

Andrzej ŚLĄCZKA

## O pozycji geologicznej okruszcowania w okolicy Baligrodu

W pracy tej podano krótki zarys tektoniki i stratygrafii obszaru okolic Baligrodu wykazującego przejawy mineralizacji. Przejawy te omówione zostaną dokładnie w pracy B. Ostrowickiego (1958).

Pierwsze wiadomości o występowaniu w skałach fliszowych minerałów arsenowych w okolicach Baligrodu spotykamy w pracy M. Kamińskiego z r. 1937. Późniejsze obserwacje i badania doprowadziły do znalezienia nowych minerałów, jak również spowodowały zmianę poglądów na tektonikę i stratygrafię tego obszaru<sup>1</sup>.

Cmawiany fałd (zwany łuską Bystrego) położony jest w Karpatach środkowych na linii wielkiego pęknięcia oddzielającego od południa centralną depresję karpacką od przedpola fałdów dukielskich oraz od samych fałdów dukielskich. Przedpole to tworzy kilka wąskich silnie wyciśniętych, wachlarzowatych antyklin z eocenem podmenilitowym w jądrach. Na nie nasuwają się słabo zaburzone fałdy dukielskie. Fałd wykazujący objawy okruszcowania zaliczano początkowo pod względem tektonicznym i stratygraficznym do fałdów leżących na przedpolu nasunięcia dukielskiego jako fałd zewnętrzny (najbardziej północny). W jądrze tego fałdu miały występować warstwy eocenu podmenilitowego, otoczone łupkami menilitowymi (Z. Opolski, 1930).

Ostatnie badania wykazały, że antyklina ta różni się od fałdów przedpola, zarówno pod względem facjalnym, jak i tektonicznym.

Na pograniczu między tym przedpołem a centralną depresją występuje wąski (około 2 km) i krótki (około 11 km), złuszkowany fałd o kierunku mniej więcej NNW-SSE (fig. 1). Ma on zupełnie zredukowane skrzydło północno-wschodnie. Całość wykazuje wsteczne obalenie. Warstwami, które bezpośrednio nasuwają się tutaj na warstwy krośnieńskie depresji centralnej są warstwy cieszyńskie. Od południa nasuwają się na ten fałd warstwy menilitowe przedpola. Wykazują one najmniejszą amplitudę nasunięcia w profilach potoków Jabłonki i Rabskiego i tu odsłonięta jest najpełniej seria, z której zbudowana jest łuska. Ku południowemu wscho-

<sup>1</sup> Szczegółowe omówienie rozwoju poglądów dotyczących tego tematu oraz odpowiednią literaturę znajdzie czytelnik w pracy „Stratygrafia łuski Bystrego”, która ukaże się wkrótce w Biuletynie I. G. (A. Ślęczka, 1958).

dowi amplituda nasunięcia zwiększa się coraz bardziej i wreszcie na obszarze wsi Jabłonki warstwy menilitowe zakrywają całą łuskę i dochodzą do warstw krośnieńskich przedpola. Natomiast od północnego wschodu kończy się ona dużym poprzecznym uskokiem na terenie wsi Roztoki Dolne.

Omawiana łuska, szczególnie w części środkowej, jest silnie potrzaskana uskokami. Oprócz dużych poprzecznych uskoków, o kierunku SW-NE, występuje sieć uskoków drobniejszych, niekiedy tylko kilkometrowej długości. Pomiędzy poszczególnymi seriami lub warstwami występują zluźnienia, drobne wyciśnięcia i związane z nimi strefy druzgotowe. Uskoki te wydają się być związane wyłącznie z łuską Bystrego i nie przechodzą w fałdy przedpola, gdzie odsłaniałyby przypuszczalnie bardziej plastyczne. Z tym najbardziej intensywnie zaburzonym tektonicznie obszarem związane jest okruszczowanie. Występuje ono w kilku punktach wzdłuż potoków Jabłonki i Rabskiego.

Na samym kontakcie z nasunięciem występuje seria warstw cieszyńskich. Jest to kompleks naprzemianległych ławic piaskowców oraz łupków, o łącznej miąższości około 300 m. Skały tej serii mają przeważnie zabarwienie ciemne, prawie czarne. Piaskowce są na ogół drobnoziarniste, silnie wapniste, gęsto poprzecinane strzałką kalcytową. Niekiedy są to wapienie piaszczyste. Dość często występują drobne wprysnięcia pirytu.

