

TADEUSZ WIESER

EGZOTYKI KRYSTALICZNE W KREDZIE ŚLĄSKIEJ OKOLIC WADOWIC

(Tabl. I—II)

I. WSTĘP

Skały krystaliczne, spotykane w obrębie osadowych skał fliszu karpackiego w postaci bloków, otoczków, okruchów, wchodzących w skład brekcji, zlepieńców lub przypadkowo łupków, były już niejednokrotnie przedmiotem studiów wielu badaczy.

W pracach St. Kreutza, Szajnochy, Gawła, Małkowskiego, Maślankiewicza, Jaksy-Bukowskiego spotykamy się z opisami wielu nowych, interesujących skał krystalicznych, obcych dotąd dla całości petrograficznej prowincji karpackiej. Do nich należą, m. in., opublikowany przez St. Kreutza (1927, str. 395) opis granitu z Bugaja; przez A. Gawła (1931, str. 653 i 1932, str. 145) — opis granitu, oraz granofiru i porfiru z okolic Sanoka; przez K. Maślankiewicza (Kreutz, 1927, str. 425) — opis porfiru granitowego z Izdebnika i Sułkowic itd.

Tematem niniejszej pracy są podobne, egzotyczne skały krystaliczne, spotykane w kredzie śląskiej okolicy Wadowic i Kalwarii, z których pochodzą również wyżej przytoczone materiały, opisane przez St. Kreutza i K. Maślankiewicza.

Za punkt wyjścia przy opracowywaniu podanego niżej materiału, posłużyła wydana w skali 1 : 50 000 «Mapa Geologiczna arkusza Wadowice» M. Książkiewicza (1939).

Obszar objęty eksploatacją prakarpackich skał krystalicznych wraz z zaznaczonymi głównymi odkrywkami warstw egzotykonosnych, podaje załączona mapka, w której jednostki tektoniczne i geologiczne zostały określone według danych M. Książkiewicza. W najważniejszych punktach występowań ujęto ponadto statystycznie, obecne tam petrograficzne typy skał, co w znacznej mierze ułatwiło paralelizację różnych wiekowo i facjalnie odkrywek warstw kredy śląskiej. Z pobranych próbek krystalicznych skał prakarpackich, sporządzono w Zakładzie Geologii U. J. 104 szlify petrograficzne. Wyniki wykonanych na płytkach cienkich analiz mikroskopowych, przytoczone są w streszczeniu w części opisowej.

Za cenne wskazówki i rady udzielone mi przez prof. M. Książkiewicza, oraz za użyczenie mi dodatkowych okazów egzotyków, składam na tym miejscu gorące podziękowanie. Równocześnie składam podziękowanie Państwowemu Instytutowi Geologicznemu za łaskawe subwencjonowanie związanych z opracowaniem prac terenowych, oraz prof. A. Gawłowi za życzliwe uwagi w trakcie dokonywanych badań.

II. POZYCJE GEOLOGICZNE WARSTW Z EGZOTYKAMI

Zbadane egzotyki pochodzą zasadniczo z dwóch pięter kredy: z kredy dolnej i górnej.

Egzotyki dolnokredowe zostały opracowane z dwóch punktów występowań, w Woźnikach i w Barwałdzie Górnym.

W Woźnikach pozycję warstw z egzotykami określa następujący profil, podany przez M. Książkiewicza (1936, str. 584):

- 1) łupki cieszyńskie górne,
- 2) warstwy grodziskie (z *Duvalia dilatata* i neokomskimi hoplitami z grupy *Neocomites* i *Acanthodiscus*),
- 3) zlepieńce, łupki i piaskowce,
- 4) piaskowce porowate i margle płytowe,
- 5) czerwone i zielone łupki, margle, ciemne łupki.

Egzotyki występują w kompleksie 3), tzn. zlepieńców i ciemnych łupków. W warstwach tych M. Książkie-

wicz (1949) ostatnio znalazł orbitoliny i belemity. Pozycja i rozwój facjalny tych warstw wskazują, że jest to odpowiednik łupków wierzowskich (barem). Omawiany zespół warstw tworzy płat płaszczowinowy, leżący na płaszczowinie parautochtonicznej (l. c., str. 585), a zapadający pod płaszczowinę śląską (godulską), budującą Pogórze Lanckorońskie. Płat ten został nazwany płaszczowiną woźnicką.

Ta sama jednostka ukazuje się wg. wymienionego autora w oknach tektonicznych w strefie lanckorońskiej (1936, str. 585). W tej strefie w Barwałdzie Górnym ponad piaskowcem grodziskim występuje kompleks ciemnych łupków, oznaczonych na mapie M. Książkiewicza (1939) jako łupki wierzowskie. W łupkach tych występują również masowo egzotyki. Pozycja stratygraficzna tych warstw jest taka sama jak w Woźnikach.

Egzotyki górnokredowe pochodzą z warstw istebniańskich. Warstwy istebniańskie wchodzi w skład płaszczowiny śląskiej (godulskiej), wyższej od płaszczowiny woźnickiej. Występują one w trzech drugorzędnych jednostkach tektonicznych, tzn. w bloku Beskidu Małego, w płacie Pogórza Lanckorońskiego i w jednostce Pogórza Radziszowskiego (mapa, 1939).

W bloku Beskidu Małego warstwy istebniańskie zostały na mapie ark. «Wadowice» podzielone na warstwy istebniańskie dolne i górne (M. Książkiewicz, 1932, tabela przy str. 96).

Z warstw istebniańskich dolnych Małego Beskidu, egzotyki zostały zebrane z Góry Żar, koło Ponikwi. Najwięcej jednak materiału w tym obszarze dostarczyły odkrywki w warstwach górnolistebniańskich, znajdujące się na Harńczykowej, w Zubakówce, Świnnej Porębie, Mucharzu i Zagórze.

W Pogórze Lanckorońskim warstwy istebniańskie nie różnicują się na górne i dolne, jakkolwiek reprezentują one zapewne dolny i górny oddział warstw istebniańskich Małego Beskidu. Z tego obszaru egzotyki zostały zebrane z Podlesia, Brodów i Izdebnika.

W Pogórze Radziszowskim zebrano egzotyki z Ostrej Góry, k. Woli Radziszowskiej i z okolicy Leńcz.

III. OPIS SKAŁ

A. Egzotyki krystaliczne dolnej kredy

Opracowane egzotyki krystaliczne dolnej kredy, pochodzą z dwóch, dobrze znanych występowania w Woźnikach, oraz w okolicy Barwałdu Górnego. W pierwszej z tych miejscowości, leżącej ok. 6 km na N od Wadowic, okazały zebrano z bocznej dolinki potoku Rędzina, położonego 1,5—2 km od centrum wsi Woźniki. W okolicy Barwałdu Górnego egzotyki spotykane są w potokach, wcinających się w warstwy wierzowskie, w odległości ok. 2 km na S od przystanku kolejowego Barwałd Górny. W obu punktach bloki skał egzotycznych, sięgają niekiedy pokaźnych rozmiarów, wykazują ponadto minimalny stopień otoczenia i zwietrzenia. Obok licznie reprezentowanych tam skał wapiennych, rzuca się w oczy silna przewaga słabo zmetamorfizowanych skał strefy epi-, oraz skał granitowych.

Gnejsy

Do jednych z najbardziej osobliwych i licznych odmian gnejsów należą gnejsy serycytowo-albitowe, pochodzące niewątpliwie ze strefy metamorfozy epi-Grubenmann'a¹⁾, lub strefy chlorytowej Barrow-Tilley'a²⁾. Szczególnie pospolite w Woźnikach, gnejsy te, obok stałej zielonawo-szarej barwy, cechują się strukturą porfiroklastyczną lub częściowo porfiroblastyczną, oraz teksturą łupkową do lentykularnej. Wśród składników widocznych jedynie pod mikroskopem, rozpoznano plagioklaz, przynależny bądź do albitu, bądź do oligoklazu z zawartością 28—30% An, obecnego w postaci reliktyw. Jest on prawie pozbawiony zbliźniaczeń, co można tłumaczyć za Emmons'em i Gates'em³⁾, działaniem stosunkowo intensywne stresu, uniemożliwiającego powstanie lametek albitowych. Z innych składników obecny jest silnie zserycytowany ortoklaz, da-

¹⁾ Grubenmann U.: Die kristallinen Schiefer, 1910, Berlin.

²⁾ Tilley, C. E.: The facies classification of metamorphic rocks. Geol. Mag., Vol. LXI, p. 167, 1924.

³⁾ Emmons, R. C. and Gates, R. M.: Plagioclase twinning. Bull. Geol. Soc. of Am., Vol. 54, p. 287, 1943.

lej kwarc w postaci okrągłych, soczewkowatych, lub żyłkowych utworów, wykazujących silne faliste znikanie światła i tzw. cukrowo - ziarnistą budowę. Biotyt zjawia się jako mniej lub więcej schlorytyzowany, z trudniej dostrzegalnym pleochroizmem. Właściwy chloryt występuje w formie drobnych, nieregularnie rozsianych łusek, cechujących się b. słabą dwójłomnością — do 0,004 i słabym pleochroizmem: X — bezbarwny, Y = Z — trawiaszzielony, które przemawiają za przynależnością ich do penninu. Znacznie pospolitszym od chlorytu jest serycyt, którego łuski często tworzą pokaźne, pilśniowe skupienia soczewkowate lub smugi. Z pośród minerałów akcesorycznych, występują w bardzo drobnych ilościach apatyt i rutyl. W odniesieniu do genezy tej skały, to najprawdopodobniejszym wydaje się być jej pochodzenie ze zmetamorfizowania (kataklazy) skał granitowych.

Bardzo podobny gnejs występuje również w Barwałdzie Górnym, gdzie jednakowoż z uwagi na rodzaj zachowanej struktury (porfiroidowa), za skałę wyjściową należy uważać wylewny ekwiwalent magmy granitowej.

Bardzo oryginalnym, znanym jednak z tylko jednego okazu, jest mezo gnejs hornblendowo-biotytowy, o teksturze linearnej, który badany pod mikroskopem ujawnia budowę porfiroblastyczną, dzięki obecności większych oczek skaleniowych. Skalenie należą tu do plagioklazu, anortoklazu, ortoklazu i mikroklinu. Plagioklasy są często zbliżone wg prawa albitowego, które ponadto często kombinuje się ze zbliżeniami typu karlsbadzkiego i peryklinowego. Wyjątkowo powszechnie spotykane w plagioklazach przerosty myrmekitowe, oraz tzw. strefy reakcyjne («reaktionsszonen» = «reaction rims») świadczą za znacznie zaawansowanymi zmianami deuterycznymi albo za objawami metasomatycznych reakcji wymiennych, wywołanych obecnością «ichoru». Anortoklaz obecny w postaci porfiroblastów, o zmiennym pokroju od słupkowego, wg osi a, do tabliczkowego wg M (010) zbliżony jest wg prawa albitowego, przy czym często szerokość jego prążków bliźniaczych schodzi poniżej granic widzialności. Bardzo rzadkie są oznaki przejścia anortoklazu w mikropertyt i związanego z tym wydzielania wrostków albitu (odmieszanie substancji albitowej) i serycytu. Na łatwych

do wypreparowania ze skały odłupkach wg P i M określono kąty znikania, jako równe: $X\Delta P/M = 7-8^\circ$ (na M) i $X\Delta M = 2^\circ$ (na P). Ortoklasy i mikrokliny stanowią największe, widoczne gołym okiem krystaloblasty. Zawierają one obok wrostków minerałów akcesorycznych, jak apatyty, rutylu i cyrkonu, duże i okrągławe pojkilmaty kwarcu «kropłowego» («Tropfenquartz»), oraz prawie z reguły, rzadko rozsiane, pałeczkowate wrostki albitu — mikropertyt i mikropertyt mikroklonowy. Wszystkie prawie ziarna skalenia potasowego, wykazują mniej lub więcej wyraźnie zaznaczoną budowę kratkową. Kwarc występuje normalnie w soczewkowatych skupieniach ziarn o poligonalnych ograniczeniach i zawiera liczne inkluzje cieczy i gazów, rozproszone nieregularnie lub skupione w wąskich smugach. Faliste znikanie światła jest słabo wykształcone. Biotyt obecny zwykle w formie idioblastycznych blaszek, spotykany jest w grupach, w towarzystwie hornblendy, apatyty i cyrkonu. Pleochroizm jego jest silny i waha się między barwami: X — żółtawa, Y = Z — ciemno oliwkowa do czarnej. Pola pleochroiczne wokół wrostków cyrkonu, dochodzą w biotycie do szerokości 0,02 mm. Z pośród głównych składników, pozostaje jeszcze wymienić hornblendę zwyczajną. Jest to jedyne pewne występowanie hornblendy wśród zbadanych egzotyków prakarpackich. Hornblendą ta, posiada pokrój prętowy, rzadziej prawie izometryczny i jest ogólnie idioblastyczna. Kąt znikania wynosi u niej: $Z\Delta c = 15^\circ$; dwójłomność — ca. 0,020; wyraźny pleochroizm waha się w barwach od zielonawożółtej (X), przez trawiazieloną (Y) do niebieskawozielonej (Z). Schemat absorbcji: $X < Y < Z$. Z pośród minerałów akcesorycznych bardzo pospolitym jest cyrkon, w porównaniu do mniej częstego, izometrycznego apatyty. Pochodzenie częściowe orto- (typ hybrydalny) tej skały wydaje się być pewnym, sądząc chociażby z nieciągłości w wykształceniu prążków albitowych (vide Emmons i Gates, l. c. str. 288).

Skałę przejściową do właściwych granitów, stanowi pochodzący z Woźnik granitognejs dwumikowy, posiadający normalną hypidiomorficznie-ziarnistą budowę, przy niezbyt silnie zaakcentowanej, równoległej teksturze. Wśród składników widoczny jest w nim plagioklaz, należący do kwaś-

nego lub średnio kwaśnego oligoklaz (18—23% An), dalej ortoklaz, pozbawiony podobnie jak i plagioklaz wyraźnego idiomorfizmu i pokroju, a tworzący w kontakcie z nim dobrze wykształcone przerosty myrmekitowe. W ortoklazie widoczne są nadto zawiązki mikroklinizacji. Najpospolitszy składnik, kwarc, skupia się w żyłkowych lub soczewkowatych agregatach i ujawnia słabo zaznaczone faliste znikanie światła. Biotyt wykazujący częste zjawiska rozkłucia jego idiomorficznych blaszek, znajduje się w początkowym stadium przeobrażenia w chloryt, ściślej w pennin (sądząc np. z anomalnych barw interferencyjnych). W związku z chlorytyzacją biotyту powstają pokaźne nagromadzenia ziarenek rud i igiełek rutylu, skupiających się niekiedy w regularne siateczki sagenitowe. Druga z mik muskowitz, chętnie przerasta w sposób zorientowany biotyt, bądź też tworzy samodzielne blaszki. Wśród minerałów akcesorycznych pospolitym jest tylko cyrkon i izometryczny apatyt.

Granity

Bardzo pospolite, wśród egzotyków spotykanych w Barwałdzie i w Woźnikach, są granity dwumikowe. Skały te, barwy ogólnie szarej, drobno lub średnioziarniste, dzięki tendencji układania się biotyту w formach pokładzikowych, szlirowych i dzięki jego nierównomiernemu rozmieszczeniu, posiadają bardzo zmienny «color index». Cechuje je poza tym dobrze wykształcona budowa hypidiomorficznie - ziarnista. Głównymi składnikami tych skał są: plagioklaz, ortoklaz, kwarc, biotyt i muskowitz. Plagioklasy tworzą w nich ziarna ksenomorficzne lub bardziej idiomorficzne (w odmianach apli-towych) i posiadają niewyraźny, naogół izometryczny pokrój. Procesy wietrzenne, zwłaszcza kaolinizacja, rzadziej serycytyzacja, wykorzystują w nich szczelinki łupliwości, zwłaszcza doskonałej wg. P (001). Zbliżniaczenia należą normalnie do typu albitowego, mniej częste są zbliźniaczenia kombinowane, karlsbadzko - albitowe i peryklinowo - albitowe, podobnie jak i budowa zonalna (warstwy przyrostu). Skład plagioklazów ustalony na podstawie kątów znikania w pasie symetrycznym osobników zbliźniaczonych albitowo lub karlsbadzko - albitowo, ujawnia dość duże wahania: w odmianach uboższych w biotyt, plagioklaz należy do albitu oligoklazowego, ze śred-

nią zawartością 14% An, oligoklazę z 20% An i do zasadowego oligoklazę z zaw. 28% An w jądrze i 25% An na obwodzie. W odmianach bogatszych w biotyt (np. w diorycie kw. - miko- wym z Barwałdu) plagioklasy są już częściowo kwaśnymi an- dezynami, o zaw. 32% An w jądrze i 27% An na obwodzie. Po- dobne, wysokie zawartości subst. An spotkano także wśród plagioklazów z granitu aplitowego z Woźnik. Godnym uwagi jest zaobserwowane występowanie wśród wrostków tkwią- cych w plagioklazie, pojkilmatów apatyty, rud, chloryty, epi- dotu, cyrkonu, a zwłaszcza turmalinu, który jednakowoż spo- tykany jest tylko sporadycznie. Skaień potasowy należy głów- nie do ortoklazę, sporadycznie zaś do mikroklinu, z wyraźną budową kratkową, oraz do mikropertyty. Ortoklaz jest wyraź- nie allotriomorficzny, silnie skaolinizowany lub prawie nie- zwietrzały i zwykle niezbliznaczony. Niekiedy widoczne są u ortoklazę oznaki metasomatycznego jego wypierania przez muskowitz. Jeden z najliczniejszych składników, kwarc, tworzy ziarna całkowicie ksenomorficzne, zespolone w tzw. cu- krowo - ziarniste skupienia i stanowi jak gdyby spoiwo po- zostałych składników. Zawiera liczne smugi inkluzji cieczy i gazów, oraz iglaste wrostki rutyty i apatyty, obok rzadszego cyrkonu i rud. Faliste znikanie światła jest zwykle dobrze za- znaczone. Jedyny z ciemnych składników, biotyt, cechuje się dość wyraźnym idiomorfizmem swych blaszek, skupionych zwykle w rozbieżnych agregatach i stosunkowo dużą świe- żością. Licznie spotykane w biotytach wrostki cyrkonu, obok apatyty i rud, wywołują średnio szerokie (ok. 0,05 mm) pola pleochroityczne. Barwy pleochroityczne w odmianach mniej kwaśnych, w granicach: X — słomianożółta, Y = Z — oliwko- wobrunatna do prawie czarnej, wyraźnie kontrastują z bar- wami we właściwych granitach dwumikowych: X — jasno- żółta z odcieniem szarym, Y = Z — ciemno brunatnoczerwona. Ta ostatnia barwa tak pospolita we wszystkich innych ska- łach egzotycznych, zwłaszcza w metamorficznych (o silnym metamorfizmie wg. Tilly' a (1926)), niespotykana jest w skałach wylewnych, przez co wydaje się być związana ra- czej z pewnymi procesami autometamorficznymi, mogącymi wywołać «odmieszanie» się niektórych barwnych połączeń (np. TiO_2 lub Fe_2O_3). Drugi z łyszczyków, muskowitz, tworzy również idiomorficzne blaszki, wykazujące często zjawiska

pofałdowania. Z wrostków zawiera jedynie nieliczne igiełki apatyty. Muskowit metasomatyzuje chętnie skalenie, zwłaszcza ortoklaz, stanowiąc wespół z kwarcem rodzaj symplektytów. Z minerałów akcesorycznych wymienić należy apatyt, magnetyt, cyrkon, a także i gdzieś tam spotykany granat. Przypuszczalna sukcesja powstawania składników, wydaje się być następująca: biotyt i oligoklaz (ew. andezyn), ortoklaz, mikroclin, muskowit, kwarc, albit, biotyt II, muskowit II. Rozczepienia, zagięcia blaszek miki świadczą, podobnie jak i kaktaklaza ziarn kwarcu, za działalnością ciśnień dynamicznych w czasie (piezokrystalizacja) i po krystalizacji. Dla lepszego zobrazowania stosunków ilościowych składników, procentowe ich zawartości, dla różnych odmian granitu, obliczone metodą planimetryczną, zestawiono w poniżej załączonym ujęciu tabelarycznym.

Tabela 1.

Typ petrograficzny skały	Składniki główne						Akcesoria
	Plagioklaz	Ortoklaz	Mikroclin	Kwarc	Biotyt	Muskowit	Suma (apatyt, cyrkon, rudy, granat)
Granit:							
Woźniki I	52,1	12,0	—	32,6	1,0	2,0	0,3
„ II	32,1	11,3	—	40,8	6,3	9,0	0,5
Barwałd G. I	57,7	—	—	24,8	17,0	0,1	0,4
„ „ II	46,8	10,0	—	33,7	8,8	0,2	0,5
„ „ III	45,8	7,5	—	39,7	6,2	0,4	0,4
„ „ IV	43,3	5,0	—	45,2	5,3	0,8	0,4
„ „ V	25,6	7,0	0,1	42,5	22,0	2,8	nie ozn.

W zestawieniu tym (tabela 1) widoczna jest duża zmienność w zawartości składników głównych granitów. Jest to wynikiem widocznej już makroskopowo szlirowatości granitów (np. w granicie z Barwałdu G. V, z lokalnymi smugami, szlirami biotyty) lub zróżnicowania chemicznego o bardziej ogólnym charakterze, w kierunku zasadowym (granit z Barwałdu G. I, a właściwie dioryt kw. - mikowy, pozbawiony ortoklazu i z andezynem (32% An) jako głównym plagioklazem) lub kwaśnym (Barwałd G. IV, Woźniki I). Ogólny charakter stosunków ilościowych, pozostałych mniej zróżnicowanych

mineralogicznie skał, wskazuje na przynależność ich, z uwagi na silną przewagę plagioklazu nad ortoklazem, zawartość kwarcu i skład plagioklazów, do granodiorytów oligoklazowych w ujęciu petrografów amerykańskich lub do tonalitów w ujęciu Shand'a. Ponadto skały te zarówno strukturalnie, jak i składem mineralogicznym i bogactwem towarzyszących im pegmatytów, odpowiadają tzw. I grupie granitowej Sederholma lub granitom prim-orogenicznym Wahla.

Porfiry granitowe

Strukturalnie przynależnym do tej grupy skał, jest komagmatyczny z opisanymi wyżej granitami, czerwony porfir granitowy z Barwałdu Górnego. Jest to skała o budowie holokrystaliczno-porfirowej, z dużymi, dochodzącymi do 1 cm średnicy, prakryształami kwarcu i skaleni, tkwiących w mikrogranitowym cieście skalnym. Wśród głównych składników skały, zwraca uwagę występujący normalnie w postaci prakryształów plagioklaz. Znaczna część jego osobników jest przeobrażona w partiach centralnych, częściowo lub całkowicie, w mieszaninę pistacytu, serycytu, kwarcu, chlorytu i kaolinu. Zbliżniaczony wg. prawa albitowego, chemicznie odpowiada on oligoklazom i andezynom z zaw. 24—35% An, z nieco kwaśniejszą obwódką (20—30% An). Ortoklaz ma postacie ksenomorficzne, wydłużone wg P/M i grubotabliczkowe wg M, poza tym jest silnie skaolinizowany i zserycytyzowany. Zawiera wrostki albitowe w formie nieregularnych pasemek. Kwarc tworzy fenokryształy, będące morfologicznie podwójnymi piramidami, zwykle silnie zresorbowanymi, oraz wchodzi w skład ciasta skalnego. Biotyt uległ chlorytyzacji (pennin) i bauerytyzacji, przy czym ten ostatni proces jest końcowym w przemianach biotyту. Z minerałów akcesorycznych należy przytoczyć apatyt, o okrągławych przekrojach, a z dodatkowych minerałów substancje leptochlorytowe i ilaste, wypełniające próżnie.

Liparyty

Są one reprezentowane jedynie w postaci jednego okazu z Barwałdu, określonego jako liparyt felzytowy. Skała ta barwy niebieskawo-popielatej (w stanie świeżym), z uwagi

na bardzo duże ubóstwo prakryształów, należących do skałeni, nosi cechy tzw. skały felzytowej. Wykształcenie zasadniczej masy skalnej jest allotriomorficznie - ziarniste. Głównym składnikiem tego ciasta skalnego jest skaleń, który ze względu na wysoki stan przeobrażenia w zespół serycytowo-kaolinowy, nie udało się zidentyfikować, podobnie jak i skałeni wchodzących w skład prakryształów. Trzecią formą występowania skałeni są wydłużone mikrolity, silnie przypominające swą postacią mikrolity sanidynu ze skały sferolitowej z Zagórza (fig. 6). Kwarc obecny jest wyłącznie w cieście i podobnie jak skaleń posiada zarysy bardzo nieregularne, zażębione, palczaste. Z minerałów akcesorycznych, szczególnie częsty jest magnetyt, o formach szkieletów kryst., dendrytów itp. W odniesieniu do ciasta skalnego, wydaje się być prawdopodobnym, że pierwotna jego budowa była mikrofelzytowa, na co wskazywałyby liczne formy w rodzaju granosferytów, powstałe z przeobrażenia felzosferytów. Powodem przeobrażenia skały w ów agregat skaolinizowanych i zserycytyzowanych, allotriomorficznych ziarn, była zapewne działalność wód poerupcyjnych.

Porfiryty

Są to skały licznie spotykane wśród bloków egzotycznych okolicy Barwałdu, o zabarwieniu czerwonym lub szarym, bez widocznych gołym okiem prakryształów, i określone jako porfiryty kwarcowo-piroksenowe. Pod mikroskopem widoczna jest u nich budowa trachitowa, wytworzona przez obecność panidiomorficznej tkaniny płytek skałeni, przy słabym rozwoju przepajającej ją mesostasis. Do zasadniczych składników należy tu przede wszystkim plagioklaz, tworzący dwie generacje. Pierwsza stanowiąca zasadniczą strukturę skały, wykształcona jest w postaci idiomorficznych ziarn, o pokroju tabliczkowym wg. M(010) (częściowo współczesna lub wcześniejsza od piroksenu), wykazuje zjawiska korozji magmowej i składem swym odpowiada andezynom z zaw. 32—33% An. Druga generacja plagioklazu, zmieszana z kwarcem i piroksenem II, wypełnia interstitia między skałeniami i piroksenami I i należy do kwaśnego oligoklazu. Zawartość plagioklazu w skale sięga 71,5 i 72,4% obj. skały. Kwarc stosunkowo nieliczny (5,6—7,9%), jest zupełnie

ksenomorficzny i spada do roli minerału wypełniającego wolne przestrzenie między głównymi składnikami skały. Zawiera on tylko nieliczne wrostki szkliwa, cieczy i gazów. Tworzy wespół ze skaleniem lokalne przerosty granofirowe i mikrofelzytowe. Piroksen obecny jest w postaci niekiedy 8-bocznych słupków, czasem nieco spłaszczonych i skorrodowanych. Przenikają je nieliczne wrostki rud i apatyty. Piroksen II-generacji jest prawie izometryczny. Wietrzejąc, piroksen przechodzi w substancję chlorytową, której własności optyczne wskazują na dużą zawartość substancji serpentynowej (wg. diagramu podanego przez Winchell'a — $\text{Ant}_{50}\text{At}_{50}(\text{śr.})$). Rzadko spotykane, mniej przeobrażone pirokseny, mają własności piroksenu rombowego, należącego do bronzytu, z właściwą jemu absorbcją, dwójłomnością i znikaniem. Zawartość piroksenu w skale waha się od 14,9 do 15,3%. Jako dodatkowe składniki występują chloryt, epidot i kalcyt. Obok normalnych składników akcesorycznych, jak izometrycznego lub igiełkowego apatyty i rzadkiego magnetytu, należy podkreślić zawartość liczego hematytu, barwiącego porfiryty normalnie czerwono. Właściwe ciasto skalne wykształcone granofirowo lub mikrofelzytowo, zajmuje jedynie 4—5% powierzchni skały w płycie cienkiej. Podane wyżej, zmiany wietrzenne, można również tłumaczyć działaniem procesów autohydratyzacyjnych.

