

Stefan POŁTOWICZ

JEDNOSTKA GRYBOWSKA NA POŁUDNIE OD LIMANOWEJ

(12 fig.)

The Grybów Unit to the south of Limanowa (Polish West Carpathians)

(12 Figs.)

Stefan Połtowicz: *The Grybów Unit to the south of Limanowa (Polish West Carpathians)*. Summary. Ann. Soc. Geol. Poloniae, 55-1/2: 77-104, 1985 Kraków.

A b s t r a c t: Geological structure of the Grybów, Obidowa-Słopnice and Silesian units as well as autochthonous Badenian deposits, underlying the Magura Nappe has been described. Structural development of the investigated area between the Badenian and the Upper Sarmatian has been presented. The fractionation of the Magura Nappe and diapir-like structure of the Grybów Unit could indicate the presence of tensile stresses, indicative of gravity slides.

K e y w o r d s: gravity slides, Magura Nappe, Silesian Nappe, Grybów Unit, Miocene tectonics, West Carpathians.

Stefan Połtowicz: Zakład Opracowań Geologicznych G.N. „Geonafta” w Warszawie, Ośrodek w Krakowie, ul. Lubicz 25, 31-503 Kraków.

manuscript received: Mai, 1983

accepted: February, 1984

T r e ś ć: Omówiono budowę geologiczną jednostek: grybowskiej, Obidowej-Słopnic, śląskiej oraz autochtonicznych osadów badenu, leżących pod płaszczowiną magurską. Przedstawiono rozwój tektoniczny obszaru od badenu do górnego sarmatu stwierdzając, iż rozdarcie płaszczowiny magurskiej i wysadowa budowa jednostki grybowskiej świadczą o grawitacyjnym charakterze tektoniki.

WSTĘP

Budowa geologiczna jednostki grybowskiej, względnie jednostki Ropy-Pisarzowej, jak ją nazwał Kozikowski (1956) po wydzieleniu jej w górotworze Karpat zewnętrznych, była dostępna do bezpośrednich badań jedynie w oknach i półoknach tektonicznych. Na południe od Limanowej jednostka ta odsłania się w rozdarciu brzeżnej strefy płaszczowiny magurskiej – w półoknie tektonicznym Klęczan-Pisarzowej (fig. 1). Ponadto jest znana w kilku oknach i półoknach w okolicy Grybowa, Kąclowej, Ropy, Uścia Gorlickiego i Świątkowej oraz na

obszarze Słowacji w okolicy Smilna (Książkiewicz, 1972). Badania geologiczne tej jednostki, prowadzone przez Weignera (*vide* Nowak, 1929), Kozikowskiego (1953, 1956), Świdzińskiego (*vide* Książkiewicz, 1972), z konieczności obejmowały tylko ograniczoną wychodniami powierzchnię, dostępną do bezpośrednich obserwacji.

W celu wstępnego rozpoznania wglębnej tektoniki jednostki grybowskiej na obszarze położonym na południe od Limanowej, rozpoczęto w 1970 r. badania

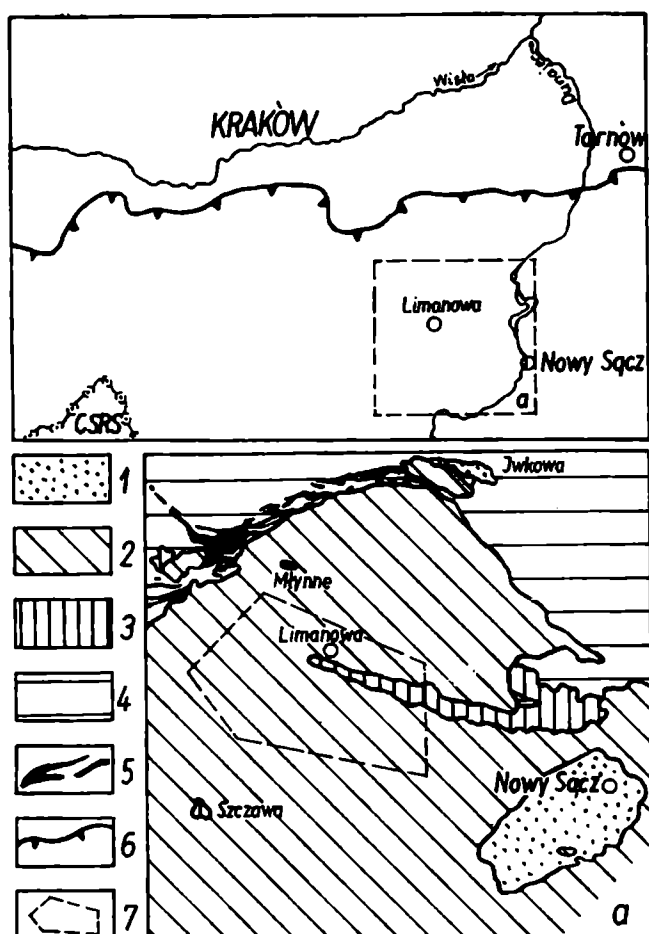


Fig. 1. Położenie obszaru badań. 1 - miocen, 2 - płaszczowina magurska, 3 - jednostka grybowska, 4 - płaszczowina śląska, 5 - jednostka podśląska, 6 - brzeg Karpat, 7 - obszar badań

Fig. 1. Location sketch of the investigated area. 1 - Miocene, 2 - Magura Nappe, 3 - Grybów Unit, 4 - Silesian Nappe, 5 - Sub-Silesian Nappe, 6 - Carpathian border, 7 - investigated area

sejsmiczne, które jednak nie umożliwiły rozpoznania przebiegu nasunięcia płaszczowiny magurskiej i głównych zarysów tektoniki utworów pod nią leżących. Po przeprowadzeniu analizy budowy geologicznej płaszczowiny magurskiej tej strefy, autor postawił roboczą hipotezę (Połtowicz, 1972), iż przebieg wychodni warstw ropianieckich płaszczowiny magurskiej (fig. 2), będących najbardziej plastycznym kompleksem skalnym, może odzwierciedlać elewacje powierzchni jej nasunięcia, a tym samym wskazywać na istnienie elementów tektonicznych interesujących z punktu widzenia poszukiwań złóż węglowodorów, analogicznych do występujących w półoknie tektonicznym Kłęczan - Pisarzowej. W celu sprawdzenia tej tezy przystąpiono do prac wiertniczych na terenie miejscowości Limanowa i Słopnice (S), Leśniówka (L) i Przyszowa (P).¹⁾

¹⁾ Przedsiębiorstwo Poszukiwań Nafty i Gazu w Krakowie.

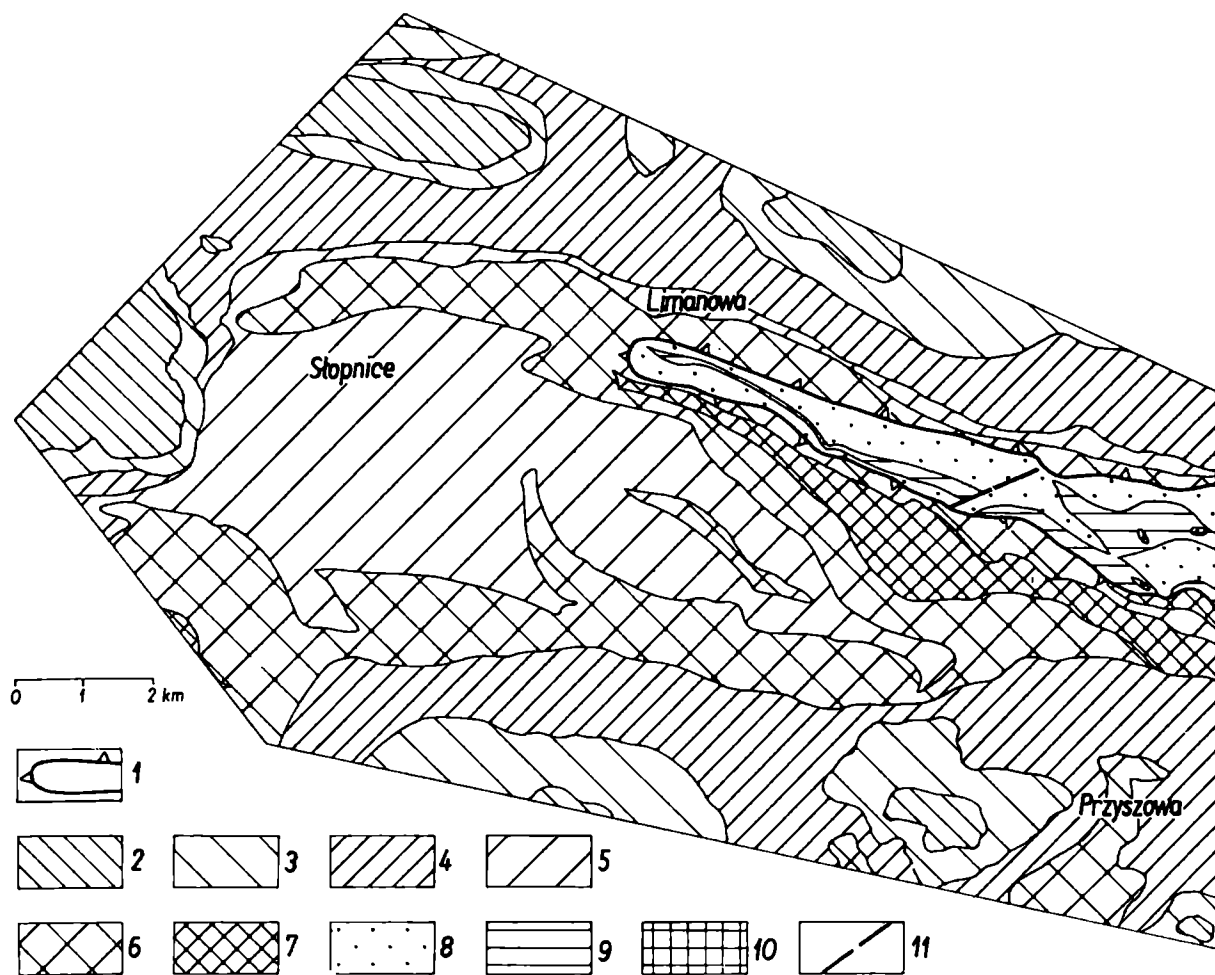


Fig. 2. Szkic geologiczny okolic Limanowej (na podstawie map Burtan i Skoczylas-Ciszewskiej, 1964 oraz Gucika, 1964). Płaszczowina magurska: 1 – krawędź płaszczowiny, 2 – warstwy magurskie, 3 – warstwy podmagurskie, 4 – łupki i margle pstre, warstwy hieroglifowe, łupki zielone, piaskowce pasierbieckie, 5 – łupki pstre, 6 – warstwy ropianieckie, 7 – łupki pstre i margle (warstwy z Kaniny). Jednostka grybowska: 8 – warstwy krośnieńskie, 9 – warstwy podgrybowskie, grybowskie i menilite, 10 – warstwy kłęczzańskie, 11 – uskoki

Fig. 2. Geological sketch of the vicinity of Limanowa (compiled after: Burtan and Skoczylas-Ciszewska, 1964; Gucik, 1964). Magura Nappe: 1 – border, 2 – Magura Beds, 3 – Sub-Magura Beds, 4 – variegated shales and marls, Hieroglyphic Beds, green shales, Pasierbiec Sandstones, 5 – variegated shales, 6 – Ropianka Beds, 7 – variegated shales and marls (Kanina Beds). Grybów Unit: 8 – Krosno Beds, 9 – Sub-Grybów, Grybów and Menilite Beds, 10 – Kłęczany Beds, 11 – fault

Pierwsze otwory wiertnicze (S1, S3) w pewnej mierze potwierdziły słuszność tej koncepcji, jednak suponowana zależność okazała się niejednoznaczna. Dane geologiczne, uzyskane po przeprowadzeniu w latach 1973–1977 wielu wierceń, a także wyniki pomiarów geofizyki wiertniczej²⁾ posłużyły do ustalenia stratygrafii przewierconych utworów i dokonania próby wyjaśnienia tektoniki jednostki grybowskiej, leżącej pod płaszczowiną magurską.

Moim miłym obowiązkiem jest podziękowanie Koleżankom mgr Stanisławie Kijakowej i mgr Janinie Waśniowskiej za ich żmudną pracę przy oznaczeniu mikrofauny i określaniu wieku skał ją zawierających, bez czego niemożliwe byłoby ustalenie stratygrafii profilów wiertniczych, a także Kolegom

²⁾ Przedsiębiorstwo Geofizyki Górnictwa Naftowego w Krakowie.

i Koleżankom: dr. inż. Eugeniuszowi Jaworowi, mgr inż. mgr inż. Janinie Cygan, Adamowi Górcie, Marianowi Łuckiemu, Grażynie Oleksy, Jerzemu Rojkiewiczowi, Tomaszowi Słuszkiewiczowi, Alicji Szalak i Stanisławowi Zajdłowi za ich obserwacje geologiczne przeprowadzone przy otworach wiertniczych, z których sam nie profilowałem skał. Koledze Stefanowi Szaremu dziękuję za staranne wykonanie rysunków.

STRATYGRAFIA

W profilu skał leżących pod płaszczowiną magurską na obszarze położonym na południe od Limanowej, występują utwory trzech jednostek tektonicznych: jednostki grybowskiej, jednostki Obidowej lub Obidowej – Słopnic, płaszczowiny śląskiej oraz podścielające je osady miocenu autochtonicznego.

JEDNOSTKA GRYBOWSKA

Badania geologiczne jednostki grybowskiej (według nomenklatury Świdzińskiego, *vide* Książkiewicz, 1972) na omawianym obszarze rozpoczęto od półokna tektonicznego Klęczan – Pisarzowej. Ustalony tam przez Kozikowskiego (1953, 1956) podział stratygraficzny autor zastosował do wglębnych profilów tej jednostki, ponieważ rzadkie pobieranie rdzeni wiertniczych uniemożliwiło dokładne przesledzenie zmian litologicznych przewierconych utworów. Z tego też powodu uznano, że opis utworów wykonany przez Kozikowskiego (*op. cit.*) w odsłonięciach powierzchniowych dokładniej charakteryzuje profil jednostki grybowskiej niż skąpe dane rdzeniowe. Stratygrafię wglębnych profilów ustalono przy wykorzystaniu danych litologicznych uzyskanych z rdzeni, z charakterystyki pomiarów geofizyki wiertniczej i wyników badań mikrofaunistycznych.

