

Andrzej ŚLĄCZKA

Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy — Wisłoka Wielkiego

Obszar będący tematem tej pracy obejmuje teren wsi Prełuki, Komańcza, Czystohorb, Wisłok Wielki położony w południowej części arkusza Bukowsko.

Pierwsze badania na tym obszarze, ograniczające się zresztą tylko do opisów profili wzdłuż Osławy, przeprowadzane były przez C. M. Paula (1883), W. Szajnochę (1896) oraz J. Notha. Wszyscy ci badacze zaliczyli występujące tu serie do jednostki magurskiej. Dopiero badania Z. Opolskiego (1927, 1930) w części wschodniej obszaru, a J. Wdowiarza (1931) w części zachodniej wykazały, że występuje tutaj odrębna jednostka — fałdy dukielskie. Został przez nich również ustalony ogólny schemat stratygraficzny.

Badania O. Warchałowskiej-Pazdrowej (1929), a w szczególności H. Teisseyra (1930, 1932) w regionie fałdów dukielskich, w okolicy Dukli doprowadziły do bardziej szczegółowego podziału całej serii.

Badania te wykazały (H. Teisseyre, 1930, 1932), że serie z fałdów dukielskich stanowią przejście między serią śląską a magurską. Rozpoczynają się one warstwami inoceramowymi, a kończą warstwami menilitowymi i krośnieńskimi. Warstwy hieroglifowe w części zachodniej fałdów dukielskich są zbliżone bardziej do tych samych warstw z serii śląskiej, natomiast w części południowo-wschodniej, jak wykazały ostatnie badania B. Leski (1951, 1958), nabierają wyraźnie cech warstw zlińskich. Omawiany obszar obejmuje trzy fałdy:

1) fałd brzeżny (nasunięcie Cergowej—Chryszczatej), 2) fałd Komańczy—Wisłoka Wlk. (powstał on wskutek rozwidlenia i wtórnego sfałdowania fałdu brzeżnego), 3) fałd Pasieki.

Fałdy te o kierunku NNW-SSE wykazują prawie całkowitą redukcję skrzydeł północno-wschodnich. W fałdzie brzeżnym występuje cały zespół warstw, natomiast w fałdzie drugim mamy tylko wyższą część eocenu, a w fałdzie Pasieki tylko kredę.

Profil stratygraficzny serii fałdów dukielskich przedstawia się następująco:

11. Warstwy krośnieńskie,
10. Warstwy przejściowe,

- | | |
|--------------------------------|----------------------|
| 9. Łupki menilitowe, | } warstwy menilitowe |
| 8. Piaskowce cergowskie, | |
| 7. Margle podcergowskie, | |
| 6. Piaskowce z Mszanki, | |
| 5. Margle globigerynowe, | |
| 4. Warstwy hieroglifowe górne, | |
| 3. Piaskowce z Przybyszowa, | |
| 2. Warstwy hieroglifowe dolne, | |
| 1. Warstwy inoceramowe. | |

STRATYGRAFIA I ROZWÓJ LITOLOGICZNY WARSTW

WARSTWY INOCERAMOWE

Dla warstw tych w okolicy Ciśnej wprowadził Z. Opolski (1927) odrębną nazwę kredy ciśniańskiej, widząc pewne odchylenie od rozwoju typowej kredy inoceramowej. Jednak różnice pomiędzy właściwą kredą inoceramową a występującą tutaj są niewielkie i całkowicie mieszczą się w granicach zmienności warstw inoceramowych. Tym bardziej, że w profilu w Ciśnej występuje najprawdopodobniej tektoniczne zdwojenie serii i w środku ukazują się warstwy hieroglifowe.

Na serię tę składają się przede wszystkim piaskowce na ogół bardzo twarde, średnio- i gruboławicowe, średnio-, rzadziej gruboziarniste. Charakterystycznym składnikiem tej serii jest występujący niekiedy w dość dużych ilościach biotyt. Piaskowce są zwykle wapniste. Warstwowanie jest na ogół frakcjonalne, typ normalny jednokrotny (M. Książkiewicz, 1952), ku stropowi ławic przechodzi często w warstwowanie konwolutive. Piaskowce w frakcjach grubszych zawierają fragmenty fauny wapiennej. Podrzednie spotyka się tu piaskowce zielonoszare z zielonym glaukonitem. Piaskowce przekładane są łupkami ilastymi, cienkołupiaczymi się, ciemnoszarymi, niekiedy czarnymi, zwykle bezwapnistymi. Wśród łupków występują twarde, szare margle fukoidowe oraz drobne syderyty o nalotach manganowych.

Wśród opisanych powyżej piaskowców występuje stukilkudziesięciometrowy zespół piaskowców średnio- i cienkoławicowych, skorupowych, drobnoziarnistych, szarych, wapnistych oraz łupków ciemnoszarych z wkładkami łupków blaszkowatych, czarnych. Seria upodabnia się częściowo do warstw krośnieńskich lub menilitowych.

Przesuwając się w górę profilu widzimy, że seria inoceramowa traci powoli barwy ciemne i pojawiają się wkładki łupków ilastych jasnozielonych, a piaskowce przybierają barwy zielonawe. Występują też tutaj grube ławice piaskowców gruboziarnistych, a nawet zlepieńców frakcjonowanych. Piaskowce te wykształcone są soczewkowato, miejscami w ogóle zanikają. Składają się głównie z dość dobrze obtoczonych ziarn kwarcu, rzadziej występującym składnikiem są na ogół nie zwietrzałe ziarna skaleni oraz fragmenty (do 0,5 cm) zielonych łupków. Sporadycznie zawartość skaleni wzrasta i piaskowce mają wtedy charakter arkozowy. Warstwy te, jak można sądzić z zespołów mikrofauny, sięgają do paleocenu¹:

¹ Wszystkie próbki mikrofaunistyczne zostały oznaczone przez mgr J. Liszkową z Karpackiej Stacji Terenowej I. G. w Krakowie.

<i>Dendrophrya</i> sp.	27
<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.)	4
<i>Reophax pilulifera</i> Brady	3
<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzyb.)	1
<i>Trochamminoides subcoronatus</i> (Grzyb.)	4
<i>Trochamminoides contortus</i> (Grzyb.)	2
<i>Trochamminoides</i> sp.	4
<i>Rzehakina epigona</i> (Rzehak)	2
<i>Plectina lenis</i> (Grzyb.)	2
<i>Dendrophrya</i> sp.	8
<i>Rhabdammina</i> sp.	4
<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.)	2
<i>Trochamminoides subcoronatus</i> (Grzyb.)	4
<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzyb.)	3
<i>Recurvoides</i> sp.	5
<i>Spiroplectammina spectabilis</i> (Grzyb.)	7
<i>Dorothia trochoides</i> (Marsson)	1
<i>Matanzia</i> cf. <i>varians</i> Glaessner	1

Trudny i jak dotychczas ostatecznie nierozwiązany problem stanowi umieszczenie granicy między kredą a eocenem. Zespoły mikrofaunistyczne są ubogie i niecharakterystyczne, a zmiany litologiczne są bardzo powolne. Odnosi się to przede wszystkim do obszarów, gdzie brak jest frakcji zlepieńcowej. Tam gdzie ona jest rozwinięta, uważana jest zwykle za granicę między kredą a eocenem. W obszarach, gdzie nie występuje, przyjmują granicę w miejscu, gdzie pojawiają się pierwsze ławice piaskowców kwarcytowych, a zanikają typowe dla kredy tego regionu niebieskawe piaskowce z biotytem oraz czarne blaszkowate łupki. Jest to granica całkowicie hipotetyczna i przypuszczalnie nie odpowiadająca granicy wiekowej. Podobne zresztą trudności w wyznaczeniu granicy występują i w innych obszarach fałdów dukielskich.

Spąg warstw inoceramowych jak dotychczas nie jest znany. Znaczona przez Z. Opolskiego (H. Świdziński, 1953) dolna kreda w okolicy Zubeńska jest tylko niższą częścią warstw inoceramowych, zawierająca stosunkowo dużo wkładek czarnych łupków.

Badania nad kierunkami sedimentacji warstw inoceramowych tego regionu wykazały, że materiał dostarczany był z południowego wschodu (fig. 1). Wskazuje na to również rosnąca w tym kierunku grubość ziarn. W warstwach inoceramowych regionu północnego nie ma typowych zlepieńców.

WARSTWY HIEROGLIFOWE DOLNE

Jest to mieszany zespół piaskowców średnio- i cienkoławicowych oraz łupków drobno łupiących się, kończący się serią szarych, twardych margli fukoidowych.