Augitofiry oliwinowe

Skały te, znane są zarówno z Woźnik jak i Barwałdu w prawie identycznym wykształceniu, za wyjątkiem nieco bardziej gąbczastej tekstury u augitofiru, pochodzącego z Barwałdu Górnego. Przy określeniu ich mianem *augitofiru*, kierowano się wielkim bogactwem augitu, widocznego nawet makroskopowo, w postaci dochodzących do 1 cm średnicy prakryształów i niemal kompletnym brakiem plagioklazu, przy równocześnie klasycznie rozwiniętej budowie hypokryształiczno-porfirowej. Występujący w cieście skalnym w postaci drobnych, igiełkowych mikrolitów plagioklaz, należy do labradoru i bytownitu. Stanowiący zaś ok. 70—80% obj. skały augit, obecny jest w dwóch generacjach. Pierwsza z tych generacji, o pokroju izometrycznym do grubosłupkowego, tworzy duże prakryształy z ograniczeniami krystalograficznymi,

należącymi głównie do kombinacji ścian (110), (100), (111) i (010). Spotykane są zbliżnienia wg. (101) lub (122), rzadko natomiast wg (100). Ponadto augity chętnie układają się w promieniste grupy, tzw. oka augitowe, które często za centrum obierają prakryształy oliwinu. Budowa zonalna jest bardzo pospolita, klepsydrowa natomiast jest prawie nieobecna. Większość ziarn posiada jądra wypełnione wtórnymi minerałami jak: delessyt, kalcyt, chalcedon, chloryt i magnetyt. Ten ostatni obecny jest jednak głównie w postaci opacytowych obwódek. Część prakryształów należy do augitu diopsydowego (w partiach centralnych) i zwyczajnego, czyli bazaltowego (na peryferiach), część zaś, niewielka, należy do augitu tytanowego, jak świadczą za tym kąty znikania i barwy absorbcyjne: augit diopsydowy: X — lekko żółtawy, Y = Z — zielonawy, $c \wedge Z = 42-44^\circ$; augit zwyczajny: — X — bezbarwny do b. jasnożółtawego, Y = Z — b. jasnobrunatny, $c \wedge Z = 47-49^\circ$; augit tytanowy: — X — jasno żółtawobrunatny, Y — jasno czerwono fioletowy, Z — fioletowy z odcieniem czerwonym. Druga generacja augitów, mająca własności optyczne zwyczajnego augitu, posiada pokrój wyraźnie pryzmatyczny, pozbawiona jest wszelkich wrostków wietrzonych i często wykazuje zbliżnienia wg (100). Około 10 razy rzadszy od augitu, oliwin, jest idiomorficzny, krótkosłupowy i całkowicie zpseudomorfizowany przez serpentyn z domieszką rud i chalcedonu, które z kolei wypierane są przez węglany. Biotyt, występujący tylko w cieście skalnym, posiada kontury dostosowane do ograniczeń augitu i jest całkowicie świeży, pozbawiony wrostków. Pleochroizm jego wybitny, zawarty jest w barwach od jasno żółtej z odcieniem szarawym (X), do ciemno czekoladowobrunatnej (Y = Z). Do pozostałych składników mesostasis, wypełniających interstitia między głównymi składnikami, należą obok lekko anizotropowego szkliwa, lamelkowe delessyty, o oliwkowej barwie, tworzące ponadto dobrze wykształcone sferokryształy w jądrach (perymofozach) augitu, oraz wyścielenia wakuoli (wypełnionych chalcedonem, kwarcem i kalcytem). Z minerałów akcesorycznych bardzo pospolitym jest igiełkowy apatyt, tkwiący w augitach i szkliwie. Przypuszczalna sukcesja powstawania składników: oliwin, augit I, augit II, plagioklaz, biotyt, delessyt, minerały krzemionkowe, węglany.

Częstość występowania najważniejszych typów petrograficznych, dolnokredowych egzotyków, podaje niżej załączona tabela 2.

Tabela 2.

Miejscowość	Typy petrograficzne skał						
	Gnejsy	Granity	Porfiry granit.	Liparyty	Porfiry	Augitofiry	Inne ¹⁾
Woźniki	15	15	—	1	—	4	65
Barwałd Górny	4	38	2	5	15	5	31

¹⁾ Podane w rubryce «inne» — skały egzotyczne, obejmują rozmaite typy skał osadowych, oraz otoczaki kwarcu, głównie żyłowego.

B. Egzotyki krystaliczne górnej kredy

1. Warstwy istebniańskie dolne

Wiekowo odpowiadające tym warstwom egzotyki należą do najliczniej spotykanych i petrograficznie najbardziej zróżnicowanych odmian. Punkty występowania egzotyków, jak Góra Żar¹⁾, Podlesie²⁾, Brody²⁾, Izdebnik²⁾, Ostra Góra²⁾, Leńcze²⁾, są jednymi z wielu, w których egzotyki występują masowo, wchodząc w skład, ciągnących się na wiele kilometrów pasów zlepieńców, słabo spojonych, przez co, po rozwiertzeniu dostarczających licznych, luźnych otoczków skał krystalicznych. Egzotyki te wykazują przebyty dłuższy transport, sądząc po ich najczęściej prawie kompletnym otoczeniu i są normalnie mniej lub więcej silnie zwiertzałe. Z najważniejszych odsłoneń, które dostarczyły nieco lepiej zachowanego materiału, przytoczę odsłoneńca na Górze Żar, oddalonej ok. 2 km od wsi Merkowa, k. Mucharza; w Podlesiu, gdzie na pn. zboczu góry Żarek, spotykane są liczne, większe otoczki w zwiertzelinie piaskowców i zlepieńców istebniańskich; w Brodach, ok. 1,5 km na SE od tej miejscowości, znane są podobne egzotyki, o tym samym stanowisku; w Izdebniku, zwłaszcza w okolicy

¹⁾ — w obrębie warstw dolno-istebniańskich.

²⁾ — w warstwach istebniańskich (wieku nie dającego się bliżej zdefiniować).

ca. 1,5 km na E od centrum wsi; na O s t r e j G ó r z e, w odległości ok. 2,5 km na S od Radziszowa, skąd pochodzące egzotyki wyróżniają się dobrym stanem zachowania i niekiedy wyjątkowo dużymi rozmiarami (bloki do 2 m średnicy); w L e ń c z a c h, w potokach na N od kościoła, spotykane są również okazałych rozmiarów bloki skał krystalicznych itd. Spotykane w warstwach dolnoistebniańskich i w istebniańskich (nie dających się rozpoznać w obszarze Pogórza Lanckorońskiego i Radziszowskiego na oddziały dolny i górny) krystaliczne skały egzotyczne, należą do najrozmaitszych odmian gnejsów, kwarcytów, granulitów. Ponadto reprezentowane są wśród nich migmatyty, granity i kersantyt.

Epignejsy i łupki

Do tej kategorii skał należy charakterystyczny, pospolicity zwłaszcza na Górze Żar epignejs serycytowy - albitowy, typu określanego również jako tzw. epigranit. Jest to zielonawo-biały gnejs, o teksturze ogólnie bezkierunkowej, pod mikroskopem ujawniający budowę porfiroklastyczną. Porfiroklasty tworzy tu plagioklaz, przepełniony bardzo licznymi wrostkami serycytu, kwarcu, albitu, klinochloru i kalcytu, obok częstego cyrkonu. Chemicznie są to oligoklasy z zaw. 18—21% An i bardziej zasadowe z zaw. 24—28% An. Albit spotykany jest w formie wrostków i w masie drobnoziarnistej, spajającej porfiroklasty. Ortoklaz jest ksenoblastyczny i w przeciwieństwie do plagioklazu, w znacznie silniejszym stopniu skaolinizowany aniżeli zserycytyzowany. Kwarc jest również ksenoblastyczny i obecny głównie w postaci ziarnistych skupień. Muskowit znany w formie idiomorficznych blaszek, wykazuje częste deformacje mechaniczne. Chloryt należy do klinochloru (dwójłomność = 0,012; X = Y — ciemno żółtozielony, Z — żółtozielony). Skała ta jest najprawdopodobniej zprotoginizowanym granitem.

Genetycznie zbliżonym do wyżej podanej skały, jest pochodzący również z Góry Żar, epignejs chlorytowo-epidotowy. Jest to o wybitnej szczelinowatości i łatwości rozpadania się w gruz, szary gnejs, który z uwagi na stopień sprasowania skały, jej mylonityzacji, strukturalnie odpowiada kataklazytom. Wśród składników stosunkowo najbardziej idiomorficznym jest prawie izometryczny plagioklaz.

Zawiera on nieregularnie rozsiiane wrostki kaolinu, serycytu, rud, rutylu, turmalinu i apatyty. Skład jego odpowiada kwaśnym oligoklazom z 18—23% An. Ilościowo stanowi on 34,3% obj. skały. Ortoklaz jest normalnie ksenomorficzny i zawiera stosunkowo rzadkie przerosty pertytowe, na kształt płomienistych wydzieleni albitowych. Zawartość jego w skale sięga 45%. Kwarc tworzy ziarna całkowicie ksenoblastyczne, o pokroju płaskurowym, stanowiące agregaty drobnoziarniste, powstałe z rozkruszenia większych osobników kwarcu lub będące natury sekrecyjnej, typu żyłowego. Ziarna te wykazują dobrze zaznaczone faliste znikanie światła, oraz znikanie typu pasmowego. Zawartość kwarcu dochodzi 16,6%. Chloryt należy do klinochloru i penninu. Powstał częściowo z rozkładu biotyty, którego widoczne są tylko resztki, oraz wspólnie z serycytem obecny jest w szczelinach między skaleniemi, będąc minerałem związanym z kataklazą skały. Zaw. 3,6%. Epidot i zoisyt tworzą ziarna o pokroju krótkosłupowym i izometrycznym i swymi własnościami optycznymi odpowiadają klinozoisytowi, oraz zoisytowi — α . Zaw. 0,5%. Gnejs jest przecięty żyłami kwarcowymi, miąższości do 2 cm, będącymi wytworami lateralno - sekrecyjnymi typu venitowego, na co mógłby wskazywać ścisły związek z rozgałęzionym systemem żyłek kwarcowych w gnejsie. Genetycznie, opisany gnejs wydaje się być związany z granitami aplitowymi, w szerokim tego słowa znaczeniu.

Odmianą tekstury posiada typowy epignejs seryc. - chlorytowo - albitowy z Ostrej Góry. Jest to skała o wyglądzie filitowym, drobnoziarnista, drobnołupkowana, o teksturze linearnej do tabliczkowej. Pod mikroskopem uwidacznia się w niej, jako odmiana cienko - krystalizacyjno - łupkowej tekstury Grubenmann'a, wyraźna tekstura lentykularna, dzięki obecności licznych reliktyw plagioklazów, rzadziej kwarców, powleczonego zespołem chlorytowo - serycytowym, oraz kwarcowo - albitowym. Struktura skały, przez przekryształizowanie większości składników, należy raczej do typu blastycznego. Wśród głównych składników skały, plagioklaz występuje w 2-ch odmianach: jako reliktowy oligoklaz z 25—26% An, kulisty z szerokimi rąbkami albitowymi, oraz jako albit w postaci wydłużonych, drobnych, na krańcach postrzępionych ziarn. Plagioklaz tworzący relikty

uległ bardzo silnej serycytyzacji. Obok dominującego serycytu pojawiają się w plagioklazie w drobnych ilościach kalcyt, epidot, zoisyt, chloryt, rudy, cyrkon, a także wtórny, związany z powierzchniowym wietrzeniem kaolin. Zbliżnienia należą do typu albitowego, karlsbadzkiego i peryklinowego. Albit jest rzadko zbliźniaczony, normalnie pozbawiony wrostków, chemicznie zaś należy do ubogich w An albitów, z zaw. 6—7% An na krańcach ziarn i 1—2% An w ich jądrach. Inny ze skaleni, mikroklin, obecny jest jedynie w formie reliktywów o silnej deformacji. Uległ on również serycytyzacji, lecz w znacznie słabszym stopniu, aniżeli plagioklaz i jest podobnie jak i ten ostatni, impregnowany żyłkami kalcytowymi. Budowa polisyntetyczna (kratkowa) jest ogólnie słabo zaznaczona. Zbliżnienia należą do typu karlsbadzkiego. Wrostków albitowych brak. Kwarc, obecny w skupieniach ziarnistych (tzw. cukrowo - ziarnistych), jest impregnowany między ziarnami kalcytem, rzadziej serycytem i chlorytem. Inkluzje w ziarnach kwarcu (gł. cieczy) nie wykazują reguł w swym przestrzennym ułożeniu. Znikanie faliste wyraźnie widoczne. Chloryt należy do penninu, wykazującego ślady pleochroizmu właściwego biotytem, co podobnie jak i łączność z nagromadzeniami rud, wskazuje na pochodzenie z biotytu. Muskowit, drobnołuskowy, pilśniowy (serycyt), jest produktem wtórnym w skaleniach, zaś blaszkowy, swym ułożeniem akcentuje cienko - krystalizacyjno - łupkową teksturę. Z dodatkowych i akcesorycznych minerałów, obecne są obok kalcytu, tkwiący w plagioklazach zoisyt — α (dwójłomność = 0,006, właściwe barwy anomalne, brak łupliwości wg. (001)) i żółty epidot, oraz cyrkon i rudy. Sądząc z rodzaju i ilości reliktywów skaleniowych, oraz ze śladów mylonitowej («mortar structure») budowy, skała pierwotna była granitem dwumikowym, który uległ mylonityzacji, a następnie krystaloblastezie, w warunkach jednostronnego ciśnienia.

Znany zarówno z Brodów jak i Podlesia, oraz Leńcz konglomeratowy epilupek serycytowy, jest skałą barwy różowawo - żółtawo - szarej, z dużymi, parucentymetrowymi (do 6 cm średnicy) otoczkami białego, żyłowego kwarcu i czerwonego kwarcytu żelazistego. Termin epilupek w danym przypadku nie jest określeniem strukturalnym, gdyż skała nie wykazuje wyraźnie zaznaczającej się łupko-

watości, lecz odnosi się do charakterystycznej, występującej tu asocjacji mineralnej. W płytce cienkiej widoczna jest budowa blastopsefitowa. Zasadniczym składnikiem skały jest występujący w 3-ch odmianach kwarc. Pierwsza z odmian jest najbardziej przezroczysta, zawiera conajwyżej wąskie smugi inkluzji cieczy i gazów, b. rzadkie wrostki biotyту i apatyту, oraz wykazuje wachlarzowate, faliste znikanie światła. Druga odmiana jest równie przezroczysta, prawie pozbawiona wrostków, wyjąwszy pojkilmaty rud, posiada budowę agregatową i faliste znikanie światła, przypominające budowę kratkową u mikrolinu. Trzecia odmiana obfituje w szerokie smugi wrostków rud z podrzędną ilością kaolinu i serycytu. Inne przekroje mają bardzo okazałe nagromadzenia pojkilmatów hematytu, ułożonych kłębiasto. Faliste znikanie światła normalne. Odmiany powyższe, obok dużych otoczków, tworzą nadto drobny gruz, powstały bądź z kwarcowego psamitu, bądź z rozkruszenia większych ziarn («mortar structure»). Pierwsza odmiana jest kwarcem magmowym (żyłowym), druga metamorficznym (z venitów?), trzecia osadowym kwarcytem lub rogowcem żelazistym. Część kwarcu występuje ponadto w spoiwie, pierwotnie krzemionkowo - ilasto - żelazistym. Serycyt występuje w spoiwie w postaci pilśniowych skupień, powstałych z przeobrażenia substancji ilastych. Obok niego, w spoiwie obecny jest w większych blaszkach muskowit, klinochlor i hematyt. W całości skałę można uważać za zmetamorfizowany zlepieniec kwarcowy, o spoiwie ilasto - krzemionkowo - żelazistym, którego składniki akcesoryczne, jak serycyt, chloryt i hematyt, wskazują na przynależność do strefy epimetamorfozy.

Do strefy epi - zaliczyć należy jeszcze, pochodzący z Leńcz kwarcyt grafitoidowy, będący zbitą skałą, barwy szaro - czarnej, o typowej blastopsamitowej do blastopsefitowej strukturze. Tekstura masywna. Wchodzące uprzednio w skład mineralny tej skały skalenie, zostały w niej przeobrażone w pilśniowy zespół drobnych łusek serycytu. Odnosi się to szczególnie do zwartych skupień serycytu, o zewnętrznym pokroju zbliżonym do pokroju skaleni. W odniesieniu natomiast do serycytu rozproszonego lub skupionego w nieforemnych skupieniach, zwłaszcza w formie wieńców wokół ziarn kwarcu, to wydaje się, że minerał ten powstał z prze-

obrażenia ilastego spoiwa. Kwarc wykazuje, po części, tzw. mortar structure, zawiera dużą mnogość wrostków cieczy i gazów, rozproszonych lub ułożonych w wąskich, prawie prostoliniowych smugach. Faliste znikanie jest wyraźnie zaznaczone. Substancje węglowe (grafitoid) występują, bądź intensywnie, w lokalnych nagromadzeniach, lub są rozsiane, na podobieństwo spoiwa, między ziarnami kwarcu. Morfologią swą, zwłaszcza brakiem jakiegokolwiek pokroju w ich proszkowym wyglądzie, przypominają minerały koloidalne (porodynowe). Poszczególne ziarnka pyłku chętnie zbijają się w nieregularne grupki. Skała powyższa, z uwagi na jej skład i strukturę, najbardziej zbliża się do zlepieńcowatych, bogatych w substancje węglowe, wzgl. bitumiczne piaskowców, z nielicznym spoiwem ilastym i rzadkimi ziarnami skaleni.

Mezognejsy i łupki

Do tej strefy zaliczyć należy jeden z najpospolitszych gnejsów na Górze Żar, określony jako *mezognejs staurolitowo-mikowy*. Jest to skała barwy białawo-szarej, o teksturze rozbieżnej, masywnej (tzw. gnejs ziarnisty), która pod mikroskopem wykazuje ponadto typową budowę granoblastyczną i pojkiloblastyczną. W skład mineralny skały wchodzi: skalenie, należące do plagioklazu i ortoklazu, ksenoblastyczne i silnie zserycytyzowane, co uniemożliwia określenie ich składu. Dalej kwarc, całkowicie ksenoblastyczny, zawierający smugi inkluzji cieczy i gazów, których jednokierunkowe ułożenie w równoległych pasmach, mogłoby wskazywać na stały kierunek działania stressu. Staurolit tworzy porfiroblasty, o pokroju cienko lub grubosłupkowym i ograniczone głównie ścianami: (110), (010) i (001). Wykazuje on zbliżniaczenia typu krzyżowego, wg. (032). Pleochroizm jego średnio silny, zawarty jest w barwach: X — różowawa do prawie bezbarwnej, Y — blado żółtawa, Z — oliwkowobrunatna lub szarozielona. Dwójłomność = 0,016. Staurolit posiada nadto, wyraźną budowę zonalną i wykazuje przejawy postępującej w nim metasomatozy przez zespół muskowitowo-kwarcowy, na kształt zatok, lub w postaci blaszek miki, ułożonych w płaszczyznach równoległych do ścian (110) i (010). Muskowit obok wyżej podanych form występowania, tworzy wespół z kwarcem żyłki, w których jest współczesny kwarcu.

Genetycznie skała związana jest z metamorfozą kwaśnych granitów (w szerokim tego słowa znaczeniu).

Również z Góry Żar pochodzi mezoognejs granatowo-mikowy, o wyglądzie zbliżonym do granulitu, wykazujący w płytce cienkiej wyraźną strukturę porfiroblastyczną i słabiej zaznaczoną strukturę pojkiloblastyczną. Tekstura skały jest łupkowa do masywnej. Składnikami jej są: plagioklaz, ortoklaz, mikroklin, kwarc, muskowitz, biotyt i granat. Plagioklaz jest ksenoblastyczny, z licznymi, dużymi wzrostkami serycytu, obok albitu, kwarcu, chlorytu, apatyty i granatu. Na stykach ze skałeniami potasowymi, wykształcają się przerosty myrmekitowe. Skład plagioklazu odpowiada albitom z zaw. 10—11% An i kwaśnym oligoklazom z 18—22% An. Ortoklaz, również ksenoblastyczny, bez stałego pokroju, jest w przeciwieństwie do plagioklazu silniej skaolinizowany i uboższy we wzrostki serycytu. Niekiedy zawiera lamelkowe wzrostki albitu (mikropertyt). W sumie z plagioklazem stanowi 54,8% obj. skały. Nieco rzadszy od ortoklazu, mikroklin (8,7%) różni się od pozostałych skałenii zawartością bardzo rzadkich wzrostków serycytu, nieco częstszych kaolinu i dość powszechnych wzrostków albitu, o płomienistych formach (mikropertyt i kryptopertyt mikroklinowy). Kwarc występuje głównie w postaci «cukrowo-ziarnistych» agregatów, tworzących płaskury i żyłki. Zawarte w kwarcach wąskie smugi inkluzji cieczy i gazów, przebiegają nieprzerwanie przez wiele ziarn, różnie zorientowanych. Faliste znikanie niewyraźne. Zaw. kwarcu - 25,3%. Muskowitz tworzy idioblastyczne blaszki, ujawniające powszechnie bezprzełamowe wygięcia i rozczepienia. Zaw. 6,6%. Biotyt jest w znacznym stopniu schlorytyzowany, lecz zachował jeszcze częściowo swą wysoką dwójłomność. Zawiera liczne pojkilmaty hematytu, rozmieszczone wzdłuż płaszczyzn łupliwości, oraz rzadkie igiełki rutylu. Zaw. biotytu — 3,4%. Rzadki granat (1,0%), obecny jest w postaci skupień drobnych ziarn, poprzedzielanych biotytem i muskowitzem. Wśród składników akcesorycznych częsty jest izometryczny apatyt, a zwłaszcza blaszkowy hematyt. Skład i stosunki ilościowe składników gnejsu, wskazują na pochodzenie jego z granitu, w szerokim tego słowa znaczeniu.

Do gnejsów typu «orto-», należą ponadto dwie odmiany mezognejsów, bardzo pospolitych w Brodach, k. Kalwarii Ze-

brzydowskiej. Jedna z nich, mezoignejs dwumikowy jest skałą drobnoziarnistą, o teksturze łupkowej, która pod mikroskopem wykazuje strukturę homeoblastyczną, przy przeważającym granoblastycznym wykształceniu składników. Wśród tych ostatnich, plagioklaz wyróżnia się silnym stopniem kaolinizacji, zmiennym pokrojem ziarn, zawartością dużych, okrągławych wrostków kwarcu (przerosty poikilityczne), przerastającego ponadto robakowato, zewnętrzne strefy ziarn (przerosty myrmekitowe). Skład plagioklazu odpowiada zasadowym oligoklazom (20—25% An) na peryferiach i kwaśnym oligoklazom (16—20% An) w jądrze, oraz albitom z 3—5% An w tzw. rąbkach albitowych. Ortoklaz, również ksenoblastyczny, zawiera rzadkie wrostki kaolinu, które swym rozmieszczeniem podkreślają płomieniste przerosty albitu w mikropertytach. Kwarc posiada dobrze zaznaczone faliste znikanie światła. Biotyt znajduje się przeważnie w początkowym stadium przemiany w chloryt, zachowując jeszcze częściowo swój silny pleochroizm, w barwach: od jasno żółtej (X) do ciemnobrunatnej z odcieniem czerwonym, prawie czarnej (Y = Z). Muskowit tworzy blaszki, o silnie postrzępionych ograniczeniach. Wśród minerałów akcesorycznych, obok izometrycznego apatytu, daje się zauważyć granat, w rzadkich, okrągławych przekrojach. Ilościowe stosunki składników przedstawiają się następująco: plagioklaz — 33,0%; ortoklaz — 20,5%; kwarc — 38,7%; biotyt — 4,9%; muskowit — 2,7%; granat — 0,2%.

Mniej częsty w Brodach mezoignejs ortoklazowo-biotytowy, jest średnioziarnisty do drobnoziarnistego, o teksturze stojącej na pograniczu między masywną a łupkową. Biotyt nie tworzy tu ciągłych warstewek («gnejs zwyczajny» Rosenbusch'a i innych autorów), lecz obecny jest w oddzielnych płatach. Struktura skały jest heteroblastyczna. Ze składników głównych wyróżniono ksenoblastyczny plagioklaz, należący do kwaśnego oligoklazu (18—20% An) i albitu (3—4% An). Ten ostatni tworzy tzw. rąbki i stanowi po części kit zlepiający inne składniki. Dalej, ortoklaz, obecny częściowo w większych ziarnach, tzw. oczkach, o płaskurowym pokroju i wykazujący ślady mikroklinizacji. Na stykach ortoklazu z plagioklazami tworzą się przerosty myrmekitowe. Kwarc wykazuje silne faliste znikanie światła. Smugi inkluzji

cieczy i gazów krzyżują się w nim pod różnymi kątami. Biotyt tworzy postrzępione blaszki, jak gdyby skorrodowane i skupione w rozbieżnych grupach. W blaszki te często wnika zatokowo kwarc, tworząc niekiedy wyraźne robakowate formy. Jest to tzw. myrmekit biotytowy. Ponadto biotyt bywa przerastany przez muskowitz w sposób zorientowany (wg (001)). Z akcesorii w większych ilościach spotykany jest jedynie izometryczny apatyt. Odnośnie do zawartości procentowych, głównych składników, należy podkreślić przewagę ortoklaz nad plagioklazem i kwarcem: ortoklaz — 40,8%; plagioklaz — 16,1%; kwarc — 38,8%; biotyt — 4,3%.

Z pobliskiego Izdebnika, znany jest powszechny tam mezoagnejsy silimanitowo-biotytowy, będący skałą drobnoziarnistą, barwy popielatej, o wyraźnej, tzw. tabliczkowej (za Morozewiczem), równoległej teksturze. Widoczna pod mikroskopem struktura, może być określona jako homeoblastyczna, a z uwagi na niedominowanie któregoś z pokroji, jako pośrednia między grano-, a lepidoblastyczną. Ze składników tej skały należy wymienić bardzo nieliczny plagioklaz, mający formy niewyraźnie idioblastyczne i znajdujący się w bardzo odmiennych stadiach kaolinizacji i serycytyzacji. Ponadto zwraca uwagę, obecność w nim włóknistego silimanitu, w płaszczyznach zgodnych z łupliwością. Normalnie niezblizniaczony. Chemicznie odpowiada oligoklazom z zaw. 18—24% An. Ortoklaz jest bez określonego pokroju i ksenoblastyczny. Część jego ziarn wykazuje silniejsze przeobrażenia w kaolin, rzadziej serycyt, oraz w włóknisty silimanit. Z przerostów obecne są, należące do typu mikroperytowego, z wrzecionowatymi wrostkami albitu, a w niektórych ziarnach i do typu mikropegmatytowego. Kwarc o ziarnach spłaszczonych, zawiera nieuporządkowane inkluzje cieczy i gazów i rzadziej igielkowy silimanit. Niewyraźne faliste znikanie światła. Biotyt ma postać blaszek, często porozrywanych i zawierających nieliczne wrostki hematytu, apatytu i słupkowego cyrkonu. Wokół tego ostatniego minerału, wytworzyły się szerokie pola pleochroityczne o średnicy do 0,05 mm. Niekiedy dadzą się zauważyć, jak gdyby przejścia biotytu w silimanit, trwalszy zapewne w zmienionych warunkach termodynamicznych. Pleochroizm biotytu waha się w barwach: od lekko żółtawej (X), do ciemno czerwono-brunatnej,

prawie czarnej ($Y = Z$). Silimanit występuje w postaci pęków równoległych lub pierzasto ułożonych włókien. Pęki te, często o śpiczastych zakończeniach, poprzerywane są szczelinami oddzielności, poprzecznej do wydłużenia włókien. Silimanit jest zwykle lekko żółtawo zabarwiony od infiltracji wodorotlenków. Fe. Z akcesoriów obecny jest obok sporadycznego rutylu, izometrycznego do grubosłupkowego apatytu, również i grubosłupkowy cyrkon. Zawartości procentowe głównych składników są następujące: plagioklaz — 3,4%; ortoklaz — 46,6%; kwarc — 32,2%; biotyt — 14,9%; silimanit — 2,2%. Z uwagi na silne podobieństwo strukturalne do tzw. gnejsów pelitowych i z uwagi na stosunki ilościowe składników, pochodzenie skały ze zmetamorfizowanych sedymentów piaszczysto-ilastych jest wielce prawdopodobne.

K a t a g n e j s y

Do gnejsów tego typu zaliczyć można, pochodzący z Góry Żar gnejsokwarcyt grafitowy, cechujący się drobnoziarnistością (którą, podobnie jak i brak granatu, Vogt i Eskola tłumaczą ujemnym, katalitycznym działaniem rozsianej materii węglowej), szarym zabarwieniem, przy granoblastycznej i pojkiloblastycznej budowie, oraz masywnej teksturze. Wśród składników rozpoznać można plagioklaz, tworzący ksenoblasty zbliżone albitowo i przynależne do kwaśnego oligoklazu z 18—22% An. Dalej ortoklaz, również ksenoblastyczny i w niektórych przekrojach karlsbadzko zbliżony. Grafit występuje jako drobne łuski, niekiedy opatrzone sześciobocznymi zarysami, czarne i o metalicznym, stalowoszarym połysku na ścianach doskonałej łupliwości wg c (0001). Kwarc obecny w nieregularnych, nieco spłaszczonych ziarnach i ich agregatach, zawiera chaotycznie ułożone, rzadkie inkluzje cieczy i gazów. Faliste znikanie światła jest w nim słabo zaznaczone. Z innych, występujących tu minerałów, należy wymienić muskowitz, w formie idioblastycznych blaszek, izometryczny apatyt, cyrkon i igielkowy rutyl. Stosunki ilościowe składników są następujące: skalenie — 4,9%; grafit — 7,8%; kwarc — 86,0%; muskowitz — 0,9%; akcesoria — 0,4%. Opisany gnejsokwarcyt grafitowy, powstał najprawdopodobniej przez metamorfozę piaskowców, które zawierały domieszkę skaleni i detritusu roślinnego.

