krośnieńskich. Z samego zestawienia tych miąższości można już wyciągnąć wniosek, że osady paleogeńskie fałdu Gorlic osadzały się w głębokiej depresji, osady zaś serii okiennej na partii wypiętrzonych⁹. Między tymi dwoma obszarami dno morskie zapadło, ogólnie rzecz biorąc, ku północy. Miejscem osadzania serii okiennej byłyby więc południowy skłon basenu głównego w ujęciu M. Książkiewicza (1956 b). W tym ujęciu seria okienna byłaby brzeżną (ale nie brzegową) południową facją serii śląskiej.

Bardzo szybkie zmiany facjalne serii okiennej zaznaczające się głównie w odpowiednikach warstw menilitowych¹⁰ świadczą o tym, że dno południowego skłonu basenu głównego na południu Gorlic było bardzo zróżnicowane. Zróżnicowanie to polegało prawdopodobnie na obecności wąskich wydłużonych zagłębień (rynnien) pochodzenia tektonicznego, poprzedzielanych elementami geantyklinalnymi. W tych rynnach osadzały się pokrewne, ale różniące się między sobą utwory serii okiennej. Stopień skomplikowania dna morskiego ulegał pewnej ewolucji. Słabiej zaznaczył się w warstwach hieroglifowych, swoje zaś maksimum osiągnął w czasie osadzania się warstw grybowskich i ich odpowiedników. Pod koniec osadzania się tych warstw zróżnicowanie morfologiczne dna na tyle zanikało, wskutek wypełnienia się rynnien osadami, że ten stan rzeczy przypada na okres bezpośrednio poprzedzający osadzenie się łupków jasielskich.

Przypatrzmy się, co do tego momentu działo się w rynnach gorlickiej. Zapadający ku północy stok dna morskiego zaznaczył się już w okresie osadzania piaskowca ciężkowickiego. Hieroglify prądowe wykazują wprawdzie kierunki 130° z NW do 90° z W, ale struktury spływowe wyraźnie wskazują na to, że dno podniosło się w kierunku południowym.

⁸ Istnieją pewne dane świadczące o tym, że w serii okiennej w Ropie występują również podłużne zmiany facjalne. Zaznaczają się one jednak bardzo niewyraźnie, tak że poszczególne łuski możemy zupełnie śmiało traktować jako jednolite facjalne.

⁹ Miąższość osadu fiłszowego, który powstaje głównie w wyniku działalności prądów zawieszinowych, zależy zasadniczo od trzech czynników: od objętości materiału donoszonego przez poszczególne prądy, od częstości prądów zawieszinowych i od odległości od źródła dostarczającego materiał. Jednakże nawet przy stałej częstości prądów niektóre obszary położone blisko siebie mogą otrzymywać różniące się nieraz znacznie ilości materiału detrytycznego. Zazwyczaj przyczyną tego jest zróżnicowanie morfologiczne dna morskiego, które pozwala prądom zawieszinowym z pełnym ładunkiem materiału pokonywać większe wyniosłości.

¹⁰ Łuska IV w Ropie ma ponad marglami globigerynowymi łupki menilitowe, jednakże bardziej ku południowi w oknie tektonicznym Kąclowej pojawiają się łupki grybowskie z charakterystycznymi plamistymi piaskowcami nie występującymi w oknie Ropy.

(fakt ten był główną przyczyną, że piaskowiec ciężkowicki nie dotarł do miejsca, gdzie osadzała się seria okienna). Z postępowaniem czasu rynna gorlicka powoli zapełniała się osadami, powodując łagodnienie stoku. Wskazuje na to stopniowa zmiana kierunku hieroglifów prądowych w warstwach krośnieńskich z 30° z SW na 90° — 100° z W. Te ostatnie kierunki przypadają na okres bezpośrednio poprzedzający osadzanie się łupków jasielskich w rynnę gorlickiej. Moment ten przypada mniej więcej na okres wyrównania się morfologii dna morskiego w serii okiennej. Południowy skłon basenu głównego był teraz na tyle łagodny i wyrównany, że prądy zawieszinowe, idące, ogólnie rzecz biorąc, od zachodu, mogły cały ten obszar pokryć jednolitym płaszczem warstw krośnieńskich¹¹.