Piaskowce są na ogół drobno- i średnioziarniste, zwykle bezwapniste oraz kwarcytowe; często zawierają drobne ziarenka glaukonitu. W grubszej frakcji piaskowców spotyka się zielone łupki metamorficzne oraz fragmenty mszywiolów. Najczęstszym typem jest warstwowanie konwo-

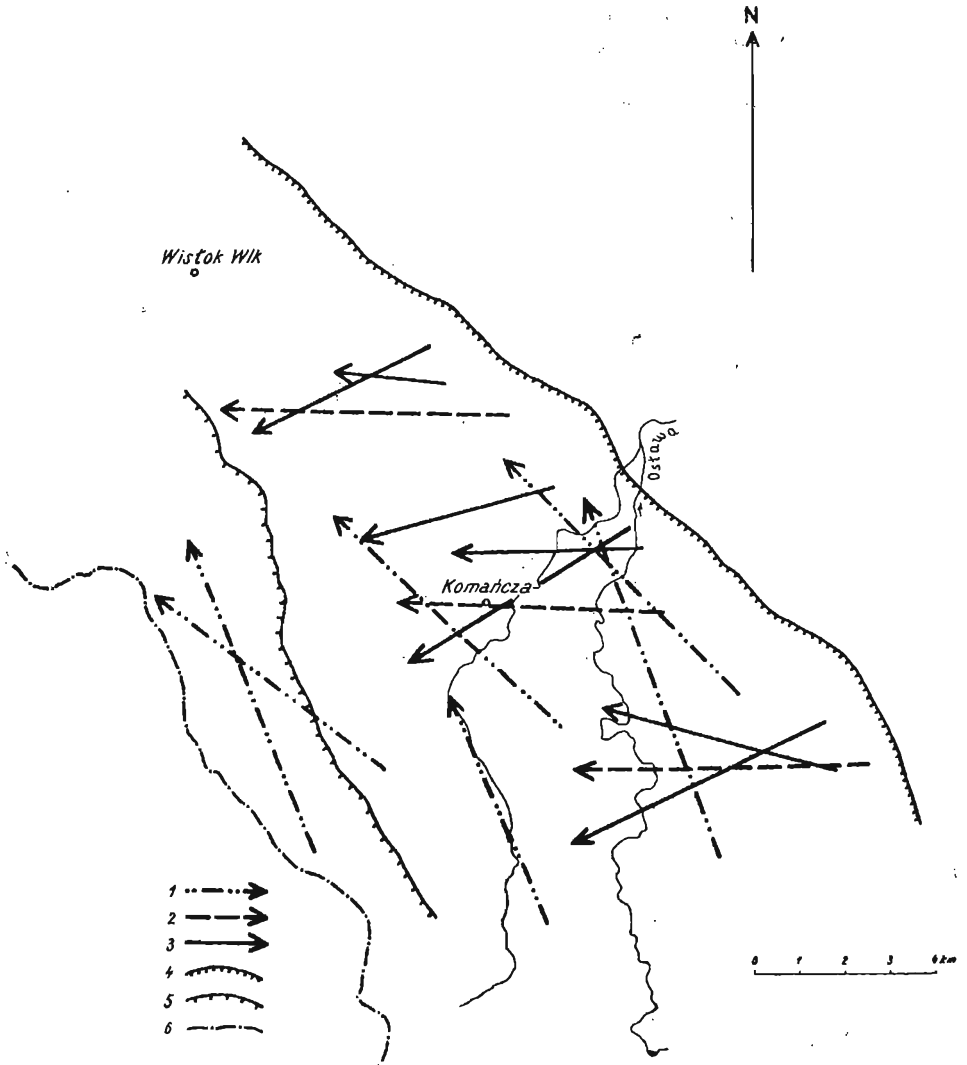


Fig. 1. Szkic kierunków prądów w fałdach dukielskich w okolicy Komańczy—Wisłoka (kreda — eocen dolny)

Diagrammatical map showing directions of currents within the Dukla folds, in the Komańcza—Wisłok region (Cretaceous — Lower Eocene)

1 — kierunki dla prądu warstw inoceramowych, 2 — kierunki prądu dla warstw hieroglifowych, 3 — kierunki prądu dla frakcji gruboziarnistej w warstwach hieroglifowych, 4 — granica nasunięcia fałdów dukielskich, 5 — granica nasunięcia fałdu Pasterki, 6 — granica państwa

1 — directions of current of the Inoceramian beds, 2 — directions of current of the Hieroglyphic beds, 3 — directions of current of coarsegrained fraction in the Hieroglyphic beds, 4 — boundary of overthrust of Dukla folds, 5 — boundary of overthrust of Pasterka fold, 6 — state frontier line

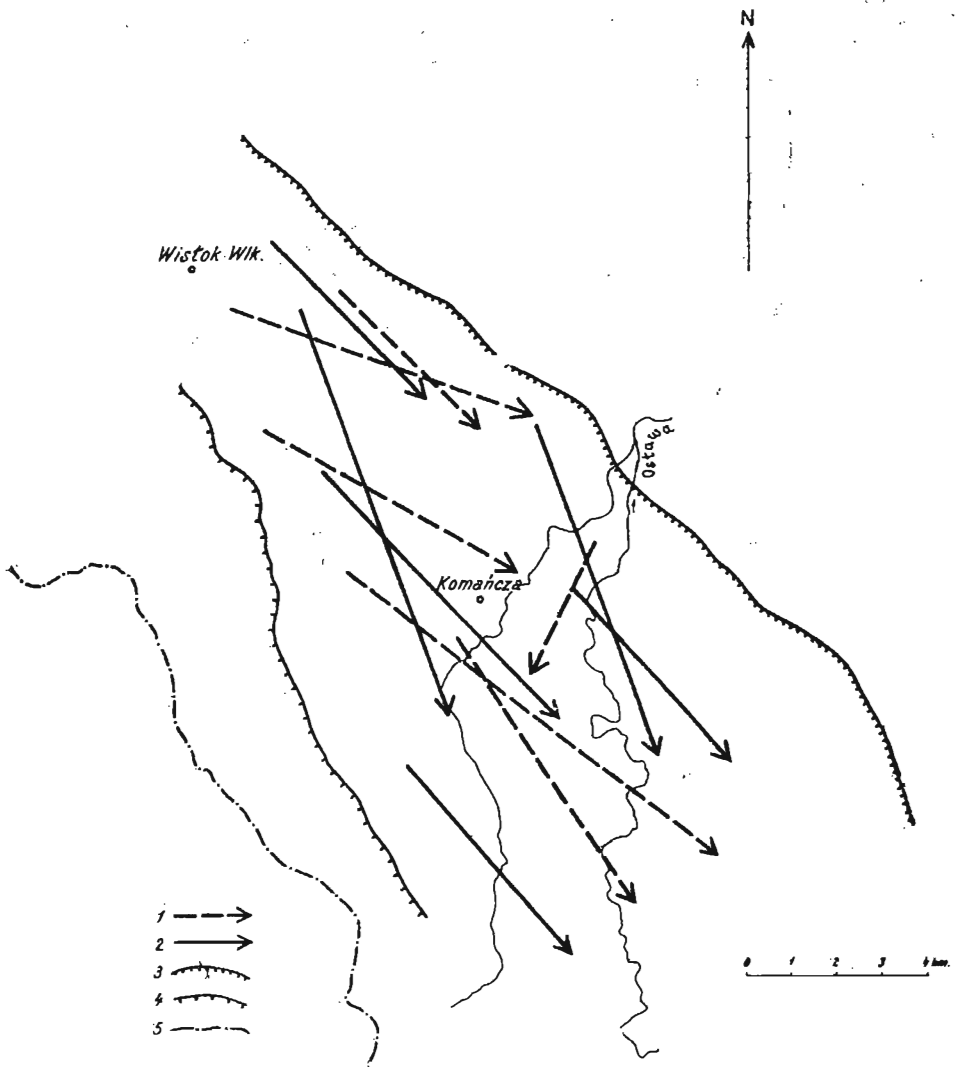


Fig. 2. Szkic kierunków prądów w fałdach dukielskich w okolicy Komańczy—Wisłoka (eocen górny — oligocen)

Diagrammatical map showing directions of currents within the Dukla folds, in the Komańcza—Wisłok region (Upper Eocene — Oligocene)

1 — kierunki transportu piaskowców cergowskich, 2 — kierunki transportu piaskowców z warstw krośnieńskich, 3 — granica nasunięcia fałdów dukielskich, 4 — granica nasunięcia fałdu Pasieki, 5 — granica państwa

1 — directions of transport of Cergowa sandstones, 2 — directions of transport of sandstones of Krosno beds, 3 — boundary of overthrust of Dukla folds, 4 — boundary of overthrust of Pasieka fold, 5 — state frontier line

lutne oraz frakcjonalne lub też kombinacja tych obu. Piaskowce z tej serii cechują się niekiedy bogato rozwiniętymi śladami działalności organizmów dennych.

Sporadycznie występują piaskowce gruboławicowe, zlepieńcowate; miejscami tworzyć one mogą mniej więcej zwarte kompleksy wypierające fację piaskowców o cieńszych ławicach. Ponieważ piaskowce te nie różnią się od wyżej leżących piaskowców z Przybyszowa, omówione wobec tego zostaną łącznie z nimi.

W partii stropowej pojawiają się kilkunastocentymetrowe wkładki szarych, twardych margli fukoidowych. Występują one albo jako samodzielne ławice, albo zrosnięte są z ławicami piaskowców. Margle cechuje stosunkowo częste występowanie śladów typu *Spirophyton*. Niektóre ławice margli przechodzące w piaskowiec są pozbawione śladów organicznych, wykazują natomiast warstwowanie spływowo. Poziom tych margli jest dość stały. Opisywany jest on również przez Z. Opolskiego (1930) z terenów bardziej wschodnich. W południowo-wschodniej części fałdu Komańczy w profilu Osławy, około 600 m poniżej margli fukoidowych, pojawia się kilkunastocentymetrowa warstewka łupków wiśniowych, nie obserwowana nigdzie na pozostałym terenie. Odpowiada ona najprawdopodobniej niższemu czerwonym łupkom we wschodniej Słowacji, gdzie osiągają one znacznie większą kilkudziesięciometrową miąższość (B. Lesko, 1958). Łupki z warstw hieroglifowych dolnych są ilaste, o barwach obejmujących różne odcienie koloru zielonego oraz szare. Zwykle stosunek łupków do piaskowców jest jak 1 : 1, przy czym ku dołowi stosunek ten zmienia się na korzyść łupków, ku górze natomiast na korzyść piaskowców, chociaż istnieją wyjątki.