Częsty w Podlesiu katagnejs kordierytowo-granatowy jest zbitym, różowo-szarym gnejssem, o rogowcowym habitusie. Granoblastyczna, oraz pojkiloblastyczna jego budowa, zbliża się do typu struktury spotykanej w granulitach. Tekstura skały jest masywna. Wśród składników tej skały rozpoznano słabo idioblastyczny, silnie skaolinizowany plagioklaz, skład którego jako całości i w partiach centralnych, waha się od 23% An do 35% An; w pewnych przekrojach, w strefie obwodowej, zawartość substancji anortytowej może dochodzić do 45% An. Na każdorazowych kontaktach plagioklazu z ortoklazem, tworzą się bardzo częste przerosty myrmekitowe. Ortoklaz jest ksenoblastyczny, zawiera prawie z reguły wrzecionowate wrostki albitu, nagromadzone w partiach centralnych ziarn i ułożone w płaszczyznach zgodnych z (100). Od wrostków tych postępuje kaolinizacja, częsta stąd zwłaszcza w mikropertytach. Kwarc ma pokrój płaski, soczewkowaty, a granice styków między ziarnami są w nim silnie skomplikowane, zazębione. Wyraźne faliste znikanie światła. Kordieryt znajduje się w różnych stadiach przejścia w żółtozielone produkty przeobrażeń. Pseudomorfizacja postępuje od powierzchni przełamowych, stąd często w oczkach obecny jest jeszcze nieprzeobrażony całkowicie kordieryt. Stosując nomenklaturę zaproponowaną przez Gareiss'a, obecne są tu wśród produktów przeobrażeń gigantolit i pinit, tj. zarówno muskowit z wyraźną jak i niezaznaczoną łupliwością wg (001), jak i analogiczne kategorie chlorytu, tj. chlorylit i praziolit. Chloryt w tym przypadku zajmuje zwykle obwodowe partie pseudomorfoz. Granat jest również zaatakowany przez proces chlorytyzacji, postępującej od partii zewnętrznych. Biotyt posiada normalny w tych skałach pleochromizm: jasno żółtawoszary (X), brunatnoczerwony, prawie czarny (Y = Z) i rzadko wykazuje oznaki przeobrażenia w chloryt. Wśród akcesoriów uderza duża zawartość cyrkonu i apatyty. Zawartości głównych składników skały wynoszą: plagioklaz — 21,2%; ortoklaz — 40,3%; kwarc — 35,0%; kordieryt — 1,2%; granat — 0,4%; biotyt — 1,9%.

Pochodzący również ze strefy kata-, pobrany z Ostrej Góry katagnejs granatowo-mikowy, pod mikroskopem wykazuje budowę blastogranitową, przy rozbieżnym ułożeniu składników. Z pośród tych ostatnich, mniej licz-

nym jest plagioklaz, będący wyraźnie idiomorficzny względem kwarcu. Pokrój plagioklazu jest grubopłytkowy do grubosłupkowego. Ziarna jego uległy odkształceniom nieelastycznym, rupturalnym, przy czym powstałe przy wygięciu i rozczepieniu szczeliny, zostały wypełnione nowopowstałym serycytem. Skład plagioklazu odpowiada oligoklazom z 18—23% An. Ortoklaz podobnie jak plagioklaz idioblastyczny, jest słabo skaolinizowany, lecz na skutek silnego skataklazowania ziarn, uległ daleko posuniętej serycyzacji. Ślady budowy kratkowej. Kwarc jest ksenoblastyczny, zawiera większą ilość wąskich smug inkluzji, których kierunki trudno jest sprowadzić do pewnych, generalnych linii. Faliste znikanie światła i budowa «cukrowo - ziarnista» mówią o silnej kataklazie ziarn kwarcu. Biotyt jest idioblastyczny i obecny w formie rozbieżnych skupień blaszek. Silny pleochroizm w barwach od jasno żółtawej (X), do ciemno oliwkowej, z odcieniem czerwonym (Y = Z) i dwójłomność są maskowane przez postępującą chlorytyzację. Chloryt należy do penninu. Biotyt często przejawia oznaki elastycznych deformacji. Granat jest idioblastyczny, różowawy bardzo silnie spękany. Skład procentowy składników skały: plagioklaz — 9,4%; ortoklaz — 27,2%; kwarc — 58,3%; biotyt — 3,1%; granat — 2,0. Duże miejscowe nagromadzenia ziarn skaleni, oraz rozproszone ziarna skaleni i biotyty, pływające jak gdyby w masie kwarcowej, nasuwają przypuszczenie, że skała pierwotnie granitowa uległa w strefie kata- zróżnicowaniu (dyferencjacji metamorficznej lub ultrametamorfozie Holmquist'a), a następnie wtórnej diaforezie w wyższych regionach metamorfozy.

Na przejściu do normalnych granitów, stoi rzadziej spotykany w Brodach granitognejs, o różowawo - szarej barwie i słabo zaznaczonej teksturze równoległej. W badanej pod mikroskopem płycie cienkiej, ukazuje się struktura heteroblastyczna, silnie zbliżona do blastogranitowej. Tekstura masywna do łupkowej. Z głównych składników wymienić należy plagioklaz, o formach mniej lub więcej idioblastycznych (zwłaszcza względem mikroklinu), zawierający obok średnio licznego kaolinu, wrostki epidotu, kwarcu i mikroklinu. Ten ostatni tworzy jednakowo zorientowane względem siebie i gospodarza wrostki, wchodzące w skład tzw. przerostów antypertytowych. Składem swym plagioklaz odpowiada kwaśnym

i zasadowym oligoklazom z 20—25% An, oraz nieskaolinizowanym albitom z 3—8% An, obecnym w formie rąbków na kontaktach z mikroklinem. Mikroklin posiada nie zawsze wyraźną budowę kratkową, stąd pewna jego część może należeć do ortoklazu. Wykazuje prawie zupełny brak wrostków wie-
trzenych, zawiera natomiast obok «kwarcu kropłowego» (niem. «Tropfenquartz»), duże wrostki oligoklazu z obwódką albitową, oraz niemal z reguły, nitkowate lub płomieniste wrostki albitu. Kwarc, obecny w postaci ksenoblastycznych, spłaszczonych ziarn, ma wyraźne faliste znikanie i często skupia się w «cukrowo-ziarniste» agregaty. Biotyt częściowo uległ chlorytyzacji, w związku z którą wydzielili się większe ilości pojkilmatów tlenków Fe. Wokół wrostków cyrkonu, a częściowo i apatytu, ale w znacznie mniejszym stopniu, utworzyły się szerokie pola pleochroityczne. Biotyt ponadto chętnie występuje w towarzystwie plagioklazu, w który niekiedy wnika palczasto, wykorzystując przy tym często szczelinki łupliwości. Są to tzw. formy daktylitowe biotyту, do których często dołączają się kwarcce, tworząc łącznie symplektyty biotyto-
kwarcowe S e d e r h o l m a. W jednym z przekroji napotkano poza tym na typowe, robakowate przerosty kwarcu w biotycie, na kształt myrmekitowych w plagioklazie (myrmekit biotyto-
wy). Pleochroizm silny: jasno żółty (X) do ciemno czerwono-brunatnego (Y = Z). Z akcesoriów, występuje izometryczny do igielkowego (w kwarcu) apatyt, rzadki granat, oraz magnetyt i cyrkon. Stosunki ilościowe głównych składników są następujące: plagioklaz — 12,5%; mikroklin — 47,4%; kwarc — 35,1%; biotyt — 4,5%. Opisana skała jest niewątpliwie z pochodzenia granitem, na którym bardzo silnie piętno wywarły procesy autometamorficzne, odbyte w okresie deuterycznym, za czym świadczą dokładnie i przekonująco wykształcone utwory synantetyczne, jak przerosty myrmekitowe, daktylitowe, symplektyty biotyto-
kwarcowe itp. Poza tym szczególnie silnie zaznaczona jest tu albityzacja skaleni.

Granulity

Są to drobnoziarniste lub zbite skały, zwykle ciemno zabarwione, o rogowcowym lub kwarcytowym habitusie. Tekstura ich jest zmienna, zawarta między równoległą a masywną,

wzgl. rozbieżną. Tekstura równoległa związana jest z pojawieniem się liczniejszego, pasmowo ułożonego biotyту, a częściowo i granatu, szczególnie w odmianach, zwanych granulitami gnejsowymi. Struktura granulitów jest granoblastyczna, lub porfiroblastyczna, dzięki idioblastycznemu wykształceniu granatów. Poza tym dla struktury granulitów znamienne jest obecność dominującej, panallotriomorficznie - ziarnistej masy ortoklazowo - kwarcowej i brak idiomorfizmu u biotyту, zwykle silnie skorodowanego. Bardzo charakterystyczne są tu nadto wspólne ograniczenia ortoklazu (prawie wyłącznie mikropertytu) i kwarcu, bardzo silnie skomplikowane, przenikające się zatokowo lub palczasto («sutured intergrowths»). W skład mineralny granulitów, które zebrano z Brodów, Podlesia, Ostrej Góry i Leńcz, wchodzi z reguły: plagioklaz, ortoklaz (mikropertyt), kwarc, biotyт, granat. Plagioklaz posiada pokrój grubopłytkowy do izometrycznego i jest prawie idiomorficzny. Stopień zachowania (zwietrzenia) plagioklazów jest bardzo zmienny. Ulega on zarówno kaolinizacji jak i (rzadko) serycytyzacji i epidotyzyacji. Zbliżnienia typu albitowego są częste w odmianach słabo lub niezdiaftoryzowanych, ponadto spotykane są zbliżenia typu karlsbadzkiego i rzadko, peryklinowego. Skład plagioklazów odpowiada od zasadowych oligoklazów z zaw. 25—27% An, do — kwaśnym oligoklazom z zaw. 13—17% An w jądrze i 18—19% An na obwodzie, a także albitom z zaw. 3—4% An, tworzącym rąbki i samodzielne ziarna. Przerosty myrmekitowe są niemal stale widoczne. Ortoklaz jest ściśle ksenoblastyczny, bez określonego pokroju i w różnym stopniu kaolinizacji, zależnie m. in. od nagromadzeń wrostków albitowych. Obok niemal z reguły obecnych, wspomnianych, wrzecionowatych lub nitkowatych wrostków albitowych (przerosty pertytowe typu zwanego «rod perthites»), ułożonych zazwyczaj zgodnie z (100), spotykane są ponadto poikilityczne i rzadziej mikropegmatytowe przerosty kwarcu. Stopień zagęszczenia wrostków albitowych, zwłaszcza w partiach centralnych ziarn mikropertytu, mówi o bardzo częstym osiągnięciu maksimum rozpuszczalności substancji albitowej w ortoklazowej (do 60% Ab). Charakterystycznym jest prawie zupełny brak zbliżeń i budowy kratkowej u skaleni potasowych. Kwarc mający często kształt spłaszczonych ziarn, o podobnie jak ortoklaz

Tabela 3.

Typ petrograficzny skały	Składniki główne					Akcesoria					
	Plagio-klaz	Orto-klaz	Kwarc	Biotyt	Granat	Rudy	Rutyl	Apatyt	Cyrkon	Silimanit	Kordieryt
Granulit:											
Podlesie	4,3	53,4	38,3	0,1	3,9	nieozn.					
Ostra Góra	2,4	59,2	37,5	—	0,8	„					
Leńcze	5,3	46,3	39,2	1,7	5,8	1,1	0,3	—	ślady	0,3	—
Granulit gnejsowy:											
Brody	0,2	63,7	28,1	3,7	3,5	0,3	0,2	0,2	0,1	—	—
Ostra Góra	9,6	55,8	28,3	2,4	3,3	0,2	0,2	—	0,1	—	0,1
Leńcze	11,3	56,0	25,3	3,0	3,7	0,3	0,2	—	ślady	—	0,2

skomplikowanych, cudzopostaciowych ograniczeniach, jest albo równomiernie rozsiany, lub rzadziej ponadto skupiony w pokładzikach, żyłkach itp. formach. Zawiera rozrzucone lub skupione, w mniej lub więcej wyraźne smugi, inkluzje cieczy i gazów (rzadziej), oraz sporadycznie zjawiające się pojkilmaty apatytu, rud, biotyту i włosistego rutylu. Faliste znikanie światła jest niewykształcone lub tylko słabo zaznaczone. Biotyt, niegdyś własnopostaciowy, jest jak gdyby rozpuszczany, resorbowany i posiada pokrój krępopłaskowy, prawie ziarnisty. Jest naogół świeży i zawiera tylko nieliczne wydzielienia pojkilmatów rud i rutylu. Pleochroizm biotyту waha się między barwami: blado żółta lub jasno żółtawoszara (X), do ciemno krwisto- lub brunatnoczerwonej (Y, Z). Schemat absorpcji: $X < Y < Z$, lub $X < Y = Z$. Granat, bezbarwny lub różowawy, obecny jest w formie naogół dobrze wyróżniających się porfiroblastów. Posiada pokrój kulistych ziarn, niekiedy z wyraźnymi ograniczeniami krystalograficznymi. Skonstatowano ponadto obecność form zbliżonych do perymorfoz, przez pojawienie się w jego wnętrzu dużych fragmentów mikroperytynu, kwarcu, biotyту i chlorytu. Niekiedy spotykane w granatach «próżnie» mają formy granatoedrów, a więc należą do tzw. kryształów ujemnych. Z minerałów dodatkowych i akcesorycznych pojawia się, prawie stale obecny, miodowobrunatny i zielonawoszary rutyl i czarny nigryn, o krótkosłupowym lub igiełkowym pokroju. Dalej silimanit, w żółtawych, piłśniowych skupieniach; magnetyt (i jego produkty oksy-

dacji i hydratyzacji), apatyt, cyrkon i kordieryt. Ten ostatni występuje w granulacie z Leńcz, w postaci skupień ziarn, zbliżonych kształtem do komórek, o poligonalnych zarysach, których ścianki należą do blaszkowego muskowitu (gigantolit), zaś wnętrza do słabo schlorytyzowanego kordierytu, przejętego mnóstwem rozbieżnie ułożonych igiełek sili-manitu. Procentowe stosunki ilościowe składników granulitów obrazuje załączona tabela 3.

Analizując wyżej załączoną tabelę, da się zauważyć przede wszystkim wzrost zawartości plagioklazu i biotyty, kosztem zawartości kwarcu, w granulitach gnejsowych. Ponadto we wszystkich badanych granulitach zauważono, że ze wzrostem zawartości granatu, zmniejsza się zawartość biotyty. Granulit z Ostrej Góry, z uwagi na ubóstwo ciemnych minerałów i klasycznie wykształcone w nim przerosty skaleniowo-kwarcowe, zaliczyć należy do tzw. białych kamieni (niem. «Weisssteine»). Geneza granulitów nie jest całkowicie jasna. Jedni autorzy uważają je za zmetamorfizowane aplity itp. skały granitowe, inni za kwaśne schizolity gnejsów, w postaci szlir i endogenicznych iniekcji, inni znowuż za zmetamorfizowane psamity i pelity, lub jak uczynił to S u e s s na podstawie obserwacji w krystalinikum moldanubskim, za zmetamorfizowane skały wylewne.

M i g m a t y t y

Skały tego typu, poznane zostały z jednego tylko występowania na Ostrej Górze. Nielicznie spotykany tam m i g m a t y t, jest skałą barwy fioletowo-szarej, zbitą, która badana w płycie cienkiej, wykazuje budowę panallotriomorficznie-ziarnistą, oraz chaotyczną, nebulityczną teksturę, która przy bliskim równoległym ułożeniu, staje się tabliczkową, bądź też centryczną, oczkową (przy odpowiednim grupowaniu się biotytów i plagioklazów). Plagioklaz należy do dwóch odmian: pierwsza wchodzi w skład oczek plagioklazowo-biotytowych, druga jest składnikiem drobnoziarnistego, mikrogranitowego tła skalnego. Obie odmiany posiadają pokrój izometryczny, są ogólnie własnopostaciowe i uległy mniej lub więcej zaawansowanej kaolinizacji, rzadziej serycytyzacji. Ponadto, plagioklaz oczek ma liczne wrostki epidotu, zwłaszcza w jądrach osobników. Prawie wszystkie ziarna wy-

kazują wybitne przykłady korozji i albityzacji. Przerosty myrmekitowe są rzadkie. Plagioklaz pierwszej odmiany (z oczek) należy do zasadowego oligoklazu (28—30% An) i kwaśnego andezynu (38—40% An), zaś drugiej generacji, do kwaśnego oligoklazu z 20—22% An. Ortoklaz jest ksenomorficzny, uległ nieznacznej kaolinizacji i obok wrostków kaolinu, zawiera (zwłaszcza w jądrach ziarn) lamelkowe do włóknistych, wrostki albitu. Obok wspomnianych przerostów pertytowych, ortoklaz tworzy przerosty mikropegmatytowe z kwarcem. Jest niezblźniaczony. Kwarc, również cudzopostaciowy, przerastający nadto poikilitycznie skalenie w formie tzw. przerostów sitowych, posiada słabe, faliste znikanie światła i zawiera długie włókna rutylu. Biotyt nieregularnie rozproszony lub skupiony w smugach, zawiera pojkiłomaty rud, rutylu, apatyty i stosunkowo liczny cyrkon, otoczonego szerokimi (do 0,08 mm) polami pleochroitycznymi. Pleochroizm biotyty waha się tu między barwami: żółtawą (X), a czerwono-brunatną (Y = Z). Biotyt, spotykany w obrębie oczek, uległ chlorytyzacji i często towarzyszą mu muskowitz, kalcyt i epidot. Z akcesoriów na pierwszy plan wybija się izometryczny i słupkowy apatyt, rzadszy cyrkon, dalej epidot i rutyl. Odnośnie do składu ilościowego głównych składników, należy podkreślić przewagę ortoklazu (36,8%) nad plagioklazem (25,5%) i kwarcem (26,9%). Pozostały z głównych składników biotyt, stanowi ok. 10,8% obj. skały. Opisana skała, ze względu na niejednostajność w układzie składników, dużą rozpiętość w składzie chemicznym skaleń i ich po części krystaloblastyczny charakter; dalej ze względu na obecność silnie przeobrażonych reliktyw (oczek) plagioklazowo-biotytowych i form żyłowych, znacznie wzbogaconych w skałen potasowy i kwarc, przypomina skały typu migmatytowego, z niecałkowicie rozłożonymi reliktyw skał silniej zasadowych.

Granity

Granity w warstwach istebniańskich z Pogórza Lancorońskiego i Radziszowskiego występują w trzech odmianach, określonych jako granityty, granity dwumikowe i granity aplitowe. Najpospolitszą odmianą są granityty, najczęściej oligoklazowe, znane z Podlesia, Izdebnika, Ostrej Góry i Leńcz. Są to skały drobno- do średnioziarnistych, barwy

pomarańczowo - szarej do brunatno - szarej, które wietrzejąc, przyjmują silniejsze żółto - brunatne zabarwienie. Struktura ich jest typowo hypidiomorficznie - ziarnista, niekiedy słabo porfirowata; tekstura zaś masywna lub słabo równoległa, dzięki tendencji równoległego układania się składników, zwłaszcza biotyty. Ta ostatnia spotykana jest w granitytach, pochodzących z Izdebnika i Leńcz i z nią związana jest widoczna, silniejsza kataklaza składników. Występujące w granitytach plagioklazy, są z reguły idiomorficzne. Pokrój ich waha się od grubopłytkowego, przez izometryczny do krępoślupkowego. Plagioklazy cechuje bardzo silnie zaawansowana kaolinizacja i serycytyzacja. Szczególnie granityt z Podlesia znamionuje prawie kompletna kaolinizacja wewnątrz ziarn plagioklazu (niem. «gefuehlte Feldspate») i związek jej z koncentryczną budową zonalną (warstwami przyrostu). W postaci wrostków, w plagioklazach pojawiają się ponadto epidot, rudy, kwarc i albit, obok rzadkiego apatyty i biotyty. Skład plagioklazów odpowiada najczęściej oligoklazom z 22—28% An w centrum i z 18—22% An w partiach peryferycznych, oraz albitom z 3—4 lub 7—10% An w obwódkach, rąbkach i żyłkach, przecinających ziarna plagioklazu. Odmienne zawartości posiadają: granityt z Ostrej Góry, w którym zawartość subst. anortytowej wzrasta do 35—43% An i granityt olig. z Leńcz, w którym zaw. An spada do 17—18% w jądrze i do 11% An w partiach zewnętrznych. Plagioklazy są zbliżone albitowo, rzadziej ponadto karlsbadzko. Przerosty myrmekitowe są bardzo powszechne. Tworzą one szerokie strefy, w których kwarc, o formach pałeczkowatych, ustawia się prostopadle do powierzchni zewnętrznej ziarn plagioklazu. Plagioklazy, zwłaszcza z granitytu z Podlesia, obwiedzione są szeroką obwódką albitową. Pospolitszy od plagioklazu ortoklaz, tworzy wespół z kwarcem rodzaj matrix, zlepiającej pozostałe składniki; niekiedy bywa allotriomorficznym, nawet względem kwarcu (w Podlesiu). Ortoklaz jest w znacznie słabszym stopniu, aniżeli plagioklaz skaolinizowany, przy czym kaolinizacja postępuje w nim, od igiełkowatych do płomienistych, wydzieleni albitowych w mikropertytach. Obok wrostków albitowych, spotykane są, zwłaszcza w próbce z Leńcz, wrostki «kwarcu kropłowego». Jest niezblizniaczony, lub sporadycznie tworzy bliźniaki typu karlsbadzkiego. Kwarc, własnoposta-

ciowy względem ortoklazu w Podlesiu, gdzie dadzą się zauważyć jego ograniczenia w formie piramidy i słupa trygonalnego, bywa normalnie allotriomorficzny, wykazując często skłonność do rozpadania się w skupienia «gruzowe» («mortar structure»), o silnie zazębionych ograniczeniach ziarn. Wrostki cieczy i gazów, są naogół nieliczne i skupione w wąskich smugach, krzyżujących się pod różnymi kątami. Ponadto spotykane są pojkilmaty cyrkonu, włóknistego rutylu i słupkowego apatyty. Faliste znikanie, zależnie od kataklazy ziarn, jest gorzej lub lepiej widoczne. Biotyt znajdujący się najczęściej w początkowych stadiach chlorytyzacji, z którą związane są liczne wydzielenia hematytu i rutylu, posiada najczęściej spotykany w opisywanych skałach pleochroizm, w barwach: od jasno żółtawej (X), do ciemno czerwono-brunatnej, prawie czarnej (Y > Z). W postaci wrostków w biotycie spotykany jest izometryczny, niekiedy o sześciobocznych zarysach apatyt i cyrkon, wokół którego tworzą się szerokie pola pleochroiczne (o średnicy do 0,13 mm). Z minerałów akcesorycznych występują stale apatyt i cyrkon (bezbarwny do zgnięzielonego), oraz rutyl w granitycie z Ostrej Góry i granat w Leńczach. Wszystkie wyżej przytoczone odmiany granitytów, posiadają w różnym stopniu zaznaczone oddziaływanie procesów autometamorficznych, które w danym przypadku prowadzą się do rozwiniętej w różnej skali albityzacji skałeni. Najsilniej zaalbityzowanym jest granityt pochodzący z Podlesia. Stosunki ilościowe składników (w procentach obj.) obrazuje tabela 4.

Podane stosunki ilościowe pozwalają na zaliczenie granitytów, bądź do granitów o typie «metaluminous» w ujęciu Shand¹⁾, bądź do monconitów oligoklazowo - kwarcowych i monconitów kwarcowych (z andezynem), stosownie do klasyfikacji używanej przez petrografów amerykańskich. W oparciu o ostatnią klasyfikację, granityty olig. z Podlesia, Izdebnika i Leńcz odpowiadałyby monconitom olig. - kwarcowym, zaś granityt z Ostrej Góry (z andezynem) — monconitom kwarcowym.

Z pozostałych odmian granitów, należy wymienić podany w zamieszczonej tabeli 4, granit dwumikowy,

¹⁾ Shand, S. J.: Eruptive Rocks, 1943, London.

z Brodów i granit aplitowy z Podlesia. Granit dwumikowy jest skałą drobnoziarnistą, barwy pomarańczowo-szarej, która pod mikroskopem ujawnia budowę hypidiomorficznie-ziarnistą i bezładną, masywną teksturę. Spotykane mniej licznie w tej skale plagioklasy (w przeciwieństwie do odpowiednich granitów z Woźnik i Barwałdu), mają ziarna o pokroju grubopłytkowym, mniej lub więcej idiomorficzne i przepełnione wielką ilością wrostków kaolinu i serycytu. Zbliżniaczenia plagioklazów należą do typu albitowego, karlsbadzkiego i peryklinowego. Nadto widoczna jest koncentryczna budowa zonalna. Przerosty myrmekitowe obecne. Zawartość subst. anortytowej waha się od 23—28% An w jądrze, do 18% An na obwodzie i 2—3% An w rąbkach albitowych. Ortoklaz jest cudzopostaciowy, bez panującego pokroju i w zależności od płomienistych wydzieleni albitowych, nierównomiernie skaolinizowany. Często zbliżniaczony według prawa karlsbadzkiego. Kwarc jest również cudzopostaciowym, zawiera inkluzje cieczy i gazów, w smugach i nieregularnie rozproszone, obok wrostków apatyty, rutyłu, cyrkonu, rud i biotyty. Faliste znikanie słabo zaznaczone. Biotyt występuje w krępych tabliczkach i zawiera wrostki blaszkowego hematytu, słupkowego i igielkowego apatyty, oraz ziarna cyrkonu, z szerokimi polami pleochroitycznymi (do 0,12 mm średnicy). Pleochroizm stosunkowo słaby: jasno żółtawy (X), do czerwono-brunatnego z żółtym odcieniem (Y = Z). Muskowit najczęściej obecny jest w postaci idiomorficznych, silnie postrzępionych blaszek, oraz jako wtórny produkt przeobrażeń skaleni, zwłaszcza plagioklazu. Z minerałów akcesorycznych, spotykany jest rzadki, izometryczny apatyt, oraz cyrkon (tylko w biotycie). Powyżej opisany granit uległ stosunkowo silnej serycytyzacji (wzgl. muskowityzacji), oraz słabiej zaznaczającej się albityzacji.

Granit aplitowy z Podlesia posiada charakterystyczne jasno żółtawo-szare, brunatno-plamiste zabarwienie i bardzo drobne ziarno. Panującą strukturą jest budowa panallotriomorficznie-ziarnista, miejscami ponadto zjawia się budowa porfirowata lub poikilityczna, od bardzo częstych przerostów mikropegmatytowych. Ze składników głównych, należy wymienić plagioklaz, o grubotabliczkowym lub grubosłupkowym pokroju, zawierający obok kaolinu, rud i rzad-

Tabela 4.

Typ petrograficzny skały	Składniki główne					Akcesoria			
	Plagioklaz	Ortoklaz	Kwarc	Biotyt	Muskowit	Apatyt	Rudy i rutyl	Cyrykon	Granat
Granityt olig.:									
Podlesie	40,6	23,7	33,6	2,1	—	nie ozn.			
Izdebnik	35,5	31,9	28,4	4,2	—	" "			
Leńcze	23,5	37,7	36,1	2,2	—	n. o.	n. o.	0,1	0,4
Granityt:									
Ostra góra	22,4	46,1	19,9	11,3	—	0,3 (rutyl i apatyt)			
Granit dwumikowy:									
Brody	23,3	40,0	26,3	4,7	5,6	0,1	n. o.	n. o.	—
Granit aplitowy:									
Podlesie	15,2	54,9	23,7	1,1	3,4	0,8	n. o.	—	0,9

szego serycytu, liczne wrostki igielkowego apatytu i rutylu (!). Zawartość An jest zmienna i waha się między 18 a 37%; w obwódkach albitowych spada do 3—7% An. Ortoklaz jest współczesny z kwarcem i bez wyraźnego pokroju. Często przepelniony jest on wrostkami igielkowego apatytu, oraz bywa metasomatyizowany przez muskowit, będąc jednocześnie jedynie nieznacznie skaolinizowanym. Wielce znamiennym dla ortoklazu, jest występowanie doskonale wykształconych przerostów mikropegmatytowych z kwarcem. Jednakowo zorientowane, prętowe fragmenty osobników kwarcu, zajmują wówczas zazwyczaj centralne części ziarn ortoklazu, zbliżniaczonego przy tym z reguły wg. prawa karlsbadzkiego. Ponadto dość pospolite są płomieniste iniekcje albitowe. Kwarc obfituje również we wrostki igielkowego apatytu, znajdującego się w towarzystwie nielicznych pojkilmatów rud i smug inkluzji gazowych. Słabe faliste znikanie światła. Biotyt uległ częściowej chlorytyzacji, zachował jednak w części swój silny żółtawo-brunatnoczerwony pleochroizm. Granat występuje w formie agregatów chlorytowo-muskowitowych, infiltrowanych wodorotlenkami żelaza i przerosłych poikilitycznie, dużymi ziarnami kwarcu. Chloryt w tym przypadku należy do klinochloru. Duże ilości związków Fe, związanych z tym przeobrażeniem wywołują ową charakterystyczną, brunatną

plamistość skały. Muskowit, metasomatyzujący skalenie, wraz z igielkowym i izometrycznym apatytem, stanowią pozostałe dodatkowe składniki skały. Dla omawianego granitu aplitowego znamionnymi są: równoczesna krystalizacja w fazie pegmatoidowej F e r s m a n'a (za czym m. in. mówią «napi-sowe» przerosty pegmatytowe, bogactwo apatytu w skałeniach i kwarcu), albityzacja w fazie superkrytycznej, muskowityzacja, oraz chlorytyzacja w etapie hydrotermalnym ¹⁾.