W dolnej części tej serii przeważają piaskowce gruboławicowe, ku górze natomiast stają się one cienkoławicowe. W piaskowcach najwyższej części występują soczewki rogowców oraz ławice syderytów.

Ponad tą serią leży kompleks warstw grodziskich o grubości około 130 m. Są one wykształcone w postaci grubo-, rzadziej średnio-ławicowych, szarych piaskowców, niekiedy niebieskawych, na ogół bardzo twardych. Spoiwo ich jest ilasto-wapniste, miejscami syderytyczno-wapniste. W piaskowcach tych występują buły syderytowe. Łupki przedzielające te piaskowce odgrywają podrzędną rolę, są one jasne i ciemnoszare, wapniste. W obu tych seriach nie stwierdzono objawów okruszczowania.

Piaskowce grodziskie przechodzą ku górze w warstwy lgockie, wykształcone w postaci piaskowców cienko- i średnioławicowych, czasem gruboławicowych, mniej lub więcej kwarcytowych, zielonawych, szarych i czarnych, niekiedy zlewnych oraz łupków czarnych, twardych, niekiedy krzemionkowych. Serię tę można podzielić na dwie części.

1. Warstwy lgockie dolne o przewodzie piaskowców gruboławicowych, na ogół średnioziarnistych, kwarcytowych, rzadko wapnistych. Przeważają barwy ciemne, prawie czarne. Występują tu drobne i rzadkie wprysnięcia pirytu. Charakterystyczne jest tu występowanie druz (szczotek) kwarcowych, a nawet luźnych, całkowicie wykształconych, przezroczystych kryształów kwarcu. Łupki stanowiące około 50% serii są czarne, niewapniste, ilaste, niekiedy krzemionkowe (lidyty), pokrywające się żółtymi, pomarańczowymi lub czerwonymi nalotami.

2. Warstwy lgockie górne tworzą serię (około 80 m grubości) naprzemianległych piaskowców cienko- lub średnioławicowych, kwarcytowych, na ogół zlewnych; barwy ich są jasne, wodnistoszare, szarzielone. Sporadycznie występują w nich wprysnięcia, małe kuliste konkracje oraz żyłki pirytowe (do 1 cm grubości).

Łupki przedzielające piaskowce są czarne, twarde, bezwapniste, z czerwonymi i żółtymi nalotami, liściaste. Z warstwami tymi związane są objawy okruszcowania.

Jedna odkrywka związana jest ze strefą zluźnień na granicy między warstwami lgockimi dolnymi a górnymi. Występuje ona w potoku Jabłonki powyżej wsi Bystre (fig. 1, X). Występowanie okruszcowania związane jest ze strefą silniejszych zaburzeń tektonicznych. W leżących parę metrów wyżej warstwach nie zaburzonych okruszcowania nie stwierdzono.