Materiał do sedymentacji tych piaskowców pochodził, jak można wnosić z kierunków hieroglifów prądowych, ze wschodu z odchyleniem ku północy (fig. 1).

PIASKOWCE Z PRZYBYSZOWA

Nazwą tą określam serię piaskowców gruboławicowych, występującą powyżej warstw hieroglifowych. Wprowadzenie nowej nazwy uzasadniam tym, że piaskowce te tworzą wyraźny, zwarty kompleks, dający się łatwo wyróżnić. Wiekowo obejmuje on, jak można wnioskować z zespołów mikrofaunistycznych, najwyższą część dolnego eocenu i niższą część środkowego, są więc młodsze od piaskowców ciężkowickich. Różnią się również od nich zielonym odcieniem. Maksymalna miąższość piaskowców z Przybyszowa wynosi około 200 m.

Występująca w nich fauna numulitowa nie została jak dotychczas oznaczona. Piaskowce z Przybyszowa rozwinięte są najlepiej na południe od wsi Przybyszów, a ku południowemu wschodowi miąższość ich oraz grubość ziarn maleje i dalej tworzą tylko soczewkowate wkładki. W profilu Osławy wytworzył się tylko kilkudziesięciometrowy kompleks piaskowców, głównie drobnoziarnistych. Ku południowi zanikają zupełnie i w fałdzie Komańczy—Wisłoka Wlk. w ogóle nie występują.

Poszczególne ławice piaskowców osiągają miąższość do kilku metrów. Są gruboziarniste lub zlepieńcowe, warstwowane frakcjonalnie, często wielokrotnie, w odmianach drobnoziarnistych często są jednorodne. Dolna

powierzchnia wykazuje często ślady rozmyć, obserwuje się również śródwarstwowe ślady rozmywania.

Barwa ich jest jasna, szara z odcieniem zielonawym, przy czym odmiany drobnieziarniste są wyraźniej zielone.

Piaskowce te składają się z ziarn kwarcu na ogół słabo obtoczonego oraz biało wietrzejących ziarenek skaleni, mogące niekiedy występować stosunkowo obficie. Podrzednym składnikiem są drobne ułamki łupków metamorficznych, drobne blaszki miki oraz niewielkie fragmenty łupków szarych i zielonych. Te ostatnie występują sporadycznie w kawałkach o wielkości do kilkunastu centymetrów. Piaskowce te są na ogół wapniste, partie o większej zawartości węglanu wapna wykazują tendencję do wietrzenia kulistego.

W kompleksie tym spotyka się ławice w rodzaju „skamieniałego błota” — w spoiwie ilasto-piaszczystym o barwie brunatnej tkwią w dużych ilościach fragmenty (do kilku cm) łupków zielonych i brunatnych oraz sporadycznie kawałki węgla.

Piaskowce gruboławicowe przekładają łupki ilaste, zielone, sporadycznie brunatne; występują zwykle z piaskowcami typu hieroglifowego. Warstwy te cechuje ubóstwo hieroglifów organicznych.

W odkrywcę na drodze z Przybyszowa do Jawornika, w dolnej części kompleksu piaskowców z Przybyszowa, który łączy się tutaj z wkładkami piaskowców gruboławicowych z warstw hieroglifowych dolnych — występuje kilkunastocentymetrowa wkładka czerwonych ilastych łupków. W innych profilach wkładki takiej nie obserwowałem.

Badania kierunków hieroglifów prądowych oraz innych struktur mówiących o kierunku prądu dostarczającego materiał wykazały, że dostarczany on był podobnie jak i do warstw hieroglifowych ze wschodu.

WARSTWY HIEROGLIFOWE GÓRNE

Powyżej piaskowców z Przybyszowa rozwija się ponownie kompleks warstw hieroglifowych. Od piaskowców z Przybyszowa oddzielone są one serią warstw hieroglifowych zawierających czerwone łupki.

Piaskowce są średnio- i cienkoławicowe o spoiwie ilastym, niekiedy krzemionkowym lub wapnistym. Zwykle są drobnoziarniste, sporadycznie w spągu gruboziarniste. Barwa ich jest zielonoszara od drobnych, rozproszonych ziarenek glaukonitu. W grubszej frakcji spotyka się fragmenty łupków metamorficznych, skalenie i drobne litotamnie. Sporadycznie występują numulity.

W niższej części tej serii występują od czasu do czasu grube ławice piaskowców zlepieńcowych, nie różniące się niczym od piaskowców z Przybyszowa.

Piaskowce te miejscami tworzą prawie zwarte kompleksy, a na południe od Przybyszowa wypierają niżej leżące warstwy z czerwonymi łupkami, łącząc się z piaskowcami z Przybyszowa. Zachowuje się tu tylko kilka parucentymetrowych warstewek czerwonych łupków. Ku południowemu wschodowi piaskowce te wyklinowują się i na południowy wschód od Osławy prawie całkowicie zanikają. Występuje również wy-

rażny ich zanik ku południowi, w następnym już fałdzie Wisłoka Wlk.—Komańczy nie pozostaje z nich ani śladu.

Jak już wyżej wspomniałem, w spągu warstw hieroglifowych górnych rozwinięta jest seria zawierająca, oprócz łupków zielonych, także łupki czerwone ilaste. Miąższość ich, posuwając się od zachodu, wyraźnie wzrasta. Na północ od Wisłoka Wlk. miąższość ich wynosi kilka centymetrów, w górnej części wsi Rzepedź już kilka metrów, a w profilu Osławy dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Dalej ku południowemuwschodowi jeszcze nieco zwiększają swoją miąższość. Podobny wzrost miąższości obserwuje się w poprzek fałdów. W fałdzie Wisłoka Wlk.—Komańczy łupki te osiągają już kilkadziesiąt metrów. Na terenie Słowacji osiągają miąższość około 100 metrów i stają się one bardziej zwarte (B. Lesko, 1958).

Na linii nasunięcia fałdu Pasieki, poniżej warstw inoceramowych, występuje kompleks z czerwonymi łupkami. Pozycja stratygraficzna tych łupków nie jest zbyt jasna, gdyż jedne zespoły wskazują wyraźnie na wiek środkowoeoceński, zawierają bowiem między innymi masowo formę *Cyclamina amplexans*, natomiast próbki pobrane w najbliższym sąsiedztwie zawierają mikrofaunę znacznie starszą:

Dendrophrya latissima Grzyb.,
Dendrophrya sp.,
Bathysiphon sp.,
Rhabdammina linearis Brady,
Saccamina placenta (Grzyb.),
Hormosina ovulum (Grzyb.), v. *gigantea*,
Rzehakina epigona (Rzehak),
Trochamminoides subcoronatus (Grzyb.).

Być może te czerwone łupki są wyprasowane z kilku poziomów stratygraficznych.

Warstwy hieroglifowe górne odróżniają się od dolnych silniejszym rozwojem łupków. Piaskowce są w nich zwykle w cieńszych ławicach, mniej twarde i mniej szkliste. Łupki są nieco grubiej łupiące się, odnosi się to szczególnie do wyższej części warstw hieroglifowych górnych; stają się one poza tym wyraźnie margliste.

Kierunki hieroglifów, jak i poprzednio, wskazują, że materiał sedymentacyjny dostarczany był ze wschodu.

Podobnie jak i piaskowce warstw dolnohieroglifowych i piaskowce z tej serii, szczególnie w niższej jej partii, charakteryzują się bogato rozwiniętymi śladami życia organicznego (Tabl. I, fig. 6, 7 i Tabl. II, fig. 9, 10). Oprócz śladów typu *Paleobulia* często spotyka się na powierzchniach lamin, wewnątrz ławicy — gałązkowato rozgałęzione ślady żerowania, przechodzące miejscami na powierzchnię drugiej laminy, tworząc ponownie gałązkowate ślady (Tabl. II, fig. 10).

Ten odmienny nieco rozwój wyższej części warstw hieroglifowych szczególnie wyraźnie zaznacza się w bardziej wewnętrznych partiach fałdów dukielskich, łupki stają się oliwkowozielone, sypiące się jako drobny gruz i warstwy przybierają cechy warstw zlińskich (B. Lesko, 1957).

Występująca w stropowej partii warstw górnohieroglifowych fauna numulitowa wykazuje wiek górnoeoceński: *Grzybowski multifida* Bieda

(*Nummulites chavannesi* de la Harpe). Została ona oznaczona przez mgr B. Gajderską z Karpackiej Stacji Terenowej I. G. w Krakowie.