Wielce osobliwą, lecz rzadko spotykaną skałą, znaną jedynie z Ostrej Góry, jest należący do lamprofirów k e r s a n t y t. Skała ta zewnętrznie jest łatwo rozpoznawalna, dzięki dużej ilości czerwonych prakryształów skalenia alk. - wapiennych, tkwiących w szarym cieście. Pod mikroskopem ukazuje się struktura holokrystalicznie - porfirowa, z felzytowym, wzgl. prawie mikrogranitowym i sferolitycznym rozwojem ciasta skalnego. Widoczne są silne oznaki protoklazy. Główny ze składników, plagioklaz, stanowi ściśle idiomorficzne prakryształy, o pokroju grubopłytkowym, rzadziej słupkowym wg krawędzi P/M, z dobrze wykształconymi ścianami P (001), M (010), T (110), l (110), y (201). Obecny w cieście skalnym plagioklaz nie posiada tej miary idiomorfizmu, będąc niekiedy skorrodowanym, lecz równocześnie nieco słabiej skaolinizowanym. Prakryształy chętnie skupiają się w grupy rozbieżnie ułożonych osobników. Z wrostków zawierają obok kaolinu, pojkilmaty liczne hematytu i mniej liczne serycytu, epidotu, apatytu, biotyту i kwarcu. Zbliżnienia należą do typu albitowego, karlsbadzkiego, peryklinowego i rzadziej bawenowskiego. Skalenie alk. - wapienne należą do kwaśnego i zasadowego labradoru, z zaw. 52—60% An. Niektóre ziarna, zwłaszcza w kontakcie ze sferolitami, wykazują bardzo wąskie rąbki albitowe, z zaw. ok. 10% An. Zawartość prakryształów plagioklazów sięga 63,1% obj. skały. Ortoklaz występuje w osobnikach idiomorficznych, skupowych (wg P/M), niekiedy bardzo silnie wydłużonych, z charakterystycznymi formami wzrostu. Często słupki te przenikają pod różnymi kątami utwory sferyczne. Jest nieznacznie skaolinizowany (zwykle w partiach centralnych) i tylko rzadko tworzy bliźniaki karlsbadzkie. Prakryształów ortoklazu brak. Kwarc jest rzadki,

¹⁾ F e r s m a n, A. E.: Géochimie, 1934, Leningrad.

allotriomorficzny, ostatni w sukcesji krystalizacji. Zawiera obok bardzo nielicznych wrostków cieczy i gazów, wielkie i gęsto rozsiane wrostki apatytu. Liczny (zaw. 29,4%) biotyt jest własnopostaciowy, często z wyraźnym pseudoheksagonalnym zarysem. Powszechnie w nim są zjawiska rozczepienia, fałdowania blaszek, przy czym te zprotoklazowane osobniki są wygojone kalcytem. Pleochroizm, który na skutek chlorytazacji wyraźniej zaznacza się tylko w centrach blaszek, waha się od barwy lekko żółtawej (X), przez brunatną, z żółtoczerwonym odcieniem (Y), do brunatnej, z żółtym odcieniem (Z). Chloryt należy do klinochloru i z jego powstaniem łączy się wydzielenie pojkilmatów rud i rutylu, niekiedy w postaci sagenitowych siatek. Kalcyt ma pokrój pryzmatyczny, przepelniony jest apatytem i niekiedy nadto chlorytem i magnetytem. Indywidua zawierające prawie równe ilości kalcytu i chlorytu, z domieszką magnetytu, są zapewne pseudomorfozami po diopsydzie, na co wskazywałby i ich pokrój. Inne kalcyty są zapewne porwakami lub wypełnieniami próżni (wespół z kwarcem i apatytem), lub resztkami po infiltracjach auti- i allogenicznych. Zawartość kalcytu wynosi 4,4%, w tym pseudomorfoz po diopsydzie — 3,1%. Z pośród akcesorii bardzo licznym jest izometryczny do igiełkowego apatyt, dalej cyrkon i rutyl (w biotytach). Ciasto skalne, obok masy felzytowej, zawiera sferolity, będące właściwie pseudosferolitami, przechodzącymi w wielu miejscach w granosferyty. Swoisty sposób wietrzenia plagioklazów (normalnie czerwonych w kersantytach), ich zasadowy skład, bardzo silna przewaga plagioklazu i biotyту, chaotyczna tekstura, zmienność struktury, obecność porwaków i duża zawartość kalcytu, są to wszystko cechy bardzo często spotykane u kersantyków.

2. Warstwy istebniańskie górne

Pochodzące z warstw istebniańskich górnych, prakarpackie skały krystaliczne, obok ich masowego występowania, cechują się ogólnie lepszym stanem zachowania, tj. słabszym stopniem zwietrzenia i mechanicznego przerobienia (otoczenia). Podobnie jak i ogzotyki dolnoistebniańskie są to skały petrograficznie bardzo urozmaicone, lecz niewiele od tych ostatnich różne. Zebrane materiały w większości pochodzą z odkrywek, twardych, silnie zcementowanych zlepień-

ców górnioistebniańskich. Do najpiękniejszych odsłoneń tych zlepieńców należą: naturalna odkrywka, powstała na skutek erozyjnej działalności Skawy, tuż koło mostu kolejowego w Mucharzu, dalej sztuczne odkrywki przy torze kolejowym, między przystankami Mucharz — Zagórze i Zagórze — Skawce, oraz przy drodze Wadowice — Mucharz, we wsi Świnna Poręba. Szereg odsłoneń obfitujących w egzotyki, dzięki małej odporności na wietrzenie i stąd łatwej dezagregacji spoiwa zlepieńców, znajduje się w pasie zlepieńcowatych piaskowców górnioistebniańskich. Pas ten ciągnie się wzdłuż szczytu wzniesienia Harańczykowa i jego pn. - wschodniego i pd. - zachodniego stoku (Zubakówka i Sikorówka). Spotykane w warstwach istebniańskich górnych, krystaliczne skały egzotyczne, należą do różnorodnych odmian gnejsów, łupków, granulitów, granitów, porfirów granitowych i ich ekwiwalentów wylewnych.

Epignejsy

Skały tego typu najpospolitsze są w Mucharzu, skąd opisano trzy najliczniej tam występujące epignejsy: epignejs serycytowo - albitowy, epignejs epidotowo - albitowy i epignejs ortoklazowo - biotytowy. Pierwszy z tych gnejsów, tj. epignejs serycytowo - albitowy, jest skałą szarzieloną, cienkołupkową, która w płytce cienkiej posiada widoczną budowę porfiroklastyczną, powstałą dzięki całkowitemu lub częściowemu rozkruszeniu składników («mortar structure»). Wśród składników rozpoznano plagioklaz, tworzący bezkształtne ziarna, otoczone wieńcem drobniejszych ziarenek i przejęte pęknięciami i mikrouskokami. Plagioklaz przepelniony jest wrostkami, należącymi do kaolinu, serycytu, gipsytu, chlorytu i kwarcu, typowych dla katamorfizmu i działalności roztworów alkalicznych. Składem przynależny jest albitom i kwaśnym oligoklazom. Zbliżniaczeń, jak to się normalnie w tego typu skałach zdarza, brak. Ortoklaz należy tu częściowo do mikroklinu i mikropertytu. Normalnie niezbliżniaczony. Kwarc tworzy typowe agregaty «cukrowo - ziarniste» i tylko rzadko tworzy oddzielne, większe osobniki. Biotyt jest bardzo rzadki i zwykle silnie przeobrażony w chloryt. Muskowit ma kształt powyginanych i rozczepionych blaszek. Chloryt należy do penninu i wespół z hematytem i bar-

dzo licznym tu serycytem koncentruje się w strefach wyprasaowań, względnie jest nieregularnie rozproszony. Przypuszczalnie, opisana skała jest zmylonityzowanym granitem apli-towym lub kwaśną skałą wylewną.

Rzadszy od poprzedniego epignejs epidotowo-albitowy, jest szarym, brunatno wietrzejącym, silnie zbitym typem epignejsu. Budowa podobnie jak i w poprzedniej skale jest porfiroklastyczną, przy teksturze łupkowej do lentykularnej. Z pośród minerałów wchodzących w skład skały, wymienić należy plagioklaz, o okrągławych lub nieco wydłużonych ziarnach, pozbawionych wrostków i zbliźniaczeń (albit), oraz w reliktach, otoczonych wieńcem własnych, pokruszonych ziarn (zasadowy oligoklaz i kwaśny andezyn). Druga odmiana zawiera liczne wrostki wietrzeźne (kaolin, serycyt) i metamorficzne (epidot, zoisyt, albit, chloryt) i z reguły jest zbliźniaczona wg prawa albitowego i karlsbadzkiego. Mikroclin jest rzadki i reliktowy. Kwarc, rzadko obecny w większych ziarnach, zwykle jest w postaci drobnoziarnistych, «mozaikowych» skupień. Faliste znikanie światła jest nierównomiernie wykształcone. Biotyt zawiera wrostki rud i rutyłu i posiada często widoczny silny, pleochroizm w barwach: jasno żółta (X), ciemno brunatna, z odcieniem czerwonym (Y = Z). Wietrzeje w chloryt, który nadto tworzy oddzielne blaszki i rozbieżne, łuskowe agregaty. Pleochroizm w barwach: trawiazielona, z odc. niebieskim (X, Y), słabo zielonożółta, prawie bezbarwny (Z), oraz bardzo słaba dwójłomność (ca. 0,001), mówią za przynależnością do penninu. Epidot ma formy wydłużone wg osi b, w którym to kierunku przebiegają również bardzo drobne rysy («striations»). Posiada on słabo wyraźny pleochroizm (X — bezbarwny, Y — zielonawo-szaro-żółty, Z — bezbarwny do żółtawego) i wysoką dwójłomność = ca. 0,040. Łupliwość wg (001) doskonała, wg (100) niewyraźna. Mniej liczny (2,4%) zoisyt, jest izometryczny do słupkowego i posiada anomalne, lawendowoniebieskie barwy interferencyjne. Poza tym w niewielkich ilościach (1,0%), występują wespół z chlorytem łuski serycytu. Dalej obecne są ziarna magnetytu, o kwadratowych przekrojach, nie licząc apatyty i cyrkonu. Stosunki ilościowe głównych składników przedstawiają się następująco: plagioklaz — 39,1%; mikroclin — 0,8%; kwarc — 32,5%; biotyt i chloryt — 20,6%; epidot — 3,6%.

Genetycznie opisana skała zbliża się najbardziej do przedstawicieli magmy diorytowej.

Nieco pospolitszy od ostatniego epignejs ortoklazowo-biotytowy, średnioziarnisty, barwy szaro-żółto-brunatnej, pod mikroskopem ujawnia strukturę granoblastyczną, obok pojawiającej się budowy porfiroklaścycznej. Tekstura łupkowa do masywnej. Składnikami tej skały są: izometryczny do grubotabliczkowego plagioklaz, którego skład z uwagi na silny stopień zwiętrzenia, ustalono w przybliżeniu na odpowiadający albitowi lub kwaśnemu oligoklazowi. Ortoklaz, o podobnym pokroju, często rozpada się w zespoły izometrycznych ziarn, również silnie skaolinizowanych i zserycytizowanych. Mikroklin posiada ziarna ksenoblastyczne, o charakterystycznej, kratkowej budowie. Jest prawie niezwiętrzały, abstrahując od nielicznych wrostków wietrzonych, obok pojkilmatów biotyту, kwarcu, apatyту i rud. Kwarc, mający podobne formy jak mikroklin, tworzy nadto skupienia «cukrowo-ziarniste» i zawiera liczne inkluzje cieczy i gazów, ułożone w smugach, krzyżujących się pod różnymi kątami. Biotyt częściowo własnopostaciowy, znajduje się w początkowym stadium chlorytyzacji. Pleochroizm jego był normalny (sądząc po jego wrostkach w innych minerałach), w barwach od żółtawej do ciemno czerwono-brunatnej. Zawartości procentowe głównych składników są następujące: plagioklaz — 8,0; ortoklaz — 57,6; mikroklin — 0,3; kwarc — 27,5; biotyt — 6,6. Prawdopodobnie mamy tu do czynienia ze zdiaftoryzowaną skałą metamorficzną ze strefy kata, pochodną magmy granitowej, lub typom uległym granityzacji.

Mezognejsy i łupki

Odmiany mezognejsów i łupków zostały szczegółowiej poznane i opisane z punktów występowań na Harańczykowej, w Mucharzu i w Zagórze. Spotykane na Harańczykowej mezognejsy, należą w zasadzie do dwóch odmian: do mezognejsu dwumikowego i mezognejsu mikroklinowego. Mezognejs dwumikowy, jest najpospolitszą odmianą barwy biało-żółtawo-szarej, o strukturze porfiro- lub pojkiloblastycznej i teksturze pokładzikowej do linearnej, czasem też lentykularnej. Należący do głównych składników plagioklaz, jest ksenoblastyczny, często otoczony drobnoziarnistym agre-

gatem, powstałym z rozkruszenia własnych i sąsiednich ziarn. Z minerałów tworzących w nim wrostki, występuje serycyt, zoisyt, kwarc, rzadziej albit i ponadto biotyt, apatyt i cyrkon. Gromadzą się one w partiach centralnych, które swym składem odpowiadają tu oligoklazom z zaw. Ab_8An_1 — Ab_3An_1 , podczas gdy peryferyczne, odpowiadają albitom z zaw. Ab_8An_1 — Ab_1An_0 . Obecne są przerosty myrmekitowe w kontakcie ze skalaniem potasowym. Ortoklaz ma również postacie ksenomorficzne i w przeciwieństwie do plagioklazu, przechodzi w kaolin i serycyt od zewnątrz. Z uwagi na częstą zawartość wrostków albitu, duża jego część należy do mikropertytów i kryptopertytów. Obecny również mikroklin w formie żyłek, pokładzików i nieregularnie rozrzuconych ziarn, cechuje obok wyraźnej budowy kratkowej, stała prawie obecność wrostków albitowych (mikropertyt i kryptopertyt mikroklinowy). Ksenoblastyczny kwarc o pokroju płaskurowym i silnie zazębionych liniach granicznych ziarn, układa się analogicznie jak mikroklin (żyłki, pokładziki). Inkluzje cieczy i gazów. ułożone są w nim w smugach, przecinających się pod różnymi kątami. Muskowit posiada idioblastyczny rozwój blaszek, zawierających bardzo rzadkie wrostki biotyту i apatyту. Współ z biotytem (którego często przerasta) metasomatyzuje ortoklasy. Biotyt ma postać grubych blaszek, często schlorytyzowanych. Pleochroizm w świeższych odmianach normalny (X — blado żółta, Y = Z — ciemno brunatna z czerwonym odcieniem, prawie czarna). Z minerałów wrostkowych, obecny jest apatyt, rutyl w siatkach sagenitowych i rudy. Biotyt wietrzejąc przechodzi w pennin, przy czym można prześledzić wszystkie kolejne stadia tego przeobrażenia. Z akcesoriów obecny jest igiełkowy apatyt, rudy i rzadki cyrkon. Zawartości głównych składników: plagioklaz — 10,2%; ortoklaz — 30,5%; mikroklin — 2,1%; kwarc — 50,9%; muskowit — 2,7%; biotyt — 3,4%. Skała opisana jest niewątpliwie zmetamorfizowaną skałą granitową. Cechuje się doskonałym rozwojem przerostów myrmekitowych i silną albityzacją.

Znacznie rzadszym typem na Harańczykowej, jest mezoignejsy mikroklinowy. Jest to drobnoziarnisty, silnie szczelinowaty gnejs (kakiryт), mający na świeżym przełamie barwę biało-szarą. Badany w płytce cienkiej, ujawnia budowę granoblastyczną, zbliżoną do granitowej. Tekstura

równoległa słabo zaznaczona, zwykle raczej masywna. Skład mineralny: plagioklaz, ortoklaz, mikroklin, kwarc, biotyt. Plagioklaz posiada formy słabo idioblastyczne, o pokroju od izometrycznego do krępoślupkowego. Zawiera tylko nieliczne wrostki wietrzenne, skupione najczęściej na obwodzie (zmiany w pasie wietrzeniowym). Bliźniaki należą do typu albitowego i karlsbadzko - albitowego. Plagioklaz, obecny w ziarnach gęsto zbliźniaczonych, należy do oligoklazów z zaw. 25—28% An, zaś występujący w formie drobnych ziarn, wykazujących przerosty myrmekitowe, należy do albitu i kwaśnego oligoklazów z 10—18% An. Ortoklaz ksenoblastyczny, prawie niezwięzły i niezblizniaczony, zawiera tylko nieliczne wrostki kwarcowe, wchodzące w skład przerostów mikropegmatytowych i znacznie liczniejsze wrostki kwarcu «kropłowego». Mikroklin, występujący w większych w stosunku do ortoklazów ziarnach, jest niejednakowo zwięzły i posiada doskonale wykształconą budowę kratkową. Rzadkie przerosty pertytowe schodzą tu do wielkości submikroskopowych (kryptopertyt mikrolinowy). Kwarc jest zupełnie ksenoblastyczny, zawiera bardzo nieliczne smugi wrostków cieczy i gazów, oraz posiada słabo zaznaczone faliste znikanie światła. Biotyt, o blaszkach prawie idioblastycznych, przepelniony jest wielką ilością pojkilmatów tlenków i wodorotlenków żelaza, maskujących pleochroizm w barwach od jasno żółtawej do czerwono-brunatnej. Stosunki ilościowe składników: plagioklaz — 14,6%; ortoklaz — 4,3%; mikroklin — 60,8%; kwarc — 19,9%; biotyt — 0,4%. Skała pierwotnie była najprawdopodobniej granitem aplitowym.

Do odmian bezskaleniovych należą pospolitsze w Mucharzu, dzięki słabszej przeróbce mechanicznej tamtejszych egzotyków, mezoślupki dwumikowe. Są to skały barwy ciemnobrunatnej z fioletowym odcieniem, średnioziarniste, niekiedy z większymi skupieniami błękitnego kwarcu. Tekstura cienkoślupkowa, z drobnym fałdowaniem. W płycie cienkiej ukazuje się budowa homeoblastyczna, a z uwagi na pokrój składników, struktura grano - do lepidoblastycznej. Ułożenie składników jest linijne lub pokładzikowe. Wśród nich, obok kilku ziarna plagioklazów (andezynu) i mikroklinu, obecne są prawie wyłącznie kwarc i miki. Kwarc jest kseno-

blastyczny, izometryczny lub spłaszczony. Jest albo nieregularnie rozszanym lub skupionym w pokładzikach. Wrostki praktycznie są nieobecne, za wyjątkiem nielicznych pojkilmatów miki, apatyty, rutylu i rud. Faliste znikanie światła nietypowe. Biotyt tworzy grube blaszki i ich agregaty, ułożone na kształt strumieni, taśm. Zawiera wrostki rud i apatyty. Przejść w chloryt nie zauważono. Pleochroizm słabszy, niż normalnie: X — bezbarwny lub słabo żółtawobrunatny, Y=Z — brunatny, z czerwonym odcieniem. Muskowit obecny jest w postaci cienkich blaszek i ich równoległych skupień, ułożonych oddzielnie lub w pasmach. Zawartości składników są następujące: kwarc — 48,5%; biotyt — 49,1%; muskowit — 1,4%; akcesoria (apatyt, cyrkon i rudy) — 1,0%. Opisana skała posiada wiele cech skał metamorficznych typu para -.

Genetycznie spokrewniony z wyżej podaną skałą jest **rogowiec biotytowy** (keralit), znany również z Mucharza, lecz w znacznie mniejszych ilościach. Jest to typ skały zbitej, brunatnoszarej, rdzawo wietrzejącej, która pod mikroskopem ujawnia typową homeoblastyczną budowę rogowcową, w odmianie zwanej «brukową». Wśród składników wyróżniono plagioklaz, występujący w izometrycznych ziarnach ksenoblastycznych, wietrzejących głównie w serycyt i kaolin. W wyniku silnego zwietrzenia plagioklazu, skład jego określono w przybliżeniu, na odpowiadający kwaśnemu oligoklawowi. Kwarc obecny jest również w formie izometrycznych, ksenoblastycznych ziarn, często otoczonych aureolą blaszek biotyty. Tworzy on ponadto żyłki, złożone z palczasto ząbajających się ziarn. Wrostki cieczy i gazów, podobnie jak i biotyty, serycyty, apatyty i rud, są ułożone bezładnie. Faliste znikanie światła widoczne. Biotyt występuje w blaszkach mniej lub więcej idiomorficznych, czasem skupionych w rozbieżnych skupieniach. Pleochroizm wybitny w barwach: bezbarwny do żółtawego (X), ciemno czerwono-brunatny z odcieniem fioletowym. Hematyt występujący w żyłkach w sąsiedztwie biotyty, apatyt w formie izometrycznych ziarn, idiomorficzny cyrkon, o nieco zaokrąglonych narożach i krawędziach, stanowią główne składniki akcesoryczne. W ilościowym składzie mineralnym skały, rzuca się w oczy, mała zawartość plagioklazu (3,2%), brak ortoklazu i wysoka zawartość kwarcu (60,2%) i biotyty (36,3%). Skała ta jest najpraw-

dopodobniej wytworem metamorfozy kontaktowej sedymentów piaszczysto - ilastych.

Do strefy mezo - należą poza tym, przypuszczalnie, dwa typy gnejsów, pochodzących z Zagórza. Jeden z nich m e z o g n e j s p l a g i o k l a z o w o - b i o t y t o w y jest skałą barwy białej, z zielonym lub brunatnym odcieniem i już makroskopowo zdradzającą bardzo chaotyczną teksturę i bardzo nierównomierny rozwój składników. Skała jest jak gdyby splotem dwóch generacji: jednej złożonej z większych ziarn homeoblastycznych (gł. kwarcu), tworzących żyłki, soczewki itp. formy i drugiej złożonej z drobnych, heteroblastycznych składników. Tekstura rozbieżna. Ze składników rozpoznano plagioklaz, występujący albo w postaci dużych, jak gdyby porfiroblastów, o zarysach owalnych, ograniczeniach postrzępionych, albo w postaci drobniejszych ziarn ksenoblastycznych. Pierwsze z tych form plagioklazów są silnie skaolinizowane i zserycytyzowane. Zbliżniaczenia albitowe, peryklinowe i wg prawa Roc - Tournée, bardzo częste, mówią za ich pierwotnie swobodną krystalizacją, zaś otaczające je skupienia izometrycznych ziarn albitu, pochodzących z rozkruszenia obwódek, rąbków, za późniejszą kataklazą. Chemicznie są to oligoklazy z 18—22% An, oraz albity z 3—8% An. Występujące w drugiej formie (generacji) plagioklazy, są prawie niezbliżniaczone (krystalizacja przy silnym stressie) i należą do oligoklazów i andezynów z zaw. 28—33% An. Rzadkie przerosty myrmekitowe, występują na kontaktach z ortoklazem, który jest tu rzadko spotykany w postaci ksenoblastycznych, słabo zwiertzałych ziarn. Obecny, również nie częsty, mikroklin, z wrostkami tzw. kwarcu kropłowego, ma mniej wyraźną budowę kratkową. Kwarc tworzy nagromadzenia soczewkowate, żyłkowe itp. ziarn, przez które bez odchyień przenikają smugi inkluzji cieczy i gazów, przecinając się pod kątem ok. 45°. Wyjątkowo liczne w kwarcu są wrostki cyrkonu i biotyту o żółto-czerwonobrunatnym pleochroizmie. Biotyt jest prawie całkowicie zpseudomorfizowany przez chloryt. Wykazuje jednak, w pewnych przekrojach, szczątkowy pleochroizm i silniejszą dwójłomność. Produktem przeobrażenia jest pennin, o lawendowoniebieskich barwach anomalnych. Z powstaniem jego łączą się wydzielienia rud i iglastego rutylu, tworzącego siatki sagenitowe. Wokół apatyту i cyrkonu

tworzą się wyraźne pola pleochroityczne. Muskowit jako odrębny składnik jest rzadkim, poza tym częsty jest jako wtórny produkt przeobrażeń skaleni. Skała badana jest przypuszczalnie odmianą gnejsu plag. - biotytowego typu orto -, który uległ procesowi albityzacji, serycytyzacji i chlorytyzacji zapewne w wcześniejszych stadiach. Następnie na skutek «cząstkowego rozpuszczania» (mobilizacja dyferencjalna) materiału gnejsowego, z bardzo silną przewagą kwarcu, obok rzadszych skaleni i pod wpływem ultrametamorfozy kinetycznej, rekrytalizował w postaci wspomnianych nieregularnych, żyłkowych lub soczewkowatych form.

Do pospolitszych w Zagórze należy nadto m.e.z.o.g.n.e.j.s.o.r.t.o.k.l.a.z.o.w.y, barwy brunatno - szarej, o zmiennej wielkości ziarn, co powoduje, że skała przybiera porfirowy habitus. Pod mikroskopem widoczna jest struktura heteroblastyczna, prawie porfiroblastyczna. Tekstura zbliżona do masywnej. Wśród składników skonstatowano obecność plagioklazu, częściowo idioblastycznego i izometrycznego. Jest on wyraźnie skaolinizowany i nieznacznie zserycytyzowany. Składem odpowiada oligoklazowi z średnią zaw. 23% An. Ortoklaz jest ksenoblastyczny, bez wyraźnego pokroju, będąc zatokowo przenikany przez kwarc. w formie spotykanej w granulitach. Stopień zwietrzenia jak u plagioklazów. Kwarc, o morfologii jak u ortoklazu, posiada wyraźną tendencję do grupowania się w smugi i cechuje się brakiem łatwo dostrzegalnego falistego znikania. Biotyt jest idioblastyczny i znajduje się w początkowym stadium przeobrażeń w chloryt. Z minerałów dodatkowych i akcesorycznych, wyjątkowo tu ubogich, należy wymienić rzadki muskowit. Wykształcenie i ilościowy skład mineralny: plagioklaz — 17,9%; ortoklaz — 50,3%; kwarc — 31,5%; biotyt — 0,3%, pozwalają przypuszczać, że materiałem wyjściowym do utworzenia tego gnejsu, była zapewne kwaśna skała magmowa, z kwarcowo - ortoklazowymi przerostami typu felzytowego, granofirowego lub pegmatytowego. Tego typu skała, przy silniejszej metamorfozie dałaby prawdopodobnie w efekcie normalny granulit.

K a t a g n e j s y

Z pośród skał ze strefy kata, obok oddzielnie omawianych granulitów, specyficzny charakter posiadają ekstensyw-

nie występujące gnejsy i gnejsokwarcyty z grafitem. Opracowany katagnejs grafitowy z Harańczykowej i gnejsokwarcyt silimanitowo-grafitowy z Świnnej Poręby, są skałami o niebieskawo-szarej lub brunatno-szarej barwie, drobnoziarniste, zbite, z wyraźną budową granoblastyczną i teksturą masywną (rzadziej z zaznaczonym nadto równoległym ułożeniem składników). Do składników ich należy m. in. rzadki oligoklaz (z 19—24% An), ksenoblastyczny, o pokroju krępopłytkowym do izometrycznego i dość charakterystycznym ułożeniem wrostków kaolinu wg (010). Obecny również ortoklaz, różni się jedynie rozmieszczeniem wrostków kaolinu, które tu są skupione na obwodzie lub nieregularnie rozproszone, oraz zawartością liczniejszego, metasomatyzującego muskowitu. Zbliżniaczenia, podobnie jak i u plagioklazów rzadkie, należą do typu karlsbadzkiego. Całkowicie ksenoblastyczny kwarc ma postać ziarn wyraźnie spłaszczonej (formy płaskurowe, soczewkowate, prawie płytkowe). Inkluzje cieczy i gazów są chaotycznie rozproszone. Z innych wrostków spotykany jest słupkowy apatyt i kręposłupkowy cyrkon. Faliste znikanie jest mniej lub lepiej widoczne. Typomorficzny grafit, tworzy mniej lub więcej idioblastyczne blaszki lub łuski, powyginane, rozczepione, rzadziej wykazujące sześcioboczne kontury. Jest on czarny, z metalicznym, stalowoszarym połyskiem, dzięki refleksom od dokładnie gładkich płaszczyzn doskonałej łupliwości wg c (0001). Z dodatkowych składników obecny jest metasomatyzujący skalenie, blaszkowy muskowit lub silimanit. Ten ostatni tworzy (w gnejsokwarcycie) zbite, drobnowłókniste skupienia, soczewkowatego kształtu. Do minerałów akcesorycznych należy bardzo liczny cyrkon, magnetyt, dalej rutyl, apatyt, oraz znany z paru zaledwie przekroji, staurolit. Stosunki ilościowe składników wahają się w tych skałach w granicach: plagioklaz — 5,9—6,3%; ortoklaz — 18,0—12,0%; kwarc 63,5—75,2%; grafit — 11,2—2,4%; muskowit — do 1,1%; magnetyt i pozostałe akcesoria — do 1,9%. Skałą pierwotną, stanowiącą substrat do utworzenia omawianych skał, był nieco arkozowy piaskowiec, o spoiwie ilastym, z domieszką substancji węglowych lub bitumicznych.