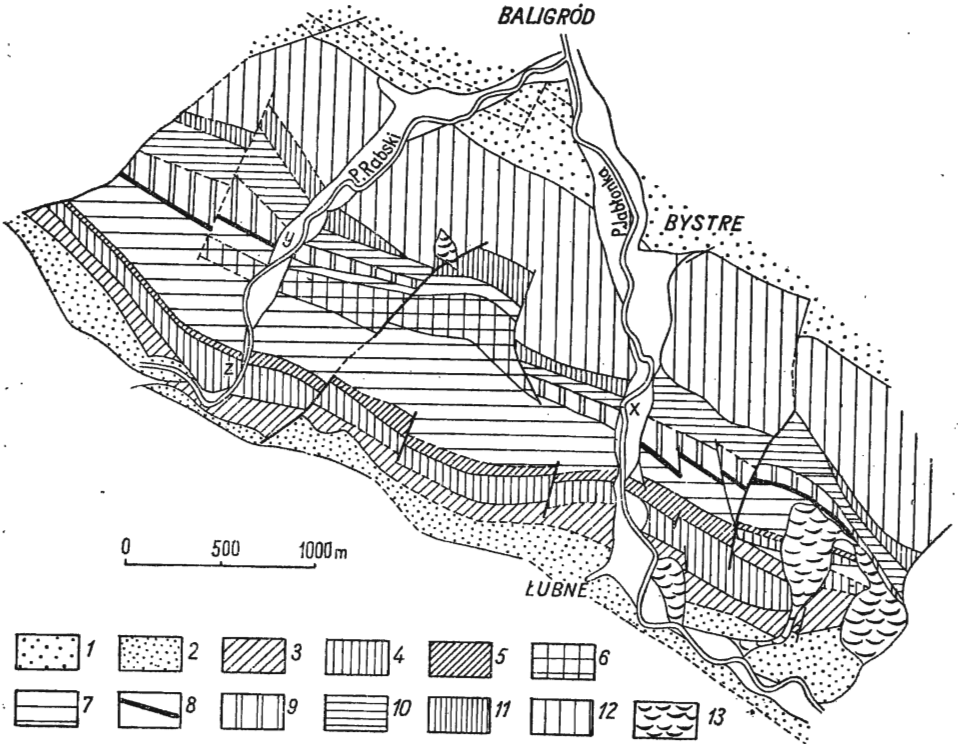


Fig. 1. Szkic geologiczny części środkowej fałdu Bystrego

Diagrammatic geological map from middle part of Bystre scale

1 — warstwy krośnieńskie, 2 — warstwy menliltowe, 3 — eocen podmenliltowy, 4 — warstwy istebniańskie górne, 5 — łupki istebniańskie dolne, 6 — warstwy istebniańskie dolne w facji inoceramowej, 7 — piaskowce istebniańskie dolne, 8 — łupki godulskie, 9 — warstwy lgockie górne, 10 — warstwy lgockie dolne, 11 — warstwy grodziskie, 12 — warstwy cieszyńskie, 13 — osuwiska.

1 — Krosno beds, 2 — Menlilite beds, 3 — Sub-menlilitic Eocene, 4 — Upper Istebna beds, 5 — Lower Istebna shales, 6 — Lower Istebna beds in Inoceraman facies, 7 — Lower Istebna sandstones, 8 — Godula shales, 9 — Upper Lgota beds, 10 — Lower Lgota beds, 11 — Grodzisak beds, 12 — Cieszyn beds, 13 — landslides

Skalami zawierającymi minerały kruszcowe są drobnoziarniste zlepieńce ciemno- lub jasnoszare, o ziarnach kwarcu do 1 cm średnicy. Ziarna te są ściśle upakowane, niekiedy szczelinowo spękane. Przeważają kwarcce młeczne. Lepiszczce zlepieńców jest ilasto-krzemionkowe. Skala ma przełam tnący ziarna kwarcu. Zlepieńce te są silnie zaburzone, nie tworzą

ciągłych warstw, lecz tylko soczewki „plywające“ w czarnych, krzemionkowych, niekiedy ilastych, wtedy bardziej miękkich łupkach. Minerale kruszcowe występują tylko w szczelinach.

Występuje tu realgar o barwach od jasno- do brunatnoczerwonej, a nawet prawie czarnej, tworzący albo naskorupienia, albo kryształy słupkowe ułożone prostopadle do ścian w większych szczelinach lub równoległe w mniejszych. W mniejszych ilościach występują też minerale o połysku metalicznym, przy czym niekiedy realgar tworzy w nich wrostki. Te metaliczne minerale tworzą na ogół różnokształtne skupiska. Być może, że kalcyt jest tu związany z tymi minerałami, gdyż żadna z występujących tu skał nie zawiera węgla wapnia. Dotychczasowe obserwacje zdają się wskazywać, że nie ma tu specjalnie uprzywilejowanego kierunku spękań i szczelin. Oprócz minerałów wykształconych w szczelinach, pojedyncze kryształy realgaru (niekiedy masowo) występują w łupkach przedzielających piaskowce. Ułożone są one tam na ogół w sposób bezładny.

W podobnym położeniu, ale w znacznie mniejszej ilości, stwierdzono minerale kruszcowe w potoku Rabskim poniżej drugiego mostu (fig. 1, Y). Występują one już w warstwach łgockich górnych, nieco powyżej granicy warstw łgockich dolnych. I tu również występowanie ich jest ograniczone do strefy silnie zaangażowanej tektonicznie.