W a r s t w y k ł ę c z a ń s k i e (paleocen? – eocen) rozpoczynają profil jednostki grybowskiej. Są one odpowiednikiem facjalnym warstw hieroglifowych i charakteryzują się występowaniem wśród skał łupkowych przewarstwień krzemieni, glaukonitowych piaskowców, często gruboławicowych, czym różnią się one od typowych warstw hieroglifowych. W najniższej części warstw klęczzańskich występują brudnozielonkawe i ciemnoszare łupki ilaste i margliste z podrzędnie spotykanymi czarnymi łożkami, miejscami skrzemionkowanymi. Wśród łupków występują nieliczne ławice zlewnych piaskowców krzemionkowych o przełamie muszlowym – szarych, zielonkawych i niebieskawych. Powyżej leży kompleks piaskowcowy z wkładkami łupków. Oprócz piaskowców skrzemionkowanych występują tu bezwapniste, zbite, twarde, białawe piaskowce z nieliczną domieszką muskowitu, poprzecinane strzałką kalcytową.

· Górną część warstw klęczzańskich tworzą szare, twarde margle łupkowe i łupki margliste, ciemnoszare i szarozielone, z nielicznymi wkładkami brunatnych margli i łupków. Piaskowce występują podrzędnie, w najwyższej części warstw klęczzańskich pojawia się ich nieco więcej, a zabarwienie łupków staje się zielonkawe i czarne; są to tzw. “łupki zielone”.

Zarówno w odsłonięciach, jak i w wierceniach nie napotkano skał starszych od warstw klęczzańskich.

W a r s t w y p o d g r y b o w s k i e (eocen górny – oligocen) rozpoczynają się szarobrunatnymi marglami z wkładkami ciemnoszarych i niebieskawych piaskowców drobnoziarnistych, twardych i wapnistych. Powyżej leżą twarde margle o zabarwieniu czekoladowym i szarym; w ich dolnej i górnej części spotyka się wkładki czarnych łupków. Piaskowce tworzą nieliczne ławice kilkudecymetrowej grubości, są drobnoziarniste, zbite, ciemnoszare, miejscami zawierają ziarna glaukonitu, sporadycznie skaleni. W najwyższej części warstw podgrybowskich występują czarne łupki z wkładkami margli i szarozielonkawych, skrzemionkowanych piaskowców drobnoziarnistych, z cienkimi żyłkami kalcytu.

W a r s t w y g r y b o w s k i e (eocen górny – oligocen) składają się z czarnych łupków początkowo bezwapiennych, wyżej zawierających coraz większą ilość węgla wapnia. Występują w nich wkładki ciemnoszarych łupków i smugi łupków zielonych, a nawet pstrych. Miejscami spotyka się w nich конкреcje manganowe. Piaskowce odgrywają podrzędną rolę.

W dolnej części warstw grybowskich występują wkładki szarych i brunatnych margli ze smugami czarnych łupków, zbliżonych litologicznie do łupków warstw podgrybowskich. W górnej części warstw grybowskich spotyka się czarne rogowce i zsylikowane łupki. Rogowce tworzą soczewki różnej wielkości. Wśród łupków warstw grybowskich występują wkładki szarych piaskowców drobnoziarnistych, twardych, z dużą ilością muskowitu, z okruchami przeważnie czarnych łupków ilastych. Miąższość warstw tych piaskowców wynosi od 0,2 do 2,0 m. Z uwagi na ich podobieństwo do piaskowców cergowskich jednostki dukielskiej, za takie uznał je dr inż. E. Jawor w profilach wglębnych okolic Limanowej.

W a r s t w y m e n i l i t o w e (eocen górny – oligocen) są charakterystycznym utworem składającym się z ciemnobrązowych lub czarnych, bitumicznych łupków ilastych, przeważnie bezwapiennych, zawierających nieliczne wkładki brunatnych, drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych. W dolnej części warstw menilitowych występuje poziom brunatnych krzemieni (menilitów).

Warstwy podgrybowskie, grybowskie i menilitowe tworzą odpowiedniki facjalne (Bieda *et al.*, 1963), jednak Burtan i Skoczylas-Ciszewska (1964) ujęły je w kolumnie stratygraficznej chronologicznie. Przy ustalaniu stratygrafii profilów wglębnych ujęto je łącznie z uwagi na brak dostatecznych kryteriów do ich rozdzielenia i określono mianem warstw grybowskich (w tym znaczeniu termin ten będzie stosowany w dalszej części artykułu).

W a r s t w y k r o ś n i e ń s k i e (eocen górny – oligocen) wykształcone są w dwóch odmianach: łupkowej z wkładkami cienkopłytkowych piaskowców i piaskowcowej, z przeławiczeniami łupków. Pierwsza odmiana dominuje. Łupki posiadają zabarwienie szare i ciemnoszare, miejscami prawie czarne, są przeważnie wapniste, zawierają często drobne blaszki muskowitu, spotyka się w nich wkładki o zwiększonej zawartości detrytusu roślinnego. Piaskowce są drobnoziarniste, zawierają znaczną domieszkę muskowitu, szczególnie na powierzchniach warstwowania. Często występują w nich hieroglify biogeniczne i wleczeniowe. Piaskowce mają miejscami teksturę skorupową.

JEDNOSTKA OBIDOWEJ – SŁOPNIC

Jednostkę Obidowej – Słopnic wydzielono po raz pierwszy w otworze wiertniczym Obidowa IG 1, w którym natrafiono na utwory eocenu o odmiennym wykształceniu facjalnym, nazwane „warstwami z Rdzawki” (Sikora, 1974). Później utwory te rozpoznano w otworach wiertniczych S1 i S20 w okolicy Limanowej (Jawor, Sikora, 1979), jakkolwiek nie zawsze w pełni udokumentowane.

Profil jednostki Obidowej – Słopnic rozpoczynają warstwy ropianieckie (kreda górna – paleocen), wykształcone jako cienko- i średnioławicowy flisz z bardzo dużą ilością wkładek czarnych łupków i podrzędnie występujących przewarstwień zielonawych ilów. W dolnej części występuje około 500 metrowy kompleks gruboławicowych piaskowców i zlepieńców z blaszkami czerwonego biotytu, reprezentujący niższy senon. Niższą część warstw ropianieckich, zawierającą piaskowce glaukonitowe i spływy mułowcowe z egzotykami, wydzielono w otworze wiertniczym Obidowa IG 1 jako „warstwy obidowskie” (Sikora, 1974)³⁾.

Pstre łupki (paleocen) są ogniwem przejściowym między warstwami ropianieckimi a utworami młodszymi.

Warstwy z Rdzawki (paleocen – eocen), wydzielone również przez Sikorę (1974) po raz pierwszy w otworze wiertniczym Obidowa IG 1, wykształcone są jako czarne łupki ilaste, częściowo krzemionkowe, z wkładkami piaskowców glaukonitowych, miejscami silnie skrzemionkowanych, z nielicznymi wkładkami dolomitów żelazistych oraz plamiste łupki.

Warstwy krośnieńskie (oligocen) są wykształcone na ogół typowo, mają nieznaczną miąższość, są jednak mniej wapniste i mniej mikowe od warstw krośnieńskich okna tektonicznego Mszany Dolnej i jednostki grybowskiej.

PŁASZCZOWINA ŚLĄSKA

Jawor i Sikora (1979) zaliczyli utwory występujące w otworze wiertniczym S1 poniżej 2150 m do jednostki Obidowej – Słopnic, paralelizując je ze stratotypem tej jednostki w profilu Obidowa IG 1. Zarówno zawarta w tych osadach mikrofauna, jak dane litologiczne ze skąpej ilości materiału rdzeniowego, nie zezwalają na taką korelację. Na podstawie szczegółowej analizy całości materiałów geologicznych autor zaliczył skały występujące w profilu S1 w przedziale 2150,0 – 3972,5 m do płaszczowiny śląskiej, a występujące poniżej utwory do miocenu (badenu).

Utwory płaszczowiny śląskiej na południe od Limanowej występują w 5 profilach wgłębnych: L1, L3, P2, S1 i S20. Należą one do dolnej i górnej kredy; ich wiek został udokumentowany mikrofaunistycznie przez mgr S. Kijakową.

Osady dolnokredowe, prawdopodobnie należące do warstw lgockich, składają się głównie z czarnych i ciemnoszarych łupków, zbitych i twardych, wśród których występują cienkie wkładki i laminy drobno- i bardzo drobnoziarnistych piaskowców.

Osady górnokredowe, zapewne warstwy godulskie, mają wykształ-

³⁾ Autor zaliczył je do miocenu.

cenie piaskowcowo-łupkowe, z przewagą piaskowców. Piaskowce są jasnoszare, twarde, zbite, spękanne, ze strzałką kalcytową. Łupki są ciemnoszare i czarne, złustrowane, zawierają cienkie wkładki szarych, drobnoziarnistych twardych piaskowców, z żyłkami kalcytu.

MIOCEN

Utwory fliszowe przewiercono tylko w profilu S1. Pod nimi występują osady składające się z czarnych mułowców i iłowców z przeławiczeniami piaskowców i domieszką gruboklastycznego, słabo obtoczonego materiału skalnego złożonego z piaskowców fliszowych, beżowoszarych wapieni (paleozoicznych?, mezozoicznych?), ziarn kwarcu i sporadycznie okruchów węgla kamiennego, a miejscami szarych i szarozielonkawych dolomitów (paleozoicznych?) oraz z dużej ilości fragmentów prawie czarnych iłowców i bardzo rzadko z pstrych piaskowców, podobnych do piaskowców dolnodewońskich. Rozmiary okruchów skał są dość zróżnicowane: od kilku milimetrów do około 10 cm. Materiał skalny spojony jest lepszczem wapiennym. Skały drobnoklastyczne często wykazują warstwowanie zaburzone.

Na wykresach pomiarów geofizyki wiertniczej (fig. 3) można wyodrębnić trzy ogniwa litologiczne: dolne (4198,0–4508,0 m) o oporności pozornej dochodzącej do 125 omometrów, środkowe (4020,0–4198,0 m) o oporności do 35 omometrów i górne (3971,0–4020,0 m), o oporności do 100, miejscami nawet do 250 omometrów. Dolne i górne ogniwa składają się prawdopodobnie w przewadze z osadów olistostromowych, środkowe z mułowców i iłowców z wkładkami piaskowców. Dokładnej charakterystyki litologicznej tych osadów nie można podać z uwagi na bardzo rzadkie rdzeniowanie: Spąg osadów olistostromowych nie jest znany.

Wśród mikroorganizmów oznaczonych przez mgr J. Waśniowską, na głębokości 3972,3–3972,8 m występują następujące formy: *Florilus boueanus* (d'Orb.), *Ammonia beccari* (Linne), *Turborotalia opima* Bolli, *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. bolli* Cita et Silva, *Cassidulinoides bradyi* (Norman), a na głębokości 4031,6–4036,8 m w towarzystwie fauny dolnokredowej wystąpiły *Globigerinoides trilobus?* (uszkodzona), i *Globigerina bulloides* d'Orb. Według Waśniowskiej wyżej podany zespół otwornic wskazuje na mioceni, a nawet badeński wiek osadów. W skałach z głębokości 4291,0–4300,1 m mgr S. Kijakowa znalazła górnokredowe otwornice silnie uszkodzone i dlatego nasuwające przypuszczenie, że mogą się one znajdować na wtórnym złożu. Sugestia ta staje się zrozumiała, jeśli się uwzględni rodzaj osadu, w jakim znajdowała się mikrofauna: w ilasto-mułowcowym mioceni, skąd cieżce skalnym tkwią okruchy i słabo obtoczone fragmenty skał fliszowych i prawdopodobnie luźne okazy otwornic.

Mimo występowania form dolnokredowych w utworach z głębokości 3866,5–4152,6 m oraz form górnokredowych w skałach z głębokości 4291,1–4300,1 m, Jawor, Jaworowa i Sikora (materiały archiwalne PPNiG w Krakowie) zaliczyli te osady do warstw z Rdzawki (kreda górna–paleocen) jednostki Obidowej–

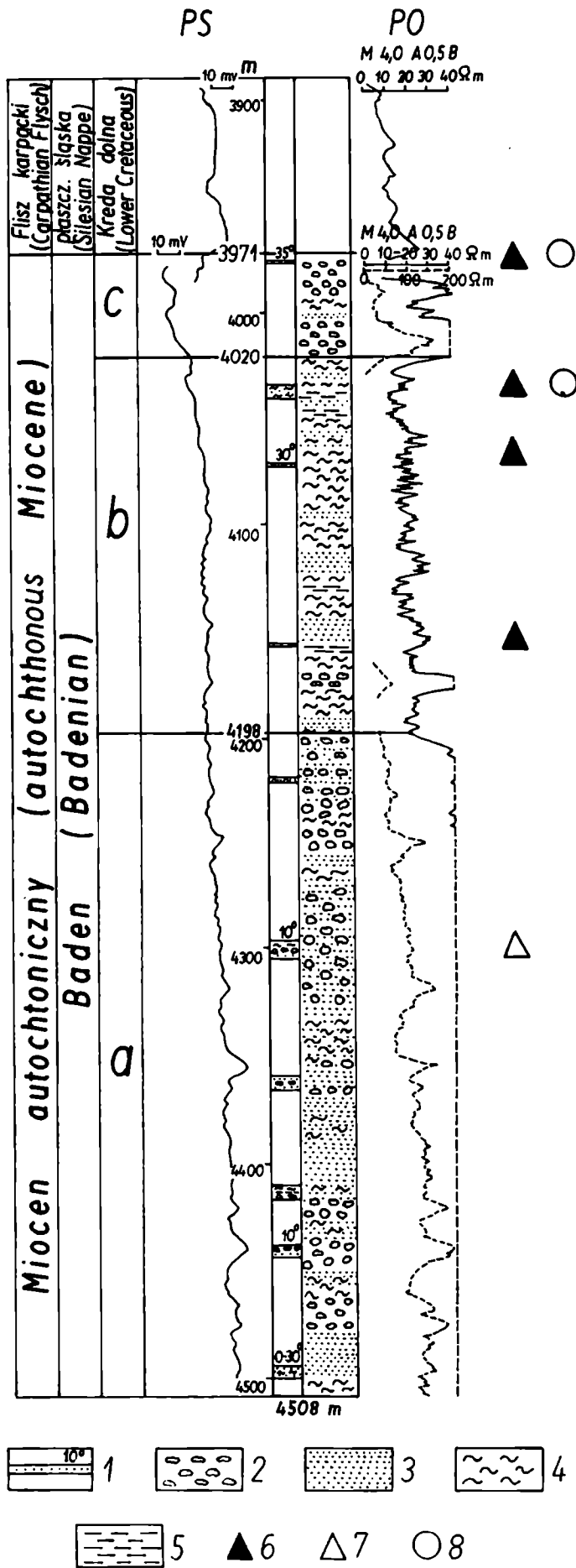


Fig. 3. Profil utworów miocenijskich w otworze wiertniczym S1. *PS* – wykres potencjałów samoistnych, *PO* – wykres potencjałów profilowania elektrycznego. 1 – rdzenie, 2 – zlepionce i brekcje (olistostrom), 3 – piaskowce, 4 – mułowce, 5 – ilowce, 6 – mikrofauna dolnokredowa, 7 – mikrofauna górnokredowa, 8 – mikrofauna miocenijska. Ogniwa litologiczne: *a* – dolne, *b* – środkowe, *c* – górne

Fig. 3. Profile of Miocene deposits in borehole S1. *PS* – diagram of potentials, *PO* – electric profiling diagram. 1 – cores, 2 – conglomerates and breccias (olistostrome), 3 – sandstones, 4 – mudstones, 5 – claystones, 6 – Lower Cretaceous microfauna, 7 – Upper Cretaceous microfauna, 8 – Miocene microfauna. Lithologic members: *a* – lower, *b* – middle, *c* – upper

Słopnic, pomijając zupełnie fakt występowania otwornic miocenijskich w rdzeniach z głębokości 3982,3–3972,8 i 4031,6–4036,8 m.