Do rzadkich odmian należy poznany z Zagórza katagnejs ortoklazowo-biotytowy, cechujący się

drobno granoblastyczną, rogowcową budową i masywną teksturą, przy szarawo - czarnym, zbitym wyglądzie zewnętrznym. W skład mineralny tego gnejsu wchodzi plagioklaz, o prawie izometrycznych formach. Zawiera on obok normalnych, rzadkich wrostków wietrzennych, pojkilmaty cyrkonu, biotyту, apatyту, kwarcu i rud. Chemicznie należy do albitu i oligoklazu z zaw. 10—22% An. Ortoklaz, podobnie jak i plagioklaz, jest o zarysach raczej ksenoblastycznych i często zatokowo przenika sąsiednie ziarna. Niezbliżniaczony. Kwarc zawiera smugi wrostków cieczy i gazów i sporadycznie spotykane pojkilmaty apatyту, biotyту, cyrkonu i rud. Muskowit ma własne kontury względem (001), poza tym blaszki wykazują częste zjawiska elastycznego odkształcenia (zagięcia). Biotyt znany jest w postaci samodzielnie spotykanych blaszek lub ich rozbieżnych skupień. Zawarte w biotyтах wrostki cyrkonu wytworzyły szerokie pola pleochroityczne (0,04—0,07 mm). Pleochroizm bardzo silny, w barwach: od prawie bezbarwnego (X), przez ciemno czerwono-brunatny (Y), do silnie ciemno czerwonego, prawie czarnego (Z). Schemat absorpcji: $X < Y < Z$. Między minerałami akcesorycznymi, rzuca się w oczy duża zawartość cyrkonu. Jest on bezbarwny, przezroczysty, o pokroju od prawie izometrycznego do słupkowego. Stosunek wydłużenia do 1 : 5. Z pośród form krystalograficznych, częściej widoczna jest kombinacja (100)·(111), aniżeli (110)·(111). Poza tym obecny jest igielkowy apatyт, magnetyт i wtórny hematyt. Procentowe zawartości składników: plagioklaz — 8,9; ortoklaz — 15,0; kwarc — 57,8; muskowit — 0,2; biotyт — 17,8; inne — 0,3. Skała należy prawdopodobnie do typu ortochociaż nie jest wykluczona alternatywa pochodzenia ze zmetamorfizowanego, osadowego materiału wyjściowego.

Również do rzadziej spotykanych w Zagórz, należy k a t a g n e j s o r t o k l a z o w y, białawo - szary, drobno - do średnioziarnistego, o wyraźnym granitowym habitusie. Pod mikroskopem uwidacznia się struktura granoblastyczna lub blastogranitowa, oraz tekstura masywna. Skład mineralny skały: plagioklaz, w formie grubotabliczkowych osobników lub nieregularnych, izometrycznych ziarn. Chemicznie jest to oligoklaz i andezyn z 22—32% An w jądrze i 35—40% An na obwodzie ziarn. Ortoklaz posiada postacie ksenoblastyczne względem plagioklazu, o pokroju izometrycznym lub grubo-

słupkowym. Częściowo należy do mikropertytu (płomieniste wydzielenia albitu). Z bliźniaków spotykane są w ortoklazach, obok karlsbadzkich, również i bawenowskie. Mikroklin jest bardziej izometryczny w stosunku do ortoklazu i ponadto uboższy we wrostki (gł. kaolinu). Budowa kratkowa wyraźna. Kwarc jest całkowicie ksenoblastyczny i ma postać «cukrowo-ziarnistych» skupień, ze zregenerowanymi, wygojonymi konturami. Słabe faliste znikanie. Z mik liczniejszym jest muskowit, który jest w formie bezb., lub lekko żółtawo i zielonawo zabarwionych łusek, zawierających niekiedy pojkilmaty hematytu i występujących w ścisłej łączności z ortoklazem i granatem. Biotyt jest rzadki i przechodzi w muskowit i tlenki Fe. Stwierdzona, stała obecność granatu (bezbarwny, bez ograniczeń krystalogr.) w łączności z biotytem (granaty otoczone są wieńcem, jak gdyby rozpuszczających się blaszek biotyту) i muskowitem, nasuwa przypuszczenie, że granat jest produktem przeobrażenia biotyту. Jako składniki akcesoryczne występują: magnetyt, hematyt i apatyt. Stosunki ilościowe składników są następujące: plagioklaz — 24,9%; ortoklaz — 33,6%; mikroklin — 6,8%; kwarc — 33,6%; muskowit — 0,6%; biotyt — 0,1%; granat — 0,3%; inne — 0,1%. Opisany katagnejs chemizmem swym odpowiada aplitom lub granitom aplitowym.

Granulity

Granulity należą do najpowszechniejszych i najbardziej charakterystycznych odmian skał egzotycznych zarówno w obrębie warstw istebniańskich górnych jak i dolnych. W przeciwieństwie do granulitów pochodzących z warstw dolnoistebniańskich, należące tu granulity, są bardziej facjalnie zróżnicowanymi. Odmiany ich zostały poznane z punktów występowania na Harańczykowej, Zubakówce i Mucharzu. Wszystkie je cechuje normalna, granulitowa budowa, powstałe zaś różnice strukturalne i teksturalne, są związane z różnym stopniem kataklazy ziarn. Wśród składników, obok stale obecnego mikropertytu ortoklazowego, kwarcu i granatu, oraz znanych tylko z drobnych domieszek, plagioklazu i biotyту, w niektórych odmianach pojawia się nadto: typomorficzny silimanit lub cjanit, albo też oba minerały równocześnie. Te ostatnie minerały są jednak stosunkowo rzadkie. Sili-

manit lub cjanit, albo też oba minerały równocześnie. Te ostatnie minerały są jednak stosunkowo rzadkie. Silimanit występuje w postaci prawie kulistych lub elipsoidalnych skupień włókienek, rozbieżnie ułożonych (pilśniowych), albo też w postaci snopkowatych agregatów włókien, skupionych pierzasto lub równolegle. Dwójłomność = 0,022. W rozmieszczeniu silimanitu widoczna jest łączność ze szczelinowatością skały. Drugi z minerałów cjanit, jest idioblastyczny, o pokroju tabliczkowym wg (100), pozbawiony ścian terminalnych. Wykazuje doskonałą łupliwość wg (100) i dobrą zgodnie z (010). Znikanie na (010) wynosi: $c\wedge Z = 6^\circ$. Dwójłomność = 0,012 — 0,015. Jest bezbarwny lub lekko szarawoniebiesko zabarwiony. Brak pleochroizmu. Cjanit bywa niekiedy otoczony aureolą włókien silimanitu. Odmiany granulitów, zawierające silimanit i cjanit, cechuje zwykle zmienna struktura, zbito lamelkowe przerosty pertytowe i bardziej płaski pokrój kwarcu, które to cechy, wg spostrzeżeń Seng'a¹⁾, są związane z facją przejściową masywów granulitowych. Z minerałów akcesorycznych podobnie jak w granulitach z warstw dolnoistebniańskich, spotykany jest izometryczny apatyt, często z dużą ilością wrostków cieczy i gazów. Dalej magnetyt, hematyt w czerwonych blaszkach, kręposłupkowy cyrkon, a sporadycznie także, zwietrzały lub zsilimanityzowany kordieryt. Najważniejszym z akcesorii jest jednak rutyl i nigryn. Rutyl jest słupkowym (stos. wydłużenia = 1 : 2 — 1 : 20) minerałem, o trudno dostrzegalnym pleochroizmie (X, Y — miodowożółty, Z — brunatnożółty, czasem z odc. zielonym lub czerwonym), tworzącym niekiedy bliźniaki kolankowe (pł. zrostu - (101)) lub sercowe (pł. zrostu - (301)). Odmiany zawierające bardziej liczny rutyl, są normalnie granulitami silimanitowo-biotytowymi i cechują się obok wyższej zawartości granatu i rutylu, małymi stosunkowo wahaniami w składzie mineralnym, regularną teksturą pokładzikową i równoległościenną szczelinowatością. Wszystkie te cechy odpowiadają tzw. granulitom normalnym Seng'a. Stosunki ilościowe składników granulitów zestawiono w poniżej załączonej tabeli 5.

¹⁾ Seng, H.: Die Gefuegeeigenschaften von Granuliten, Tschermak's Mitt. Bd. 41, s. 453. 1931.

Tabela 5.

Typ petrograficzny skały	Składniki główne					Akcesoria					
	Plagio- klaz	Orto- klaz	Kwarc	Bio- tyt	Gra- nat	Ru- dy	Ru- tyl	Apa- tyt	Cyr- kon	Sili- ma- nit	Cja- nit
Granulit:											
Harańczykowa	2,5	54,5	40,8	0,1	2,0	—	0,1	—	0,2	—	—
Zubakówna	0,8	62,2	34,2	0,2	2,0	—	—	0,1	—	0,1	0,2
Mucharz	3,2	54,1	33,1	1,3	0,7	—	0,4	0,5	—	—	—
Zagórze	3,5	52,2	39,4	0,1	3,3	0,1	0,3	0,1	—	—	—
„	4,3	52,5	40,1	—	3,6	0,1	0,3	0,1	—	—	—
„	2,0	58,4	37,5	—	1,9	—	0,2	—	—	—	—
Granulit silim.- cjanitowy:											
Mucharz	6,1	66,2	25,8	0,2	1,0	n. o ¹	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1
„	6,3	54,7	37,9	0,1	0,3	n. o.	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1
„	6,7	49,5	42,8	—	0,3	n. o.	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Granulit gnejsowy:											
Mucharz	7,0	57,2	28,2	3,4	2,4	0,3	1,2	0,1	0,1	0,1	—
„	8,0	61,1	28,0	6,0	0,7	n. o.	0,1	0,1	—	—	—

Paralelizując wyżej przytoczone zawartości składników, oraz cechy strukturalne i teksturalne granulitów, z kryteriami klasyfikacji Seng'a, wynika wyraźnie przynależność granulitów, zwłaszcza, pochodzących z Zagórze, do t. zw. normalnych granulitów; dalej granulitów silim. - cjanitowych z Mucharza do t. zw. facji «prześciowej» i granulitów gnejsowych do facji «granicznej» masywów granulitowych.

Granity

Spotykane wśród skał egzotycznych, z warstw górno-istebniańskich, granity, należą do dwóch typów. Mianowicie do typu granitu aplitowego, częściej napotykanego zwłaszcza w Zubakówce i granitu mikroklinowego, znanego szczególnie z Mucharza i Zagórze. Pierwsza odmiana, tj. granit aplitowy, w typowym wykształceniu, jest skałą na świeżym przełamie czarwonawo - szarą, drobnoziarnistą, wykazującą w płycie cienkiej normalną, hypidiomorficznie - ziarnistą

¹) n. o. — nie oznaczony (procent).

strukturę i masywną teksturę. Wśród składników granitu, wyróżnia się swą idiomorficznością, grubotabliczkowym pokrojem, i znacznym stopniem kaolinizacji, plagioklaz, który chemicznie należy tu do oligoklazu z 23—25% An. Plagioklasy otoczone są z reguły szeroką obwódką albitową, o zaw. 3—4% An. Ortoklaz, idiomorficzny względem kwarcu, posiada tu pokrój izometryczny i wykazuje podobnie jak i plagioklaz, silny stopień przeobrażenia w kaolin, przy równoczesnej impregnacji tlenkami i wodorotlenkami Fe. Jest niezbliźniaczony. W przeciwieństwie do ortoklazu, mikroklin jest cudzopostaciowy, pozbawiony pewnego panującego pokroju, natomiast wykazuje minimalny stan zwietrzenia (kaolinizacji) i posiada dobrze wykształconą budowę kratkową. Kwarc jest również allotriomorficznym, poza tym jest on silnie spękany, jednakowoż pozbawiony falistego znikania światła. Zawiera smugi inkluzji cieczy i gazów, obok wrostków magnetytu i rzadkiego apatytu, rutilu i cyrkonu. Biotyt ogólnie jest niezwiertzały, wykazując conajwyżej lokalne wydzielenia rud, mające niekiedy postać obwódek opacytowych. Pleochroizm stosunkowo słaby waha się w barwach od lekko żółtawej (X) do pomarańczoworóżowej (Y = Z)! Muskowit tworzy drobne blaszki metasomatyzujące ortoklasy, lub większe osobniki, będące zapewne pierwotnymi składnikami. Przypuszczalna sukcesja krystalizacji: 1) oligoklaz, biotyt, 2) ortoklaz, 3) mikroklin, 4) kwarc, 5) muskowit, 6) muskowit, 6) albit, serycyt, kaolin.

Z Zubakówki została opracowana ponadto skała, która z uwagi na jej skład mineralogiczny może być uważana za granit apliowy, jednakże genetycznie związana jest ze skałami migmatytowymi. W zewnętrznym swym wyglądzie, typ ten wyróżnia się białą - szarą barwą, drobną, prawie zbitą ziarnistością, oraz wydzieleniami szaro - niebieskawego kwarcu, tworzącego warstwy, soczewki itp. formy. W płytce cienkiej daje się zauważyć budowa hypidiomorficznie - ziarnista do panallotriomorficznej i ponadto budowa porfirowata. W skład mineralny skały wchodzi plagioklaz, mający w zasadzie ziarna bez wyraźnego pokroju i idiomorfizmu, a chemicznie przynależny do oligoklazu, z zaw. ok. 20% An i andezynu z zaw. do 32% An. Plagioklasy tworzące większe ziarna, często skupione grupami, mają podobny pokrój, lecz są jak

gdyby zresorbowane, rozpuszczone, przy równoczesnej silnej ich kaolinizacji i serycytyzacji, które zacierają i tak słabo wykształconą budowę bliźniaczą. Należą one do oligoklazów z ok. 20—25% An. Ortoklaz tworzy również grupy ziarn, o nieznacznej ich kaolinizacji i pozbawione zbliźniaczeń. Mikroklin różni się od poprzedniego skalenia jedynie budową polisyntetyczną i zawartością wrostków kwarcu «kropłowego». Kwarc jest bądź rozproszony nieregularnie, bądź skupiony w lokalnych nagromadzeniach warstewkowych i soczewkowatych. Poszczególne ziarna posiadają wyjątkowo silnie skomplikowane, zazębione, zygzakowate ograniczenia. Rzadkie smugi inkluzji cieczy i gazów, krzyżują się tu pod różnymi kątami. Wyraźne faliste i pasmowe znikanie światła. Biotyt, a właściwie pseudomorfoza chlorytu po biotycie, ma postać idiomorficznych blaszek, przepelnionych wielką ilością pojkilmatów igielkowego rutylu i ziarenek rud. Barwy absorbcyjne i dwójłomność świadczą, że minerał ten znajduje się w przejściowym stadium przemiany chlorytu w baueryt, z którą związane jest wyługowanie, całkowite lub częściowe, tlenków metali. Z minerałów akcesorycznych, obecny jest izometryczny apatyt i oktaedryczny magnetyt. Skała omawiana, przypomina skałę typu migmatytowego, w której zachowane zostały jeszcze nieliczne relikty, niecałkowicie zresorbowanego plagioklaz, nadającego skale budowę porfirowatą. Ponadto rzucają się w oczy wydzielienia kwarcowe, związane zapewne z dyferencjacją metamorficzną i stanowiące rodzaj tzw. venitów Holmquista¹⁾.

Również aplitowy charakter (zwłaszcza u skały z Zagórze), posiadają odmiany granitów dwumikowych, które z uwagi na bardzo silną, ilościową przewagę mikroklinu nad plagioklazem i ortoklazem, określono jako granity mikroklinowe. Są to typy naogół drobnoziarniste, barwy białawo-szarej, z normalną hypidiomorficznie-ziarnistą strukturą i masywną teksturą. W składzie mineralnym tych skał uderza wyjątkowe ubóstwo ilościowe, spotykanych tu plagioklazów. Plagioklasy są tu z reguły idiomorficzne, grubotabliczkowe, zaś zawarte w nich wrostki wietrzenne kaolinu

¹⁾ Holmquist, P. J.: Typen und Nomenklatur der Adergesteine, Geol. Foren. i Stockholm, Forhandl. 43, 1921.

i serycytu, stale związane są tylko z jądrami ziarn, podczas gdy ich partie obwodowe (albitowe), są wolne od tych wrostków. Na stykach z mikroklinem obwódki albitowe przechodzą w szerokie rąbki, z doskonale wykształconymi przerozami myrmekitowymi w ich wnętrzu. W partiach jądrowych, plagioklasy przynależne są do kwaśnego oligoklazu z ok. 12—15% An, zaś na peryferiach do albitu z 2—3 lub 5—8% An. Obok zbliżniaczeń typu albitowego, w plagioklazach skonstatowano również obecność zbliżniaczeń typu manebachskiego. Ortoklaz ma postać najczęściej grubotabliczkowych osobników, bardziej automorficznych względem mikroklinów, lecz znacznie silniej przeobrażonych w serycyt i kaolin. Zbliżnienia ortoklazu należą do typu karlsbadzkiego i manebachskiego. Główny ze skaleni, mikroklin, ma postać izometrycznych do grubopłytkowych ziarn, idiomorficznych tylko względem kwarcu. Cechują się wysoką świeżością zawierając, obok ewentualnych wrostków wietrzennych, inkluzje cieczy i gazów, igiełki apatyty i wrostki albitu. Te ostatnie, wrzecionowate lub soczewkowate, układają się zgodnie z (100) (mikropertyt i kryptopertyt mikroklinowy). Zbliżnienia typu karlsbadzkiego, manebachskiego i bawenowskiego są naogół rzadkie. Budowa kratkowa dobrze rozwinięta. Kwarc jest ksenomorficzny, bez pokroju. Zawiera wrostki cieczy i gazów w smugach krzyżujących się pod różnymi kątami, zaś z radszych pojkilmatów m. in. topaz. Biotyt znany jest jako idiomorficzny składnik, tworzący grube blaszki i ich rozbieżne skupienia. Zawiera liczne wrostki rud, rutilu i apatyty. Częste, zorientowane (wg (001)) przerosty biotyty muskowitem, przy równoczesnym bogactwie blaszek hematytu w muskowicie, są zapewne związane z pseudomorfizacją biotyty przez muskowit, z chlorytem jako stadium przejściowym? W granicie z Zagórza, biotyt posiada pleochroizm w barwach: żółtawoszara (X), zielonawobrunatna do czarnej (Y = Z), zaś w odmianie z Mucharza: żółtawa (X), czerwobrunatna (Y = Z). Muskowit, obok przerostów w biotycie i rzadkich, samodzielnych, idiomorficznych blaszek, tworzy wespół z kwarcem i mikroklinem utwory sympleksowe, które jak gdyby nadgryzają ziarna plagioklazów lub ortoklazów, czego efektem końcowym jest wybitnie bezładna, podobna do ciasta skalnego, mieszanina ziarn mikroklinu, kwarcu i przeważającego mu-

skowitu. Z minerałów akcesorycznych, poza apatytem, obecny jest głównie cyrkon. Przepuszczalny przebieg krystalizacji był następujący: 1) biotyt i plagioklaz, 2) ortoklaz i cz. kwarc, 3) mikroklin, kwarc i muskowitz, powstałe w fazie pegmatytowej do hydrotermalnej. Skały te cechują wyraźne zmiany deuteryczne, do których obok przerostów myrmekitowych, należy przypuszczalnie zaliczyć w części i wspomniane utwory sympleksowe.

Stosunki ilościowe składników w opisanych wyżej granitach, z warstw górnostebniańskich, zebrano w następującej tabeli 6.

T a b e l a 6.

Typ petrograficzny skały	Składniki główne						Akcesoria		
	Plagioklaz	Ortoklaz	Mikroklin	Kwarc	Biotyt	Muskowitz	Apatyt	Rudy	Cyrkon
Granit aplitowy:									
Zubakówka I	31,1	43,8	6,0	17,2	1,9	—	n.o.	n.o.	—
„ II	25,2	38,6	3,9	31,1	0,4	0,8	—	n.o.	—
Granit mikroklinowy:									
Zagórze	24,7	13,4	30,7	27,3	1,3	2,4	0,1	—	0,1
Mucharz	5,6	19,8	32,3	31,8	4,0	6,5	n.o.	n.o.	n.o.

Porfiry granitowe (granofiry)

Pod wyżej podaną nazwą, wydzielono typy zapewne bardzo różne facjalnie, mogące pochodzić zarówno z form wylewnych jak i żyłowych (szczególnie z części bliskich kleszczom żył), a zwłaszcza z wyodrębnionych stosunkowo niedawno form, zwanych subwulkanicznymi. W skałach tych, spotykanych licznie w Mucharzu, Zagórze, oraz w Zubakówce, są pięknie wykształcone i panujące przerosty granofirowe, które zdecydowały o przyjęciu dla tych skał określenia - g r a n o f i r. W typowym wykształceniu jest to skała barwy szarej, z żółtym lub niebieskawym odcieniem, często plamista, z widocznymi, rzadszymi prakryształami, tkwiącymi w zbitym lub drobnoziarnistym cieście. Struktura granofirów jest holokrystalicznie - porfirowa, przy panującym granofirowym i poikilitowym wykształceniu ciasta skalnego. Wśród

składników, tworzących prakryształy, na pierwszy plan wybija się plagioklaz, cechujący się wybitnym idiomorfizmem ziarn, ograniczonych ścianami P(001), M(010), T(110), l(110), x(101). Przeważa w nim pokrój tabliczkowy nad słupkowym. Plagioklaz jest z reguły, szczególnie we wnętrzach ziarn, silnie przeobrażony w swe wtórne produkty jak: kaolin, serycyt, oraz epidot, rudy, kwarc, a zwłaszcza kalcyt. Normalnie jest to oligoklaz lub andezyn z 23—32% An, której (subst. anortytowej), zawartość jednak, w pewnych odmianach, może sięgać 45% An. W partiach zewnętrznych (niezwietrzalej obwódce) ziarn niektórych odmian, stwierdzono obecność kwaśniejszego plagioklazu z 5—18% An. Ortoklaz jest również idiomorficzny, lecz normalnie średnica jego słupkowych, rzadziej izometrycznych ziarn spada do wielkości mikrolitów. Uległ on głównie kaolinizacji, która nie objęła jednak normalnie szerokiej, koncentrycznej obwódki albitowej. Z innych wrostków, pojawia się niekiedy albit w postaci płomienistych wydzieleni, oraz kalcyt wypełniający wnętrza mikrolitów. Wspomniane obwódki, u ortoklazów, przechodzą w sposób ciągły w otaczające je na kształt sferolitów, przerosty granofirowe kwarcu, ortoklazu i albitu. Ortoklaz ponadto wchodzi w skład przerostów z kwarcem, w których ten ostatni, będąc w jednakowo zorientowanych formach prętowych, wywołuje powstanie mikropegmatytowej struktury, łudząco podobnej do występującej w granitach «napisowych» struktury implikacyjnej. Kwarc obecny jest tylko w cieście skalnym, jako zupełnie ksenomorficzny składnik, wypełniający interstitia. Wydaje się on być ostatnim ogniwem procesu zestalania magmy, stanowiąc nadmiar SiO_2 , powstały po utworzeniu się (wysyceniu) mieszanin eutektycznych. Jest poza nielicznymi inkluzjami cieczy i gazów, prawie pozbawiony wrostków. Idiomorficzny biotyt posiada pokrój grubo- lub cienkoblaszkowy, tracąc się w miarę przechodzenia biotyту w chloryt (klinochlor), występujący chętnie w formie sferokryształów. Pierwszy ze wspomnianych pokroji biotyту właściwy jest prakryształom biotyту, drugi zaś mikrolitom, przejmującym ciasto skalne. Prakryształy biotyту zawierają niekiedy liczne wrostki iglastego rutylu, tworzącego czasem siatki sagenitowe, oraz rud, skupiających się często w obwódkach opacytowych. Poza tym biotyt bywa przera-stany przez muskowit, kwarc, kalcyt i apatyt. Widoczne są

w nim również ślady bauerytyzacji, oraz stosunkowo liczne znamiona protoklazy. Pierwotny pleochroizm wahał się w barwach od żółtawej (X) do ciemno brunatnej, z czerwonym (w Zagórze) lub oliwkowym odcieniem (w Zubakówce). Z minerałów akcesorycznych należy wymienić szczególnie liczny w Mucharzu kalcyt (z grudkami magnetytu), zapewne natury ksenolitycznej, pospolite rudy (zwłaszcza magnetyt) i słupkowy apatyt. Ciasto skalne w zasadzie wykształcone jest w postaci przerostów granofirowych skaleni i kwarcu, mających kształt kulisty, owalny (aksiolity) lub nieregularny, pierzasty, krzaczasty itp. Za zawiązki, centra tych przerostów normalnie służą prakryształy plagioklazów. Obok przerostów granofirowych, spotykane są w cieście przerosty ortoklazowo - kwarcowe, typu mikropegmatytowego lub poikilitowego, oraz lokalne nagromadzenia drobnych ziarn skaleni, biotyту i kwarcu, o mikrogranitowym wykształceniu. Proces zestalania się granofirów przebiegał w dwóch, nie zawsze od siebie ostro odgraniczonych stadiach. W pierwszym etapie powstał, przy powolnej krystalizacji, biotyt i plagioklaz, następnie na skutek, mniej lub więcej raptownej, zmiany warunków krystalizacji, reszta składników zastygła w postaci przerostów skaleniowo - kwarcowych i je przejmujących mikrolitów.

Blisko spokrewnionym z wyżej opisanymi granofirami, jest znany z jednej tylko miejscowości, mianowicie ze Świnnej Poręby, porfir sienitowo - biotytowy. Skala ta mająca na świeżym przełamie barwę szarą lub żółtawo - brunatną, już makroskopowo wyróżnia się dobrze widoczną budową porfirową, z prakryształami białego ortoklazu i biotyту, rzędu centymetrowej wielkości. Badany w płytce cienkiej, porfir ten ujawnia budowę holokrystalicznie - porfirową, z mikrogranitowym rozwojem ciasta skalnego. Prakryształami w tej skale są, obok wspomnianego już ortoklazu i biotyту, również i rzadkie plagioklasy (ok. 4,2% prakr.). Są one ściśle idiomorficzne, grubopłytkowe, podczas gdy plagioklaz ciasta, jest o pokroju krótkożerdkowym. Wrostki w plagioklazach należą, obok minerałów wietrzennych jak kaolinu, serycytu, kwarcu i kalcytu, ponadto do magnetytu, igiełkowego apatytu i biotyту. Chemicznie, plagioklasy odpowiadają kwaśnym i zasadowym andezynom z 38—42% An, z wąską obwódką albitową (8% An). Wyjątkowo pospolity ortoklaz, wykazuje rów-

niez wybitnie idiomorficzne zarysy (zwłaszcza występujący w postaci prakryształów). Pokrój jego jest bądź grubostłupkowy, bądź grubotabliczkowy, albo też (w cieście) pryzmatyczny. U niektórych ziarn widoczne są zjawiska resorpcji magmowej. Osobniki ortoklazu są często zgromadzone w postaci rozbieżnych grup, których centra normalnie zajmowane są przez blaszki biotyту. Prawie wszystkie ziarna są w mniejszym lub większym stopniu skaolinizowane i zserycytyzowane. Ze zbliżniaczeń panującymi są karlsbadzkie. Rzadsze znacznie są bliźniaki manebachskie, zaś bawenowskie należą do wielkich rzadkości. Przerosty pertytowe są powszechne. Ortoklaz stanowi ok. 78,1% obecnych prakryształów. Kwarc ma postacie również własnopostaciowe, lecz zwykle silnie zresorbowane magmowo. Obecne są w nim wrostki szkliwa, oraz cieczy i gazów, ułożone bezładnie, lub szeregowo. Morfologicznie, kwarcy są kombinacją bipiramidy heksagonalnej z wąskim pasem słupa. Zaw. ok. 1,3%. Biotyt tworzy idiomorficzne blaszki, czasem nieco zdeformowane, z bardzo licznymi wrostkami rud (gł. magnetytu), częściowo w postaci obwódek opacytowych, oraz rutyłu ułożonego w formie siatek sagenitowych. Wokół zdarzających się niekiedy wrostków cyrkonu, nie stwierdzono obecności pól pleochroitycznych. Pleochroizm silny w barwach: od jasno żółtej (X), do prawie czarnej, z odc. czerwono-brunatnym (Y = Z). Z akcesoriów obecny jest magnetyt, apatyt, cyrkon i tytanit.

Liparyty i andezyty

Są to rzadko spotykane odmiany, znane jedynie z Mucharza i pobliskiego Zagórza. Zebrane z Mucharza i Zagórza liparyty reprezentują dwa strukturalnie różne typy. Występujący w Mucharzu liparyt felzytowy, jest skałą barwy ciemno szarej, z widocznymi rzadkimi prakryształami skaleni i biotyту, tkwiących w zbitej masie, o płaskomuszlowym przełamie i rogowcowym habitusie. Liparyt ten, badany w płycie cienkiej, ujawnia budowę hypokryształicznie - porfirową, przy mikrofelzytowym rozwoju ciasta skalnego. Wśród składników rozpoznany został plagioklaz w formie idiomorficznych, grubotabliczkowych prakryształów ze ścianami M, P, T, l, x i y. Jest to kwaśny andezyn z zaw. do 34% An w jądrze i zasadowy oligoklaz z 28% An, w obwódce. W sanidynie tworzą-

cym prakryształy zaobserwowano, obok podobnych pokroji i ścian krystalograficznych, wrostki gazów i szkliwa, oraz znacznie rzadsze serycytu, kaolinu, apatyty i cyrkonu. Biotyt obecny jest w postaci całkowicie idiomorficznych, pseudoheksagonalnych tabliczek, przepelnionych wrostkami rud, rutylu i apatyty. Obwódki opacytowe są bardzo pospolite. Pleochroizm silny, waha się w barwach od jasno żółtawo-brunatnej (X) do ciemno brunatnej, prawie czarnej (Y = Z). Ciasto skalne jest mikrofelzytowe. Megaskopowo homogeniczne, pod mikroskopem jest mętną, słabo przezroczystą masą najdrobniejszych (do 0,05 mm) łuseczek, włókienek i ziarenek, które tylko przy bardziej równoległym lub promienistym ułożeniu, mogą ujawnić dającą się zaobserwować dwójłomność. Na skutek nierównomiernego rozmieszczenia (strefami) pigmentów rudnych, powstaje pozór tekstury potokowej ciasta. Pigmentem tym jest magnetyt, wykazujący często przekroje kwadratowe.