Pozostaje do omówienia stosunek serii okiennej okolic Ropy i Grybowa do serii fałdów dukielskich. Chciałbym tutaj wyraźnie rozróżnić dwa zagadnienia: zagadnienie stosunku tektonicznego oraz zagadnienie stosunku paleogeograficznego. Tym pierwszym nie będę się zajmował, gdyż wykracza ono poza ramy tematyczne obecnego opracowania, a ponadto wydaje się, że bez większej ilości wierceń i ich właściwej interpretacji zagadnienia tego nie da się szczegółowo rozwiązać.

Zasadnicza trudność w rozwiązaniu stosunku paleogeograficznego serii okiennej w okolicach Ropy i Grybowa do fałdów dukielskich leży w tym, że nie znamy rozwoju facjalnego górnej kredy serii okiennej. Główną bowiem cechą, zarówno basenu dukielskiego, jak i przedmagurskiego w Karpatach Zachodnich, jest fakt, że w górnej kredzie baseny te były związane z sedymentacyjnym basenem magurskim (M. Książkiewicz, 1951; J. Burtan i S. Sokołowski, 1956; W. Sikora i K. Zytko, 1959; A. Ślącza, 1959). Gdybyśmy wiedzieli, jak wykształcona jest górna kreda, można by z całą pewnością stwierdzić, czy miejsce, w którym osadzały się serie okienne, leżało na północ od linii rozgraniczającej w górnej kredzie baseny śląski i magurski, czy też na południe od niej. Z braku górnej kredy jesteśmy skazani w obecnym stanie wiedzy na zawodne wnioskowanie pośrednie oparte na podobieństwach w rozwoju paleogenu. Dużo przesłanek wskazuje jednak na to, że seria okienna osadzała się na południe od linii rozgraniczającej w górnej kredzie basen śląski od magurskiego. Między innymi za takim ujęciem wydaje się przemawiać fakt występowania facji krośnieńskiej w spągowej części serii menilitowo-krośnieńskiej zarówno w fałdach dukielskich, gdzie występuje ona w postaci piaskowców i łupków cergowskich (H. Teisseyre, 1932; A. Ślącza, 1959), jak i w serii okiennej, gdzie występuje w postaci wkładów warstw krośnieńskich wśród margli podgrybowskich. Drugim takim faktem jest występowanie rogowców nie w spągu serii menilitowo-krośnieńskiej, lecz w jej środku.

W tym ujęciu część basenu, w którym osadzała się seria okienna, zajmowałaby analogiczne położenie w stosunku do basenu śląskiego co basen fałdów dukielskich.

Można by jeszcze postawić pytanie, której części basenu dukielskiego odpowiadają serie okienne?

Ostatnio B. Leško (1958) opublikował prace, w której w okolicy Mezilaborców, między właściwymi fałdami dukielskimi a płaszczowiną ma-

¹¹ Na możliwość istnienia wspólnego płaszcza warstw krośnieńskich w serii okiennej i w serii śląskiej zwrócił już wcześniej uwagę M. Książkiewicz (1956a).

gurską, wyróżnił strefę, której facjalny rozwój przypomina bardzo serię okienną w okolicach Ropy i Grybowa. Występują tutaj warstwy hieroglifowe z wkładkami łupków typu menilitowego, w serii zaś menilitowo-krośnieńskiej występują łupki grybowskie. Można by więc wyciągnąć wniosek, że serie okienne odpowiadają brzeżnej południowej partii basenu dukielskiego¹².

Taki wniosek wymagałby jednak założenia, że basen dukielski w kierunku NW nie zmieniał ani swojej szerokości, ani poprzecznej i podłużnej konfiguracji dna. Przyjmując takie założenie, mamy pełne prawo oczekiwać odkrycia za pomocą wierceń na zachód od Gorlic szerokiej strefy fałdów dukielskich. Chociaż nie jest to wykluczone, wydaje się to jednak mało prawdopodobne. Bardziej prawdopodobne jest natomiast to, że basen dukielski zwęzał się ku północnemu zachodowi i w sposób stopniowy i ciągle przechodzi, przynajmniej częściowo, w wiązkę wąskich podłużnych rynien, w których osadza się seria okienna. Gdyby tak w rzeczywistości było, to wąski pas utworów okiennych (naturalnie nie tylko tych, które występują na powierzchni) mógłby w skrajnych wypadkach zastępować w całości szeroki pas fałdów dukielskich, który na południu Mezilaborców liczy ponad 20 km szerokości.