MARGLE GLOBIGERYNOWE

Warstwy hieroglifowe, jak już wspomniałem, stają się ku górze coraz bardziej łupkowe, aż wreszcie pojawia się zwarty kilkunastometrowy kompleks czysto łupkowy, zresztą nie wszędzie rozwinięty. Łupki są grubo łupiące się, silnie wapniste, szarozielone, zawierają mikrofaunę globigerynową. Występują tutaj albo zespoły czysto globigerynowe (między innymi z *Globigerina triloba* Reuss. i *G. bulloides* d'Orb.), albo zespoły mieszane:

<i>Rhabdammina linearis</i> Brady	20
<i>Bathysiphon</i> sp.	2
<i>Reophax pilulifera</i> Brady	12
<i>Reophax nodulosa</i> Brady	4
<i>Ammodiscus umbonatus</i> Grzyb.	10
<i>Lituotuba</i> sp. (zniszczona)	1
<i>Globigerina officinalis</i> Subbotina	20
<i>Globigerina</i> sp. (formy małe, zniszczone)	10

Interesujące jest występowanie tutaj licznie formy *Globigerina officinalis* Subbotina, która według ostatnich badań nie schodzi poniżej eocenu górnego. Przesądzałoby to wiek górnoeoceni margli globigerynowych.

Margle te odpowiadają swoim położeniem marglom globigerynowym innych obszarów Karpat i za takie należy je uważać.

PIASKOWCE Z MSZANKI

Nazwę tę stosuję dla kompleksu piaskowców gruboławicowych, występujących między warstwami hieroglifowymi a menilitowymi. Mimo pewne różnice między właściwymi piaskowcami z Mszanki, a omawianymi w niniejszej pracy, uważam za właściwe nie tworzyć dla nich nowej nazwy, która wprowadziłaby tylko zamieszanie, tym bardziej że kompleksy te są równowiekowe. Miąższość ich jest zmienna i osiąga 20 m.

Są to piaskowce gruboławicowe, a zwykle występuje jedna ławica o grubości kilkunastu metrów. Piaskowce te są gruboziarniste, zlepieńcowe, frakcjonalnie warstwowane, często wielokrotnie. Barwa jasnoszara, niekiedy biaława lub przy piaskowcach o drobniejszym ziarnie — zielonawa. Oprócz ziarn kwarcu zwykle słabo obtoczonego, składają się z ziarn skaleni, drobnych blaszek miki oraz ziarenek glaukonitu; niekiedy spotyka się fragmenty łupków metamorficznych. Spoiwo jest ilaste, sporadycznie lekko krzemionkowe lub wapniste. Materiał do ich sedymentacji dostarczany był ze wschodu.

Piaskowce te wykształcone są w postaci długich soczewek. Największą miąższość osiągają na południe od wsi Przybyszów. Ku północnemu zachodowi zanikają tak szybko, że najprawdopodobniej nie łączą się

z właściwymi piaskowcami z Mszanki. Ku południowemu wschodowi zanik ich jest jednak wolniejszy i w postaci niedużych soczewek występują jeszcze (według Z. Opolskiego) na wschód od rzeki Osławy. Podobny rozwój wykazują warstwy te w fałdzie Wisłoka Wlk.—Komańczy, gdzie również tworzą izolowane soczewki. Przybierają one tutaj odcień brunatny. W fałdach jeszcze bardziej południowych odpowiedniki tych warstw nie występują (B. Lesko, 1958).

MARGLE PODCERGOWSKIE

Kontakt między eocenem podmenilitowym a warstwami menilitowymi nie jest wykształcony jednolicie (Tab. I, fig. 5). W skrajnym przypadku między marglami cergowskimi a warstwami górnohieroglifowymi są rozwinięte margle globigerynowe, piaskowce z Mszanki oraz w spągu margli podcergowskich kilkunastometrowy poziom łupków menilitowych z rogowcami. W innych profilach może brakować jakiegoś zespołu lub nawet wszystkich i wtedy margle podcergowskie kontaktują bezpośrednio z górnymi warstwami hieroglifowymi. Niekiedy piaskowce z Mszanki tworzą cienkie wkładki w najniższej części margli.

Nazwą tą określam około 100-metrową serię brunatnych, twardych, krzemionkowych margli, przybierających po zwiertzeniu barwę jasnoszara. Pokrojem swoim przypominają całkowicie zwykle margle z warstw menilitowych, występujących w sąsiedztwie rogowców. Poszczególne ławice osiągają miąższość kilkadziesiątu centymetrów. Można wyróżnić tutaj dwie odmiany margli, różniące się rodzajem łupliwości, jedne, bardziej masywne, pękają drzazgowato, drugie — pękają płytowo. W niższej partii wykształcone są brunatne rogowce, tworzące albo nieregularne palczaste soczewki wewnątrz ławic margli, albo cienkie do 1 cm warstewki przyosnięte do stropu ławicy. Miąższość tej części zawierającej rogowce jest zmienna, ale na ogół wynosi $\frac{1}{3}$ całej serii, chociaż może dojść i do $\frac{2}{3}$.

Margle te występują zarówno w fałdzie brzeźnym jak i następnym ku południowi, natomiast z fałdów leżących jeszcze bardziej na południe nie są znane. Zanikają one również w kierunku południowo-wschodnim.

PIASKOWCE CERGOWSKIE

Jest to kilkusetmetrowy kompleks piaskowców gruboławicowych. Są one zwykle średnio- i drobnoziarniste. Zawierają dość dużo blaszek miki oraz często detritus roślinny, spoiwo jest ilasto-wapniste, skały barwy szarej, po zwiertzeniu brudnożółtej. Piaskowce są na ogół jednorodne, sporadycznie frakcjonalne. Często są grubolaminowane i wtedy to laminowanie jest zwykle silnie zaburzone. Dość często obserwuje się hieroglify wśródwarstwowe. Niektóre cieńsze ławice tworzą kilkunastometrowej długości soczewki.

Łupki tej serii są grubołupiące się, silnie margliste, szare. Tworzą niekiedy wkładki kilkumetrowej grubości. Sporadycznie występują łupki brunatne, również grubołupiące się i zwykle wapniste.

Wśród kompleksów łupkowych występują cienko- i średnioławicowe piaskowce, szare, wapniste, skorupowe.

Ta seria łupkowo-piaskowcowa tworzy w wyższej części kompleksu piaskowców cergowskich kilkudziesięciometrowy zespół. W niektórych profilach, jak np. w górnych dopływach potoku Jawornik, istnieje pewne następstwo w ułożeniu tych składników, w części niższej przeważają piaskowce skorupowe, ku górze powoli zanikają i pozostaje seria czysto łupkowa. Taki rozwój jednak nie jest regułą i w innych profilach raczej go nie obserwujemy. Na północ od wsi Wisłok Wlk. w kompleksie tym wykształcone są cienkie twarde ławice, silnie wapniste o barwie jasnoczekoladowej, niekiedy z szarym odcieniem. Wykazuje drobne naprzemianległe jaśniejsze i ciemniejsze laminowanie. W płycie cienkiej widać, że jest to skała prawie czysto wapienna, ciemne zabarwienie poszczególnych lamin pochodzi od zawartej w niej substancji ilastej. Wietrząc staje się brudnożółta i rozpada się tabliczkowo. Przypomina swoim wyglądem łupki jasielskie.

Piaskowce cergowskie stanowią w fałdach brzeźnych stały poziom ciągnący się od Żmigrodu, Dukli na zachodzie, aż poza Osławę na wschodzie. Miąższość ich w tym kierunku powoli opada, szczególnie zaznacza się to na południowo-wschód od Osławy. Seria cergowska staje się tu wyraźnie cieńsza i zwiększa się ilość wkładek łupkowych. Znacznie szybciej następuje spadek miąższości w poprzek fałdów. W fałdzie Komańczy—Wisłoka Wlk. jeszcze występują, ale są wzbogacone w łupki, a w fałdach jeszcze bardziej południowych w ogóle nie są wykształcone.

Piaskowce cergowskie zarówno składem mineralnym, jak i pokrojem wykazują duże podobieństwo do warstw krośnieńskich przedpola. Nasuwa się przypuszczenie, że warstwy cergowskie odpowiadają dolnej części warstw krośnieńskich (warstwom polanickim), a zatem wyżej leżące warstwy menilitowe odpowiadałyby górnym łupkom menilitowym zachodniej Ukrainy. Jednak, jak można wnioskować m. in. z fauny numulitowej oznaczonej z nich przez O. Warchałowską-Pazdrową, są one starsze i odpowiadają piaskowcom podrogowcowym innych regionów polskich Karpat. Należy z tego wnosić, że osadzanie się piaskowców typu krośnieńskiego rozpoczęło się na tym obszarze wcześniej, przerywając na pewien okres sedimentację warstw menilitowych.

Górna granica piaskowców cergowskich jest na ogół ostra, jedynie na zachód od wsi Jawornik w stropie warstw występuje kilka wkładek rogowców. Piaskowce cergowskie tworzą długą soczewkę o osi wydłużonej w kierunku południowo-wschodnim. Zgadza się to całkowicie z obserwacjami nad kierunkami prądów dostarczających materiał, wykazujących ogólnie kierunek z północnego zachodu na południowy wschód. Spora-dycznie w części wschodniej występują inne kierunki, np. z północnego wschodu, a nawet — z południowego wschodu.