Pokrewnym, lecz stojącym już na pograniczu z granofirami, jest pochodzący z Zagórza liparyt sferolitowy. Dla odmiany tej, właściwym wydaje się być również termin skała sferolitowa, a to ze względu na nieliczne, drobne prakryształy skaleni i biotyty, tkwiących w dominującym sferolityczno-felzytowym cieście skalnym. W zewnętrznym swym wyglądzie, zbity, niebieskawo-szary, pod mikroskopem wykazuje budowę holokrystalicznie-porfirową. Wśród nielicznych prakryształów dostrzeżono obecność idiomorficznego, tabliczkowego plagioklazu, z dobrze wykształconymi ścianami M, dalej P, x i in. Bardzo liczne wrostki serycytu, kaolinu, kwarcu, dalej chlorytu, albitu (asocjacja związana z działalnością roztworów alkalicznych) przepelniają cały przekrój ziarn, za wyjątkiem obwódek, należących do słabo skaolinizowanego albitu. Pomiarów kątów znikania dokonane w pasie symetrycznym, na bliźniakach albitowych i karlsbadzko-albitowych, wskazują na zaw. ok. 24% An i ca 9% An na obwodzie ziarn. W lokalnie spotykanych w cieście partiach, o budowie mikrogranitowej, wchodzący w ich skład plagioklaz, należy do albitu z ok. 10% An. Spotykany w postaci prakryształów ortoklazu, posiada zarysy idiomorficzne i pokrój słupkowy. Osobniki jego są niemal całkowicie zmetasomatyzowane przez serycyt i kaolin, za wyjątkiem nieprzeobrażonych, sanidyno-

wych otoczek. Do tegoż sanidynu należy skaień potasowy (i częściowo sodowy), występujący w cieście, w postaci żerdeń w przekroju kwadratowych, o wymiarach $0,02 - 0,05 \times 0,05 - 0,7$ mm, a będących typowymi formami wzrostu (na podobieństwo kryształów szkieletowych). Tego rodzaju utwory powstają normalnie przy dużym dopływie materiału (np. dzięki prądom dyfuzyjnym), oraz przy szybkim zahamowaniu wzrostu, prędko rosnącego osobnika, przez przekroczenie pewnej maksymalnej wartości lepkości stopu. Kwarc ma zarysy całkowicie allotriomorficzne i zawiera bardzo rzadkie wrostki gazów. Biotyt tworzy prakryształy, częściowo zpseudomorfizowane przez klinochlor, wypełnione bardzo licznymi wrostkami rud. Wśród minerałów akcesorycznych obecne są: cyrkon, apatyt, a przede wszystkim magnetyt. Ciasto skalne w głównej swej masie złożone jest z utworów sferolitowych (ok. 80% powierzchni płytki), będących de facto pękami promieni, o kryptokrystalicznej, mikrofelzytowej budowie i znanych pod nazwą felzosferytów. Niektóre sferolity, dzięki możliwości wyodrębnienia pod mikroskopem poszczególnych promieni skaleniowych i kwarcowych, należy zaliczyć do tzw. pseudosferolitów. Za centra, zawiązki narastania sferolitów służą normalnie prakryształy i mikrolity. Przestrzenie wolne między sferolitami wypełnia masa felzytowa, przechodząca miejscami w granofirową i mikrogranitową. Skały tego typu co wyżej opisana, spotykane są zwykle w bardziej wewnętrznych strefach form wylewnych lub zewnętrznych form subwulkanicznych, albo żyłowych.

Komagmatyczną z wyżej opisanymi liparytami jest spotykana w Mucharzu odmiana, oznaczona jako *andezyt hornbl. - augitowo-biotytowy*, mająca szarą, plamistą barwę. Z wyglądu zbita, badana zaś pod mikroskopem ujawnia budowę holokrystalicznie - porfirową, przy bliskim trachitowemu wykształceniu ciasta skalnego. W skład mineralny tej skały wchodzi: plagioklaz, obecny w postaci tabliczkowych, idiomorficznych prakryształów, zmetasomatyzowanych w różnym stopniu w agregat serycytu, kaolinu (częstego zwłaszcza na obwodzie), w towarzystwie gipsytu, kwarcu, albitu i kalcytu. Ten ostatni, wespół z chlorytem, częstszy jest w jądrach bardziej zasadowych skaleni. Budowa zonalna jest u plagioklazów bardzo dokładnie wykształconą. Skalenie alk. -

Tabela 7.

Punkt występowania	Typy petrograficzne skał								
	Epi-gnejsy	Mezo-gnejsy	Kata-gnejsy	Granu-lity	Granity		Por-firy granit i inne	Lipa-ryty i t. p.	Inne
					aplito-we	dwumi-kowe			
Góra Żar	4	83	7	2	—	—	—	—	4
Podlesie	10	15	7,5	27,5	10	25	—	—	5
Brody	10	55	3	12	—	15	—	—	5
Izdebnik	10	50	—	—	—	32,5	—	—	7,5
Leńcze	2	5	12	15	—	30	—	—	35
Ostra Góra	32,5	12,5	5	15	7,5	17,5	—	—	10
Harańczykowa	4	86	—	2	2	—	—	—	6
Zubakówka	—	76	5	4	5	—	5	—	5
Świnna Poręba	31	25	—	30	—	—	—	—	14
Mucharz	47,5	5	4	13	2	—	5,5	—	23
Zagórze	31	10	37	12	1	—	2	—	7

wapienne, obecne w cieście, są o pokroju tabliczkowym lub izometrycznym, nieco mniej zwietrzałe i prawdopodobnie znacznie kwaśniejsze. Oznaczeń zawartości substancji anor-tytowej nie wykonano, ze względu na silny stopień zwietrze-
 nia. Z innych składników obecny jest w cieście skalnym rzadki kwarc (0,3%), posiadający zupełnie ksenomorficzne zarysy. Biotyt tworzy grubsze tabliczki, o skorodowanych, zaokrą-
 glonych, krawędziach i narożach. Na obwodzie posiada liczne drobne ziarna rud (obwódki opacytowe), układających się po-
 nadto licznie wzdłuż płaszczyzn łupliwości. Obok wrostków rud, spotykane w biotycie są również pojkilmaty apatyty i ru-
 tyty, który często formuje siatki sagenitowe. Wspomniane wrostki, zwłaszcza rud, ze względu na nieobecność żadnych znamion chlorytyzacji, mogą wskazywać na silne działanie kaustyczne magmy na utworzone w fazie intratellurycznej biotyty. Pleochroizm wybitny, w barwach: X — jasno słom-
 kowożółta, Y = Z — ciemno czekoladowobrunatna, z czerwonym odcieniem. Niektóre z blaszek są wyraźnie sprotoklazo-
 wane. Zaw. prakryształów biotyty = 9,7%. Wśród prakryszta-
 łów spotykane są nadto liczne (ok. 30%) pseudomorfozy, zło-
 żone głównie z kalcytu, chlorytu, rud i epidotu. Mają one po-
 krój, bądź wydłużonych słupków (pseudomorfozy po horn-
 blendzie?), bądź prawie izometrycznych ziarn (pseud. po au-
 gicie?). Z minerałów akcesorycznych, na pierwszy plan wy-

suwa się magnetyt, z prostokątnymi przekrojami, skupionymi w formach przypominających dendryty lub kryształy szkieletowe. Ponadto stwierdzono obecność apatytu, niekiedy o regularnych 6-bocznych konturach.

Częstość występowania w warstwach istebniańskich poszczególnych, głównych typów petrograficznych skał egzotycznych, została ujęta w załączonym obok zestawieniu tabelarycznym 7.

IV. WNIOSKI

A. Porównanie egzotyków dolnej i górnej kredy

Biorąc za punkt wyjścia rodzaj i stosunki ilościowe egzotyków, w skali czasowej i w ich regionalnym rozmieszczeniu, można porównując dane cyfrowe odnoszące się procentowych stosunków ilościowych typów petrograficznych, w poszczególnych punktach występowania (por. tabele 2 i 7, oraz mapkę), wysnuć następujące wnioski:

Przyjąwszy początkowo za podstawę porównań stosunki wiekowe, z łatwością można dostrzec duży kontrast, w zupełnie odmiennym, petrograficznym charakterze egzotyków, pochodzących z warstw dolnokredowych i górnokredowych. Dla pierwszych znamienym jest duże ubóstwo gnejsów i występowanie specyficznych skał granitowych (typ granitu dwumikowego, o tonalitowym charakterze) oraz wylewnych (porfiryty, augitofiry), zupełnie różnych od skał pochodzących z warstw górnokredowych. Przedstawiciele tych ostatnich należą natomiast do suity rozmaitych skał metamorficznych, tj. do różnych epi-, mezo-, katagnejsów i łupków, granulitów, kwarcytów, bądź też do granitów aplitowych, granitytów i granitów dwumikowych o monconitowym typie i z nimi związanej, charakterystycznej suity skał żyłowych (porfiry granitowe, sienitowe, kersantyty), nie licząc rzadszych skał wylewnych (liparyty i andezyty). Do jedynych, wspólnych rysów należy występowanie w warstwach dolno- i górnokredowych bardzo podobnych epignejsów serycytowo - albitowych i liparytów. Jednakże, skały te, nie posiadają większego znaczenia w paralelizacji, z uwagi na wielką zmienność mineralo-

giczną i strukturalną u epignejsów i raczej przypadkowe występowanie u liparytów.

Porównanie egzotyków w obrębie samych warstw górnokredowych, tj. istebniańskich jest utrudnione faktem, że egzotyki z oddziału dolnoistebniańskiego pochodzą z jednego tylko punktu (Góra Żar), o pewnej pozycji stratygraficznej. Punkt ten cechuje zespół egzotyków o silnej przewodze gnejsów, które podobnie jak i pozostałe gatunki skał nie różnią się od podobnych, występujących w pobliskich odkrywkach warstw górnostebniabskich w paśmie Harańczykowej.

Obierając za podstawę porównań stosunki regionalnego rozmieszczenia, to przy oparciu się o podział na jednostki tektoniczne pierwszego rzędu, jak płaszczowina woźnicka i płaszczowina śląska, dadzą się wysnuć analogiczne wnioski do wyciągniętych przy porównywaniu egzotyków dolno- i górnokredowych. Przyczyną tego jest występowanie nadających się do opracowania egzotyków, jedynie w warstwach dolnokredowych (wierzowskich), w obrębie płaszczowiny woźnickiej i w górnokredowych (istebniańskich), w nadległej płaszczowinie śląskiej.

Do pewnych uogólnień dojść można natomiast, posiłkując się podziałem opartym na zmianach facjalnych osadów, np. w płaszczowinie śląskiej, zgodnych w zarysie z wydzielonymi jednostkami tektonicznymi 2-go rzędu, jak bloki Małego Beskidu (facja śląska), Pogórza Lanckorońskiego i Radziszowskiego (facja lanckorońska). Istniejące różnice między egzotykami z Małego Beskidu i Pogórza Lanckorońskiego i Radziszowskiego są jednak przede wszystkim wywołane samym oddaleniem części basenu sedymentacyjnego, czerpiących przez to materiał z lądu o nieco odmiennym składzie litologicznym. Te pierwotne rozbieżności, zarówno ilościowe jak i jakościowe, w składzie petrograficznym erodowanego materiału, mogły ulec następnie zatarciu lub podkreśleniu na skutek, np. różnych warunków transportu i sedymentacji egzotyków, o rozmaitej odporności na mechaniczną obróbkę i znajdujących się w różnych stadiach wietrzenia chemicznego i fizycznego. Mając na uwadze powyższe zastrzeżenie, stwierdzić można istnienie szeregu znacznych rozbieżności, wywołanych zwłaszcza częstym występowaniem granitów typu monconitowego i rzadszych, związanych z nimi, skał żyłowych (np.

kersantyt z Ostrej Góry) i migmatytowych na obszarze Pogórza Lanckorońskiego i Radziszowskiego, a brakiem ich na terenie Małego Beskidu, przy równoczesnym pojawieniu się granitów typu aplitowego i mikroklinowego, oraz liparytów i andezytów, charakterystycznych dla Małego Beskidu. Między tymi obszarami dopatrzeć się można i wielu analogii, szczególnie jakościowych, w obrębie skał metamorficznych.

W odniesieniu do egzotyków płaszczowiny woźnickiej, należy stwierdzić, że mimo znacznego oddalenia punktów występowania w Woźnikach i w Barwałdzie, zespół występujących tam egzotyków, jest analogiczny. Z obu tych miejscowości znane są te same granity, porfiryty, augitofiry, epignejsy i skały osadowe. Widoczne zaś pewne różnice, polegające na występowaniu odrębnych typów skał w obu punktach, tłumaczyć należy niedostateczną ilością zbadanych próbek skał egzotycznych.

Reasumując, należy stwierdzić, że wyraźne rozbieżności zarysowują się jedynie między egzotykami z warstw istebniańskich i wierzowskich. Mniejsze natomiast różnice istnieją między fragmentami skał prakarpackich, z regionów o facji śląskiej (Mały Beskid) i lanckorońskiej (Pogórze Lanckorońskie i Radziszowskie). Wywołane one są ogólnie głębszym poziomem denudacji części lądu, z którego czerpały materiał warstwy istebniańskie, wykształcone w facji lanckorońskiej.

B. Pokrewieństwo z poznanymi dotąd egzotykami karpackimi

Na obszarze objętym niniejszą pracą poznano jedne z pierwszych występowania bloków i luźnych okruchów, przedstawiających resztki skał budujących trzon krystaliczny Prakarpat. Jednym z najbardziej interesujących odkryć poczynionych na tym obszarze, było odnalezienie i poznanie wielkich bloków granitu, który od miejsca swego występowania, Bugaja, k. Kalwarii, otrzymał nazwę granitu bugajskiego. Granit ten został wyczerpująco opisany przez St. Kreutza (1927, str. 395). Tworzy on bloki o średnicy do 2 m, posiada zmienne zabarwienie szare do czerwonego i wybitnie gruboziarnistą, porfirowatą strukturę. Wśród składników granitu widoczny jest skaleń, należący do ortoklazu i mikroklinu (oba z prze-

rostami typu pertytowego), oraz do plagioklazu, z maksymalną zawartością 28,5% An. Biotyt granitu bugajskiego posiada pleochroizm od jasno żółtego do czerwono-brunatnego i zawiera m. in. wrostki cyrkonu, wraz z nieodłącznymi polami pleochroitycznymi, osiagającymi 0,041 mm szerokości. Wyliczony przez Kreutza, na podstawie wykonanych analiz chemicznych, skład mineralny granitu bugajskiego, przedstawia się następująco: plagioklaz — 43%; skałen potasowy — 17,5%; kwarc — 38%; biotyt — 10,3%; reszta — 4%. Dane przytoczone zbliżają skałę z Bugaja do opisanych w części szczegółowej i znajdujących się w podobnej pozycji geologicznej, granitów dwumikowych z Barwałdu i Woźnik. Różnice w składzie mineralnym, podobnie jak i w rozwoju ziarn, dadzą się wytłumaczyć odmiennymi warunkami krystalizacji. Drobnio- i średnioziarniste i równocześnie szlirowate wykształcenie granitów z Barwałdu i Woźnik, przemawiają za pochodzeniem ich z zewnętrznych partii masywu granitowego, podczas gdy struktura porfirowata granitu bugajskiego, jest przypuszczalnie, zgodnie ze spostrzeżeniami Keppel'a¹⁾ i in., związana ze strefą przejściową do jądra intruzji granitowej.

W tejże pracy St. Kreutza (l. c., str. 419) podane są opisy, zebranych przez Rychlickiego w okolicy Lanckorony i Zarzyc Wielkich, skał granitowych i porfirowych, z których pierwsze należą do typu bugajskiego, zaś wśród skał porfirowych istnieją typy zbliżone do porfiru z Barwałdu. Również zebrane przez Maślankiewicza (Kreutz, l. c., str. 425) otoczaki skał krystalicznych z okolic Izdebnika i Sułkowic, sądząc z opisu, są zbliżone lub wręcz identyczne z odmianami granitów, opracowanych przeze mnie jako granity o typie monconitowym.

Liczne analogie, prócz wyżej podanych, posiadają opisane w części szczegółowej typy skalne, również w szeregu innych punktów występowania fragmentów skał prakarpackich. Do nich przede wszystkim należy zaliczyć występowanie (również w obrębie płaszczowiny śląskiej) w Lesie Barańskim, tuż nad Węgierską Górką, o którym wspomina St. Kreutz w swym artykule, zamieszczonym w pracy Nowaka (1927, str. 102). Z pośród znajdujących się tam w warstwach isteb-

¹⁾ Keppel, D.: Concentric Patterns in the Granites..., Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 51, str. 971, 1940.

niańskich egzotyków, przede wszystkim granit mikroklinowy i granulit, oraz granitognejsy dwumikowe, mogłyby mieć swe odpowiedniki w skałach opisanych szczególnie z Zagórza i Mucharza.

Dalej na zachód, z przełęczy Jabłonkowskiej, V. Z o u b e k (1931, str. 353) opisał egzotyki z warstw istebniańskich, które zalicza do dwumikowego ortognejsu (o silnie zalbityzowanych oligoklazach, licznych mikroklinach i akcesorycznych granatach) i porfiru (z kwaśnymi, zalbityzowanymi fenokryształami plagioklazu i otaczającymi je przerostami granofirowymi). W oparciu o podany, bardzo lakoniczny opis skał, można by je uważać za odpowiedniki wielu podobnych, opracowanych z tych samych warstw, gnejsów i granofirów.

Również znalezione przez M a ś l a n k i e w i c z a (N o w a k, l. c., 1927, str. 106) egzotyki z fałdu Babickiego (zwłaszcza pochodzące z okolicy na S od linii kol. Dębica - Ropczyce), obejmujące różnorodne skały wylewne, jak porfiry, porfiryty, diabazy oliwinowe i bezoliwinowe, andezyty, liparytowe brekcje wulkaniczne, oraz granity mikrolinowe, mogłyby posiadać swe ekwiwalenty w porfirytach i augitofirach z Barwałdu i Woźnik, oraz w andezytach, liparytach i granitach mikroklinowych z Mucharza i Zagórza.

Z dalszych, bardziej jeszcze odległych punktów występowania pokrewnych egzotyków, przytoczę opisane przez A. G a w ł a, z okolic Sanoka, granofiry, porfiry (1932, str. 145), oraz granity i granitognejsy (1931, str. 653), zebrane tam z warstw krośnieńskich. Z pośród nich szczególnie granofiry mają wiele cech wspólnych z podobnymi skałami z Zagórza.

Wśród podanych przez K r e u t z a, w wspomnianej pracy N o w a k a (1927) wzmiankach, dotyczących występowania egzotyków karpackich, możnaby się doszukać jeszcze wielu innych analogii, lecz ze względu na szczupłość opisów i brak szczegółowszych danych, dokładniejsza paralelizacja jest niemożliwa.

C. Przepuszczalna budowa trzonu krystalicznego Prakarpat

Na podstawie opracowanego materiału, możliwym jest odrekonstruowanie tylko drobnej części trzonu krystalicznego

Prakarpat i to zarówno z uwagi na ograniczony obszar badań, jak i na przynależność wiekową egzotyków wyłącznie do formacji kredowej, oraz do jedynie dwóch większych jednostek tektonicznych, jakimi są płaszczowina śląska i woźnicka.

Trzon krystaliczny, którego budowę możemy dziś odcyfrować, badając jego fragmenty w egzotykach, uległ w okresie górnej kredy, sądząc z masowego występowania skał zlepieńcowych w warstwach istebniańskich, bardzo silnej denudacji. Maksimum nasilenia degradacji tego wału krystalicznego, zbiegało się wówczas przypuszczalnie z najsilniejszym jego wypiętrzeniem. Bliższe dane na temat stosunków paleogeograficznych wspomnianego trzonu podaje M. Książkiewicz, w jednej ze swych prac (1937, str. 493). Z wniosków wyciągniętych w tej pracy wynika, że w czasie gdy powstawały osady dolnokredowe, istniał jednolity, wspólny basen sedymentacyjny, w którego najbardziej zewnętrznej części (w obrębie Karpat Zachodnich) osadzał się materiał, z którego powstawały warstwy grodziskie i wierzowskie, zaś w części wewnętrznej, różnie rozwinięte osady przyszłej płaszczowiny magurskiej. W środkowej kredzie nastąpił rozdział wspólnego basenu na drugorzędne, co związane było z wypiętrzeniem wielkiego wału krystalicznego. Wał ten odgraniczał bardziej wewnętrzny basen, w którym powstawały osady w facji przyszłej płaszczowiny magurskiej od zewnętrznego, bardziej północnego basenu, w którym tworzyły się osady wielkiej miąższości w facji godulskiej i obfitującej w wielkie nagromadzenia materiałów gruboklastycznych, egzotycznych, facji istebniańskiej.

W próbie odtworzenia budowy i składu litologicznego wspomnianego wału i ograniczającej od północy części lądu, z którego czerpały materiał warstwy grodziskie i wierzowskie, oprę się na najlepiej poznanych i najbliższych masach krystalicznych, wykazujących najwięcej podobieństw w składzie i budowie.

Podobnie jak w wyczerpująco opisanym przez F. E. Suesa (1926, str. 2) krystalinikum moldanubskim i morawsko-śląskim i wielu innych krystalinikach, na podstawie poznanych egzotyków, dadzą się przypuszczalnie również i w hipotetycznym trzonie prakarpackim wydzielić 3 zasadnicze

strefy, a mianowicie: 1) strefa skał niezmetamorfizowanych z tektoniką fałdową i płaszczowiną, 2) strefa skał zmetamorfizowanych z tektoniką fałdową i płaszczowinową i 3) strefa o tektonice intruzyjnej.

Skały z pierwszej, najbardziej zewnętrznej strefy należałyby w przypadku Prakrapat, do serii skał osadowych, złożonej z różnorodnych typów wapieni (m. in. bitumicznych, krynoidowych), dolomitów, łupków, ciemnych, bogatych w substancje węglowe, kwarcytowych piaskowców, kwarcytów i łupków krzemionkowych. Ten osadowy kompleks skał przerywały erupcje magmy, które jak liparyty, andezyty, porfiryty, augitofiry, tworzyły albo formy wylewne (np. typowe pokrywy augitofirów o migdałowcowej budowie) lub subwulkaniczne, wzgl. typowe żyłowe (porfiry granitowe, sienitowe, kersantyty). Wiek tego płaszcza skał osadowych i magmowych odpowiadał przypuszczalnie w większości młodszemu paleozoikum. Badając stopień kataklazy składników (zwłaszcza kwarcu) skał tej strefy, należy stwierdzić, że stopień zaburzeń wywołany dynamometamorfizmem karpackim jest minimalny lub prawie żadny. Egzotyki z tej strefy najliczniej reprezentowane są wśród warstw wierzowskich.

Blżej strefy o tektonice intruzyjnej, znajdował się pas zmetamorfizowanych sedymentów i skał magmowych. Skałami wyjściowymi do utworzenia się pochodnych, metamorficznych, były różnorodne, przeważające ilością, sedymenty ilasto-piaszczyste, często z licznym detritusem roślinnym, oraz kwaśne wylewowce. Wśród tych skał pierwotnych, zmienionych następnie procesami metamorfozy (in sensu stricto) i granityzacji, uderza brak, lub co najwyżej wielkie ubóstwo, skał wapiennych (wzjątek stanowi marmur znaleziony w Mucharzu, jednakowoż pochodzenia kontaktowo-metamorficznego) i zasadowych magmowych. Ta silna przewaga sedymentów piaszczysto-ilastych i kwaśnych ekstruzywów, ulegających (zwłaszcza pierwsze) łatwo metamorfozie i granityzacji, jest przyczyną bardzo silnej przewagi gnejsów o typie «orto», zbliżonym składem do granitów. Ten stały, genetycznie słabo zróżnicowany charakter skał metamorficznych, da się prześledzić we wszystkich piętach metamorfozy. Zarówno w strefie epi (gdzie zasadniczą rolę odgrywają parałupki i gnejsy serycytowo-albitowe i zdiaftoryzowane «ortognejsy»,

obok skał porfiroidowch) jak i w mezo (parałupki dwumikowe, «ortognejsy» powstałe przez granityzację, obok właściwych mezognejsów typu orto) i kata (katagnejsy regularnie ziarniste, o rogowcowym habitusie, rzadko oczkowe, migmatyty, obok granulitów) stale powtarza się współwystępowanie skał pochodzenia ilasto-piaszczystego i magmowego (gł. kwaśne wylewowe). Stadia postępującej metamorfozy dadzą się najlepiej prześledzić w przeobrażeniach sedymentów klastycznych. Osady w pierwszej fazie uległy dynamicznej i częściowo regionalnej metamorfozie, dając w efekcie fility, epilupki i epignejsy serycytowe, po czym zatracając coraz bardziej swą łupkowość uległy metasomatycznemu przepojeniu przez materiał skaleniowy (odpowiadającemu początkowo albityzacji, a następnie właściwej feldspatyzacji z doprowadzeniem potasu). Równoległe z tym przepojeniem («imbibicją») postępowało strukturalne i teksturalne przeobrażenie, zgodnie z szeregiem Balk'a i Barth'a¹⁾ ((sediment) — slaty — schist — gneiss — augen gneiss — (intrusive granite)), poprzez gnejsy injekcyjne (z widoczną często strukturą lit - par - lit), w sfeldspatyzowane gnejsy, równomiernie ziarniste, o zatraconej łupkowości, a następnie w gnejsy oczkowe (rzadkie, głównie z mikroklinem w postaci oczek), migmatyty i normalne «intruzywne granity». Analogicznym, lecz nie tym samym przeobrażeniom uległy kwaśne skały magmowe (gł. wylewne). Pośrednimi stadiami w ich przemianach były porfiroidy, niektóre mezognejsy typu orto i przypuszczalnie zgodnie z S u e s s' em granulity, zaliczone do strefy kata. Ta ostatnia odmiana jest jednak chemicznie w przeciwieństwie do hybridalnych gnejsów pelitowych, nieznacznie lub całkowicie niezmienną i nie reprezentuje przeto właściwych gnejsów syntektycznych Balk'a i Barth'a, lecz skały uległe przypuszczalnie dyfuzji w stanie stałym (P e r r i n i R o u b a u l t, 19337, 1939, vide R e a d, 1948), lub przy współdziałaniu wody i mineralizatorów. Zaznaczyć należy, że przy założeniu, że kwaśne skały wylewne (zwłaszcza o budowie felzytowej, granofirowej) są wyjściowymi dla granulitów, również i zaszcze zmiany strukturalne i teksturalne byłyby minimalne i sprowadzałyby się jedynie do nieznacznego wzrostu składników

¹⁾ Balk, R., & T. F. W. Barth: Structural and petrologic studies in Dutchess County, N. Y., Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 47, p. 834, 1936).

(przerosty felzytowe i granofirowe przeobrażone w zbitą, przenikającą się zatokowo i poikilitycznie mieszaninę ziarn kwarcu i bogatego w albit mikropertytu).

Porównując skały wyjściowe dla strefy zmetamorfizowanej ze skałami płaszczą osadowego, zauważyć można duży kontrast w braku organogenicznych skał wapiennych i zasadowych, magmowych, wśród typów zmetamorfizowanych, wiekiem przypuszczalnie naogół starszych (algonkium, wczesne paleozoikum). Zarówno zjawiska epimetamorfizmu i katametamorfizmu (granityzacji synorogenicznej), podobnie jak w Karpatach Centralnych wg Z o u b k a (1937, str. 543), są przypuszczalnie związane z fałdowaniem waryscyjskim (lub kaledońskim?).

W strefie o tektonice intruzyjnej dadzą się przypuszczalnie wydzielić, w obrębie trzonu kryst. Prakarpat, trzy typy skał granitowych, związane z różnymi etapami procesów orogenitycznych. Zgodnie z wydzielonymi przez W a h l' a dwoma kategoriami granitów prim - orogenicznych i ser - orogenicznych, odpowiadających pre - tektonicznemu i post - tektonicznemu intruzjom S u e s s' a (l. c., str. 180), należy przypisać granitom dwumikowym i granitognejsom, zwłaszcza z Woźnik i Barwałdu (najbardziej zbliżonych do typu tonalitowego) pre - tektoniczny wiek intruzji. Za wnioskiem tym, obok składu mineralnego granitów, przemawiają towarzyszące im bloki zasadowych (b. bogatych w biotyt), injekowanych gnejsów, wzgl. szlirowatych granitów, ze zwykle zmuskowityzowanej strefy brzeżnej batolitów, oraz ubóstwo aplitów i pegmatytów.

W odróżnieniu od tej serii granitów, granityty o granodiorytowym lub monconitowym charakterze, znane wyłącznie z warstw istebniańskich, odpowiadałyby intruzjom ser - lub post - orogenicznym. Odmiany tego typu, obok często pojawiającej się struktury porfirowatej, cechuje brak widocznej gnejsowatości i bardzo częste towarzystwo granitów aplitowych, mikroklinowych i pegmatytów. Granity typu monconitowego najprawdopodobniej stanowiły owe ognisko, od którego jako centrum, przesunął się «front migmatyzacji». Jest bardzo znamienym, że granity tego typu przechodzą często w kwaśne, leukokratyczne odmiany, bogate w potas, o typowo palingenetycznej naturze (np. granity aplitowe z Zubakówki i mikroklinowe z Mucharza i Zagórza).