Definitywne rozwiązanie tego zagadnienia wymaga wierceń oraz szczegółowego kartowania serii okiennej, z uwzględnieniem wszystkich faktów mogących dać wskazówki paleogeograficzne.

Na zakończenie chciałbym jeszcze raz podkreślić, że charakterystycznymi cechami okien tektonicznych w okolicy Ropy i Grybowa są nieduże miazszości w porównaniu do południowej partii serii śląskiej w Karpatach Środkowych, szybkie poprzeczne zmiany facjalne zaznaczające się najwyraźniej w odpowiednikach warstw menilitowych oraz tektonika łuskowa¹³.

Autor poczuwa się do miłego obowiązku podziękować prof. dr M. Książkiewiczowi za przejrzenie rękopisu, uwagi i dyskusję oraz za użyczenie okazów i płytek cienkich z „ławicy bryozoowo-litotamniowej“ z warstw podgrybowskich w Kłęczanach, prof. dr H. Świdzińskiemu, doc. dr J. Burtan oraz wszystkim Kolegom z Sekcji Zdjęć Karpackiej Stacji Terenowej I. G. w Krakowie za dyskusję. Osobne podziękowanie należy się mgr J. Blacher za opracowanie mikrofauny oraz dyskusję.

Karpacka Stacja Terenowa I. G.

Nadesłano 30 czerwca 1959 r.

¹² Pogląd, że serie okienne odpowiadają południowej części fałdów dukielskich, wyraził prof. dr H. Świdziński w czasie rozmowy z autorem w 1957 r. Ostatnio podobny pogląd wyraził A. Śliaczka (1959).

¹³ Wydaje się, że budowa łuskowa serii okiennej w okolicy Ropy i Grybowa (okno Grybowskie, jak się mogłem zorientować w czasie wycieczek porównawczych, ma również, przynajmniej częściowo, budowę łuskową) znajduje swoje wytłumaczenie w historii geologicznej serii okiennej. Jest już dzisiaj prawie powszechnie przyjęte twierdzenie, że początkowe objawy fałdowania, zaznaczające się w zmianach konfiguracji dna morskiego, wpływają na sedimentację, która z kolei w dużej mierze warunkuje ostateczną formę tektoniczną danego odcinka. Przykład tego mamy w serii okiennej. W wyniku zróżnicowania morfologii dna morskiego były tutaj strefy, gdzie osadzały się bardzo małe ilości materiału (były to prawdopodobnie partie wyniesione, gdzie nie mogły docierać prądy zawieszinowe). Strefy te, jako starsze, były bardziej podatne na rozerwania i ścięcia i na nich wytworzyły się płaszczowiny łuskowań.