Ponad warstwami łgockimi leży seria łupków czerwonych, ilastych, dość grubo łupiących się. Utwory te odpowiadają warstwom godulskim.

Wyżej występują warstwy istebniańskie. Stanowi je około 800-metrowy kompleks piaskowców gruboławicowych, przedzielonych pakietami łupków. Warstwy te dają się podzielić na dwie części. Poziomem granicznym między nimi są czerwone łupki.

Warstwy istebniańskie dolne stanowi kompleks piaskowców gruboławicowych, osiągających miąższość do kilkunastu metrów, niekiedy drobnozlepnieńcowych. Łupki przedzielające piaskowce są na ogół ilaste, szare. Warstwy te kończą się kilkudziesięciometrowym kompleksem o silnej przewodzie łupków. Łupki są jasne i ciemnoszare, zielone oraz czerwone, bezwapniste. W piaskowcach tej części występują miejscami konkretje pirytoowo-kwarcowe. Objawów okruszcowania nie zauważono.

Warstwy istebniańskie górne składają się w niższej części z około 180-metrowego kompleksu piaskowców gruboławicowych (gruboziarnistych), jasnoszarych, bezwapnistych, bardziej twardych niż piaskowce istebniańskie dolne. W piaskowcach tych dostrzeżono wprysnięcia pirytu. Łupki przedzielające piaskowce są szare oraz zielone, ilaste. W serii tej spotyka się ponownie objawy mineralizacji.

W warstwach tych okruszcowanie związane jest nie tylko z obszarami zaburzeń tektonicznych, ale występuje również w samych piaskowcach.

Wystąpienia związane ze strefą zaburzeń odślaniają się na lewym brzegu potoku Rabskiego (fig. 1, Z). Odkrytki te znane już były M. Kamińskiemu (1937). Nieco powyżej a także poniżej, gdzie zaburzeń już nie ma lub są słabsze, mineralizacji takiego typu nie ma.

Występuje tutaj prawdopodobnie tylko realgar oraz aury pigment. Minerale te występują w kilku środowiskach.

1. Przede wszystkim realgar jest związany ze szczelinami w piaskowcach albo jako naskorupienia, albo w postaci drobnych, pojedynczych kryształów, rzadko osiągających długość kilku milimetrów, tworzących nie-

kiedy większe skupienia. Realgar w tych naskorupieniach przechodzi często w żółtawy aury pigment. Dostrzeżono też czysto aury pigmentowe naloty. Razem z realgarem występują często kryształy kwarcu (tzw. diamenty marmaroskie).

Piaskowce są silnie spękane; często występują lustra tektoniczne, przy czym sądzić można, że nie ma przypuszczalnie jakiegoś uprzywilejowanego kierunku spękań. Realgar jest obecny w szczelinach poprzecznych, podłużnych a także w skośnych. Nie jest on związany z jakimś typem skały. Występuje zarówno w szczelinach piaskowców drobno- lub średnioziarnistych, jak i w drobnoziarnistych zlepieńcach.

2. Kryształy realgaru występują również w tzw. „skamieniałym błocie”. Skały te stanowią piaszczysty il, na ogół ciemnej barwy, z licznymi ziarnami kwarcu różnej wielkości, dochodzące do kilku centymetrów.

Kryształy realgaru spotyka się przede wszystkim w częściach bardziej ilastych, gdzie może występować w dużych skupieniach. Dokoła ziarn kwarcu występują niekiedy żółte naloty aury pigmentu. Kryształy osiągnęły tutaj na ogół większe wymiary niż w szczelinach. I tu również nie dostrzega się uprzywilejowanych kierunków nasilenia mineralizacji.

3. Trzecim środowiskiem występowania realgaru są wkładki łupków piaszczystych, bezwapnistych, jasno- i ciemnoszarych, występujących wśród twardych, zwięzłych piaskowców.

Wśród tych łupków występują strefy utkane gęsto słupkowymi kryształami realgaru (do 2 cm długości). Większe ziarna są zazwyczaj popękane nieregularnie lub tabliczkowo. Ułożenie kryształów jest bezładne, z pewną jednak tendencją do równoległego orientowania osi słupków do warstwowania.

W jednej z takich łupkowych wkładek stwierdzono występowanie cienkiej ławicy piaskowca gruboziarnistego o zdeformowanych (tektonicznie) ziarnach.