LUPKI MENILITOWE

Warstwy te podzieliłem na dwie części, różniące się nieco swoim wykształceniem. Granicę między nimi stanowi seria rogowcowa oraz ławica piaskowca zawierająca mszywioly.

a) **Łupki menilitowe dolne** — składają się wyłącznie z ciemnych, brunatnych oraz czarnych łupków, cienko- a niekiedy liściasto łupiących się, twardych, bezwapnistych. Piaskowce stanowią całkowicie pod-

rzędny składnik, są one brunatnofioletowe, niekiedy lekko krzemionkowe, zawsze drobnoziarniste. W spągu tej serii jest rozwinięty zespół margli brunatnych, zawierających cienkie, drobnolaminowane wkładki podobne do łupków jasielskich oraz rogowców. Rogowce w części zachodniej są ciemnobrunatne, ku wschodowi pojawia się coraz więcej rogowców kruczoczarnych, a na wschód od Osławy stają się one typem przeważającym (Z. Opolski, 1927). Pojedyncze ławice rogowców spotyka się rozrzucone w całej serii menilitowej. Wśród łupków spotyka się drobne konkracje sydereityczne.

b) **Łupki menilitowe górne.** Zaczynają się podobnie jak i poprzednie serią rogowców oraz margli. Nieco powyżej dolnej granicy występuje około dwumetrowa ławica piaskowca frakcjonowanego, od grubo- do drobnoziarnistego; poza ogólną gradacją ziarn obserwuje się grube laminy, w których również występuje gradacja (Tabl. II, fig. 8). Oprócz ziarn kwarcu są tutaj liczne fragmenty organiczne, na ogół mszywiolów, które wietrzejąc bieleją i skała staje się biało nakrapiana. Piaskowiec ten występuje jako ciągła ławica zarówno w fałdzie brzeżnym, jak i w fałdzie Wisłoka Wlk.—Komańczy. Jak należy sądzić, odpowiada ona i łączy się z ławicami mszywiolowymi w okolicy Dukli, Skalnika oraz z ławicami znanymi z wierceń w okolicy Żmigrodu, gdzie jest wykształcona już nie jedna, a kilka ławic. Piaskowce te występujące na zachodzie mają znacznie grubsze ziarno. Świadczy to, że materiał do ich sedimentacji został przyniesiony przez prąd zawieszinowy z północnego zachodu. Jest to potwierdzone przez obserwacje nad kierunkami hieroglifów prądowych. Występująca w nich fauna mszywiolowa, jak i numulitowa pozwoliła określić wiek tych ławic na górnym eocen (Z. Pazdro, 1929).

Łupki menilitowe górne są dość różnie wykształcone, w dolnej części występują tylko łupki ciemnobrunatne liściaste, bezwapniste, ku górze pojawiają się wkładki łupków grubiej łupiących się, czarnych, niekiedy wapnistych, o drobnych łusczkach miki. W części stropowej wykształcone są sporadycznie łupki grubołupejące się, silnie wapniste, szare. Wśród łupków spotyka się drobne konkracje sydereityczne oraz cienkie ławice piaskowców brunatnofioletowych, przechodzących niekiedy w łupki piaszczyste, w których miejscami rozwijają się wirowce (S. Dzułyński, A. Radomski, A. Ślęczka, 1956).

Górna granica tych warstw nie jest ostra, stopniowo zwiększa się udział łupków grubołupejących się, wapnistych, brunatnych i szarych oraz pojawiają się piaskowce szare, wapniste, skorupowe, cienko- i średnio-ławicowe. Na pierwszej ławicy tych piaskowców kładę granicę między warstwami menilitowymi a wyżejleżącymi warstwami przejściowymi. Tak pojęta granica nie jest najprawdopodobniej stała i mogą powstać pewne odchylenia. Niemniej jednak wydaje się konieczne wydzielenie osobno warstw przejściowych, gdyż w całej swojej masie różnią się wyraźnie zarówno od warstw menilitowych, jak i warstw krośnieńskich.

WARSTWY PRZEJŚCIOWE

Jest to mieszany zespół wykazujący zarówno elementy menilitowe, jak i krośnieńskie. Mamy tutaj zjawisko kilkakrotnego powracania warunków powodujących powstawanie łupków menilitowych. Na omawia-

nym obszarze nie są to jednak typowe łupki menilitowe, są one grubiej łupiące się, często wapniste. Zjawisko to szczególnie wyraźnie zaznacza się w obszarach położonych bardziej na południowy wschód już na terenie Słowacji, w okolicy Darowa i Stariny, gdzie pojedyncze ławice typowych łupków menilitowych z rogowcami spotyka się wśród warstw krośnieńskich jeszcze około 500 m powyżej zwartej serii menilitowej.

Natomiast w fałdach leżących przy samym nasunięciu płaszczowiny magurskiej zachodzi zjawisko odwrotne, facja krośnieńska w postaci szarych łupków i piaskowców skorupowych schodzi niżej i wypiera część warstw menilitowych, tworzących tylko mniej lub więcej miększe wkładki i przybierające na ogół charakter warstw grybowskich, przy czym rogowce występują aż do ostatniej wkładki typu menilitowego, natomiast prawie całkowicie nie ma ich w części spągowej. W całej tej serii występują ławice ankerytów sydereitycznych. Warstwy te wykształceniem swoim odpowiadają serii warstw grybowskich i wyżej leżących warstw krośnień-

Fig. 3. Profil stratygraficzno-litologiczny fałdów dukielskich w okolicy Komańczy—Wisłok Wlk.

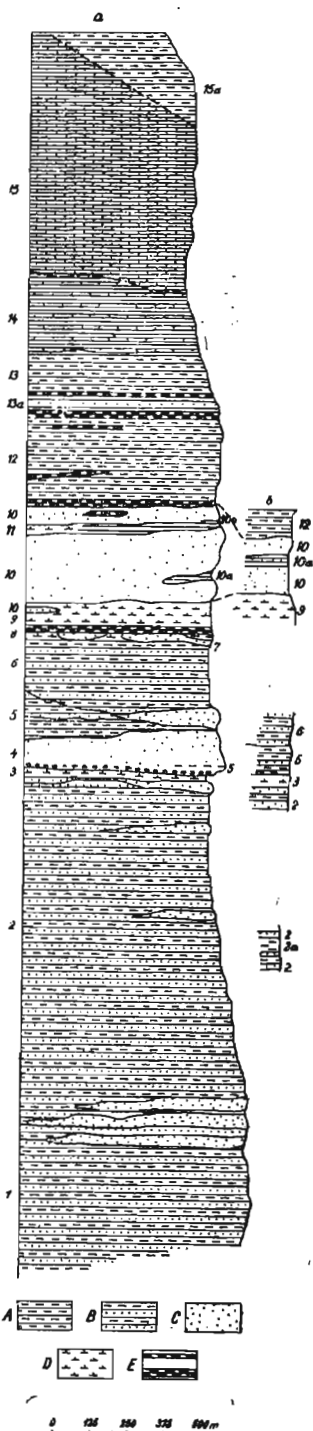
Stratigraphical-lithological columnar section of the Dukla folds, in the region of Komańcza and Wisłok Wielki

1 — warstwy inoceramowe, 2 — warstwy hieroglifowe dolne, 2a — wkładki czerwonych łupków, 3 — strefa z marglami fukoidowymi, 4 — piaskowce z Przybyszowa, 5 — wkładki czerwonych łupków, 6 — warstwy hieroglifowe górne, 7 — piaskowce z Mszanki, 8 — margle globigerynowe, 9 — margle krzemionkowe, 10 — piaskowce cergowskie, 10 — wkładka łupków szarych i piaskowców skorupowych, 11 — wkładka łupków typu jasielskiego, 12 — łupki menilitowe dolne, 13 — łupki menilitowe górne, 13a — ławica mszywiolowa, 14 — warstwy przejściowe, 15 — warstwy krośnieńskie, 15a — facja łupkowa

A — łupki, B — piaskowce średnioławicowe z łupkami, C — piaskowce gruboławicowe, D — margle, E — rogowce: a — profil fałdu brzeźnego, b — profil fałdu Komańczy—Wisłoka

1 — Inoceraman beds, 2 — Lower Hieroglyphic beds, 2a — red shale in intercalations, 3 — zone with Fucoid marls, 4 — Przybyszów sandstones, 5 — red shale intercalations, 6 — Upper Hieroglyphic beds, 7 — Mszanka sandstones, 8 — Globigerina marls, 9 — Siliceous marls, 10 — Cergowa sandstones, 10a — intercalation of grey shales and shelly sandstones, 11 — intercalation of shales of Jasio type, 12 — Lower Menilitic shales, 13 — Upper Menilitic shales, 13a — Bryozoa bank, 14 — Transition beds, 15 — Krosno beds, 15a — shale facies

A — shales, B — mediumbedded sandstones with shales, C — thickbedded sandstones, D — marls, E — hornstones: a — section of marginal fold, b — section of Komańcza—Wisłok fold



skich, w związku z czym nasuwa się wniosek przedstawiony zresztą już uprzednio (M. Książkiewicz, 1956, A. Ślącza, w druku), że serie występujące w oknach płaszczowiny magurskiej są najbardziej południową częścią serii fałdów dukielskich, a tym samym i serii śląskiej.

Warstwy przejściowe w okolicy Komańczy są wykształcone jako mieszany kompleks łupków szarych, grubołupejących się, wapnistych i łupków brunatnych, czarnych, na ogół marglistych, grubołupejących się, sporydycznie liściastych; te ostatnie przeważają tylko w dolnej części oraz piaskowców skorupowych, średnio- i cienkoławicowych, szarych, wapnistych. Z brunatnymi łupkami związane są niekiedy wystąpienia wirowców. Charakterystycznym składnikiem tej serii są ławice ankerytów syderyticznych.

Sporadycznie w dolnej części tego kompleksu występuje kilka parucentymetrowych wkładek łupków ilastych, trawiastozielonych.