Z powyższych rozważań należy wnosić, że utwory przewiercone w profilu od 3972,5 m do końcowej głębokości (4508,0 m) należą do miocenu, a nie do kredowo-paleogeńskich utworów jednostki Obidowej – Słopnic.

Identyfikacja osadów miocenijskich w najniższej części profilu S1 ma zasadnicze znaczenie zarówno z uwagi na określenie grubości utworów fliszowych w odległości około 35 km od czoła Karpat, jak również na rekonstrukcję paleogeografii badeńskiego zbiornika sedymentacyjnego i południowego zasięgu autochtonicznych osadów miocenijskich, w których na przedgórzu Karpat występują największe złoża gazu ziemnego w południowej Polsce.

TEKTONIKA

Tektonika utworów fliszowych na południe od Limanowej ma charakter piętrowy, a poszczególne piętra różnią się między sobą stylem tektoniki i stopniem jej skomplikowania. Najlepiej została rozpoznana budowa płaszczowiny magurskiej, dzięki bezpośrednim i licznym wierceniom. Stosunkowo dobrze udostępnione zostały utwory jednostki grybowskiej, jednak znaczne komplikacje tektoniczne utrudniają dokładne odwzorowanie jej budowy. Na 38 otworów wiertniczych zlokalizowanych na omawianym obszarze, tylko w pięciu osiągnięto podłoże jednostki grybowskiej – w pozostałych jest ono nieznanne. Jednakże w większości profilów wgłębnych rozpoznano znaczną część utworów tej jednostki, aż po warstwy kłęczańskie.

Jednostka Obidowej – Słopnic występuje jedynie w otworze wiertniczym S20, w którym wydzielili ją Jawor i Sikora (1979) na podstawie analogii do profilu Obidowej IG 1. Utwory płaszczowiny śląskiej znane są z 5 profilów. Rozpoznano je tylko fragmentarycznie, są one silnie zredukowane tektonicznie i ograniczone do części utworów dolnej i górnej kredy. Utwory miocenijskie podścielające flisz Karpat zewnętrznych, nawiercono tylko w profilu S1. Wzajemny układ wymienionych pięter tektonicznych ilustruje figura 4.

PŁASZCZOWINA MAGURSKA

Płaszczowina magurska na obszarze położonym na południe od Limanowej była przedmiotem prac badawczych Burtan, Gucika, Kozikowskiego, Skoczylas-Ciszewskiej i Świderskiego (*vide* Burtan, Skoczylas-Ciszewska 1964, Gucik 1964). Buduje ją szereg nieregularnych siodła i łęków o przebiegu prawie równoleżnikowym (fig. 2). W jądrach siodła odsłaniają się warstwy ropianieckie, łęki wypełnione są warstwami podmagurskimi i magurskimi. Warstwy są często obalone.

W północnej i środkowej części obszaru ciągną się dwie strefy antyklinalne, zbudowane z warstw ropianieckich. Strefa północna, leżąca w pobliżu czoła płaszczowiny magurskiej, została rozdarta i w powstałym w ten sposób półoknie tektonicznym między Kłęczanami a Pisarzową wyłaniają się utwory jednostki grybowskiej.

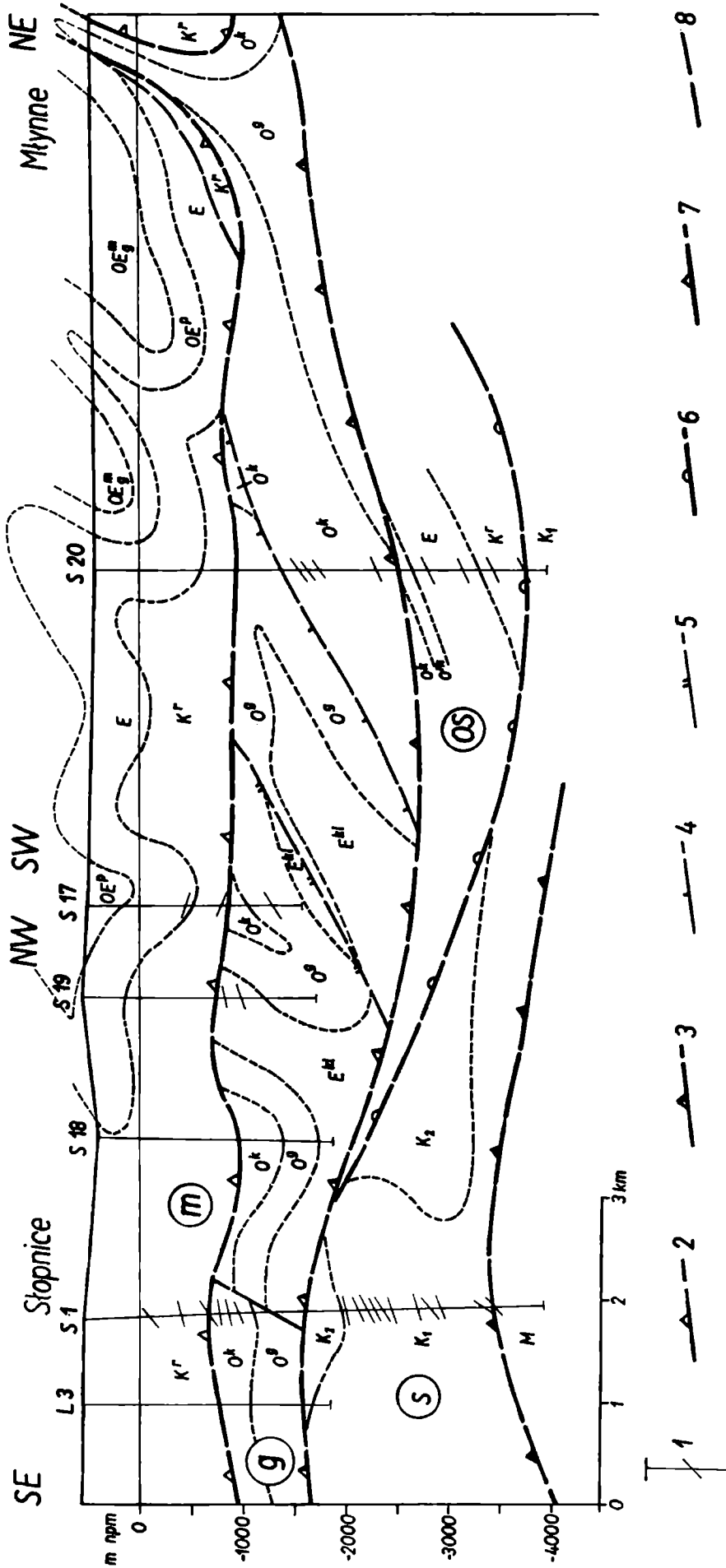


Fig. 4. Przekrój geologiczny I-I. 1 - otwory wiertnicze z upadami warstw, 2 - nasunięcie płaszczowiny magurskiej, 3 - nasunięcie jednostki grybow-skiej, 4 - nasunięcie łuski środkowej (II), 5 - nasunięcie łuski górnej (III), 6 - nasunięcie jednostki Obidowej - Słopnic, 7 - nasunięcie płaszczowiny śląskiej, 8 - uskoki. Jednostka magurska: OE_g^m - warstwy magurskie, OE^p - warstwy podmagurskie, E - eocen (nierozdzielony), K^r - warstwy ropia-nieckie. Jednostka grybowska: O^k - warstwy krośnieńskie, O^s - warstwy podgrybowski, grybowski i menilitowe, E^{k1} - warstwy kłęczańskie. Jednostka Obidowej - Słopnic: O^k - warstwy krośnieńskie, O^m - warstwy menilitowe, E - łupki psire i warstwy z Rdzawki, K^r - warstwy ropianieckie. Płaszczowina śląska: K_2 - warstwy godulskie, K_1 - warstwy łogockie. Podłoże flisz: M - miocen (baden)

Fig. 4. Geological section I-I. 1 - boreholes and the orientation of dip, 2 - Magura overthrust, 3 - Grybów overthrust, 4 - overthrust of the middle scale (II), 5 - overthrust of the upper scale (III), 6 - overthrust of the Obidowa - Słopnic Unit, 7 - Silesian overthrust, 8 - faults. Magura Nappe: OE_g^m - Magura Beds, OE^p - Sub-Magura Beds, E - Eocene, K^r - Ropianka Beds. Grybów Unit: O^k - Krosno Beds, O^s - Sub-Grybów, Grybów and Menilite Beds, E^{k1} - Kłęczany Beds. Obidowa - Słopnic Unit: O^k - Krosno Beds, O^m - Menilite Beds, E - Variegated Shales and Rdzawka Beds, K^r - Ropianka Beds. Silesian Nappe: K_2 - Godula Beds, K_1 - Lgota Beds. Flysch basement: M - Miocene (Badenian)

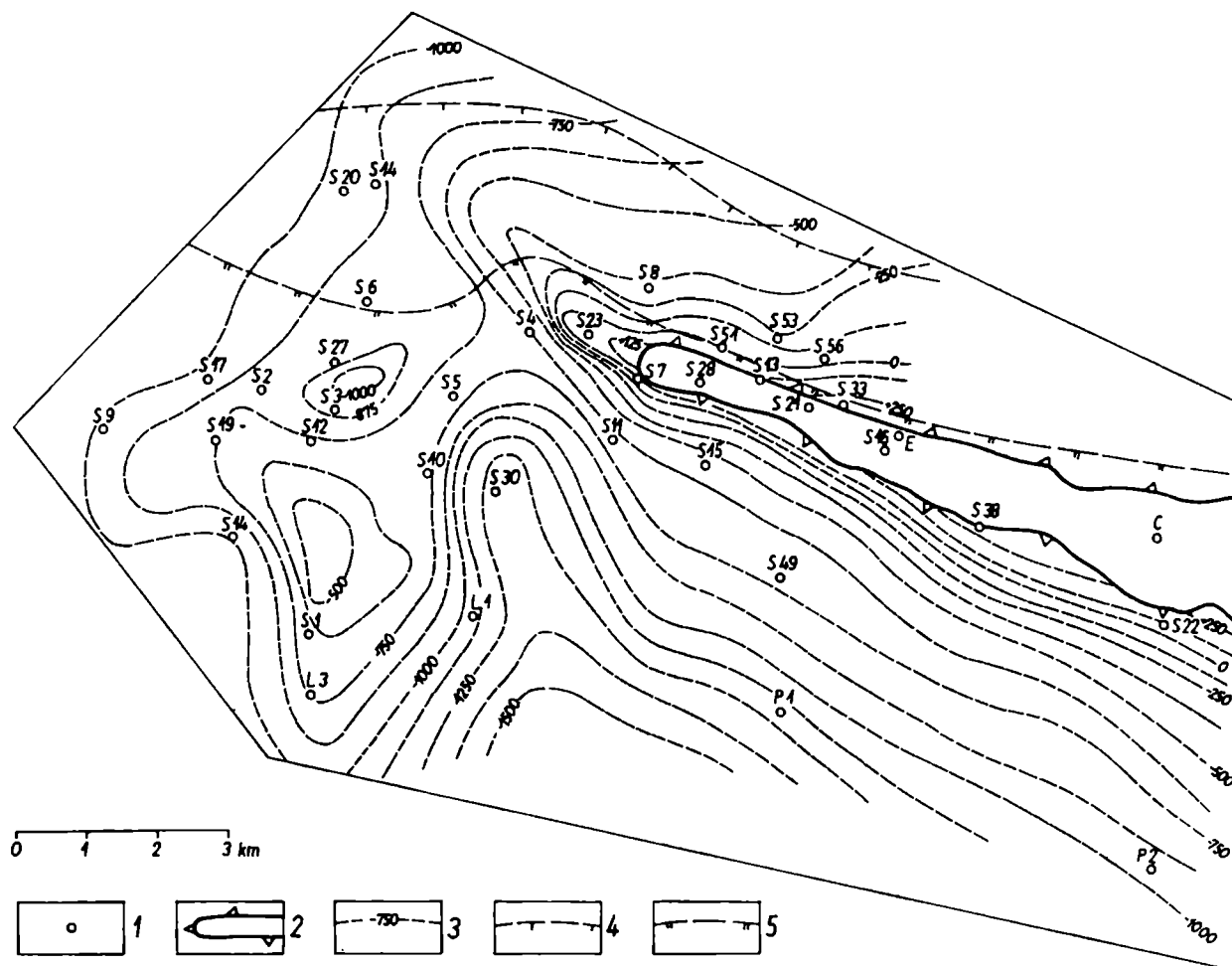


Fig. 5. Szkic powierzchni nasunięcia płaszczowiny magurskiej. 1 – otwory wiertnicze, 2 – krawędź płaszczowiny magurskiej, 3 – izohipsy powierzchni nasunięcia w m n.p.m., 4 – rzut czoła łuski środkowej (II), 5 – rzut czoła łuski górnej (III).