PIŚMIENNICTWO

- BIEDA F. (1946) — Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwor-
nic. Roczn. Pol. Tow. Geol., 16, p. 1—41. Kraków.
- BURTAN J., SOKOŁOWSKI S. (1956) — Nowe badania nad stosunkiem regionu ma-
gurskiego do krośnieńskiego w Beskidach zachodnich. Przegl. geol., 4,
nr 10, p. 457—458. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S., ŚLĄCZKA A. (1958) — Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe trans-
portu w warstwach krośnieńskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 28, p. 206—
252. Kraków.
- JUCHA S., KOTLARCZYK J. (1958) — Próba nowego podziału stratygraficznego
serii menilitowej i warstw krośnieńskich, Nafta, 14, nr 8, p. 205—207.
Kraków.
- JUCHA S., KOTLARCZYK J. (1959) — Próba ustalenia nowych poziomów korela-
cyjnych w warstwach krośnieńskich Karpat polskich. Acta geol. pol.,
9, nr 1, p. 55—92. Kraków.
- KOSZARSKI L., ŻYTKO K. (1959) — Uwagi o rozwoju i pozycji stratygraficznej łup-
ków jasielskich w serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat środkowych.
Kwart. geol., 3, nr 3, p. 996—1015. Warszawa.
- KOZIKOWSKI H. (1953) — Budowa geologiczna okolic Klęczan-Pisarzowej. Biul.
Inst. Geol., 85, Warszawa.
- KOZIKOWSKI H. (1956 a) — Geologia płaszczowiny magurskiej i jej okien tekto-
nicznych na południowy zachód od Gorlic. Biul. Inst. Geol., 110, p. 47—
77. Warszawa.
- KOZIKOWSKI H. (1956 b) — Jednostka Ropy-Pisarzowej, nowa jednostka tektonicz-
na polskich Karpat fliszowych. Biul. Inst. Geol., 110, p. 93—110. War-
szawa.
- KOZIKOWSKI H., JEDNOROSKA A. (1957) — Problem wieku warstw grybowskich
i tzw. „szarej kredy” z okolic Gorlic. Przegl. geol., 5, nr 3, p. 106—110.
Warszawa.
- KSIAŹKIEWICZ M. (1951) — Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. Reg. geol.
Polski, 1, nr 2, p. 345—347. Kraków.
- KSIAŹKIEWICZ M. (1956a) — Geology of the Northern Carpathians., Geologische
Rundschau, 45, nr 2, p. 369—411. Stuttgart.
- KSIAŹKIEWICZ M. (1956 b) — Zagadnienie stratygrafii Karpat na tle paleogeografii.
Przegl. geol., 4, nr 10, p. 445—456. Warszawa.
- LEŠKO (1958) — Flyš medzi Mezilaborcami a Pichnym. Geologické práce, zpravy
14, p. 56—69. Bratislava.
- OBERC J. (1950) — Fałd gorlicki i brzeg płaszczowiny magurskiej na wschód od
Gorlic. Biul. Państw. Inst. Geol., 7, p. 1—52. Warszawa.
- ШАКИН В. О. (1958) — Горизонт смугастих вапняків и его значения для зівстав-
лення олигоценовых відкладів Східних Карпат. Доп. АН. УССР
№ 4, стр. 414—415. Київ.
- ŚLĄCZKA A. (1959) — Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy-Wisłoka
Wlk. Kwart. geol., 3, nr 3, p. 583—603. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1934) — Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Spraw. Państw.
Inst. Geol., 7, nr 1. Warszawa.

- SWIDZIŃSKI H. (1936) — Zmienność granicy pomiędzy serią menilitową a warstwami krośnieńskimi. Pos. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 45, p. 42—44. Warszawa.
- SWIDZIŃSKI H. (1947) — Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. Biul. Państw. Inst. Geol., 37, p. 1 — 124. Warszawa.
- SWIDZIŃSKI H. (1950) — Łuska Stróż koło Grybowa. Biul. Państw. Inst. Geol., 59. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1932) — Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. Spraw. Państw. Instyt. Geol., 7, nr 2, p. 319—333. Warszawa.
- UHLIG V. (1888) — Ergebnisse Geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. Ib. Geol. R.-A., 38. Wien.
- WALTER H., DUNIKOWSKI E. (1882—1888) — Geologiczna budowa naftonośnego obszaru zachodnio-galicyskich Karpat. Kosmos, 7—8, Lwów.
- ВЯЛЮВ О. С. (1957) — О возрасте менилитовой серии. Львов.
- ZUBER R. (1918) — Flisz i Nafta. Lwów.

Вацлав СИКОРА

О СТРАТИГРАФИИ СЕРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ОКНА В РОПЕ ОКОЛО ГОРЛИЦ

Содержание

Самыми древними образованиями из серии тектонического окна в Ропе появляющимися на поверхности являются иероглифовые слои (нижний—верхний зоцен). Выше залегает горизонт глобигериновых мергелей, отвечающих горизонту подменилитовых глобигериновых мергелей широко распространенных во внешней группе Карпат. Над глобигериновыми мергелями залегают породы соответствующие менилитовым слоям выраженные тремя фациями: а) грибовских слоев, б) подгрибовских мергелей, в) менилитовых сланцев.

В подгрибовских слоях обнаружена прослойка фракционально слоистого известняка залегающего также и в дукельских складках. В кровле грибовских слоев и в соответствующих им отложениях встречается горизонт кремней, над которым залегают красненские слои. Около 350 м над кремнями констатированы ламинированные ясельские слои. Максимальная мощность палеогеновых отложений серии тектонического окна в Ропе достигает 800 м. Это значит, что она в три раза меньше мощности палеогена складки Горлиц и чешуи Струж (около 2560 м). Из этого следует, что отложения складки Горлиц накопились в глубокой депрессии, а отложения серии тектонического окна — в области поднятия. Серия тектонического окна отлагалась на южном склоне главного бассейна (М. Ксёнджкевич, 1956 г.). Проводится стратиграфическое сравнение складки Горлиц со стратиграфией оконной серии тектонического окна на основании трех руководящих горизонтов: а) глобигериновых мергелей, б) прослойки фракционально слоистого известняка, в) ясельских сланцев. Характерной чер-

той серии тектонического окна в окрестностях Ропы и Грыбова являются быстрые поперечные фациальные изменения, малая мощность в сравнении с мощностью образований предполья (складки Горлиц и чешуя Струж) и чешуйчатое строение.