Górną granicę warstw przejściowych stawiam w miejscu, gdzie całkowicie zanikają łupki ciemne.

WARSTWY KROŚNIEŃSKIE

Warstwy te składają się z łupków szarych, grubołupejących się, marglistych, przekładanych piaskowcami średnio- i cienkoławicowymi wapnistymi, skorupowymi, o barwie szarej. Wkładki piaskowców gruboławicowych nie występują.

W niższej części serii przeważają nieco piaskowce, ku górze ilość ich się zmniejsza, aż wreszcie zanikają całkowicie i seria staje się wyłącznie łupkowa. W wyższej jej części występuje wkładka łupków ciemnoszarych, płytowych, zawierających duże ilości łusek i innych szczątków rybich. Również i w tej serii w kierunku południowym zaznacza się powolny zanik zapiaszczenia.

Wśród warstw krośnieńskich, na południe od Wisłoka Wlk., około 800 m powyżej ławicy z mszywiolami występuje około metrowej grubości ławica łupków jasielskich. W odróżnieniu od wyżej opisywanych łupków typu jasielskiego, ławica ta między innymi zawiera dużą ilość globigeryn. W płycie cieniej widać, że skała ta zbudowana jest prawie z czystej substancji wapiennej, dlatego też należy mówić raczej o laminowanych wapieniach jasielskich.

Stosunek tych wapieni do tych występujących na północ od fałdów dukielskich nie jest jasny. Wykazują one bowiem tendencje do cienienia i zaniku w kierunku południowym, tak że oba te poziomy najprawdopodobniej nie łączą się bezpośrednio. Różnią się poza tym wykształceniem. Nigdzie na północy nie obserwowałem tak grubego poziomu wapieni jasielskich. Sądząc jednak z położenia ich nad warstwami menilitowymi, odpowiadają im mniej więcej wiekowo. Byłaby to jeszcze jedna wskazówka, że piaskowce cergowskie przypuszczalnie nie odpowiadają niższej części warstw krośnieńskich. Na obszarze wsi Dołżyca, około 600 m powyżej ławicy z mszywiolami, występują dwie warstewki (o grubości 1 cm) skały tufogenicznej.

Pomiary kierunków hieroglifów prądowych w piaskowcach skorupowych zarówno z warstw krośnieńskich, jak i przejściowych wykazały, że

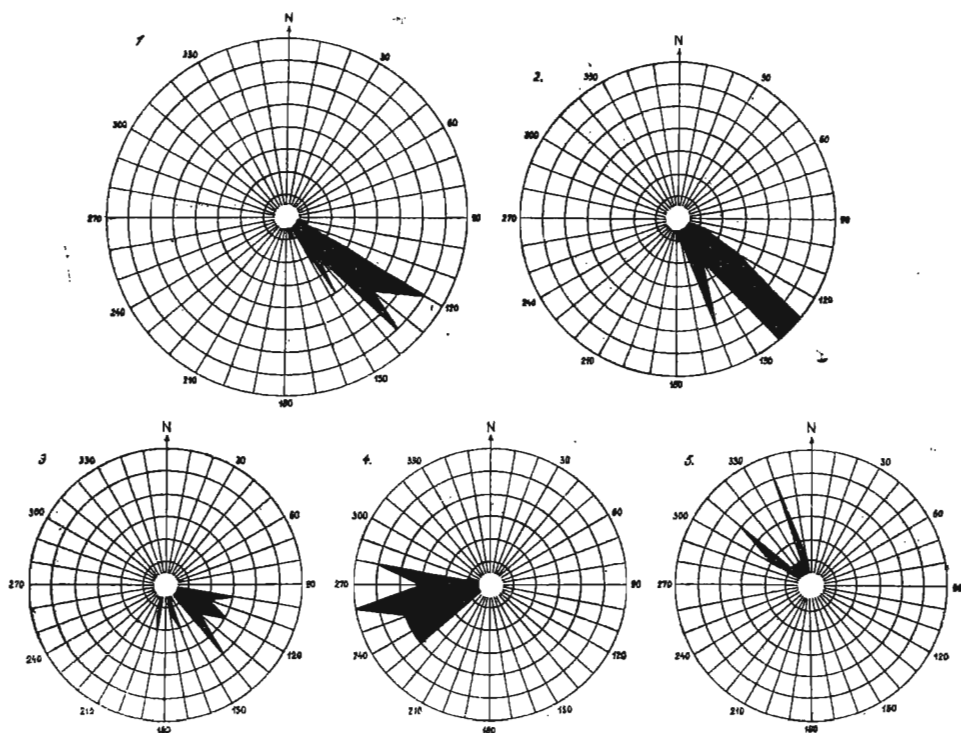


Fig. 4. Diagramy kierunków hieroglifów prądowych

Diagrams of directions of current hieroglyphs

- 1 — Warstwy krośnieńskie fałdu Komańczy, 2 — Warstwy krośnieńskie fałdu brzeżnego, 3 — Piaskowce cergowskie, 4 — warstwy hieroglifowe, 5 — warstwy inoceramowe
 1 — Krosno beds of Komańcza fold, 2 — Krosno beds of marginal fold, 3 — Cergowa sandstones, 4 — Hieroglyphic beds, 5 — Inoceraman beds

materiał do ich sedymentacji dostarczany był podobnie jak i dla piaskowców cergowskich z północnego zachodu.

PALEOGEOGRAFIA

Niniejsze rozważania paleogeograficzne oparte są na badaniach kierunków hieroglifów prądowych, przekątnego warstwowania, rozłożenia facji piaszczystej oraz w przypadku piaskowców gruboziarnistych — także na obserwacjach skośnego ułożenia większych ziarn piasku.

W okresie górnokredowym region fałdów dukielskich był prawdopodobnie połączony z basenem magurskim. Wskazuje na to przede wszystkim podobny charakter osadów.

Nie potwierdzają tego jednak dla części wschodnich badania kierunków sedymentacyjnych; wyjątkowo tylko w okolicach Komańczy kierunki sedymentacyjne kredy zarówno regionu fałdów dukielskich (fig. 1), jak i magurskiego są ze sobą zgodne (M. Książkiewicz, 1956). Natomiast

na obszarach położonych na wschód od omawianego terenu kierunki te są odmienne i w fałdach dukielskich w kredzie inoceramowej przeważa kierunek z północnego wschodu oraz ze wschodu, a całkiem sporadycznie występują z południowego wschodu. Takie rozłożenie kierunków wydaje się świadczyć, że oba baseny przynajmniej w części wschodniej były oddzielone od siebie. Za oddzieleniem przemawiałby dodatkowo jeszcze fakt występowania na terenie wschodniej Słowacji, na pograniczu fałdów dukielskich i jednostki magurskiej, osadów górnej kredy w postaci pstrych margli z głobotrunkanami. Byłyby to w takim razie osady obszaru oddzielającego basen fałdów dukielskich od magurskiego. Prawdopodobnie jednak w części zachodniej oba te baseny łączyły się.

Oddzielenie natomiast od basenu śląskiego jest wyraźne, górna kreda ukazująca się w łusce Bystrego, około 5 km na północ od fałdów dukielskich, ma całkowicie inny rozwój, ponadto transport jej odbywał się z północnego zachodu.

Na przełomie kredy i eocenu następuje niepokój na brzegach basenu, zaczynają się osadzać piaskowce gruboziarniste, zlepieńcowe. Zmienia się również charakter basenu. Staje się on lepiej przewietrzany, ciemne łupki zanikają, zaczynają zaś przeważać łupki jasnozielone, a sporadycznie czerwone. O lepszych warunkach na dnie zbiornika świadczy również bogatszy rozwój niż w warstwach inoceramowych organizmów dennych (Tabl. I, fig. 6, Tabl. II, fig. 9, 10).

Zaznacza się zmiana, nieznaczna zresztą, kierunku transportu. W eocenie niższym przeważa kierunek z północnego wschodu (fig. 1).

Przypuszczalnie materiał do obu tych serii dostarczany był z tej samej kordyliery. Pewne różnice w składzie mineralnym spowodowane są najprawdopodobniej postępującą w głąb erozją kordyliery macierzystej.

Przypuszczalnie źródło to dostarczało materiału i do warstw niższego eocenu z przedpola, na co wskazuje podobny rozwój litologiczny i dość częste kierunki z południowego wschodu i z południa. Sedymentacja gruboziarnista na przełomie kredy i eocenu trwa dość krótko i zapanowuje okres spokojny — powstają osady ilaste, przedzielane piaskowcami przekątnie warstwowanymi. Sporadycznie tylko w północnej części basenu osadzają się pojedyncze ławice piaskowców gruboziarnistych i gruboławicowych, tworząc mniejsze lub większe soczewki. Osady gruboławicowe zarówno z tego poziomu, jak i z wyższych poziomów szybko zanikają w kierunku wschodnim i w okolicy Cisyń w ogóle nie występują.

Osady te są zapowiedzią następnego okresu. Rozpoczyna się sedymentacja o całkowicie innym charakterze niż drobnoziarniste piaskowce typu hieroglifowego. Osadzają się piaskowce gruboziarniste, zlepieńce, o grubości do kilku metrów. Poszczególne ławice, jak i cała seria ma charakter soczewek wyklinowujących się w kierunku południowym i południowo wschodnim. Ten typ sedymentacji ograniczony jest tylko do wąskiego pasma szerokości najwyżej kilkunastu kilometrów, wzdłuż północnego brzegu basenu. Hieroglify prądowe na piaskowcach stosunkowo są rzadkie, natomiast często występują ślady nieregularnych rozmyć, również śródwartwowych.