Fig. 5. Sketch of overthrust plane of the Magura Nappe. 1 – boreholes, 2 – border of the Magura Nappe, 3 – isohypses of the overthrust plane, m a.s.l., 4 – projection of the border of the middle scale (II), 5 – projection of the border of the upper scale (III)

Południowa strefa rozpoczyna się w okolicy wsi Słopnice i ciągnie się równoleżnikowo ku wschodowi.

Na południe od wychodni warstw ropianieckich rozprzestrzenia się synklina, wypełniona warstwami podmagurskimi i magurskimi, zamknięta od wschodu wysadem warstw ropianieckich w okolicy wsi Przyszowa. Strefy antyklinalne są znacznie węższe od synklinalnych, na co mogła wpłynąć większa plastyczność warstw ropianieckich; były one bardziej podatne na odkształcenia plastyczne i wyciskanie w porównaniu ze sztywnymi skałami warstw podmagurskich i magurskich.

Powierzchnia nasunięcia płaszczowiny magurskiej (fig. 5) nie jest regularnie ukształtowana. W części zachodniej tworzy kopulaste wypiętrzenie, zamknięte od zachodu izohipsą – 1000 m n.p.m. Kulminacja znajduje się około 1 km na północ od profilu S1 i osiąga wysokość – 500 m. Pomiędzy tymi dwiema strefami istnieje wąska depresja o przebiegu prawie południkowym, sięgająca ku północy prawie do profili S4 i S5. W północnej części obszaru, na przedłużeniu okna

tektonicznego Klęczan–Pisarzowej, izohipsy odwzorowują inny kierunek, NW–SE. Maksymalne deniwelacje powierzchni nasunięcia płaszczowiny magurskiej wynoszą około 1750 m.

JEDNOSTKA GRYBOWSKA

Przy interpretacji tektoniki jednostki grybowskiej wyniki badań sejsmicznych uznano za materiał uzupełniający, a dane uzyskane z wierceń przyjęto za podstawową informację geologiczną. Zdecydowano się na to z uwagi na duże nasycenie obszaru wierceniami (1 otwór wiertniczy na 5 km²) i gęstą siatkę roboczych przekrojów geologicznych (prawie 1 km przekroju na 1 km²), z których tylko część zamieszczono w niniejszym artykule.

Jednostka grybowska na południe od Limanowej zbudowana jest z trzech elementów tektonicznych o charakterze łusek (fig. 4, 6, 7), oznaczonych kolejnymi cyframi rzymskimi (I, II, III).

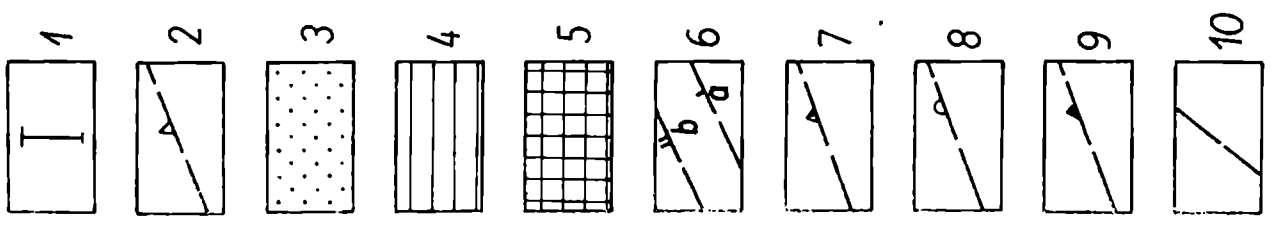
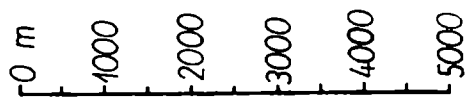
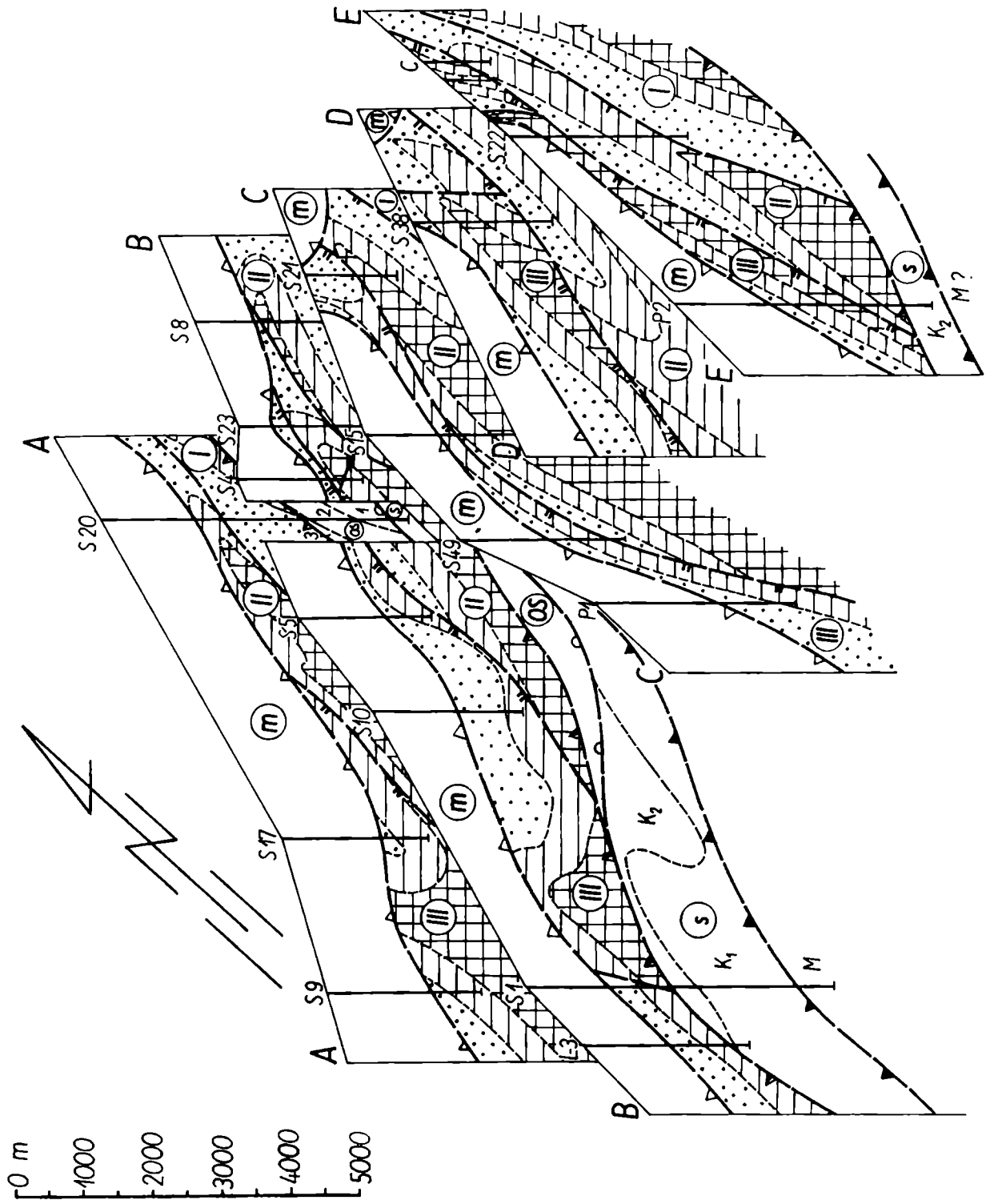
Ł u s k a I (d o l n a) występuje w północnej części obszaru pod przykryciem płaszczowiny magurskiej i częściowo łuski II. Jest ona prawie nie rozpoznana; jej istnienie wydedukowano na drodze analizy przestrzennego układu utworów jednostki grybowskiej. Nawiercono ją zaledwie w 3 otworach (S14, S20, S22). Jej jądro, zbudowane z warstw grybowskich, wyłania się prawdopodobnie w małym oknie tektonicznym Młynnego (fig. 4). Utwory starsze od warstw grybowskich nie są znane.

Wyższe łuski (II i III) rozpoznano wiertniczo na tyle, że można było z dużym prawdopodobieństwem odwzorować je na przekrojach geologicznych.

Ł u s k a II (ś r o d k o w a) zajmuje środkową część obszaru i ciągnie się WSW–ENE. Ku północy sięga ona aż poza profil S20 i Limanową, od południa ograniczona jest krawędzią jej nasunięcia z nasunięciem jednostki grybowskiej. Łuska II jest rozwleczonym, obalonym ku NE fałdem o silnie zredukowanym tektonicznie skrzydle brzuszonym. Jądro tego fałdu tworzą warstwy klęczańskie, a skrzydła zbudowane są z warstw grybowskich i krośnieńskich, które wypełniają

Fig. 6. Aksonometryczne przekroje geologiczne poprzeczne. 1 – otwory wiertnicze, 2 – nasunięcie płaszczowiny magurskiej (*m*). Jednostka grybowska: 3 – warstwy krośnieńskie, 4 – warstwy podgrybowskie, grybowskie i menilitowe, 5 – warstwy klęczańskie, 6 – nasunięcia łusek: *a* – środkowej, *b* – górnej, 7 – nasunięcie jednostki grybowskiej, 8 – nasunięcie jednostki Obidowej–Słopnic (*OS*), 9 – nasunięcie płaszczowiny śląskiej (*S*), 10 – uskoki. Łuski jednostki grybowskiej: I – dolna, II – środkowa, III – górna. Jednostka Obidowej–Słopnic: *O*^{*} – warstwy krośnieńskie, *O*^m – warstwy menilitowe, *E* – łupki pstre i warstwy z Rdzawki, *K*^r – warstwy ropianieckie. Płaszczowina śląska: *K*₂ – warstwy godulskie, *K*₁ – warstwy lgockie. Podłoże fliszu: *M* – miocen (baden)

Fig. 6. Axonometric geological cross-sections. 1 – boreholes, 2 – Magura overthrust (*m*). Grybów Unit: 3 – Krosno Beds, 4 – Sub-Grybów Beds, Grybów Beds, Menilite Beds, 5 – Klęczany Beds, 6 – overthrusts of scales: *a* – middle, *b* – upper, 7 – Grybów overthrust, 8 – Obidowa–Słopnice overthrust (*OS*), 9 – Silesian overthrust (*S*), 10 – faults. Scales of the Grybów Unit: I – lower, II – middle, III – upper. Obidowa–Słopnice Unit: *O*^{*} – Krosno Beds, *O*^m – Menilite Beds, *E* – variegated shales and Rdzawka Beds, *K*^r – Ropianka Beds. Silesian Nappe: *K*₂ – Godula Beds, *K*₁ – Lgota Beds. Flysch basement: *M* – Miocene (Badenian)



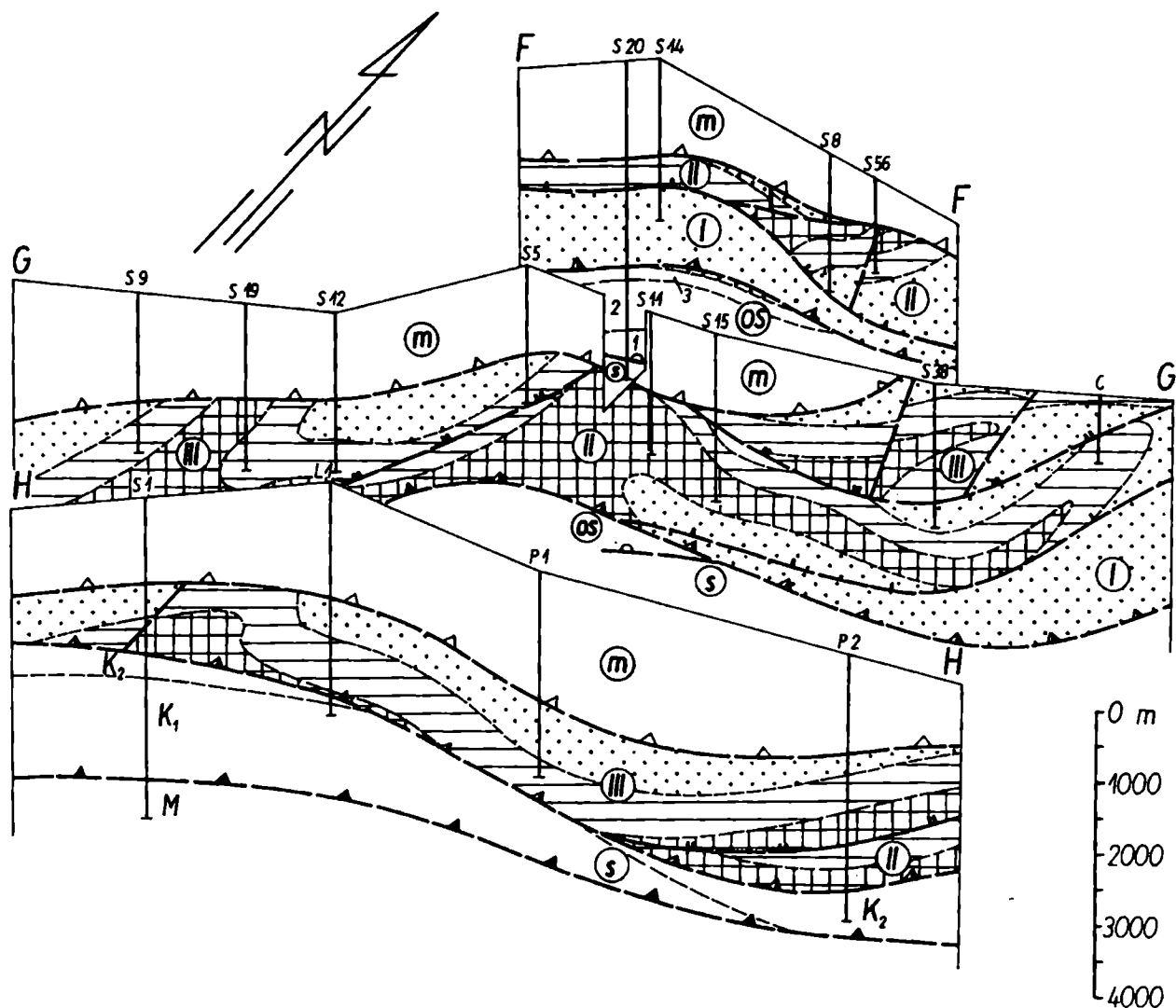


Fig. 7. Aksonometryczne przekroje geologiczne podłużne. Objasnienia – por. fig. 6

Fig. 7. Axonometric longitudinal sections. For explanations – see Fig. 6

obaloną synklinę u czoła łuski. W środkowej części łuski szczytowa strefa siodła jest ścięta powierzchnią nasunięcia płaszczowiny magurskiej i z jej utworami bezpośrednio kontaktują warstwy kłęczańskie (profile S7, S11). Powstała przy tym forma brachyantyklinalna otoczona jest na powierzchni łuski II warstwami grybowskiemi (fig. 8).