Wacław SIKORA

**ON THE STRATIGRAPHY OF THE SERIES IN THE TECTONIC WINDOW
AT ROPA NEAR GORLICE (WESTERN CARPATHIANS)**

Summary

The oldest sediments appearing on the surface are the Hieroglyphic beds. They are green argillaceous shales intercalated by cubic glauconitic thin-bedded sandstones. In the southwestern part of the area there also occur thick-bedded glauconitic sandstones, glassy and hard. A characteristic feature of the Hieroglyphic beds should be considered the presence of intercalations (up to 1 m. thick) of black argillaceous shales of menilitic type. The lower part of the Hieroglyphic beds is, according to J. Blaicher, of Lower Eocene age (see Polish text), whereas their upper part is of an age coinciding with the interval between Middle and Upper Eocene.

On top of the Hieroglyphic beds is laid down a horizon of yellowish-green soft *Globigerina* marls, of 7 to 8 m. thickness. This horizon of *Globigerina* marls in the window series corresponds to the horizon of Submenilitic *Globigerina* marls found in the outer group.

Higher up there occur equivalents of the Menilite beds, developed in 3 facies: a) the Grybów beds, b) Subgrybów marls, and c) the Menilite shales. These facies are mutually replacing each other; at their bottom they always have a horizon of *Globigerina* marls. In the Subgrybów marls, about 100 m. above the horizon of the *Globigerina* marls, there has been determined a layer of fractionally stratified limestones with numerous bryozoa and lithotamnia, of about 80 cm. thickness. This is the so-called „bryozoan-lithotamnian layer”, known from the Dukla folds (A. Ślaczka, 1959). The maximum thickness of the beds corresponding to the Menilite beds in the tectonic window of Ropa is 220–280 m., the minimum thickness 111 m. At the top of the Grybów beds and their equivalents, there occurs a horizon of hornstones (thickness about 8 m.), usually accompanied by dark-grey, hard marls. On top of these there lie the Krosno beds. Their lower part (300 m.) are thin-bedded corrugated sandstones interbedded with grey calcareous shales. Their upper part (of unknown thickness, probably several hundred meters thick) consist almost exclusively of shales. About 350 m. above the hornstone layer there were observed 3 thin beds of laminated Jasło shales.

To start with, it should be emphasized that in the series of the tectonic window there have been identified: a) *Globigerina* marls, b) the „bryozoan-lithotamnian layer” and c) Jasło shales. These rocks are now being acknowledged as litologic index horizons. The same horizons occur likewise in the stratigraphical section profile of both the Gorlice fold and the Stróże scale (H. Świdziński, 1950); hence the

comparison of both areas is an easy task. The Cieżkowice sandstones and the variegated shales in the Gorlice fold are the stratigraphic equivalent of the Hieroglyphic beds. The Menilitic beds of the Gorlice fold correspond to the lower part of the Grybów beds, of the Subgrybów marls at localities where these replace the lower part of the Grybów beds. The Lower Krosno beds of the Gorlice fold correspond to the upper part of the Grybów beds. Higher up we note, in both areas, Krosno beds which as to age are correspondents. The mere comparison of the thickness of the Palaeogene* of the Gorlice fold (about 2500 m.) with that of the window series at Ropa (about 800 m.) indicates that the Palaeogene deposits were laid down in the Gorlice fold and the Stróże scale in a deep depression, those of the window series on an elevated area. The window series was deposited on the southern slope of the Main Basin in interpretation of M. Książkiewicz (1956b) and thus represents the marginal (not littoral) part of the Silesian series. Characteristic features of the window series in the region of Ropa and Grybów are rapid transversal changes of facies, its small thickness compared with the deposits of its forefield (Gorlice fold and Stróże scale), and its scale-like structure.

* Between *Globigerina maris* and Jasto shales.