4. Ponad opisaną strefą w warstwach nie zaburzonych występują wewnątrz piaskowców, w silnie zwięzłych, sypkich, białych ziarnach drobne (rzędu dziesiętnych milimetra) ziarenka jasnoczerwonego realgaru.

W podobnych warunkach występuje okruszcowanie w górnych warstwach istebniańskich, w profilu potoku Jabłonki. Szczególnie dobrze jest ono widoczne w kamieniołomie koło Łubnego.

Wyższą część górnych warstw istebniańskich stanowi seria ciemnoszarych łupków, bezwapnistych o miąższości około 30 m. Wśród tych łupków występują konkretne pirytowe oraz syderytowe.

Ponad tą serią występuje kilkudziesięciometrowy kompleks warstw eocenu podmenilitowego, wykształconego w postaci warstw hieroglifowych. Piaskowce są cienkośrednioławicowe, kwarcytowe, twarde, szarozielone. Łupki są ilaste, szarozielone, niekiedy czerwone. Pośrodku tej serii występują trzy ławice piaskowca typu ciężkowickiego, silnie skrzemionkowanego. W szczelinach występują druzdy kwarcowe oraz całkowicie wykształcone kryształy kwarcu.

W jednym wypadku w potoku Rabskim zanotowano przypuszczalną obecność drobnych kryształków realgaru.

Na serię tę, jak poprzednio wspomniano, nasuwają się warstwy menilitowe, należące do przedpola fałdów dukielskich.

W fałdach tego przedpola nie udało się stwierdzić objawów okruszczenia. Sądzić więc można, że okruszczenie związane jest przypuszczalnie tylko ze strefami uskokowymi łuski Bystrego. Okruszczenie to nastąpiło prawdopodobnie już po ustaniu głównych ruchów tektonicznych. Wydaje się wskazywać na to występowanie nie zniszczonych kryształów w szczelinach lub na lustrach tektonicznych. Można przypuszczać, że w przeciwnym razie minerały te uległyby przynajmniej częściowemu roztańczeniu, czego nie zaobserwowano.

Karpacka Stacja Terenowa I. G.  
Nadesłano dnia 12 marca 1958 r.

#### PIŚMIENICTWO

- KAMIEŃSKI M. (1937) — O minerałach arsenowych z fliszu karpackiego okolicy Leska. Arch. min., 13, str. 1—7, Warszawa.
- OPOLSKI Z. (1930) — Zarys tektoniki Karpat między Oslawą — Łupkowem a Użonkiem — Siankami. Spraw. Państw. Inst. Geol. 5, z. 3—4, str. 617—658. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1958) — Stratygrafia łuski Bystrego. Biul. Inst. Geol. 131, (w druku), Warszawa.

Andrzej ŚLĄCZKA

#### NOTES ON THE GEOLOGICAL POSITION OF MINERAL ORES IN THE REGION OF BALIGRÓD (MIDDLE CARPATHIANS)

##### Summary

The first news of the occurrence of arsenic minerals in the Flysch formations of the Baligród region we find in a paper published by M. Kamieński (1937). Subsequent investigations led to the finding of further new minerals, and also brought about a changed conception regarding both tectonics and stratigraphy of this area (A. Ślęczka, 1958).

The discussed fold is situated in the Middle Carpathians on the line of an important tectonic dislocation which separates, in the south, the central depression from the folds lying at the front of the Dukla overthrusts. This fold is intensely folded in scales, and intersected by numerous faults. These faults are connected with this scale only, not passing onto the remaining folds of the foreland.

With this intensively disturbed area there is connected the formation of ore deposits; they are found in fissures of the sandstones of the Lgota and Istebna beds. These minerals appear either as incrustations, or of separate crystals. Besides ores connected directly with fissures there also are found individual ore crystals, chiefly of realgar, in the shale intercalations adjacent to the fissures. The ore appearing here is not tied to any particular type of rock. Investigations carried out heretofore seem to indicate that no privileged direction of fissures exists here.

Sporadically, minute particles of realgar appear as injections in powerfully weathered grains of sandstones from the Upper Istebna beds.

Investigations of the occurrence of these minerals indicate that most probably the formation of mineral ores took place after termination of the principal tectonic movements in this area.