Oś podłużna siodła ulega undulacjom, co widoczne jest w jej przebiegu od profilu S20, poprzez profile S7 i S21 ku SE, aż do profilów P2 i S22. Obalenie i rozwleczenie fałdu budującego łuskę II, odbyło się w kierunku NE. Z mapy geologicznej powierzchni łuski II można wnosić, że oś podłużna siodła zanurza się ku SE, w zachodniej części obszaru występują na tej powierzchni tylko warstwy grybowskie i krośnieńskie.

Łuska III (górną) jest najlepiej rozpoznana. Nie ma ona tak skomplikowanej budowy jak łuska II. Składa się z dwóch siodel, zbudowanych z warstw kłęczańskich w jądrach oraz z warstw grybowskich i krośnieńskich na skrzydłach.

Siodło północne, o bardzo zaangażowanej tektonice, wynurza się w półknie

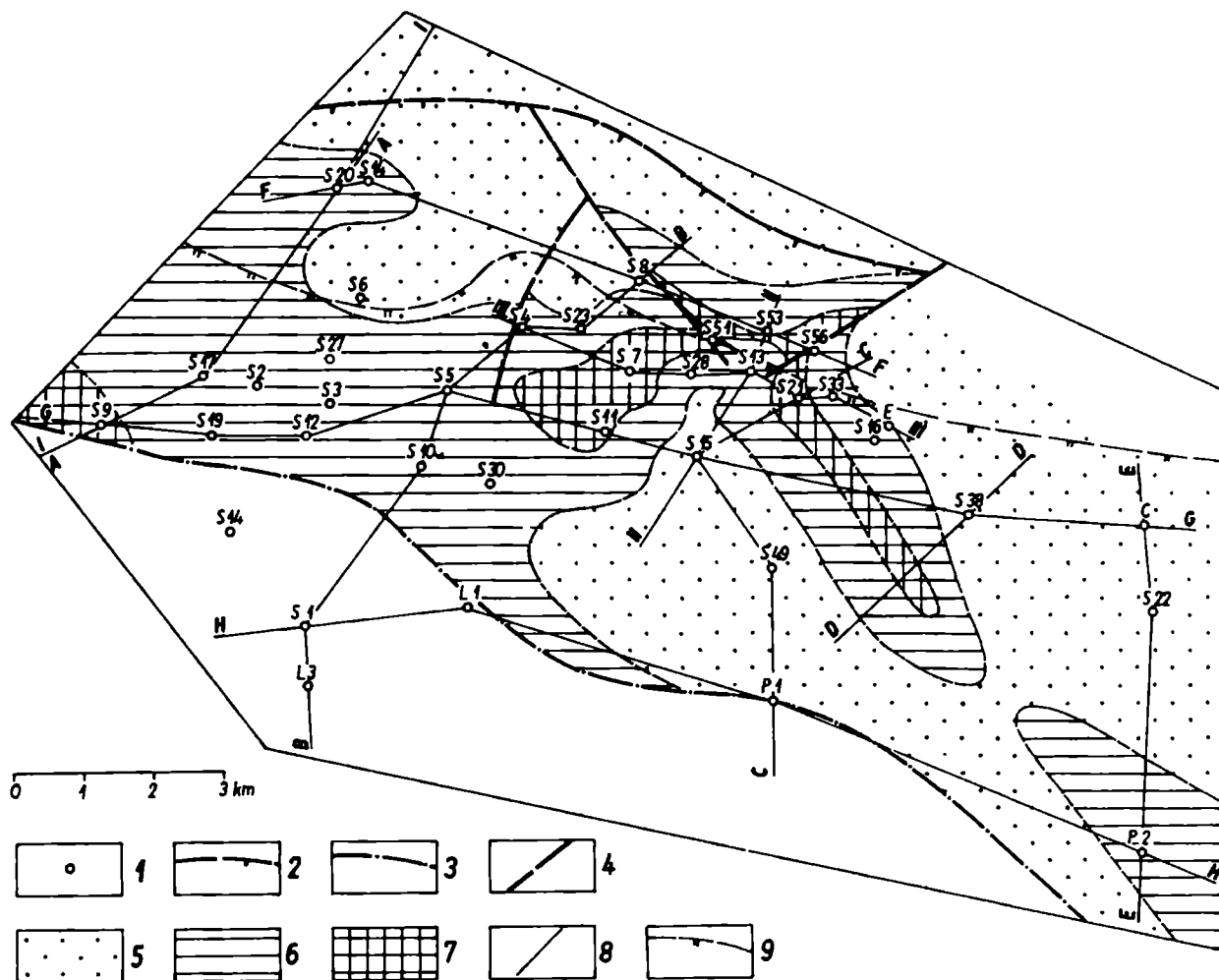


Fig. 8. Szkic geologiczny powierzchni łuski środkowej (II). 1 – otwory wiertnicze, 2 – czoło łuski, 3 – południowy zasięg łuski, 4 – uskoki, 5 – warstwy krośnieńskie, 6 – warstwy podgrybowskie, grybowskie i menilitowe, 7 – warstwy kłęczańskie, 8 – linie przekrojów geologicznych, 9 – rzut czoła łuski górnej (III)

Fig. 8. Geological sketch of the middle scale (II) plane. 1 – boreholes, 2 – scale front, 3 – southern extent of the scale, 4 – faults, 5 – Krosno Beds, 6 – Sub-Grybów, Grybów and Menilite Beds, 7 – Kłęczany Beds, 8 – cross section lines, 9 – projection of the front of the upper scale (III)

tektonicznym Kłęczan–Pisarzowej i niknie skośnie ku SE pod płaszczowiną magurską (fig. 9). W półoknie Kłęczan–Pisarzowej znaczy je wąska smuga wyciśniętych warstw grybowskich, a miejscami kłęczańskich, przesunięta na uskoku poprzecznym. Siodło to ma cechy wysadu: plastyczne utwory jednostki grybowskiej zostały tu wyciśnięte w strefę podłużnego rozdarcia płaszczowiny magurskiej.

Siodło południowe, o bardziej regularnej budowie, jest częściowo obalone ku NE. W strefie jego kulminacji powierzchnia nasunięcia płaszczowiny magurskiej ścina je aż do warstw kłęczańskich (profil S9). Oś podłużna siodła zanurza się zarówno ku SE, jak i NW. Południowe skrzydło siodła jest obcięte uskokiem o zrzucie około 150 m.

Pomiędzy dwoma siodłami łuski III znajduje się brachyantyklina, w której jądrze pod płaszczowiną magurską wyłaniają się warstwy kłęczańskie (profil S30). Jej dłuższa oś biegnie pod kątem do osi podłużnych obu siodła łuski. Brachyanty-

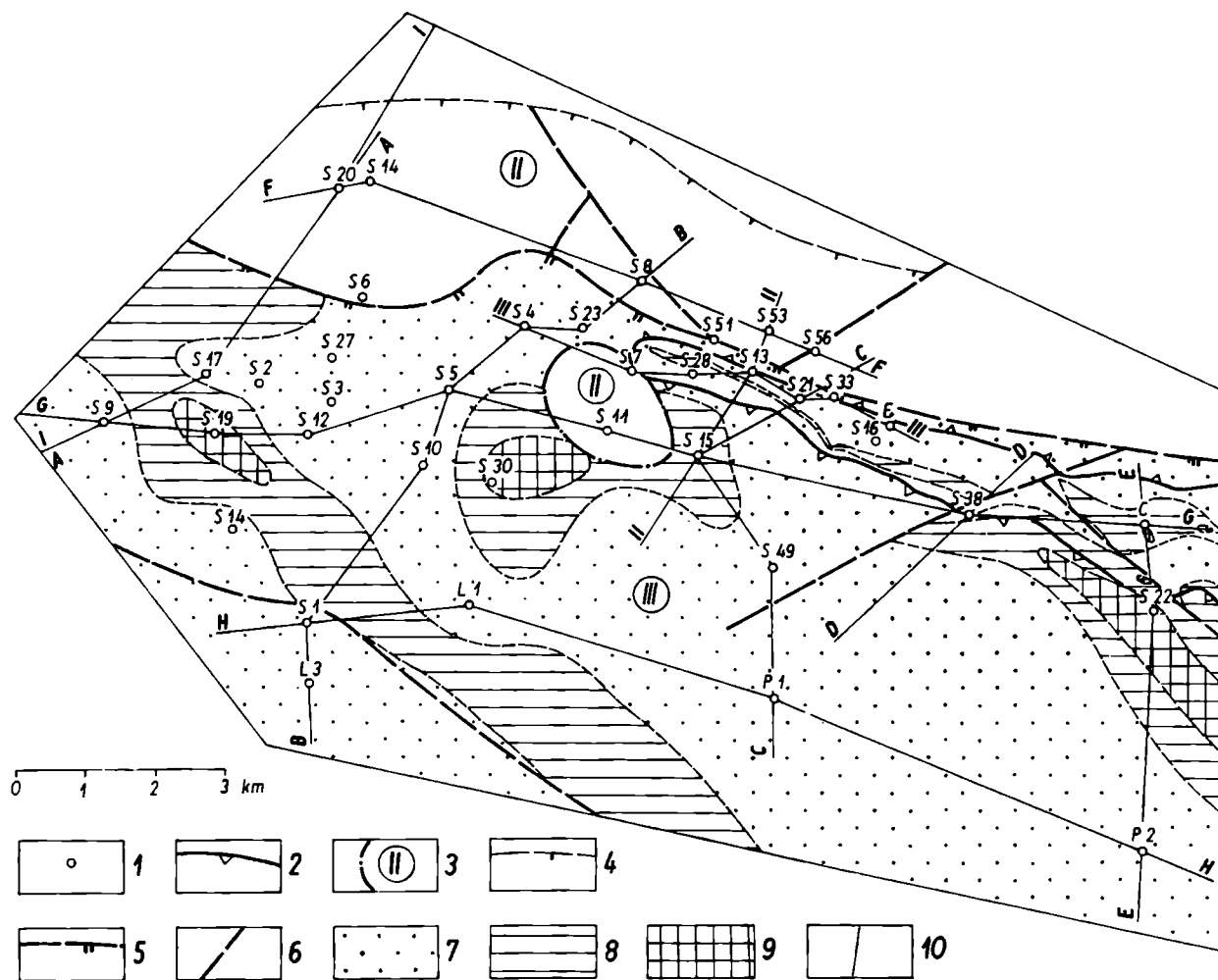


Fig. 9. Szkic geologiczny powierzchni podmagurskiej. 1 – otwory wiertnicze, 2 – krawędź płaszczowiny magurskiej, 3 – okno tektoniczne łuski II, 4 – rzut czoła łuski górnej (III), 5 – nasunięcie łuski górnej, 6 – uskoki, 7 – warstwy krośnieńskie, 8 – warstwy podgrybowskie, grybowskie i menilitowe, 9 – warstwy kłęczzańskie, 10 – linie przekrojów geologicznych.

Fig. 9. Geological sketch of the sub-Magura surface. 1 – boreholes, 2 – Magura border, 3 – tectonic window of the II scale, 4 – projection of the front of the upper scale (III), 5 – overthrust of the upper scale, 6 – faults, 7 – Krosno Beds, 8 – Sub-Grybów, Grybów and Menilite Beds, 9 – Kłęczany Beds, 10 – cross section lines

klina jest podcięta powierzchnią nasunięcia łuski III. Prawdopodobnie nie zanika ona całkowicie jako element tektoniczny – przebieg granicy między warstwami grybowskimi a krośnieńskimi w czołowej strefie łuski III, pomiędzy profilem S17 a profilem S20, wydaje się wskazywać na istnienie siodła podciętego powierzchnią nasunięcia łuski III, analogicznie do podcięcia brachyantykliny zbudowanej z warstw kłęczzańskich.

Kierunki tektoniczne płaszczowiny magurskiej i śląskiej oraz jednostki grybowskiej w tej części Karpat znacznie się różnią między sobą. Elementy strukturalne pierwszej z wymienionych płaszczowin biegną pod kątem około 20° do kierunku równoleżnikowego, drugiej – prawie równoleżnikowo, natomiast kierunki tektoniczne jednostki grybowskiej odchylają się o około 45° od linii wschód-zachód, a zatem od kierunków płaszczowiny magurskiej o około 25°.

Zgodność pomiędzy kierunkami płaszczowiny magurskiej i jednostki gry-

bowskiej istnieje tylko w strefie półokna tektonicznego Klęczan – Pisarzowej, co może wskazywać, że zjawisko diapiryzmu siodła północnego było poprzedzone rozdarciem płaszczowiny, którego równoleżnikowy kierunek do pewnego stopnia wymusił zmianę biegów wyciskanych utworów jednostki grybowskiej na odcinku około 8 km.

Z porównania biegów płaszczowiny magurskiej i jednostki grybowskiej można wnosić, że północne elementy tej jednostki ku zachodowi dochodzą skośnie do czoła płaszczowiny, a południowe mogą się przedłużać na obszar położony na północ od okna tektonicznego Mszany Dolnej.