Trzeci typ granitu związany był prawdopodobnie z późniejszymi (waryscyjskimi?) ruchami, ukazując się w postaci zapewne sporadycznych, prawdziwie intruzyjnych, hypoabysalnych masywów granitowych. Na podstawie analogii z Karpatami Centralnymi (zwłaszcza Małymi Karpatami), gdzie znane są intruzje silnie zdyferencjowanej magmy (od granitów dwumikowych do normalnych diorytów), zaliczyć by tu można niektóre głębinowe skały magmowe, pozbawione gnejsowości, jak np. pochodzący z warstw wierzowskich, dioryt kw. - mikowy z Barwałdu. Z tym cyklem intruzyjnym są prawdopodobnie związane, późniejsze ekstruzywy, przerywające płaszcz skał osadowych, jak np. porfiryty i augitofiry z Barwałdu i Woźnik.

Pominąwszy zbliżone, tak jak we wszystkich trzonach krystalicznych, tektoniczne facje skalne, a opierając paralelizację jedynie na samych typach petrograficznych skał, zauważyć można na podstawie wyżej wyszczególnionych danych, że pierwotna, nie zmetamorfizowana jeszcze seria skał osadowych, różniła się od odpowiadających serii w pobliskich masywach krystalicznych Karpat Centralnych i Strefy Morawskiej, brakiem zasadowych wylewowców, tufów i towarzyszących intruzywów (w odróżnieniu od Karpat Centralnych), oraz wapieni (w odróżnieniu od serii osadowej morawskiej). Równocześnie widoczne są pewne wspólne cechy, szczególnie względem Karpat Centralnych, do których przede wszystkim należy występowanie skał ilasto - piaszczystych, bogatych zwykle w substancje węglowe i uległych różnie zaawansowanej metamorfozie.

Zakład Geologii U. J. w Krakowie.

LITERATURA

1. G a w e ł A., (1931) Granite aus den Krosnoschichten in der Umgebung von Sanok, Bull. d. l'Acad. Pol. des Sc. et d. L., Série A. Cracovie. —
2. G a w e ł A., (1932) Granophyre und Porphyre aus den Flyschkarpaten in der Umgebung von Sanok, Bull. d. l'Acad. Pol. des Sc. et d. L., Série A, Cracovie. —
3. K r e u t z S t., (1927) Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven, Bull. de l'Acad. Pol. des Sc. et d. L., Série A, Cracovie. —
4. K s i ą ż k i e w i c z M., (1932) Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. (Der Bau der randlichen Wadowicer Beskiden und

ihr Verhältnis zum Vorlande), Rocznik Pol. Tow. Geol., t. VIII, z. 1, Kraków. — 5. Książkiewicz M. i Gawel A., (1936) Porfiryty z Karpat Zachodnich, Rocznik Pol. Tow. Geol., t. XII, Kraków. — 6. Książkiewicz M. i Skoczylas-Ciszewska K., (1937) Ein Vergleich des Wiener wald - Flysches mit dem Karpathen - Flysch, Bull. d. l'Acad. Pol. des Sc. et d. L., Série A, Cracovie. — 7. Książkiewicz M., (1949) Występowanie orbitolin w dolnej kredzie okolic Wadowic. Biuletyn Państw. Inst. Geologicznego. Nr w druku, Warszawa. — 8. Nowak J., (1927) Zarys tektoniki Polski, Kraków. — 9. Suess F. E., (1926) Instrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge, Berlin. — 10. Zoubek V., (1931) Caractéristique de quelques roches cristallophylliennes et éruptives des galets exotiques des conglomérats sénoniens et paléogènes des Carpathes Occidentales, Knihovna St. Geol. Ust., Ces. Rep., Sv. 13 A., Praha. — 11. Zoubek V., (1937) Le Cristallin des Carpathes Tchécoslovaques, Bull. de la Soc. Géol. de France, Vol. 7., Paris.

OBJAŚNIENIA TABLICY II

Fig. 1. *Augitofir oliwinowy* z Woźnik. Zserpentynizowany prakryształ oliwinu, impregnowany związkami żelaza i węglanami. Obok kryształły augitu, rud i biotyту. Bez analizatora. $\times 70$.

Fig. 2. *Gnejso-kwarcyt grafitowy* z Góry Żar. Mętne, szare ziarna skaleni i blaszki grafitu, tkwiące w masie kwarcowej. Bez analizatora. $\times 70$.

Fig. 3. *Mezognejs dwumikowy* z Harańczykowej. Robakowate przerosty myrmekitowe kwarcu w plagioklazie, tkwiącym w mikroklinie (o budowie kratkowej). Nikole skrzyżowane. $\times 70$.

Fig. 4. *Granulit* z Zubakówki. Ziarna cjanitu z doskonałą łupliwością wg (100), z powłoką silimanitową i otoczone silnie zatokowo przerastającą się masą mikropertytu (przepełniony wrzecionowatymi wrostkami albitu) i kwarcu (przezroczysty). Nikole skrzyżowane. $\times 38$.

Fig. 5. *Granofir* z Zagórza. Duży, idiomorficzny, we wnętrzu silnie przeobrażony prakryształ plagioklazu, otoczony powłoką przerostów granofirowych skaleni i kwarcu. Z prawej strony ciemne, wachlarzowate sferokryształły chlorytu. Nikole skrzyżowane. $\times 24$.

Fig. 6. *Liparyt sferolitowy* z Zagórza. Felzoferyt (sferolit o felzytowej budowie) przenikany mikrolitami skaleni (żerdki w przekroju poprzecznym kwadratowe, w podłużnym rozwidlone) i chlorytu (czarne blaszki, pseudomorfozy po biotycie). Nikole skrzyżowane. $\times 70$.

T. WIESER

CRYSTALLINE EXOTIC BLOCKS IN THE SILESIAN CRETACEOUS OF THE WADOWICE AREA

(Pl. I — II)

I. INTRODUCTION

Crystalline rocks occurring as boulders, pebbles and other fragments in conglomerates and shales of the Carpathian flysch have been studied by several investigators.

In the writings of S. Kreutz, W. Szajnocha, A. Gawęł, S. Małkowski, K. Maślankiewicz and J. Bykowski we may find descriptions of many interesting crystalline rocks alien to the Carpathian petrographic province.

From the area under discussion a few crystalline rocks have already been described, as the granite from Bugaj, examined by S. Kreutz (1927, p. 395) and a granite porphyry from Izdebnik and Sułkowice collected by K. Maślankiewicz and also described by Kreutz.

The present paper concerns crystalline exotic rocks of the Cretaceous beds collected in the area around Wadowice and Kalwaria. My task of collecting and describing exotic rocks was facilitated owing to the fact that not long ago a detailed geological map (1 : 50 000) of the sheet Wadowice prepared by M. Książkiewicz has been published (1939).

Thanks to this map the stratigraphical situation of exotic rocks could have been determined and comparison of exotic rocks occurring in various stratigraphical members could have been done. The most important points with exotic blocks

have been examined in detail to obtain quantitative data and results have been plotted graphically on the attached map on which tectonic lines and contours of beds with exotic blocks have also been shown based on the map of M. Książkiewicz. More than 100 thin slides have been made in the laboratory of the Department of Geology of Jagiellonian University.

I am greatly indebted to Professor M. Książkiewicz for valuable suggestions and for his collection of exotic blocks. I also wish to express my thanks to the Polish State Geological Survey for financing the costs of the field work. My thanks are due to Professor A. Gawęł for friendly assistance in optical determinations.

II. GEOLOGICAL SITUATION OF BEDS WITH EXOTIC BLOCKS

The examined rocks have been collected from the Lower and Upper Cretaceous.

The exotic blocks belonging to the Lower Cretaceous have been collected in two localities: Woźniki and Barwałd Górny.

In Woźniki the position of beds with exotic boulders is determined owing to the profile given by M. Książkiewicz (1936, p. 584):

- 1) Upper Teshen Shales.
- 2) Grodiszcze sandstone with *Duvalia dilatata* and Neocomian Hoplitidae from the groups *Neocomites* and *Acanthodiscus*.
- 3) Conglomerates, shales and sandstones.
- 4) Porous sandstones and marls.
- 5) Red and green shales, marls, dark shales.

The exotic blocks occur in the member (3), i. e. conglomerates and dark shales. In these beds M. Książkiewicz (1948) has recently found *Orbitolinae* and *Belemnites*. The position and facial development indicates that the member (3) may be regarded as equivalent to the Wierzowice shales (Barremian). The whole complex of beds form

a thrust-sheet, lying on the parautochthone nappe and dipping southward under the Silesian (Godula) nappe, which builds up the Lanckorona Upland. This thrust-sheet has been described as the Woźniki nappe.

The same unit appears according to the mentioned writer in the Lanckorona zone (1936, p. 585) in a tectonic window. In this zone at Barwałd Górny the Grodiszcze sandstones are covered by dark shales, defined on the map of M. Książkiewicz as the Wierzowice shales, in a similar way as in Woźniki. In this shales abundant exotic boulders and pebbles occur. The beds with exotic blocks occupy here the same position as in Woźniki.

The second set of exotic blocks has been collected from the Upper Cretaceous Istebna beds. The Istebna beds belong to the Silesian nappe, which is a higher unit than the Woźniki nappe. They occur in three units of lower order in which the Silesian unit is divided in the Wadowice area: in the block of the Mały Beskid, in the thrust-sheet of the Lanckorona Upland and in the unit of the Pogórze Radziszowskie (map 1939).

In the unit of the Mały Beskid the Istebna beds are divided in two subdivisions: the Lower and Upper Istebna beds (M. Książkiewicz, 1932, table at p. 96).

From the Lower Istebna beds exotic blocks have been collected from the mount Żar, near Ponikiew. Most of the material has been collected from the Upper Istebna beds which are especially rich in exotic boulders. Harańczykowa, Zubakówka, Świnna Poręba, Mucharz, Zagórze are places in which exotica have been found.

In the Lanckorona Upland the Istebna beds are not differentiated in two subdivisions as in the Mały Beskid. In this area exotic blocks have been found at Podlesie, Brody and Izdebnik.

In the Radziszów Upland exotic rocks have been collected from Ostra Góra at Wola Radziszowska and Leńcze.

III. DESCRIPTION OF ROCKS

A) Exotic blocks from the Lower Cretaceous

The rocks here described have been collected from Woźniki and Barwałd Górny.

At Woźniki the exotic blocks occur in a tributary of the stream Rędzina, situated 1,5—2 km southward from the central part of the village.

Another point with exotic blocks is situated near Barwałd Górny, about 2 km. to the south from the railway station.

In both places the exotic blocks, occurring in shales attain considerable dimensions, up to 2 m in diameter. Generally they are poorly rounded and unweathered. Apart from numerous boulders of limestones, low-metamorphic of the epizone and granitic rocks are prevalent in both places.

Gneisses

The sericite-chlorite gneisses provening from the zone «epi» of Grubenmann¹⁾ or chlorite zone of Barrow — Tilley²⁾ belong to the most abundant kind of crystalline rocks. They are particularly very frequent in Woźniki. Porphyroclastic or partly porphyroblastic texture characterizes these gneisses; their structure is schistose passing up to lenticular. Among the components plagioclase has been determined as oligoclase with 28—30 per cent in anorthite content, or as albite. It is not twinned what according to Emmons and Gates³⁾ may be interpreted as due to the action of relatively intensive stress making impossible the origin of albite lamellae. Sericitized orthoclase is also present and quartz showing undulatory extinction and mortar structure. Biotite is more or less chloritised. The proper biotite occurs in the form of small scales with optical properties of penninite. Sericite is more abundant than chlorite; it forms criss-cross felted masses lenticular or zonal aggre-

¹⁾ Grubenmann, U.: Die crystallinen Schiefer, 1910, Berlin.

²⁾ Tilley, C. E.: The facies classification of metamorphic rocks, Geol. Mag., Vol. LXI, p. 167, 1924.

³⁾ Emmons, R. C. and Gates, R. M.: Plagioclase twinning, Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 54, p. 287, 1943.

gates. Among accessory minerals apatite and rutile occur in small quantities. This kind of gneiss probably originated from a granite rock which underwent cataclastic metamorphism.

A very similar gneiss occurs at Barwałd Górny; in this rock however porphyroid texture is preserved what points to an effusive equivalent of granite magma, as the original rock.

A hornblende-biotite gneiss is known only from one specimen. It possesses linear structure and porphyroblastic texture owing to numerous large feldspars. Among feldspars plagioclase occurs in various ways, exceptionally rich in myrmekite intergrowth and reaction rims. Anorthoclase forms smaller porphyroblasts than plagioclase. Rarely it passes in perthite what is accompanied by exsolution of albite inclusions and sericite. Extinction angles determined on anorthoclase are $X \wedge P/M = 7-8^\circ$ (on M) and $X \wedge M = 2^\circ$ (on P). Very infrequent orthoclase and microcline form the largest and the most frequent crystalloblasts, as a rule containing besides apatite, zircon and quartz («Tropfenquartz») also albite inclusions (microperthite and microcline microperthite). Quartz shows feeble undulatory extinction. Biotite is present in the form of idioblastic plates accompanied by hornblende, apatite and zircon. Its pleochroism is different from normal and varies between yellow (X) to dark-olive, nearly black colour (Y, Z). Hornblende occurring in this gneiss (it is the only occurrence of hornblende in the examined exotic blocks) is needlelike and possesses optical data of common hornblende: $Z \wedge c = 15^\circ$; pleochroic from green-yellow, X, to grass-green, and blue-green, Z. Among accessory minerals the most frequent is zircon and apatite. The origin of the rock, if numerous deuteric alterations of its components be interpreted as due to ichors, is partly magmatic (hybrid type).

A transitory type to proper granites is represented in the muscovite-biotite gneiss from Woźniki. It shows normal granitoid texture while parallel structure is very slightly marked. Among the constituents oligoclase with 18—23 per cent An and orthoclase are visible, both without distinct idiomorphism and shape. Orthoclase in the contact with oligoclase forms myrmekite intergrowth. Quartz is the most abundant component; it forms veinlike or lenticular

aggregates and shows feeble undulatory extinction. Biotite is in initial stage of alteration into penninite. In connection with the chloritisation of the biotite it possesses aggregates of iron ores and rutile needles, arranged sometimes in regular sagenite webs. Muscovite apart from independent plates form oriented intergrowth in biotite. Zircon and isometric apatite are the only common accessories.

Granites

The muscovite-biotite granites are very common in Woźniki and Barwałd Górny. These rocks are fine or medium-grained; generally they are grey, but owing to irregular distribution of biotite and its tendency to concentration in schliers, the colour index of the rock is very variable. Their texture is hypidiomorphic granular. The main constituents are plagioclase, orthoclase, quartz, biotite and muscovite. Plagioclase occurs in xenomorphic grains; in aplitic varieties is more idiomorphic and possesses not very distinct, but generally isometric shape. Besides common albite twinning other types according to Carlsbad and pericline laws occur but generally infrequent. Zoning of plagioclase is not very frequent either. In the varieties poorer in biotite, the composition of plagioclase ranges from An_{14} , An_{20} to An_{28} (from An_{25} on the outside to An_{28} within). In the types richer in biotite (e. g. in the quartz-mica diorite from Barwałd) plagioclase are partly corresponding to acid andesine with 32 per cent An in the core and 27 per cent An in the outer zone. Potash-feldspar belongs to orthoclase, distinctly xenomorphic, sometimes to microcline, possessing distinct «cros-hatched» structure, and to microperthite. Sometimes in orthoclase signs of metasomatic replacement by muscovite are visible. Quartz, one of the most abundant components, occurs in totally xenomorphic grains, combined in grained aggregates. It contains numerous streaks of liquid and gas inclusions and needles of rutile and apatite apart from less abundant zircon and iron ores. Undulatory extinction usually well marked. Biotite is distinctly pleochroic from light-yellow with grey shade, X, to dark brown-red, Y, Z (in proper muscovite-biotite granites). Muscovite forms idiomorphic flakes, often elastically deformed. It often replaces feldspars, especially orthoclase, forming

together with quartz a kind of symplectite. Among accessory minerals the following should be mentioned: apatite, magnetite, zircon and very infrequent garnet. Probably the order of crystallization was: biotite and oligoclase (resp. andesine), orthoclase, microcline, muscovite, quartz, albite, biotite II, muscovite II. Deformed flakes of mica and cataclastic deformation of quartz grains indicate shearing stress during and after crystallization. Quantitative relations based on micrometric analysis are shown in table 1.

Table 1.

Rock type	Main components						Accessories
	Plagioclase	Orthoclase	Microcline	Quartz	Biotite	Muscovite	Average (apatite, zircon, iron ores, garnet)
Granite:							
Woźniki I	52,1	12,0	—	32,6	1,0	2,0	0,3
Woźniki II	32,1	11,3	—	40,8	6,3	9,0	0,5
Barwałd G. I	57,7	—	—	24,8	17,0	0,1	0,4
„ „ II	46,8	10,0	—	33,7	8,8	0,2	0,5
„ „ III	45,8	7,5	—	39,7	6,2	0,4	0,4
„ „ IV	43,3	5,0	—	45,2	5,3	0,8	0,4
„ „ V	25,6	7,0	0,1	42,5	22,0	2,8	n. d.

From this table a considerable variability of main components may be seen. It results from «schlier» facies of granites (e. g. the granite II from Barwałd with biotite schlier visible with naked eye) or chemical segregation in mafic (the granite I from Barwałd, approaching to a quartz-mica diorite with andesine (An₃₂) and without orthoclase) or salic (leucocratic) direction (e. g. Barwałd IV, Woźniki I). The general character of quantitative relations in other granites less differentiated in the mineral composition, indicates their relationship with oligoclase granodiorite of American petrologists or with tonalites of Shand: it is pointed out by the predominance of plagioclase over orthoclase, the content of quartz and the composition of plagioclases. These rocks owing to their texture, mineral composition and abundance of associated pegmatites correspond to the I group of granites of Sederholm or to the prim-orogenic granites of Wahl.

Granite porphyries

A red granite porphyry from Barwałd Górny belongs to this group because of its texture. It is commagmatic with the granites described above. The rock has porphyritic texture, the groundmass is microgranitic. Among the main components plagioclase occurring in phenocrysts corresponds to oligoclase and andesine ($An_{24} - An_{35}$) with a slightly more acid outer zone ($An_{20} - An_{30}$). Orthoclase occurs in xenocryst elongated along P/M or in thick plates parallel M and contains albite inclusions in the form of «patch and vein perthites». Quartz forms phenocrysts with doubly terminated euhedral contours of pyramids, usually resorbed and also occurs in groundmass. Biotite is chloritised (penninite) and baueritised; the last process is the final in the chain of alteration of biotite. Accessory apatite has rounded contours, and from the additional minerals, lepto-chlorite and argillaceous substance filling cavities should be mentioned.

Liparites

The only felsitic liparite is known from Barwałd. This is a bluish-grey rock, owing to the scarcity of feldspar phenocrysts, of a felsitic character. The groundmass is allotriomorphic-grained. Feldspar is the chief constituent of the groundmass, but unidentified owing to alteration in sericite — kaolinite aggregate. Neither feldspar of phenocrysts could be determined. Elongated microlites of feldspar are the third form of feldspar in this rock; they greatly resemble the feldspar microlites from the spherulitic rock from Zagórze (Istebna beds). The quartz is present in the groundmass and possesses very irregular, finger-like shape. Among accessories the magnetite is particularly frequent in shape of dendritic (skeletal) crystals. It is very likely that the original texture was micro-felsitic; this is suggested by numerous granosphaerites originated from alteration of felsosphaerites (felsitic spherulites). This alteration in aggregate of kaolinized and sericitized allotriomorphic grains was probably due to the activity of post-magmatic solutions.

Porphyrites

These red or grey rocks, frequent particularly in Barwałd, can be defined as quartz-pyroxene porphyrites. They are characterised by well developed trachytic structure due to the panidiomorphic network of feldspar plates while the matrix is feebly developed. The plagioclase is the main component of the rock (71,5—72,4 per cent vol.). It forms two generations; the first is more idiomorphic, tabular with magmatic corrosion phenomena and the composition corresponding to andesine (An_{32} — An_{33}). The second generation of the plagioclase mixed with quartz and pyroxene II, fills interstitial spaces and belongs to acid oligoclase. The quartz is here a subordinate component (5,6—7,9 per cent) which together with granophyric and felsitic cryptographic intergrowths fills the remaining free spaces among other constituents. The pyroxene is present sometimes in form of eight-sided prisms, sometimes a little corroded. The pyroxene of the second generation is nearly isometric and also altered in chloritic substance. The content of pyroxene amounts to 14,9—15,3 per cent. Chlorite, epidote and calcite should be mentioned as additional components. Apart from normal accessory minerals as apatite and rare magnetite, sometimes the hematite occurs in larger quantities. The proper groundmass is granophyric or microfelsitic and does not occupy more than 4—5 per cent of the surface in thin sections. The described alterations can be due to the autohydratization.

Olivine augitophyres

These rocks are known from Barwałd and from Woźniki as well; they differ only in more amygdaloidal structure of the augitophyres from Barwałd. They have been called «augitophyres» owing to the abundance of augite and the nearly complete lack of plagioclase and also to the well developed hypocrySTALLINE porphyritic texture. Plagioclase, occurring in the groundmass is developed as needle-like microlites of labradorite or bytownite. Augite which is the most frequent component (70—80 per cent) is present in two generations. The first forms large phenocrysts with distinct crystallographic contours, isometric or prismatic in shape. Zoning is very

frequent and cores are filled by secondary delessite, calcite, chalcedony, chlorite and magnetite. A part of phenocrysts is built in central parts by diopside-augite while outside zones are composed of common (basaltic) augite and to much smaller extent, of titanaugite. The second generation of augite, possesses distinctly prismatic habit, without any secondary minerals and is often twinned along (101) or (122). Ten times less frequent than augite, olivine is idiomorphic, in short prisms and replaced by serpentine with admixture of iron ores and chalcedony, which in turn are replaced by carbonates. Biotite of dark-brown and pale-yellow absorption colours occurs in the groundmass, with the lamellar delessite and an accessory mineral—apatite. Vesicles are filled by delessite, quartz, chalcedony and calcite.

The frequency of occurrence of the most important petrographic types of the Lower Cretaceous exotic blocks is shown on table 2.

Table 2.

Place	Petrographic type of rocks						
	Gneis- ses	Grani- tes	Granite porphy- ries	Lipari- tes	Porph- rites	Augito- phyres	Other rocks
Woźniki	15	15	—	1	—	4	65
Barwałd Górny	4	38	2	5	15	5	31

The column «other rocks» — comprises various sedimentary rocks and pebbles of mostly vein — quartz.

B. Exotic blocks of the Upper Cretaceous

1. The Lower Istebna beds

In this chapter beside the exotic blocks provening from the Little Beskid (Mt. Żar), actually belonging to the Lower Istebna beds, also rocks from Lanckorona and Radziszów Upland (Podlesie, Brody, Izdebnik, Ostra Góra, Leńcze) are described. They occur in the Istebna beds which cannot be divided into two members, as it can be done in the Little Beskid.

With the rocks provening from the Lower Cretaceous, the Upper Cretaceous exotic blocks differ as compared in their abundance and greater variety in composition.

Epi-gneisses and schists

To this category of rocks a sericite-albite gneiss belongs which is very frequent in the conglomerates of Mt. Žar. It can be regarded as so-called epi-granite. Its structure does not generally show any orientation. A typical porphyroclastic texture can be seen under the microscope. Porphyroclasts are formed by plagioclase filled with numerous inclusions of sericite, quartz, albite, clinocllore and calcite. Chemically plagioclase ranges from An_{21} — An_{18} to nearly pure albite. Orthoclase, which occasionally also occurs, is more kaolinized than sericitized. Quartz is present as aggregates with mortar structure. Muscovite occurs as idiomorphic tabular crystals, showing often mechanical deformations. The rock is probably a protogenized granite.

The chlorite-epidote gneiss from Žar is genetically a related rock. This gneiss is grey, strongly fissured and therefore easily decomposing in debris. Because of strong compression and mylonitization it belongs to cataclasites. The rock consists of plagioclase (34, 3 per cent) which is less abundant than orthoclase (45,0 per cent) characterised by not numerous perthite intergrowth. Quartz, as usually in this type of rocks, occurs in fine-grained aggregates in which strain shadows are well marked. The content of quartz amounts to 16,6 per cent. Chlorite belongs to clinocllore and penninite, and epidote to clinozoisite and zoisite. Gneiss is cut by quartz veins 2 cm thick and due to lateral secretion of venite type.

A different structure is possessed by the sericite-chlorite gneiss of Ostra Góra. It is a fine-grained, phyllitic rock of fine schistosity and linear or layered structure. Under microscope also lenticular structure as a variety of Grubenmann's fine-crystallization-schistose structure may be seen, due to the presence of numerous relicts of plagioclase enveloped by chlorite-sericite or quartz-albite aggregate. The plagioclase relicts with An_{25} — An_{26} are strongly sericitized while another type of plagioclase occurring in large margins and independent, elongated, at ends fractured,

irregular grains is nearly pure albite with An_1 or An_2 in cores and An_6 or An_7 at outer rims. Microcline also occurs as crushed and deformed relicts, impregnated with calcite; its polysynthetic structure is only feebly marked. Quartz occurs in aggregates with distinct strain shadows. Chlorite belongs to penninite and shows traces of biotite pleochroism. Among additional and accessory minerals muscovite underlines by its position the fine-crystalline schistosity, also zoisite- α , epidote, zircon and iron ores occur. The original rock must have been a muscovite-biotite granite which underwent mylonisation and subsequent crystalloblastesis.

A conglomeratic sericite schist occurs in Brody, Podlesie and Leńcze. This is a metamorphic quartz conglomerate which originally possessed but a small quantity of argillaceous — siliceous — ferruginous matrix and blastopsephitic texture. Quartz pebbles of this rock are of magmatic, metamorphic (venitic) and sedimentary origin (ferruginous quartzite).

A graphitoid quartzite from Leńcze also belongs to the epizone. This compact rock possesses a blastopsammitic to blastopsephitic texture. Its structure is massive. Feldspar is altered in sericite aggregates, abundant quartz shows mortar structure, strain shadows; a graphitoid substance in colloidal state is also present. The composition and texture of this rock indicates that it is related to conglomeratic sandstones, rich in bituminous — or carbonaceous matter and poor in argillaceous cement and very few feldspar grains.

Meso-gneisses and schists

The staurolite-muscovite gneiss is one of the most frequent components of conglomerates in Żar Mt. This is a «grained» type of gneiss of massive structure. Beside granoblastic also poikiloblastic texture may be seen under microscope. Feldspars are strongly altered in sericite; quartz shows stable orientation of rows of liquid and gas inclusions, what may point out to a constant direction of stress. Staurolite belongs to rare constituents; it occurs in porphyroblasts of prismatic shape and twinned about (032) cruciform. It shows zoning and progressive replacement by muscovite-quartz

aggregates. Muscovite also occurs together with quartz in veinlets where it is contemporaneous with quartz. Genetically this gneiss is connected with metamorphism of acid granitic rocks, generally speaking.

The garnet-mica gneiss occurs also in Mt. Zar. It resembles a granulite, in thin section shows distinct porphyroblastic and to a lesser extent poikiloblastic texture. Its structure is intermediate between massive and schistose. Plagioclase belongs to albite with $An_{10} - An_{11}$ and acid oligoclase with $An_{18} - An_{22}$. Myrmekite intergrowth occurs in contacts with orthoclase. Orthoclase is more kaolinized and possesses fewer sericite inclusions than plagioclase. Microcline, which is somewhat less frequent than orthoclase differs from other feldspars by the content of few sericite inclusions, while those of kaolinite are more frequent. Perthite intergrowths are fairly common. Quartz occurs as sugar-like aggregates, forming lenses and veins. Idioblastic muscovite and chloritised biotite also occur. Infrequent garnet (1,0 per cent) together with intervening biotite and muscovite, forms fine-grained aggregates. Among accessory minerals platy hematite and isometric apatite are frequent. Low content of biotite (3,4 per cent) and the kind of constituents indicates the derivation of this gneiss from granitic rocks.

To similar kind of gneisses, which are either granitized paraschists or metamorphosed granites, two other varieties of meso-gneiss belong, which are very frequent in Brody and Kalwaria. One of them, muscovite-biotite gneiss is a fine-grained rock of homeoblastic texture and schistose structure; its constituents are granoblastic. Plagioclase is strongly kaolinized and possesses frequent poikilitic intergrowth of quartz, myrmekite in part. It belongs to the basic oligoclase ($An_{20} - An_{25}$) in outer rims to the acid oligoclase ($An_{16} - An_{20}$) in core, and to albite ($An_3 - An_5$) in margins. Xenoblastic orthoclase belongs to microperthite. Quartz shows undulatory extinction. Biotite is in the first stage of the alteration in chlorite as it still preserves its pleochroism from light-yellow (X) to dark brown with red tint, nearly black (Y, Z). Muscovite forms tabular crystalloblastic flakes very uneven in side boundaries. Rare garnet may be noticed beside apatite. Quantitative percentage composition is as follows; plagioclase,

33,0; orthoclase, 20,5; quartz, 38,7; biotite, 4,9; muscovite, 2, 7; garnet, 0,2.