Łupki między tymi piaskowcami są cienkie i często piaszczyste. Tylko sporadycznie występują cienkie wkładki normalnych warstw typu hieroglifowego. Brak ten może być natury sedymentacyjnej, spowodowany

częstym osadzaniem się ławic piaskowców gruboziarnistych, nie pozostawiającym czasu do sedymentacji ilastej, mógł on również zostać spowodowany rozmyciem przez prąd już osadzonego, słabo zdiagenezowanego osadu. Przykłady takich rozmyć sięgających co najmniej dwa metry w głąb znane są z tego regionu (S. Dżułyński, A. Ślęczka; w druku).

Warstwy te zostały osadzone nie przez normalny prąd zawieszinowy, ale prawdopodobnie przez gęsty prąd stojący na pograniczu zsuwu, stąd warstwy te mają tak niewielki zasięg, tworząc rodzaj stożków nasypowych. To małe rozprzestrzenienie może być także wynikiem względnie małej głębokości basenu.

Interesującym jest fakt powtarzania się na tym samym obszarze w różnych poziomach eocenu nagromadzeń materiału piaszczystego. Obszarem takim jest teren położony obecnie na południe od wsi Przybyszów—Tokarnia. Sedymentacja piaskowców gruboziarnistych zaczyna się tutaj nieco wcześniej i trwa dłużej niż gdzie indziej, tworząc prawie zwarty kompleks. Obszar ten znajdował się prawdopodobnie w miejscu, gdzie było ujście rzeki donoszącej grubszy materiał lub znajdował się mniej więcej wylot kanionu podmorskiego lub leżał na osi rynny utrzymującej się przez dłuższy czas. Po tym okresie gwałtownej sedymentacji na północnym skraju basenu, powraca ponownie sedymentacja łupków seledynowych i piaskowców typu hieroglifowego z bogato rozwiniętym życiem organizmów dennych. W obszarach bardziej południowych trwała ona bez przerwy. Pojawiają się również łupki czerwone, w części północnej jako wąska kilkucentymetrowa smuga rozszerzająca się jednak do kilkudziesięciu metrów w kierunku południowym i południowo wschodnim. Związane to jest prawdopodobnie ze zwiększaniem głębokości, w miarę oddalania się od brzegu północnego. Te czerwone łupki powstały w wyniku utlenienia łupków zielonych, na co wskazuje boczne zazębienie się obu rodzajów tych łupków. Podobnie jak i w warstwach niższych, również i w tym czasie, wzdłuż północnego brzegu, sporadycznie osadzają się piaskowce gruboławicowe. W kierunku południowo wschodnim zanika w tej części eocenu sedymentacja piaszczysta i np. w okolicy Cisnej mamy prawie wyłącznie osady ilaste.

Pod koniec sedymentacji warstw hieroglifowych w obszarze Komańczy zmniejsza się ilość dostarczanego materiału piaszczystego, pojawiają się sporadycznie łupki margliste, aż wreszcie dochodzi do osadzenia się kilkunastometrowej serii szarozielonych margli, zawierających miejscami masowo globigeryny.

Po tym czasowym uspokojeniu, następuje gwałtowna sedymentacja i osadzają się piaskowce gruboławicowe, gruboziarniste i zlepieńcowe. Pochodzi ona podobnie jak i poprzednie ze wschodu i jest ograniczona tylko od północnej partii basenu, gdzie tworzy wydłużone soczewki. Maksimum ich miąższości znajduje się w tym samym obszarze jak i niżej występujących warstw gruboziarnistych. Sądzić należy, że konfiguracja dna od tego czasu niewiele się zmieniła.

Jaki jest stosunek tych piaskowców do piaskowców gruboławicowych z Mszanki występujących na południe od Dukli, dokładnie nie wiadomo — bezpośrednio jednak nie łączyły się.

Ta gwałtowna sedymentacja wiąże się z zanikiem kordyliery wschodniej. Przestaje ona dostarczać materiału, jedynie sporadyczne wkładki

piaskowcowe w marglach podcergowskich oraz menilitowych przedpola świadczą, że działalność jej nie zanikła całkowicie. Powstaje natomiast nowe źródło materiału na zachodzie, w wyniku tych zmian, jak się wydaje, cały basen uległ nachyleniu ku południowemu wschodowi. Między tymi dwoma okresami panuje chwilowy spokój i osadzają się margle krzemionkowe.

Po okresie uspokojenia następuje szybka sedymentacja z północnego zachodu (fig. 2). W czasie przebudowy basenu wytworzyły się w dnie basenu bruzdy o kierunku zbliżonym do dzisiejszego. Tłumaczy to transport materiału równoległy do struktur obecnie występujących oraz rozprzestrzenienie piaskowców cergowskich. Prawdopodobnie w poprzednim okresie nie istniały wyraźne rynny, a dno było mniej więcej wyrównane, co umożliwiało duże rozprzestrzenianie się materiału, skośnie do istniejących obecnie struktur.

Piaskowce cergowskie są ostatnim w tym basenie przejawem żywszej działalności sedymentacyjnej. Następuje okres uspokojenia i w morzu głębokim osadzają się wyłącznie ciemne ily. O dość dużej głębokości basenu świadczy występowanie wśród osadu ilastego, na długości przeszło sześćdziesięciu kilometrów, około 2 m ławicy piaskowca frakcjonalnie warstwowanego, będącego niewątpliwie osadem prądu zawieszinowego (A. Ślącza, praca w druku). W południowej części basenu sedymentacja nie ma tak jednolitego charakteru. Występują na przemian osady jasno margliste i ciemne ilaste, świadczące o częstych zmianach warunków panujących w tej partii zbiornika. Ostatecznie jednak na całym obszarze pod koniec rozwoju geosynkliny warunki się wyrównują i podobnie jak w basenie śląskim (S. Dżułyński i A. Ślącza, 1958) osadzają się ily szare, margliste, przekładane w części północnej cienkimi warstwami piaskowcowymi. W końcu i te znikome przejawy żywszej działalności sedymentacyjnej zanikają i seria fałdów dukielskich kończy się osadem wyłącznie marglistym.

Karpacka Stacja Terenowa I. G.
Nadesłano 10 października 1958 r.

PIŚMIENICTWO

- DŻUŁYŃSKI S., RADOMSKI A., ŚLĄCZKA A. (1956) — Utwory wirowe w łupkach fliszowych Karpat. Roczn. Pol. Tow. Geol., 26, p. 107—126. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S., ŚLĄCZKA A. (1958) — Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich. Roczn. Pol. Geol., 28, Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S., ŚLĄCZKA A. — Przykład erozji dennej w morzu fliszowym. Roczn. Pol. Tow. Geol. Kraków (w druku).
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1952) — Warstwowanie frakcjonalne i laminowane we fliszu karpackim. Roczn. Pol. Tow. Geol., 22, nr 4, p. 309—449. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956a) — Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rdsch., 45, nr 2, p. 369—411. Leipzig.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956b) — Zagadnienie stratygrafii Karpat na tle paleogeografii. Prz. geol. nr 10, p. 445—455. Warszawa.

- LEŠKO B. (1951) — Stavba flyšoveho uzemia medzi Sninou a Medzilaborcami. Geol. sborník II. Bratislava.
- LEŠKO B. (1958) — Flyš mezi Medzilaborcami a Pichnym. Geol. Práce zprávy, 14, p. 56—71. Bratislava.
- OPOLSKI Z. (1927) — Sprawozdanie z badań geologicznych na ark. Wola Michowa Lisko, Ustrzyki Górne. Spraw. Państw. Inst. Geol., 2, nr 1—2, p. 226—242. Warszawa.
- OPOLSKI Z. (1930) — Zarys tektoniki Karpat między Oslawą—Łupkowem a Użoziem—Siankami. Spraw. Państw. Inst. Geol., 5, nr 3—4, p. 617—658. Warszawa.
- PAZDRO Z. (1929) — Mszywioty z łupków menilitowych w Skalniku i ich znaczenie stratygraficzne. Kosmos [A], 54, p. 140—170. Lwów.
- WARCHAŁOWSKA-PAZDROWA O. (1930) — Budowa geologiczna okolic Dukli i Żmigrodu. Kosmos [A], 54, 1929, p. 917—928. Lwów.
- ŚLĄCZKA A. (1959) — Stratygrafia łuski Bystrego. Biul. Państw. Inst. Geol., 131, p. 203—236. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. — Zagadnienie sedimentacji ławicy mszywiolowej z łupków menilitowych fałdów dukielskich (w druku).
- SZAJNOCHA W. (1896) — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do z. 6. Kraków.
- SWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Geologia regionalna Polski. Pol. Tow. Geol., 1, nr 2, p. 362—413. Kraków.
- TEISSEYRE H. (1930) — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1929 w okolicy Dukli. (arkusz Jasło-Dukla). Spraw. Państw. Inst. Geol., 5, nr 3—4, p. 601—613. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1932) — Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 7, nr 2, p. 319—336. Warszawa.
- WDOWIARZ J. (1930) — Szkic geologiczny Karpat między przełęczą Dukielską a Oslawicą—Oslawą. Kosmos [A], 55, 1931, p. 675—691. Lwów.