JEDNOSTKA OBIDOWEJ – SŁOPNIC

Trudno sprecyzować tektonikę jednostki Obidowej – Słopnic, skoro utwory ją budujące rozpoznano tylko w profilu S20. Upady warstw w jej obrębie wahają się w bardzo dużych zakresach: od około 20°, miejscami 30° w górnej partii, do prawie pionowych około 200 m od jej spągu i ponownie do około 30° w jej najniższej części. Można przypuszczać, że utwory jednostki Obidowej – Słopnic są również silnie zaburzone tektonicznie, w większym stopniu niż to przedstawiono na przekrojach geologicznych.

Zasięg jednostki Obidowej – Słopnic ku SE nie jest daleki; z konstrukcji przekrojów wynika, że szybko ona zanika i jest prawdopodobnie zastąpiona płaszczowiną śląską. Jawor i Sikora (1979) określili ją jako monoklinalnie zapadające, płasko ułożone bryły. W świetle przytoczonych faktów i ich interpretacji trudno się zgodzić z taką oceną. Budowa jednostki Obidowej – Słopnic jest zapewne nie mniej skomplikowana tektonicznie niż pozostałych jednostek zewnętrznych Karpat fliszowych.

Z pozycji przestrzennej jednostki Obidowej – Słopnic można wnosić, że prawdopodobnie odpowiada ona utworom występującym w oknie tektonicznym Mszany Dolnej (Połtowicz, Jarocki, 1976), których przynależność tektoniczna do dziś nie została zdefiniowana.

PLASZCZOWINA ŚLĄSKA

Utwory płaszczowiny śląskiej są w słabym stopniu sfałdowane. Upady warstw wahają się przeważnie w granicach 20–30°, wyjątkowo są stromsze, a miejscami dochodzą do 90°. W tym samym rdzeniu obok stromych występują warstwy prawie poziomo ułożone. W strefie profilów S1 i S3 występuje prawdopodobnie fałd przechylony ku północy, zbudowany z warstw lgockich i godulskich. Jednostka śląska występuje zapewne na całym obszarze. Sądząc z jej grubości w profilu S1 (821,5 m) może ona sięgać co najmniej 10 km na południe od wymienionego profilu.

MIOCEN

Olistostromowy charakter osadów mioceńskich utrudnia określenie ich ułożenia i rozprzestrzenienia. Upady warstw wahają się w przedziale 0–30°, w jednym przypadku dochodzą do 60° (rdzeń z głębokości 4066,3–4067,0 m), lecz ma to prawdopodobnie przyczynę natury sedymentacyjnej. Kompleksy olistostromowe

i dzieląca je warstwa mułowców i iłowców z przewarstwieniami piaskowców należą do autochtonicznej pokrywy osadowej, utworzonej przed ówczesnym czołem Karpat fliszowych. Podobne osady starszego miocenu rozpoznano w otworze wiertniczym Sucha IG 1 (Ślącza, 1976), gdzie materiał gruboklastyczny składa się ze skał górnokarbońskich i fliszowych.

Młodościocieńska olistostroma ze Słopnic wskazuje na istnienie niezbyt oddalonego brzegu badeńskiego zbiornika sedymentacyjnego, zbudowanego ze skał fliszowych, a miejscami ze skał podłoża mezozoicznego i paleozoicznego. Na północ od profilu S1 należy się spodziewać przejścia facjalnego pomiędzy olistostromą a osadami zbiornika otwartego, znanymi z licznych wierceń położonych bliżej brzegu Karpat.

Analiza ciśnień dennych (złożowych) pozwala wnosić o historii geologicznej skał zbiornikowych i całego górotworu. Jednym z powodów istnienia anomalnie wysokich i anomalnie niskich ciśnień dennych jest przebudowa tektoniczna skał, w których one występują, w okresie po ustaleniu się ciśnień odpowiadających pierwotnie ciśnieniom hydrostatycznym, zmieniającym się około 1 kG/cm² na każde 100 m głębokości.

W warstwach grybowskich i krośnieńskich łusek II i III jednostki grybowskiej oraz w utworach górnokredowych płaszczowiny śląskiej i w osadach miocenijskich występują wyższe ciśnienia denne, niżby należało się spodziewać na danych głębokościach (tab. 1).

Tabela – Table 1

Ciśnienia denne w jednostce grybowskiej, płaszczowinie śląskiej i autochtonicznych osadach miocenijskich na południe od Limanowej

Formational stresses in the Grybów Unit, in the Silesian Nappe and within autochthonous Miocene deposits to the south of Limanowa

1		2	3	4	5	6
jedn. grybowska – łuska II	S4	1636	178,00	163,6	4,4	40
Grybów Unit – scale II	S7	1721	212,50	172,1	40,4	400
	S13	1035	163,00	103,5	59,5	600
jedn. grybowska – łuska III	S2	1770	177,29	177,0	0,3	30
Grybów Unit – scale III	S3	2226	242,52	222,6	19,9	200
	S10	1871	196,16	187,1	9,1	90
	L3	1717	207,00	171,7	35,3	350
jedn. śląska – warstwy godulskie	S1	2429	282,50	242,9	39,6	400
Silesian Nappe – Godula Beds						
Miocene miocen	S1	4260	530,00	426,0	104,0	1040

1 – jednostka tektoniczna, łuska (utwory), otwór wiertniczy, 2 – średnia głębokość pomiaru ciśnienia dennego (m), 3 – ciśnienie denne (at), 4 – ciśnienie hydrostatyczne (at), 5 – nadciśnienie (at), 6 – przybliżona wielkość przemieszczenia utworów (m)

1 – tectonic unit, scale (beds), borehole, 2 – average depth of formational stress measurements, 3 – formational stress (at), 4 – hydrostatic pressure (at), 5 – excessive stress (at), 6 – estimated size of displacement (m)

Pojedyncze pomiary ciśnień w utworach leżących pod jednostką grybowską nie dają podstaw do wyciągania szerszych wniosków, sygnalizują jednak, iż utwory miocenijskie uległy największemu przemieszczeniu pionowemu. Przemieszczenie płaszczowiny śląskiej jest zbliżone do wydźwignięcia jednostki grybowskiej.

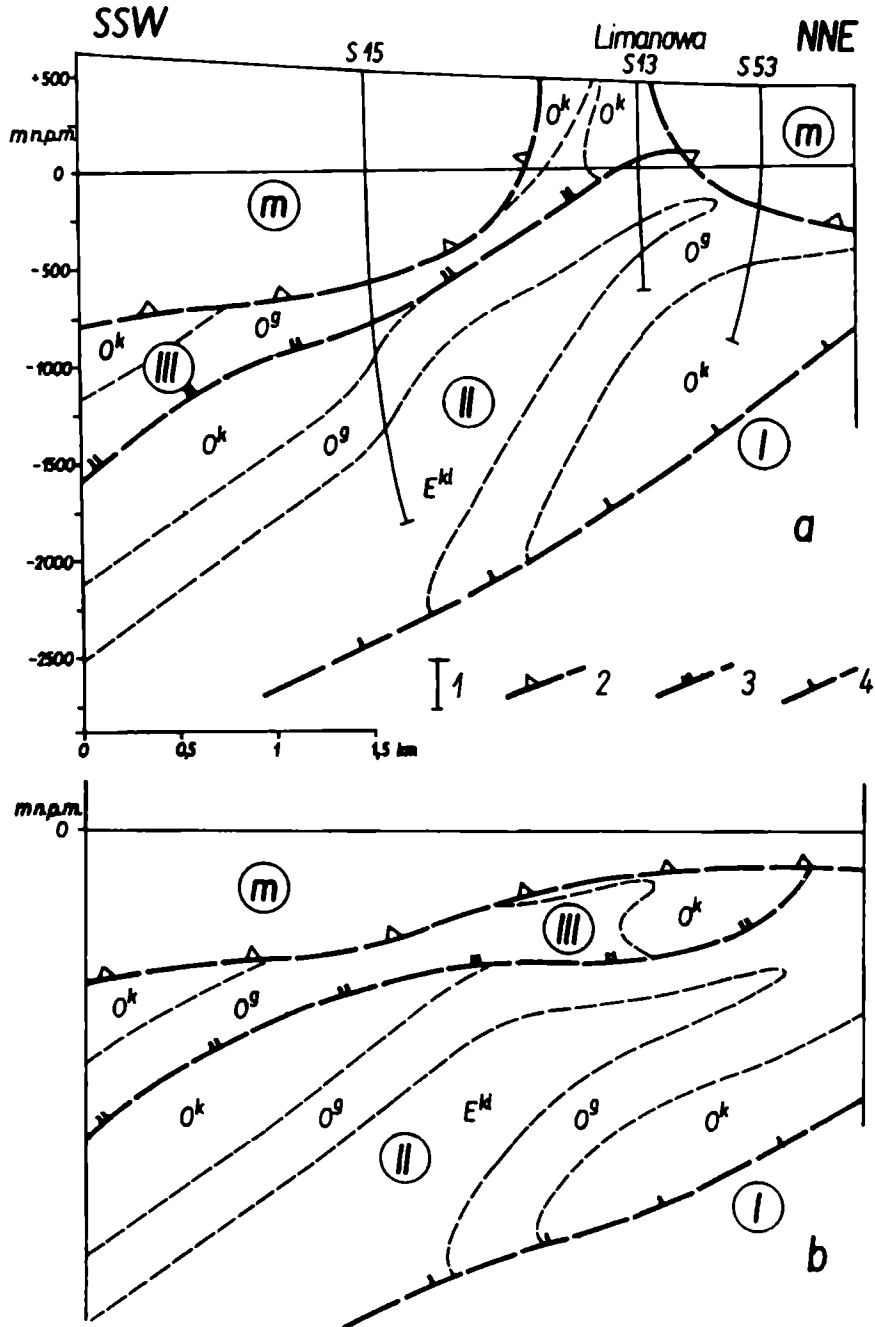


Fig. 10. Przekrój geologiczny II–II; a – dzisiejszy układ przestrzenny jednostki grybowskiej i płaszczowiny magurskiej, b – rekonstrukcja tego układu sprzed rozerwania płaszczowiny magurskiej i wyciśnięcia jednostki grybowskiej w strefie półokna tektonicznego Klęczan–Pisarzowej. 1 – otwory wiertnicze, 2 – nasunięcie płaszczowiny magurskiej (m), 3 – nasunięcie łuski górnej (III), 4 – nasunięcie łuski środkowej (II), O^k – warstwy krośnieńskie, O^g – warstwy podgrybowskie, grybowskie i menilitowe, E^{kl} – warstwy klęczańskie

Fig. 10. Geological section II–II; a – the present day pattern of the Grybów and Magura Units, b – the reconstruction of this pattern before the Magura Nappe underwent fractionation and the Grybów Unit was squeezed up in the zone of the tectonic half-window of Klęczany–Pisarzowa. 1 – boreholes, 2 – Magura overthrust (m), 3 – upper scale (III) overthrust, 4 – middle scale (II) overthrust, O^k – Krosno Beds, O^g – Sub-Grybów, Grybów and Menilite Beds, E^{kl} – Klęczyńskie Beds

Nieliczne obserwacje ciśnień dennych nie zezwalają na prześledzenie procesu przebudowy tektonicznej jednostki grybowskiej na większym obszarze, niemniej na ich podstawie można wyciągnąć pewne wnioski lokalne. W okresie formowania się ciśnień dennych skały zbiornikowe jednostki grybowskiej w profilach S4, S7 i S13 znajdowały się na głębokościach odpowiednio o 40, 400 i 600 m niżej niż obecnie. Próbę interpretacji tektonicznej danych ujętych w tabeli I, przedstawiono graficznie na figurach 10 i 11.

Czas formowania się pierwotnych ciśnień dennych jest trudny do ustalenia. Działo się to po utworzeniu głównych zrębów strukturalnych jednostki grybowskiej i po przykryciu jej płaszczyną magurską, czyli po badenie, którego osady leżą w niedalekiej odległości w Iwkowej (Uhlig, 1889) na uformowanej już płaszczynie śląskiej i częściowo pod nasunięciem płata tektonicznego jednostki magurskiej w Rajbrocie – Wojakowej (Połtowicz, Waśniowska, 1975). Wydzwignięcie łuski II

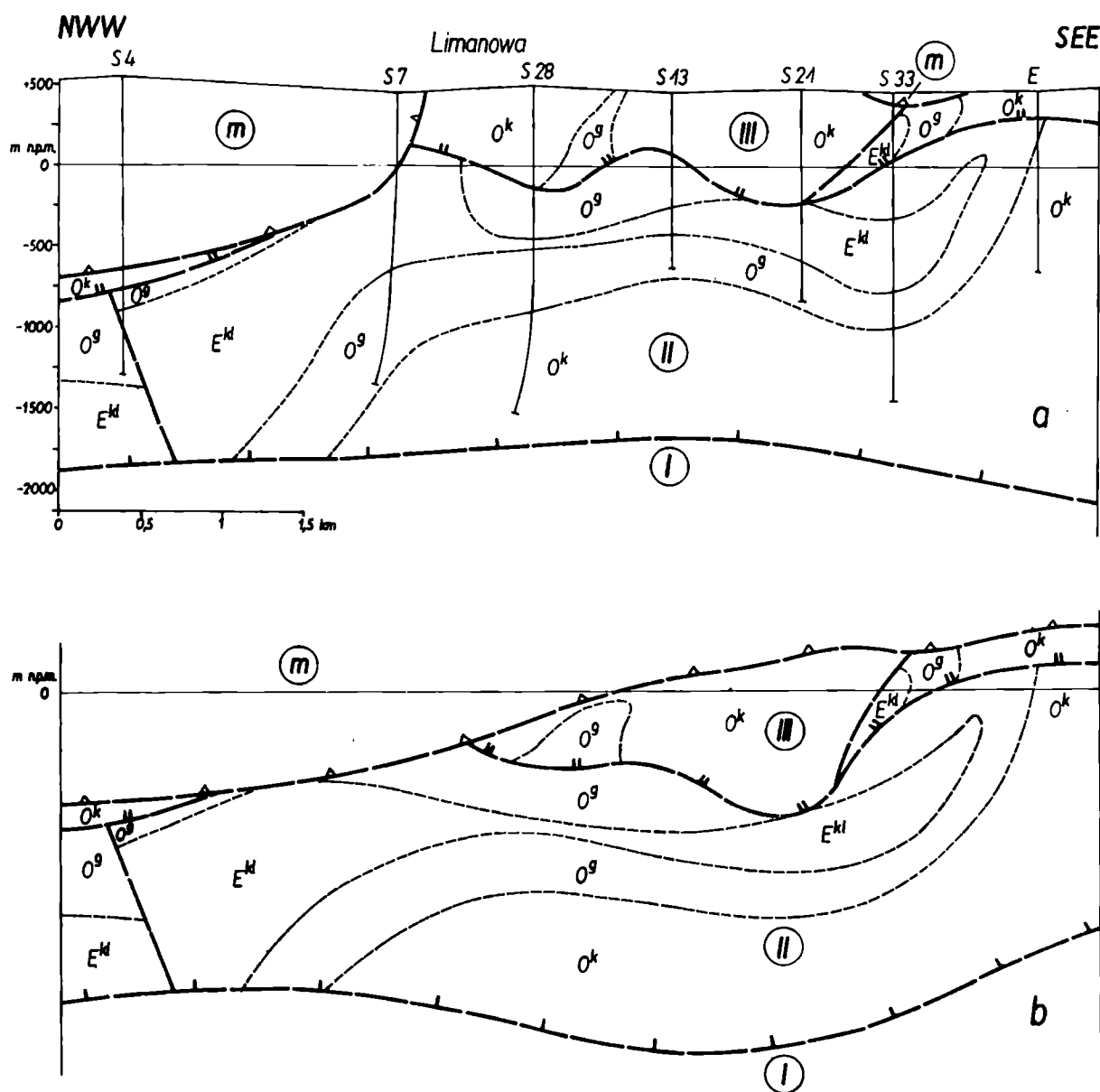


Fig. 11. Przekrój geologiczny III–III. Objaśnienia – por. fig. 10
 Fig. 11. Geological section III–III. For explanations – see Fig. 10

do dzisiejszego w przybliżeniu położenia nastąpiło po rozdarciu i rozsunięciu się czołowej strefy płaszczowiny magurskiej na wschód od Limanowej, czemu towarzyszyło oderwanie się wymienionego płata od głównych mas magurskich i nasunięcia go na osady górnobadeńskie Iwkowej.

Ostateczne uformowanie się łuski III było prawdopodobnie synchroniczne z dosuwaniem się brzeżnej strefy Karpat fliszowych i sfałdowaniem osadów górnobadeńskich i dolnosarmackich w okolicy Tarnowa i Pilzna (Połtowicz, 1963, 1974; Kirchner, Moryc, 1966, Komorowska-Błaszczczyńska, 1966, 1967), a zatem już po dolnym sarmacie.

Strome podparcie powierzchni nasunięcia płaszczowiny magurskiej przy wychodniach utworów jednostki grybowskiej w półoknie tektonicznym Klęczan–Pisarzowej (fig. 10a, 11a), niezbyt zrozumiałe z punktu widzenia mechanizmu tego typu zjawisk tektonicznych, mogło być wynikiem nałożenia się dwóch czynników: wyciskania utworów jednostki grybowskiej i równoczesnego spełzywania mas płaszczowiny magurskiej. Powstanie półokna Klęczan–Pisarzowej w rozdarciu płaszczowiny magurskiej i diapirowy charakter tektoniki jednostki grybowskiej przemawiają za oddziaływaniem sił rozciągających u czoła tej płaszczowiny podczas końcowego aktu tektonicznego Karpat fliszowych. W przypadku kompresji płaszczowina magurska nie uległaby rozdarciu, a jednostka grybowska nie miałaby cech diapirowych. Zjawiska te uznałem za jeszcze jeden dowód istnienia tensji podczas końcowych ruchów tektonicznych brzeżnej strefy Karpat zewnętrznych, a tym samym za dowód grawitacyjnego charakteru jej tektoniki (Połtowicz, 1978). Podobnie należy tłumaczyć rozdarcia płaszczowiny śląskiej w strefie okien tektonicznych jednostki podśląskiej u czoła płaszczowiny magurskiej i diapirowy charakter tejże jednostki (Książkiewicz, 1953; Świdziński, 1971).

EWOLUCJA STRUKTURALNA BADANEGO OBSZARU

W celu zilustrowania przebiegu zjawisk tektonicznych w czasie oraz przeprowadzenia kontroli poprawności rozumowania przedstawiono rozwój wydarzeń geologicznych na schematycznych przekrojach syntetycznych wykonanych przez omawianą strefę (fig. 12). Można wyróżnić kilka etapów tektonicznego rozwoju pokrywy fliszowej pod koniec miocenu, jakkolwiek procesy te przebiegały zapewne płynnie i każdy etap stopniowo przechodził w następny.

ETAP I – BADEN

Osady karpata były już przykryte fliszem karpackim, transgresja badeńska wkroczyła na obszar płaszczowiny śląskiej (Iwkowa) i magurskiej (Kotlina Sądecka). Z materiału gruboklastycznego, pochodzącego z fliszu i skał podłoża, powstawały utwory olistostromowe (Słopnice). Trwała subsydencja dna zbiornika osadowego. W miarę pograżania dna zbiornika i gromadzenia nieprzepuszczalnych osadów ilastych, w uszczelnionych nimi skałach zbiornikowych rozpoczął się etap stabilizacji ciśnień dennych.

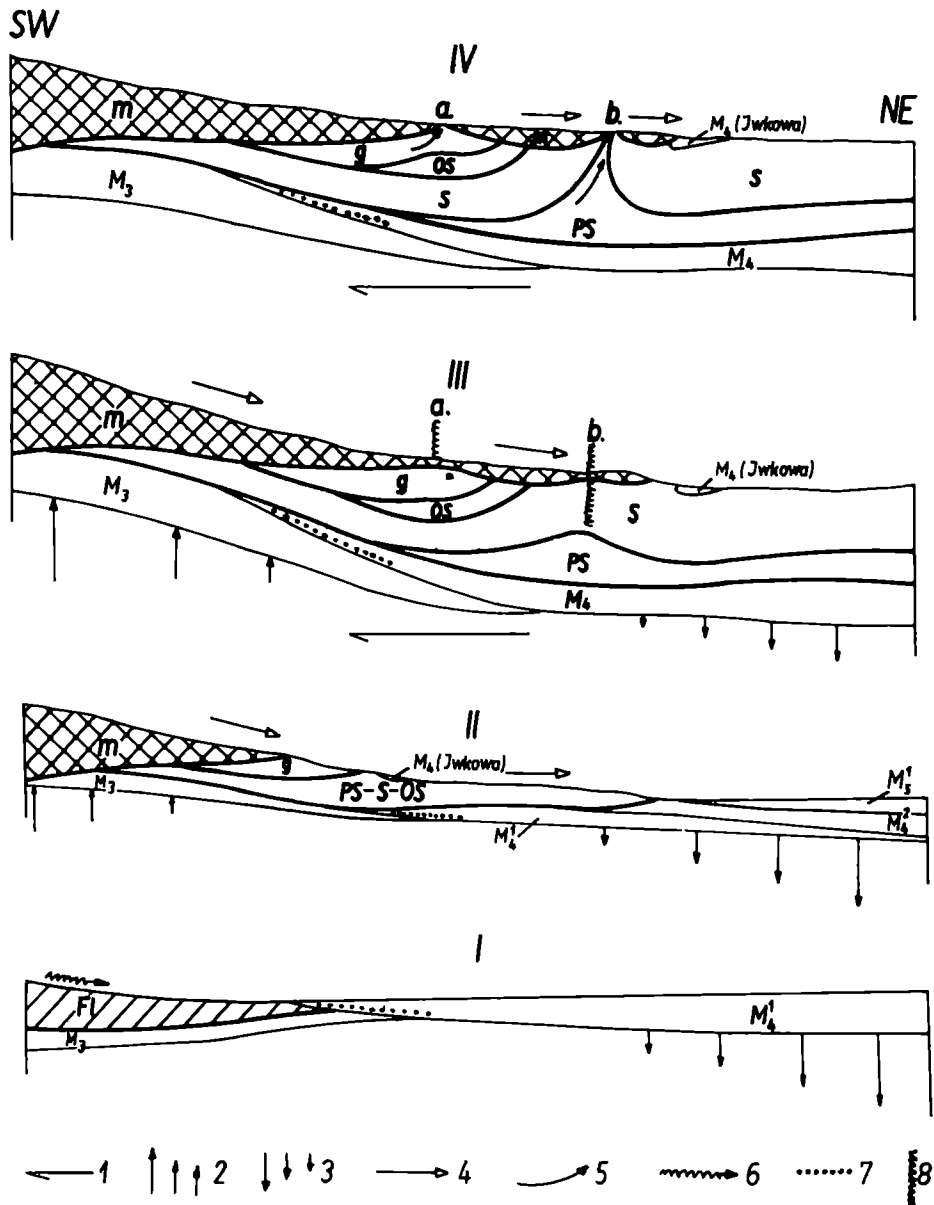


Fig. 12. Syntetyczne przekroje geologiczne (schematyczne). Ruchy podłoża: 1 – podsuwanie, 2 – wypiętrzanie, 3 – pogrążanie. Ruchy fliszu: 4 – spełzywanie grawitacyjne, 5 – wyciskanie plastyczne, 6 – transport materiału klastycznego; 7 – olistostroma Słopnic; 8 – strefy rozrywania: *a* – płaszczowiny magurskiej (półokno tektoniczne Kłęczan–Pisarzowej), *b* – płaszczowiny śląskiej (strefa okienna jednostki podśląskiej). *Fl* – flisz (nierozdzielony), *m* – płaszczowina magurska, *g* – jednostka grybowska, *OS* – jednostka Obidowej–Słopnic, *s* – płaszczowina śląska, *ps* – jednostka podśląska, M_3^1 – sarmat dolny, M_4 – baden, M_4^2 – baden górny, M_4^1 – baden dolny, M_3 – karpat. Etapy rozwoju tektonicznego: *I* – w badenie, *II* – na początku dolnego sarmatu, *III* – w dolnym sarmacie, *IV* – w górnym sarmacie

Fig. 12. Synthetic geological sections (schematic). Movements of the basement: 1 – underthrusting, 2 – uplift, 3 – subsidence. Movements of the flysch: 4 – gravity sliding, 5 – plastic expulsion, 6 – transport of clastic material; 7 – Słopnice olistostrome; 8 – zones of tension: *a* – of the Magura Nappe (Kłęczany – Pisarzowa tectonic half-window), *b* – of the Silesian Nappe (zone of tectonic windows of the Sub-Silesian Unit). *Fl* – flysch, *m* – Magura Nappe, *g* – Grybów Unit, *OS* – Obidowa – Słopnice Unit, *s* – Silesian Nappe, *ps* – Sub-Silesian Nappe, M_3^1 – Lower Sarmatian, M_4 – badenian, M_4^2 – Upper Badenian, M_4^1 – Lower Badenian, M_3 – Karpatian. Stages of tectonic development: *I* – in the Badenian, *II* – at the beginning of the Lower Sarmatian, *III* – in the Lower Sarmatian, *IV* – in the Upper Sarmatian

ETAP II – POCZĄTEK SARMATU DOLNEGO

Ruchy podłoża spowodowały dźwiganie się obszarów położonych na południe od omawianej strefy. Nadal trwała subsydencja dna zbiornika mioceńskiego, przy równoczesnym przesuwaniu się jego osi ku NE. Zwiększenie deniwelacji powodowało narastanie energii potencjalnej w górotworze fliszowym i po przekroczeniu kąta granicznego nachylenia powierzchni spągowej mas fliszowych, nastąpiło jej rozładowanie, przejawiające się spelżywaniem mas skalnych – początkowo prawdopodobnie bez większych odkłuc i przesunięć w obrębie poszczególnych jednostek tektonicznych Karpat fliszowych.

ETAP III – SARMAT DOLNY

Dalsze dźwiganie się Karpat wywołało samodzielny ruch płaszczowiny magurskiej, która spelżając ku północy, przykryła jednostkę grybowską i Obidowej – Słopnic i doszła w przybliżeniu do dzisiejszego położenia w stosunku do płaszczowiny śląskiej. Wówczas prawdopodobnie stabilizowało się ciśnienie denne w utworach jednostki grybowskiej. W zapadlisku przedkarpackim odbywała się intensywna sedymentacja wywołana znaczną subsydencją i dopływem materiału skalnego z wypiętrzanego lądu, otaczającego zbiornik od północy oraz z obszaru Karpat fliszowych.

ETAP IV – SARMAT GÓRNY

Na obszarze Karpat zewnętrznych nastąpiła równowaga grawitacyjna, co zahamowało spelżywanie mas magurskich. U brzegu płaszczowiny magurskiej miejscami odbywały się na małą skalę ruchy, które doprowadziły do rozdarć płaszczowiny (Klęczany – Pisarzowa), lub odrywania się płyt tektonicznych jednostki przedmagurskiej w Kostrzy oraz płyt płaszczowiny magurskiej w Rajbrocie – Wojakowej i dalej na wschód koło Kliczowej, Skołyszyna, Lipnicy i Sowiny. Zapewne w tym samym czasie miało miejsce regionalne zjawisko rozrywania płaszczowiny śląskiej u czoła płaszczowiny magurskiej, w strefie okien tektonicznych jednostki podśląskiej. W powstałych szczelinach wytworzyła się strefa rozładowania ciśnienia geostatycznego i rozpoczął się proces diapirowego wyciskania plastycznych osadów jednostki grybowskiej (Klęczany – Pisarzowa) i jednostki podśląskiej (strefa okienna).

W etapie IV kończą się w zasadzie procesy formujące strukturę jednostki grybowskiej na południe od Limanowej. Ruchy wypiętrzające obszar Karpat zewnętrznych w dolnym i po dolnym sarmacie, przy równoczesnym pograżaniu się zapadliska przedkarpackiego, spowodowały dosunięcie brzegu karpackiego do jego dzisiejszego położenia. Dźwignięcie przedgórze Karpat w górnym sarmacie zatrzymało grawitacyjne przemieszczanie się mas fliszowych i doprowadziło do całkowitego ustąpienia morza z polskiej części zapadliska przedkarpackiego.

WARUNKI WODNE

Grybowski górotwór fliszowy okolic Limanowej charakteryzuje się prawie zupełnym brakiem poziomów wodonośnych. Płaszczowina śląska jest nieco za-

sobniejsza w wody podziemne. Mimo licznych obserwacji, prowadzonych podczas wiercenia otworów i wykonywania w nich prób złożowych, dopływy wód zanotowano tylko w otworach L3, S1, S9, S12, i P2. Poniżej przytoczono wyniki poczynionych tam obserwacji hydrogeologicznych.