Andrzej ŚLĄCZKA

**STRATIGRAPHY OF THE DUKLA FOLDS IN THE KOMAŃCZA —
— WISŁOK WIELKI REGION (CARPATHIANS)**

S u m m a r y

The discussed area is built of three folds: the marginal fold of Cergowa Chryszczata, the Komańcza fold, and the Pasięka fold. All these folds, of a north-northwest to south-southeast trend, disclose reduced northeastern flanks. The stratigraphy of this area is as follows:

Inoceramian beds (Upper Cretaceous, Palaeocene). They consist of, usually, limy sandstones, medium- and thickbedded, as a rule of medium grain. Their colour is grey or bluish. Usually their shale intercalations are argillaceous grey or black.

Lower Hieroglyphic beds (Lower Eocene). They form a series, several hundred meters thick, of light-coloured sandstones, medium- or thinbedded, limeless, interbedded with green argillaceous shales. In the top beds of this series there appear intercalations of grey Fucoid marls.

Przybyszów sandstones. They are a series of thickbedded conglomeratic sandstones, with graded bedding; these rocks appear exclusively in the marginal fold.

Upper Hieroglyphic beds (Middle Eocene). These are developed in a similar manner as the Lower beds; however, but in their lower part there appear red shales too, besides the green ones.

Globigerina marls: they appear as series of several meters' thickness, built of marly shales.

Mszanka sandstones. They are thickbedded, coarsegrained sandstones, developed in the shape of lenses.

Menilitic beds. In their lower part they represent a series of brown siliceous marls, with lense-like intergrowths of brown hornstones.

On top of them appears a series, of several hundred meters' thickness, of thickbedded, finegrained limy sandstones; these are the so-called *Cergowa sandstones*. Southwards they gradually disappear. The Menilitic shales covering these sandstones might be divided into two parts; these are separated by a horizon with a bank of sandstones with Bryozoans, appearing as a continuous horizon upon the entire discussed area.

Krosno beds. Between these and the Menilitic beds there developed a thick series showing features of both of them, whereas the Krosno beds themselves are built here in the form of grey shelly sandstones, thin- and mediumbedded, limy, intercalated with grey, limy shales. About 700 m. above the Menilite beds there appears a horizon of Jasło shales.

The palaeogeographical conditions on this area are as follows:

The author has carried out, on the discussed area and on its neighbouring regions, investigations of the ranges of the individual facies and of the directions of flute casts he ascertained that the material for sedimentation of the Inoceramian beds has been supplied from the southeast. During this period the Dukla basin has probably been separated from the Magura basin in the east only, whereas it was separated completely from the Silesian basin. However, during the Eocene, the Dukla basin became separated from the Magura basin too; during this period the Dukla basin gained a better aeration, hence making possible an abundant development of benthonic organisms.

Fine-grained deposits predominate; occasionally only coarser material may be observed too. This type of deposition occurred: at the boundary between Cretaceous and Eocene, in the Middle Eocene (Przybyszów sandstones), and at the boundary between Middle and Upper Eocene (Mszanka sandstones). Almost all of these sandstones are limited to the marginal fold only — probably evidence of the fact that they were deposited by a current of feeble carrying capacity, perhaps by movements approaching slides. Interesting is the fact that in some regions there occurred, in different Eocene horizons, repeated accumulations of arenaceous material. Here sedimentation of coarsegrained sandstones starts somewhat earlier, and lasts longer than on neighbouring areas. This region must probably have been located near the spot where the mouth of some water course or the outlet of a submarine canyon caused deposition of coarser material; or this spot may have been situated on the axis of a trough existing for some length of time.

The sedimentation of the Mszanka sandstones is presumably connected with the early period of reshaping the Dukla basin: the eastern cordillera stops supplying material, perhaps it disappears altogether, and a new source of supply comes into existence from the west. It seems possible that, due to a change like this, the entire basin came to dip towards southeast. Between the two discussed periods there existed a span of tranquillity during which siliceous marls were deposited.

Succeeding this tranquil period there starts a rapid sedimentation from north-west. During reshaping of the basin there developed, on the basin's bottom, furrows of a direction resembling the present one. This would explain why the material was transported approximately parallel with the present-day structures, and the repartition of the Cergowa sandstones. It is probable that during the preceding period no distinct furrows existed and that the basin's bottom was approximately levelled even; this facilitated the extensive spread of material obliquely to the present-day structures.

In this basin, the Cergowa sandstones are the last evidence of lively activity of suspension currents. Then follows a period of tranquillity, and in the deep sea exclusively dark clays are laid down. Evidence of the relatively great depth of the basin is the appearance, within this clayey deposit, of a 2 m. bed of graded sandstone which undoubtedly is the product of turbidity currents; this bank extends over a length of more than 60 km. — In the southern part of the basin, sedimentation fails to show an equally uniform character. Alternately appear here light-coloured marly, and dark argillaceous deposits, proof of frequent changes in conditions existing in this part of the basin. Finally, however, toward the end of the geosyncline's development, conditions become uniform all over the area; similarly as in the Silesian basin, here also are being deposited grey marly clays, alternating with thin sandstone strata. Ultimately, even these scanty symptoms of a more lively activity vanish, and the series of the Dukla folds is terminated by an exclusively marly deposit.

TABLICA I

- Fig. 5. Margle podcergowskie. Potok Jawornik
Subcergowa marls. Jawornik creek
- Fig. 6. Górna powierzchnia ławicy piaskowca. Warstwy hieroglifowe górne. Komańcza
Upper surface of sandstone bed. Upper Hieroglyphic beds. Komańcza
- Fig. 7. Ślad typu *Spirophyton*. Warstwy hieroglifowe górne. Komańcza
Trace of *Spirophyton type*. Upper Hieroglyphic beds. Komańcza



Fig. 5



Fig. 6

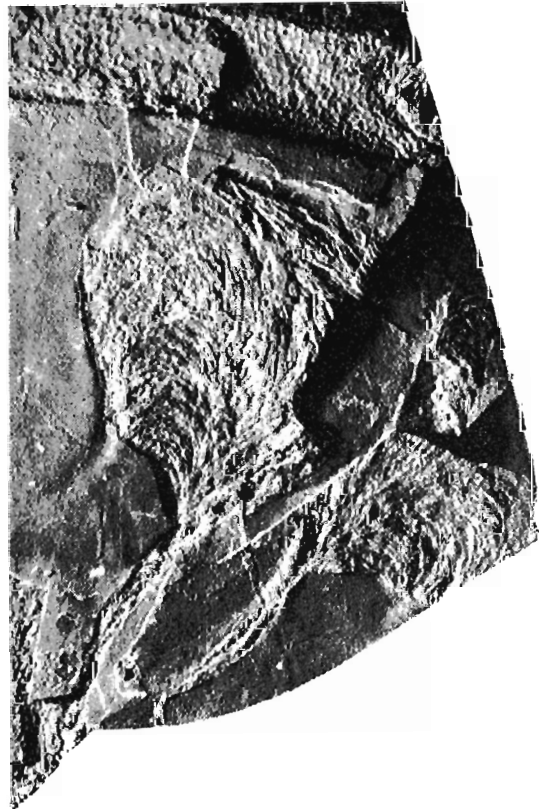


Fig. 7

TABLICA II

- Fig. 8. Ławica piaskowca mszywiolowego. Warstwy menilitowe. Potok Dołżycki.
Bed of *Bryozoa* sandstone. Menilitic beds. Dołżycki creek.
- Fig. 9. Ślad pochodzenia organicznego. Warstwy hieroglifowe górne. Komańcza.
Trace of organic origin. Upper Hieroglyphic beds. Komańcza.
- Fig. 10. Śródwarstwowe ślady żerowania. Warstwy hieroglifowe górne. Komańcza.
Interstratal traces of feeding. Upper Hieroglyphic beds. Komańcza.

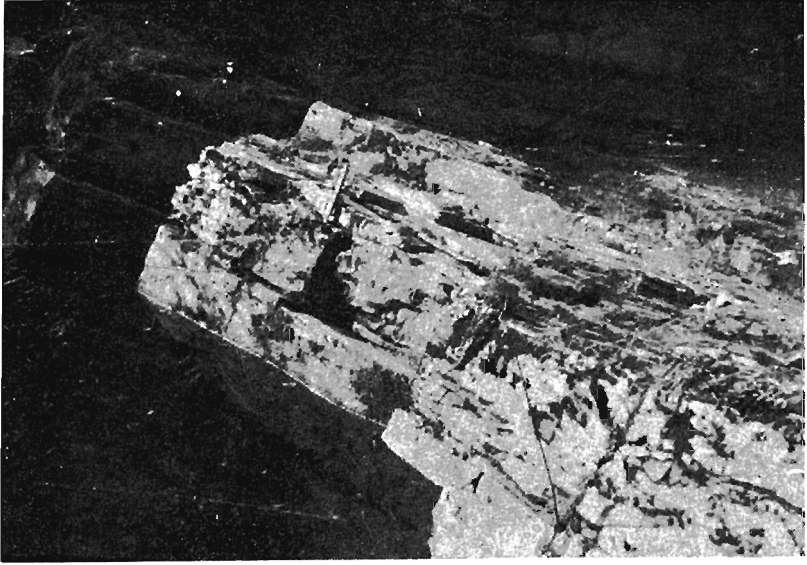


Fig 8



Fig 9



Fig 10