W otworze L3 przyпіływy wód podziemnych nastąpiły na głębokości 2280–2400 m z warstw łgockich płaszczowiny śląskiej. W otworze S1 samowypływ solanki miał miejsce z utworów płaszczowiny śląskiej na głębokości 2664,8 m z warstw łgockich, z wydajnością 2,4 m³/h.

W otworze S9 w przedziale 1667–1849 m z warstw grybowskiich łuski III nastąpił przyпіływ wód podziemnych o bardzo niskiej mineralizacji (1%) i wysokiej zawartości jonów jodkowych w stosunku do stężenia soli mineralnych typu kwaśno-węglanowo-sodowego (według terminologii Sulina). Parametry chemiczne wskazują na środowisko o słabych warunkach redukcyjnych, w strefach utrudnionej wymiany wód (analizę chemiczną wody i orzeczenie wykonała mgr Krystyna Wittek z PPNiG w Krakowie). Poziom, bądź poziomy wodonośne znajdują się w przyspągowej części warstw krośnieńskich SW skrzydła siodła południowego łuski III.

W otworze S12, na głębokości 1720–1835 m otrzymano przyпіływ wód podziemnych ze skał kontaktu warstw krośnieńskich z grybowskiimi NE skrzydła siodła południowego łuski III.

W otworze P2 na poziomy wodonośne, z których nastąpiły samowypływy, natrafiono na kilku głębokościach: 1655,1 m (dolna część warstw krośnieńskich łuski III) – wydajność 0,6 m³/h; 2498 m – wydajność 3 m³/h; 2499,1 m, 2557,0–2561,5 m, 2620 m, 2640 m, 2750,5 m oraz 2795,7 m (warstwy kłęczańskie łuski III), 3412,0–3750,5 m (warstwy godulskie płaszczowiny śląskiej) – wydajność około 1 m³/h. Profil P2 znajduje się w strefie zanurzania się jednostki grybowskiiej ku SE.

Utwory jednostki grybowskiiej zachowują się w całości jako górotwór izolowany hydrogeologicznie. Warstwy piaskowców są uszczelnione skałami ilastymi do tego stopnia, że nie akumulują wód podziemnych. Na utrudnioną wymianę wód podziemnych wskazują również parametry hydrochemiczne wody pobranej w otworze S9 z głębokości 1667–1849 m. Warstwy krośnieńskie jednostki grybowskiiej izolowane są od góry ilastym kompleksem warstw ropianieckich płaszczowiny magurskiej. Jedynie w dwóch otworach wiertniczych (S53 i P1) ponad jednostką grybowskią występują osady młodsze od warstw ropianieckich. Odslonięcie warstw krośnieńskich w półoknie tektonicznym Kłęczan–Pisarzowej nie zmienia warunków uszczelnienia górotworu. Dużą rolę uszczelniającą w tej strefie może spełniać zwarcie wszystkich uskoków i nasunięć na skutek diapirowego charakteru jednostki grybowskiiej.

WNIOSKI

1. Na południe od Limanowej występują cztery jednostki tektoniczne Karpat fliszowych: płaszczowina magurska, jednostka grybowska, jednostka Obidowej–Słopnic i płaszczowina śląska, leżąca na autochtonicznych osadach badeńskich.
2. Jednostka grybowska składa się z trzech łusek o skomplikowanej budowie:

łuska górna jest najlepiej rozpoznana, istnienie dolnej zostało wydedukowane na podstawie geometrycznych konstrukcji bryły jednostki grybowskiej.

3. Kierunki tektoniczne jednostki grybowskiej są skośne w stosunku do biegu utworów płaszczowin magurskiej i śląskiej.

4. Wypiętrzenie utworów jednostki grybowskiej w półoknie tektonicznym Klęczan – Pisarzowej ma charakter diapiryowy. Zjawisko diapiryzmu było poprzedzone rozerwaniem brzeżnej strefy płaszczowiny magurskiej podczas jej zsuwania się w końcowych etapach orogenezy Karpat brzeżnych. Miało to miejsce po górnym badaniu, a być może nawet po dolnym sarmacie.

5. Rozdarcie płaszczowiny magurskiej w strefie półokna tektonicznego Klęczan – Pisarzowej oraz diapiryowy charakter jednostki grybowskiej są dowodem istnienia naprężeń rozciągających (tensji) podczas końcowych ruchów tektonicznych Karpat brzeżnych, a zatem grawitacyjnego charakteru ich tektoniki.

6. Górotwór grybowski na południe od Limanowej charakteryzuje się znikomą ilością poziomów wodonośnych. Występują one natomiast w obrębie płaszczowiny śląskiej. W utworach płaszczowiny magurskiej nie prowadzono obserwacji hydrogeologicznych.

WYKAZ LITERATURY – REFERENCES

- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K. 1963. Stratygrafia zewnętrznych Karpat polskich. Badania geologiczne w Karpatach. Stratigraphy of the Polish Outer Carpathians. Geological investigations in the Carpathians. *Biul. Inst. Geol.* 181: 1–239, Warszawa.
- Burtan J., Skoczylas-Ciszewska K. 1964. Mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Męcina. Wyd. Geol., Warszawa.
- Gucik S. 1964. Mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusze Łącko, Nowy Sącz. Wyd. Geol., Warszawa.
- Jawor E., Sikora W. 1979. Jednostka Obidowej–Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Kwart. Geol.* 23, 2: 499–501, Warszawa.
- Kirchner Z., Moryc W. 1966. Zarys budowy geologicznej okolic Tarnowa–Ładnej. *Geof. Geol. Naft.*, 7,8: 1–12, Kraków.
- Komorowska-Błaszczńska M. 1966. Front karpacki w przekroju Wisłoki. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. Krak.*, 1: 507–511, Kraków.
- Komorowska-Błaszczńska M. 1967. Zaburzone utwory dolnego sarmatu w profilach nasunięcia brzeżnej strefy Karpat. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. Krak.*, 2: 795–800, Kraków.
- Kozikowski H. 1953. Budowa geologiczna okolic Klęczan–Pisarzowej. Geological structure of the region of Klęczany–Pisarzowa. *Biul. Inst. Geol.* 85: 1–81, Warszawa.
- Kozikowski H. 1956. Jednostka Ropy – Pisarzowej: nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. The Ropa – Pisarzowa Unit: a new tectonic unit of the Polish Flysch Carpathians. *Biul. Inst. Geol.* 110: 1–90, Warszawa.
- Książkiewicz M. 1953. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. Regionalna geologia Polski, I, Karpaty, 2 – tektonika, p. 305–362, Kraków.
- Książkiewicz M. 1972. Budowa geologiczna Polski. IV. Tektonika, 3. Karpaty. p. 1–228, Warszawa.
- Nowak J. 1929. Die Geologie der polnischen Ölfelder. *Schr. Brennst. – Geol.* 3: 1–94, Stuttgart.
- Połtowicz S. 1963. Utwory solonośne w otworze Pogórska Wola koło Tarnowa. Salt-bearing formations in the borehole Pogórska Wola near Tarnów. *Kwart. Geol.* 7, 3: 431–437, Warszawa.

- Połtowicz S. 1972. Projekt badań geologicznych w rejonie Limanowa – Słopnice. *Arch. ZOG GN „Geonafita”*, Kraków (unpublished).
- Połtowicz S. 1974. Wgłębna tektonika brzegu Karpat w okolicy Tarnowa i Pilzna. Tectonic structures of the Carpathian border in the Tarnów and Pilzno area (Polish Middle Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 44, 4: 491–514, Kraków.
- Połtowicz S. 1978. Grawitacyjne ześlizgi fliszu brzeżnej strefy Karpat w świetle nowej tektoniki globu ziemskiego. Gravity slides of the Flysch Carpathian marginal zone in the light of new global tectonics. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 48, 3–4: 407–444, Kraków.
- Połtowicz S., Jarocki L. 1976. Analiza budowy geologicznej głębokiego fliszu w rejonie Obidowa – Limanowa – Nowy Sącz (unpublished). *Arch. ZOG GN „Geonafita”*, Kraków.
- Połtowicz S., Waśniowska J. 1975. Miocen Iwkowej. Miocene rocks near Iwkowa (Western Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 45, 3–4: 433–445, Kraków.
- Sikora W. 1974. Aneks do projektu głębokich wierceń na linii Kraków – Zakopane. Otwór Obidowa IG 1 (unpublished). *Arch. Inst. Geol. Oddz. Karp.*, Kraków.
- Ślęczka A. 1976. Profil geologiczny otworu wiertniczego Sucha IG-1. (in Polish). *Kwart. Geol.* 20, 4: 458–459, Warszawa.
- Świdziński H. 1971. Tektonika polskich Karpat fliszowych. Tectonique des Karpates flyschoises polonaises. *Zesz. Nauk. AGH 309, Geologia 15*: 7–28, Kraków.
- Uhlig V. 1889. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in der westgalizischen Karpathen, I. *Jhb. Geol. Reichsanst.* 38, 1: 85–264, Wien.

SUMMARY

The investigated area is situated some 35 km to the south of the Carpathian border (Fig. 1). Southwards from Limanowa, the Flysch Carpathians consist of four tectonic units: the Magura Nappe (Fig. 2), the Grybów Unit (Figs. 4–11), the Obidowa–Słopnice Unit and the Silesian Nappe. The flysch deposits overlie autochthonous Miocene (Badenian) deposits.

The article deals with the geology of tectonic units underlying the Magura Nappe, especially concerning the Grybów Unit.

The Grybów Unit consists of three scales which are built up from Palaeogene deposits: the Kłęczany Beds, the Sub-Grybów, Grybów and Menilite Beds (treated together as the Grybów Beds) and the Krosno Beds. These scales (I, II and III) display tectonically reduced lower limbs of folds (Figs. 4, 6, 7, 10, 11). The lower scale (I) is most poorly recognized and occurs to the north of Limanowa, within the tectonic window of Młynne. The middle scale (II) is overturned and thrust to the NE. Its core is built up from the Kłęczany Beds, while its limbs consist of the Grybów and Krosno Beds. The upper scale (III) is formed from two anticlines, containing the Kłęczany Beds within their cores and the Grybów and Krosno Beds within limbs.

The northern limb of the III scale, displaying a complicated structure, occurs in the Kłęczany – Piszczowa half-window. This structure originated along a fracture of the marginal part of the Magura Nappe, being thrust to the east of Limanowa. The limb in question is that of a diapiric type.

The Grybów Unit deposits of high plasticity were squeezed and pushed upwards into a zone where the Magura Nappe was fractured. The southern limb, displaying a more regular structure, is partly overturned to the NE.

Between these two anticlines there occurs a brachyanticline, whose axis runs obliquely to the axes of both anticlines (Fig. 2).

Tectonic directions of the Magura and Grybów Units (Figs. 8, 9) intersect at 25°. It is likely that structural elements of the Grybów unit approach the margin of the Magura Nappe tangentially.

The Obidowa – Słopnice Unit has been recognized in only one borehole (Fig. 4). It consists of Upper Cretaceous and Palaeogene deposits, forming the Ropianka Beds, the Variegated Shales, as well as the Rdzawka, Menilite and Krosno Beds. This unit is strongly disturbed tectonically.

The Silesian Nappe is built up from Lower (the Lgota Beds) and Upper Cretaceous (the Godula Beds) deposits. It is strongly reduced tectonically; some Upper Cretaceous members and the whole Palaeogene profile are missing here. The nappe is more weakly folded in respect to the Grybów Unit. It stretches within the whole investigated area and could extend even 10 km south of it.

The Badenian is represented by clastic deposits whose bottom has not been drilled. The investigated profile (Fig. 3) could be divided into three members. The lower and upper members represent olistostromes, built up from fragments of flysch and basement deposits, cemented by clayey mudstones. The middle member, however, consists of mudstones and claystones containing thin intercalations of sandstones. The dip of Miocene deposits varies from 0 to 30°.

Within deposits composing the Grybów and Silesian Units, as well as autochthonous Badenian sediments, there occur anomalously high formational pressures. These anomalies could point to the tectonic reworking after the pressures within oil-bearing rocks were set up.

An attempt has been made to interpret formational pressures of the III scale, within the Kłęczany – Pisarzowa half-window (Figs. 10, 11).

The fracturing of the Magura Nappe and its stretching out within the Kłęczany – Pisarzowa half-window, as well as the diapirism of the Grybów Unit indicate the presence of tensional stresses, generated by folding and, therefore, point to gravity sliding processes. Similar tensional fractures of the Silesian Nappe and diapirs of the Sub-Silesian Unit occur in front of the Magura Nappe.

Structural development of the area under study is presented on schematic synthetic cross sections (Fig. 12):

I stage (Badenian)

The Badenian transgression entered the area of the Flysch Carpathians. Within submarine channel, situated at the prolongation of river valleys, olistostromes were likely to be formed. Within Miocene deposits formational pressures were stabilized.

II stage (beginning of the Lower Sarmatian)

Carpathian uplift and subsidence of the Miocene basin favoured gravity slides of the flysch deposits, forming the Silesian, Obidowa – Słopnice and Grybów Units.

III stage (Lower Sarmatian)

Further uplift of the Carpathians generated independent motions of the Magura Nappe which slid over the folded Grybów Unit. Within the latter unit, formational pressures were stabilized.

IV stage (Upper Sarmatian)

The break in uplifting movements stopped gravity sliding of the Magura Nappe. The marginal zone of this nappe (Kłęczany–Pisarzowa) and its foreland (the zone of tectonic windows of the Sub-Silesian Unit) underwent fracturing and diapirism of the Grybów and Sub-Silesian Units. The Carpathian border shifted to its present position.

The Grybów Unit is devoid, almost completely, from groundwater levels. Only in the SE part of the investigated area there occurred groundwater outflows in boreholes. Aquifers of the Grybów Unit are hydrogeologically isolated by clayey deposits of the Magura Nappe (the Ropianka Beds) as well as by the diapiric structure of the Grybów Unit within the Kłęczany–Pisarzowa half-window. This produced closing up of all fractures in those zones where the Grybów Unit crops out and where the water infiltration is possible. Hydrogeological conditions of the Magura Nappe have not been investigated.

Translated by W. Zuchiewicz