In Brody the orthoclase-biotite gneiss is less frequent. It is a medium-grained or fine-grained rock, of intermediate structure between massive and schistose. Biotite does not form continuous layers («common» gneiss of Rosenbusch). The texture is heteroblastic. Acid oligoclase ($An_{18} - An_{20}$), albite ($An_3 - An_4$), orthoclase, quartz and biotite are main constituents. Albite forms margins and the matrix cementing other constituents is chiefly composed of it. Orthoclase occurs in somewhat larger grains (eyes) and shows traces of microclinisation. Myrmekite intergrowths are frequent. Quartz shows cataclasis. Biotite occurs in corroded flakes penetrated by quartz in vermicular forms (so-called biotite myrmekite). Biotite is also intergrown with muscovite in an oriented manner (along 001). Apatite is the only accessory mineral. Orthoclase dominates over plagioclase: orthoclase, 40,8 per cent; plagioclase 16,1 per cent; quartz 38,8 per cent; biotite 4,3 per cent.

The sillimanite-biotite gneiss is very frequent in Izdebnik. It is a fine-grained rock of a tabular structure (Morozewicz, Lagenstruktur of Rosenbusch). Plagioclase is very infrequent, sericitized and kaolinized to different degree. It contains fibrous sillimanite in planes parallel to cleavage. This plagioclase belongs to oligoclase ($An_{18} - An_{24}$). Orthoclase is also kaolinized and also contains sillimanite beside sericite and spindle-like inclusions of albite. Quartz possesses liquid and gaseous inclusions scattered in a disorderly manner and needles of sillimanite which are not very frequent. Biotite occurs in disrupted flakes, which contain inclusions of hematite, apatite and zircon (with radioactive halos) and shows transition into sillimanite. Pleochroism, as usually in this kind of rocks varies between light yellow (X) to dark red-brown, nearly black ($Y = Z$). Sillimanite occurs in bundles of fibres parallel or divergently disposed. Occasional rutile, apatite and zircon occurring in thick prisms are accessory minerals. The gneiss has following percentage composition of chief constituents: plagioclase, 3,4; orthoclase 46,6; quartz 32,2; biotite 14,9; sillimanite 2,2. The character of the rock indicates its sedimentary, pelitic origin.

Kata-gneisses

The graphite quartzite-gneiss from Mt. Zar belongs to this group. Its fine-grained texture and the absence of garnet is in accordance with the observations of Vogt and Eskola concerning the catalytic action of disseminated carbonaceous substance. The texture is granoblastic and poikiloblastic, the structure massive. Plagioclase belongs to acid oligoclase ($An_{18} - An_{22}$); orthoclase together with plagioclase forms 4,9 per cent of the volume; graphite occurs in tiny scales, showing sometimes hexagonal contours (7,8 per cent vol.); quartz shows feeble undulatory extinction (86,0 per cent). Among additional or accessory minerals should be mentioned: rare muscovite (0,9 per cent), apatite, zircon and needles of rutile. This gneiss is a metamorphosed arenaceous sediment with admixture of feldspars and plant detritus.

The cordierite-garnet gneiss is a compact hornfelsic rock; its granoblastic texture is similar to the texture of granulites. The structure is massive. Plagioclase is rich in anorthite content ($An_{23} - An_{35}$) and in some outer zones attains even 45 per cent An. At every contact of plagioclase with orthoclase myrmekite intergrowths occur. Orthoclase is nearly always microperthite. The inclusions of albite are centres from which kaolinization has progressed. Quartz is characterised by strongly indented contours and distinct undulatory extinction. Cordierite is in various stages of transition into chlorite and muscovite which shows either distinct cleavage along (001) or the absence of it. Chlorite forms the outer parts of pseudomorphs. Garnet is also attacked by chloritisation progressing from the outer parts. Biotite shows pleochroism usual for this type of rock; from light-yellow (X) to dark red-brown (Y, Z) and is only exceptionally altered into chlorite. Among accessories the considerable amount of zircon and apatite is striking. The percentage composition is as follows: plagioclase 21,2; orthoclase 40,3; quartz 35,0; cordierite 1,2; garnet 0,4; biotite 1,9.

The garnet-mica gneiss from Ostra Góra is characterised by blastogranitic texture with divergent arrangement of constituents. Euhedral oligoclase ($An_{18} - An_{23}$) occurs in thick plates to thick prisms; orthoclase is also euhe-

dral and shows traces of «cross-hatched» structure (microcline), quartz in xenocrysts possesses distinct undulatory extinction and mortar structure. Idioblastic biotite shows pleochroism from yellow (X) to dark olive with red tint (Y = Z), masked by progressing chloritisation. In the percentage composition the predominance of quartz (58,3) over other constituents is visible (plagioclase 9,4; orthoclase 27,2; biotite 3,1; garnet 2,0). The original rock must have probably been granitic which had undergone metamorphic differentiation (or ultrametamorphose of Holmquist) and subsequently has been diaphtorised in higher regions of metamorphism.

The granite-gneiss from Brody is a transition rock towards normal granites. Its parallel structure is only feebly marked. In thin sections it shows heteroblastic texture approaching to blastogranitic. Oligoclase ($An_{20} - An_{25}$) and albite ($An_3 - An_8$) in margins less or more euhedral possess microcline inclusions forming antiperthite intergrowths. Microcline does not always show «cross-hatched» structure, but as a rule possesses inclusions of rounded quartz and formed by replacement «patch and vein perthites» or «streaky perthites». Quartz grains have undergone normal cataclasis. Biotite partly chloritised, contains numerous inclusions of zircon and apatite. It penetrates sometimes plagioclase along cleavage planes, creating «dactylite» forms of biotite which together with quartz constitute biotite-quartz symplectites of Sederholm. There also exist quartz intergrowths in biotite similar to myrmekite in plagioclases (biotite myrmekite). Biotite shows normal pleochroism from pale-yellow to dark red-brown. A large percentage of microcline (47,4) should be underlined, while plagioclase abounds only to 12,5 per cent, quartz — 35,1 per cent and biotite — 4,5 per cent. The described gneiss is deriving from a granite which has been altered by autometamorphic processes; it is indicated by the abundance of deuteritic changes, shown by synantetic effects as myrmekite intergrowths, dactylites, biotite-quartz symplectites etc.

Granulites

These fine-grained or compact rocks, usually dark have the appearance of hornfelse or quartzitic rocks. Its structure

varies from parallel to massive. The parallel structure is due to more abundant biotite, dispersed in bands, particularly in varieties which may be termed gneiss-granulites. Their texture is granoblastic or porphyroblastic; it is also characterised by the presence of panallotriomorphic-grained groundmass of orthoclase and quartz and the xenomorphism of biotite, usually strongly corroded. The intergrowths of orthoclase (nearly always microperthite) and quartz, each other penetrating mutually in finger-like, poikilitic a. s. o. manners. Granulites have been collected from Podlesie, Brody, Ostra Góra and Leńcze. They are composed of plagioclase, orthoclase (microperthite), quartz, biotite, garnet. Plagioclase is tabular to isometric and nearly euhedral. Albite twinning is frequent in granulites which show feeble or none cataclastic deformation of constituents (esp. quartz). There also occur Carlsbad or rarely pericline laws of twinning. Plagioclase belongs to basic oligoclase ($An_{25} - An_{27}$) and to acid oligoclase ($An_{13} - An_{17}$ in cores and $An_{18} - An_{19}$ in outer zones). Albite is also frequent (with average content of 3—4 per cent An), it forms margins and crystal individuals. Myrmekite intergrowths are nearly always visible. Orthoclase is xenoblastic and more or less kaolinized in dependence on number of albite inclusions. The degree of concentration of albite inclusions, especially in central parts of grains, corresponds to maximal dissolution capacity of albite substance by orthoclase (up to 60 per cent Ab). There is absence of twinning and «cross-hatching» in potash feldspars. Quartz possesses contours of orthoclase or a little flattened shape and contains liquid or gas inclusions irregularly dissiminated or oriented in distinct rows and also rather accidental poikilmats of apatite, iron ores, biotite and fibrous rutile. Undulatory extinction is absent or only feebly marked. Biotite, originally euhedral, appears to be digested, resorbed and grain-shaped. Its pleochroism varies from pale yellow (X) to dark or brown-red (Y, Z). Garnet occurs in porphyroblasts of sphaeric shape, sometimes with distinct crystal faces. Forms approaching perimorphs have been found, they are filled with microperthite, quartz, biotite or chlorite. Occasionally negative crystals in dodecahedral forms occur. Among accessory and additional minerals honey-brown or grey-green rutile

and black nigrine, occurring in short prisms or needles are always present; sillimanite in yellow, criss-cross felted aggregates, magnetite (or its oxidation resp. hydration products), apatite, zircon and cordierite are other accessory minerals. Percentage mineral composition of granulites is shown in table 3.

Table 3.

Rock type	Main components					Accessories					
	Plagioclase	Orthoclase	Quartz	Biotite	Garnet	Iron ores	Rutile	Apatite	Zircon	Sillimanite	Cordierite
Granulite:											
Podlesie	4,3	53,4	38,3	0,1	3,9	— not determined —					
Ostra Góra	2,4	59,2	37,5	—	0,8						
Leńcze	5,3	46,3	39,2	1,7	5,8	1,1	0,3	—	traces	0,3	—
Gneiss-granulite:											
Brody	0,2	63,7	28,1	3,7	3,5	0,3	0,2	0,2	0,1	—	—
Ostra Góra	9,6	55,8	28,3	2,4	3,3	0,2	0,2	—	0,1	—	0,1
Leńcze	11,3	56,0	25,3	3,0	3,7	0,3	0,2	—	traces	—	0,2

From the above table the increase in plagioclase and biotite content at the expense of quartz content in gneiss-granulite can be seen. Besides in all examined granulites may be noticed, that with the increase in garnet content the amount of biotite is decreasing. The granulite from Ostra Góra with regard to the paucity of dark minerals and quartz-feldspar intergrowth can be regarded as so-called «Weisstein».

Migmatites

These rocks have only been met at Ostra Góra, where they are not very frequent. They are compact rocks with the panallotriomorphic-grained texture and the discontinuous layered to centric, augen structure. Plagioclase belongs to two types, one is basic oligoclase ($An_{28} - An_{30}$) or acid andesine ($An_{38} - An_{40}$), with numerous inclusions of epidote: it is constituent of plagioclase-biotite augen. Another type belongs to acid oligoclase with 20—22 per cent in anor-

thite content and enters in the composition of microgranitic groundmass. Orthoclase is untwinned and beside albite inclusions of exsolution type contains quartz, forming a constituent of micropegmatitic intergrowths and poikilitic intergrowths. Quartz and orthoclase occur in xenocrysts. In quartz undulatory extinction is feebly marked. Quartz contains long fibres of rutile. Biotite irregularly disseminated or concentrated in zones, contains poikilmats of ores, rutile, apatite and not very numerous zircon. Its pleochroism varies between yellow (X) and brown-red (Y = Z) absorption. The biotite occurring in eyes is chloritised. Apatite is a more frequent accessory mineral than zircon, epidote and rutile. On the whole orthoclase (36,8 per cent) dominates over plagioclase (25,5 per cent), quartz (26,9 per cent) and biotite (10,8 per cent). The described rock resembles rocks of migmatite type. It is indicated by the variable arrangement of its constituents, large differences in the chemical composition of feldspars and their partly crystalloblastic character, the presence of strongly altered relics (eyes) composed of plagioclase and biotite, and the veins enriched in potash feldspar and quartz.

Granites.

Three types of granites occur in the Istebna beds of Lankorona and Radziszów Uplands: granitites, two-mica granites and aplitic granites. The most frequent type is represented by the *granitite* (biotite granite) usually with oligoclase, known from Podlesie, Izdebnik, Ostra Góra and Leńcze. This is fine- to medium-grained rock, orange-grey to brown-grey. Its texture is hypidiomorphic granular, occasionally slightly porphyritic, the structure is massive or not distinctly parallel. Plagioclase is euhedral, occurs in thick plates, isometric grains or short prisms; it is strongly sericitized and kaolinized. In the granitite from Podlesie the kaolinization is nearly complete and shows direct connection with zoning of plagioclase («gefuehlte Feldspate»). The composition of plagioclase corresponds to oligoclase with $An_{22} — An_{28}$ in the core and $An_{18} — An_{22}$ in the outer zones, and to albite with $An_3 — An_4$ or $An_7 — An_{18}$ in margins, and veins cutting the plagioclase grains. Myrmekite intergrowths are common. Orthoclase is more frequent than plagioclase; together with quartz it forms

a sort of matrix cementing other constituents. It is anhedral even in relation with quartz. Orthoclase is less kaolinized than plagioclase; its kaolinization is progressing from albite inclusions of «patch and vein perthites» or «injection perthites» type. Quartz usually subhedral or anhedral forms aggregates, a mosaic of fine-grained quartz; its contours are strongly indented. Beside inclusions of liquids and gas it contains poikilmats of zircon, fibrous rutile and prisms of apatite. Undulatory extinction, depending on the degree of cataclasis, is strongly or feebly marked. Biotite is in first stage of chloritization and shows secretions of hematite and rutile. Its pleochroism is of the type usually occurring in higher-grade metamorphic rocks, i. e. from light-yellow (X) to dark red-brown (Y, Z). Biotite contains inclusions of isometric or hexagonal apatite and zircon with large (up to 0,13 mm. in diameter) radioactive haloes. Apatite, zircon, rutile (this one in the granite of Ostra Góra) and garnet (Leńcze) are accessory minerals. All varieties of granites show effects of autometamorphic processes in various degrees as indicated by the albitization of feldspars.

Percentage composition is shown in table 4.

Table 4.

Rock type	Main components					Accessories			
	Plagioclase	Orthoclase	Quartz	Biotite	Muscovite	Apatite	Iron ores	Zircon	Garnet
Oligoclase granite:									
Podlesie	40,6	23,7	33,6	2,1	—		n. d.		
Izdebnik	35,5	31,9	28,4	4,2	—		”		
Leńcze	23,5	37,7	36,1	2,2	—			0,1	0,4
Granite:									
Ostra Góra	22,4	46,1	19,9	11,3	—	0,3			
Muscovite-biotite granite:									
Brody	23,3	40,0	26,3	4,7	5,6	0,1			
Aplitic granite:									
Podlesie	15,2	54,9	23,7	1,1	3,4	0,8			0,9

This composition allows to assign the granitites to the «metaluminous» type of granites of Shand¹⁾. According to the classification of American petrologists the oligoclase granitites from Podlesie, Izdebnik and Leńcze correspond to the oligoclase - quartz monzonites while the granitite from Ostra Góra (with andesine) ($An_{35} - An_{43}$) — to quartz monzonites.

Among other varieties of granites a muscovite - biotite granite from Podlesie should also be mentioned. The muscovite - biotite granite is a finely granular rock, showing a hypidiomorphic granular texture and irregular massive structure. Less numerous plagioclases as compared with the granites from Woźniki and Barwałd occur in thick plates, more or less euhedral, filled with very abundant kaolinite and sericite inclusions. Their twinning is of albite, Carlsbad and pericline law. Zoning and myrmekite intergrowths are present. Anorthite molecule content varies from An_{23} to An_{28} in the core, up to An_{18} in outer zones and $An_2 - An_3$ in albite margins. Orthoclase is anhedral and according to the content of «patch and vein perthites» — more or less clouded. It is twinned according to the Carlsbad law. Xenocrysts of quartz contain numerous liquid and gaseous inclusions occurring in bands or irregularly disseminated apart from apatite, rutile, zircon, ores and biotite inclusions. Undulatory extinction feebly marked. Biotite possesses similar properties like those in granitites. Muscovite is present in euhedral and comb - shaped flakes. Among accessories infrequent isometric apatite and zircon occur. The described granite has undergone a relatively strong muscovitization and feeble albitization.

The aplitic granite from Podlesie is of yellow - grey, mottle appearance and very fine grained. The dominating texture is panallotriomorphic granular, in places also porphyritic and poikilitic texture may be observed. Plagioclase beside numerous inclusions of kaolinite, sericite and iron ores, possesses needle - like inclusions of apatite and rutile. An - content variable, oscillates between An_{18} and An_{37} , decreasing down to $An_3 - An_7$ in outer zones. Orthoclase is contemporaneous with quartz, also filled by needles of apa-

¹⁾ Shand, S. J.: Eruptive Rocks, 1943, London.

tite and sometimes replaced by muscovite. It is usually twinned according to the Carlsbad law, and intergrown with quartz in oriented and unoriented manner (micropegmatitic and poikilitic intergrowths). Albite intergrowths in potash-feldspar are of «patch and vein perthites» type. Quartz like feldspars is rich in apatite needles. Undulatory extinction in quartz is feeble. Biotite is partly chloritised but it has preserved partly its yellow-brown-red pleochroism. Garnet is altered in chlorite-muscovite aggregate, infiltrated by iron hydroxides and intergrown poikilitically with large grains of quartz. Chlorite of these aggregates corresponds to clinocllore. Simultaneous crystallization in pegmatite stage of Fersman¹⁾, albitization in the supercritical phase, muscovitization and chloritisation in the hydrothermal stage are characteristic for this granite.

A particular but rare type of exotic blocks is belonging to kersantite. This is known only from Ostra Góra. It is an easily in hand specimen recognizable rock owing to red phenocrysts of plagioclase feldspars occurring in a grey groundmass. A holocrystalline porphyritic texture is visible, while the groundmass possesses felsitic resp. nearly micropegmatitic or spherulitic (so-called pseudospherulites of Rosenbusch) texture. Strong evidence of protoclasis may be seen. Plagioclase, the most abundant constituent (63,1 per cent by vol. of phenocrysts), occurs in groups of euhedral, thick-platy, seldom prismatic phenocrysts. Their crystallographic boundaries belong to the faces P (001), M (010), T (110), I (110), γ (201). The plagioclase of the groundmass is subhedral, and shows lower degree of kaolinization. The inclusions of red hematite are absent, while those of sericite, epidote, apatite, biotite and quartz are present. The twinning of plagioclases are of albite, Carlsbad, pericline, and in some cases of Baveno law. Plagioclases belong to labradorites with 52—60 per cent in anorthite content. Some grains in contact with spherulites possess albite margins. Orthoclase occurs in euhedral phenocrysts of prismatic habit (along P/M) sometimes much elongated with distinct forms of growth. Often the prisms penetrate under varying angles the spherulites. Orthoclase is

¹⁾ Fersman, A. E.: Géochimie, 1934, Leningrad.

slightly clouded and only seldom forms Carlsbad twins. Quartz is rare, anhedral and the last in succession of crystallization. Abundant biotite (29,4 per cent) is euhedral with pseudo-hexagonal contours. It shows plentiful evidence of protoclasis. Pleochroism owing to the chloritisation, is marked only in the central parts of plates (light - yellow, X, to brown with yellow - red tint, Y, and brown with yellow tint, Z). Chlorite belongs to clinoclone; with its origin poikilmats of ores and rutile occurring in sagenite webs are connected. Calcite is of prismatic habit, full of apatite and occasionally of chlorite and magnetite. There are grains composed of equal amounts of calcite and chlorite, which are pseudomorphs after diopside, as is also indicated by their shape. Other calcite grains are probably xenoliths or filling of cavities (together with quartz and apatite). The calcite content amounts to 4,4 per cent, the content of pseudomorphs after diopside — 3,1 per cent. Apatite is the only common accessory.

2. *The Upper Istebna beds*

The exotic blocks in these beds are less weathered and rounded. The examined specimens have been collected from hard, well cemented conglomerates. The most interesting exposures of these conglomerates are: an outcrop due to the erosional action of the Skawa river, a few artificial outcrops along the railway line between the stations Mucharz—Zagórze, and Zagórze—Skawce, at the road Wadowice—Mucharz in the village Świnna Poręba and several outcrops in the Harańczykowska range and its north - eastern and south - western slope. A great variety of crystalline rocks occur in the Upper Istebna beds, as gneisses, schists, granulites, granites, granite porphyries and their extrusive equivalents.

E p i - g n e i s s e s

In the conglomerates of Mucharz three kinds of these gneisses have been discerned.

The sericite-albite gneiss is a green-grey, schistose rock of porphyroclastic texture. Plagioclase occurs in shapeless, strongly cataclased grains, in which polysynthetic twinning is absent. It belongs either to albite or to acid

oligoclase. Orthoclase belongs partly to microcline and microperthite. Quartz is developed nearly without exception in aggregates indicating mortar structure. Biotite is rare and normally strongly chloritised. Muscovite occurs in banded and divergent arranged flakes. Chlorite belongs to penninite and together with hematite and abundant sericite is concentrated in layers or is irregularly scattered. This gneiss may be regarded as a strongly mylonitised aplitic or an acid extrusive rock.

The epidote-albite gneiss is not so frequent as the precedent type. This is also a compact, porphyroclastic rock of schistose to lenticular structure. Feldspar occurs as albite deprived of inclusions and twinning or as relics encircled by rims of crushed grains composed of basic oligoclase and acid andesine. The last variety of plagioclase is full of weathered (kaolinite, sericite) and metamorphic products (epidote, zoisite, albite, chlorite); it is as a rule twinned according to the albite and Carlsbad law. Microcline is rare and of relic character. Quartz shows normal evidence of strong cataclasis. Biotite with its normal pleochroism, is partly converted into chlorite (penninite). Also epidote, zoisite and not very frequent sericite are visible. Magnetite, apatite, zircon are common accessories. The described rock may originate from a diorite.

A little more frequent than the precedent type is an orthoclase-biotite gneiss, medium-grained, granoblastic or, in parts, porphyroblastic. Its structure varies from massive to schistose. Plagioclase strongly weathered, corresponds approximately to albite and acid oligoclase; orthoclase is divided in aggregates of isometric grains, also strongly kaolinized and sericitized. On the contrary, microcline is fresh, in xenoblastic grains. Quartz cataclased, biotite in initial stages of chloritisation, possesses original pleochroism (as it may be inferred only from the inclusions in other minerals) which is identical with the pleochroism of the biotites in other metamorphic rocks. The percentage composition is as follows: plagioclase 8,0; orthoclase 57,6; microcline 0,3; quartz 27,5; biotite 6,6. It may be concluded from the above, that originally this rock must have been a granite or a granitized rock, which underwent firstly deep metamorphism and later has been diaphorised.

Meso-gneisses and schists

These rocks occur at Harańczykowa, Mucharz and Zagórze. At Harańczykowa there are two types of meso-gneisses; a muscovite-biotite gneiss and a microcline gneiss.

The muscovite-biotite gneiss is the most frequent type. Its texture is porphyroblastic or poikiloblastic and the structure schistose or linear, seldom lenticular. Plagioclase is xenoblastic, it corresponds to albite and acid oligoclase. At contacts with orthoclase myrmekite intergrowths are developed. Orthoclase and microcline contain always albitic inclusions. Quartz is xenoblastic of lenticular shape and indented contours; it occurs similarly as microcline in veins. Idioblastic muscovite together with biotite replaces orthoclase. Biotite of normal pleochroism is altered in penninite; all intervening stages may be observed. Among accessories needle-like apatite, ores and rare zircon should be mentioned. The percentage composition is as follows: plagioclase 10,2; orthoclase 30,5; microcline 2,1; quartz 50,9; muscovite 2,7; biotite 3,4. No doubt this is a metamorphosed granite. Well developed myrmekite intergrowth and albitization are characteristics of this rock.

The microcline gneiss is much more rare at Harańczykowa. This is a fine-grained, strongly fissured gneiss of granoblastic texture passing into blastogranitic. A parallel structure is feebly marked while the massive structure is prevalent. Plagioclase in this rock is a densely twinned oligoclase ($An_{25} - An_{28}$), albite or acid oligoclase ($An_{10} - An_{18}$), occurring in small grains, often myrmekitic intergrown. Orthoclase, like plagioclase is unweathered. It contains infrequent quartz inclusions forming micropegmatite intergrowth and more numerous inclusions of «drop»-quartz. Microcline occurs in larger crystals in comparison to orthoclase, shows well developed «cross-hatched» structure and possesses albite intergrowth of cryptoperthite type. Quartz shows the presence of not numerous belts of liquid and gaseous inclusions and a feebly marked undulatory extinction. Biotite is full of numerous poikilmats of iron oxides masking its normal light-yellow (X) to red-brown (Y, Z) pleochroism. The percentage composition is as follows: plagioclase, 14,6; orthoclase, 4,3; micro-

cline, 60,8; quartz 19,9; biotite, 0,4. This gneiss may be regarded as a microcline aplitic granite which has undergone a dynamometamorphism.

The rocks without feldspar are more frequent at Mucharz than elsewhere because of not so advanced mechanical abrasion of exotic rocks there. A muscovite-biotite schist belongs to this group of rocks. This is a medium-grained rock, of homeoblastic texture and thin schistose structure. Apart from occasional grains of plagioclase (andesine) and microcline the rock is composed of quartz and biotite (48,5 resp. 49,1 per cent), of rare muscovite (1,4 per cent) and accessories (apatite, zircon, ores — 1,0 per cent). Quartz is xenoblastic, isometric or flattened, deprived of inclusions and undulatory extinction. Biotite is fresh, contains ores and apatite inclusions and shows feebler than usual pleochroism: light-yellow (X); brown with red tint (Y = Z). Muscovite is present in thin flakes and parallel aggregates, arranged separately or in layers. These characteristics, especially the composition, indicate that the rock may be regarded as a metamorphic rock of «para» type (= ectinites of Jung and Roques).

The biotite hornfels (keralite) from Mucharz is a rock related to former schists. It occurs in much smaller quantities than those rocks. This is a compact rock of homeoblastic texture. Plagioclase occurs in xenoblastic, isometric grains, which owing to their weathered state can only be determined approximately as acid oligoclase. Quartz of similar shape is surrounded by a rim composed of biotite plates; it contains orderless inclusions. Biotite occurs in more or less idioblastic plates, sometimes concentrated in irregular aggregates. It is pleochroic from light-yellow (X) to dark red-brown with violet tint (Y = Z). Hematite, apatite and zircon are common accessories. In the composition the small content of plagioclase (3,2 per cent), the absence of orthoclase and the high content of quartz (60,2 per cent) and biotite (36,3 per cent) are striking. The rock has probably resulted from the contact metamorphism of argillaceous sediments.

To the «meso» zone presumably two other types of gneiss belong, both provening from Zagórze.

The plagioclase-biotite gneiss is characterised by uneven development of its constituents. It is composed

as of two generations. The first is composed of layer of homeoblastic grains (mostly quartz), forming veins, lenses a. s. o. The second generation is formed by fine-grained heteroblastic constituents. The texture is orderless. The plagioclase of the first generation corresponds to oligoclase ($An_{18} - An_{22}$) and albite ($An_3 - An_8$). It is twinned on albite, pericline and Roc-Tournée laws. The plagioclase of the second generation are not twinned (crystallization under strong stress) and belong to oligoclase and andesine with 28—33 per cent in An content. Rare myrmekite intergrowths occur at contacts with orthoclase, which occurs as xenoblastic, strongly weathered grains. Microcline is also not very frequent, it contains inclusions of «drop»-quartz and shows not very distinct «cross-hatching». Quartz present in lenticular, vein-like aggregates, through which belts of liquid and gaseous inclusions run without any deviations, crossing at an angle of nearly 45° . Inclusions of zircon and biotite with yellow — red — brown pleochroism are uncommonly frequent. Biotite is nearly completely altered into chlorite (penninite); with this alteration the formation of iron ores and sagenite webs is connected. Muscovite as a separate constituent is very rare, commonly it is a product of the alteration of feldspars. The rock is probably a plagioclase-biotite gneiss of «ortho»-type, which partly had been albitized, sericitized and chloritised and at a later stage, owing to the differential mobilisation of gneissic material (with strong predominance of quartz) and under the influence of kinetic ultrametamorphose, recrystallized in irregular, vein-like or lenticular forms.

The orthoclase gneiss is fairly frequent at Zagórze. The size of its grains is variable, therefore the rock shows a porphyritic appearance. Under the microscope the heteroblastic texture is visible, while the structure is nearly massive. Plagioclase containing 23 per cent An is partly idiomorphic and kaolinized. Orthoclase is xenoblastic and has highly sutured grain boundaries, esp. with quartz, in a similar manner as in granulites. The degree of weathering is the same as in plagioclase. Quartz shows a tendency of grouping in zones and does not show any optical deformations. Biotite is idiomorphic and in first stages of alteration into chlorite. Among the accessory and additional minerals which are here excep-

tionally poor, muscovite should be mentioned. The development and mineral composition (plagioclase, 17,9 per cent; orthoclase, 50,3; quartz, 31,5; biotite, 0,3) permit the assumption that the original rock has been an acid igneous rock with quartz - orthoclase intergrowth of felsite, granophyre or pegmatite type. This rock in the zone of stronger metamorphism could have given a normal granulite.

K a t a - g n e i s s e s .

Among these rocks special features are shown by graphite gneisses and graphite quartzite - gneisses.

The graphite gneiss from Harańczykowa and sillimanite-graphite quartzite-gneiss from Świnna Poręba are fine-grained, compact rocks of typical granoblastic texture and massive structure. Oligoclase ($An_{19} - An_{24}$) is rare, xenoblastic, as orthoclase rich in muscovite inclusions, both in some cases twinned. Quartz is xenoblastic, nearly platy in habit. Liquid and gaseous inclusions are irregularly disseminated. Undulatory and zonal extinction is more or less clearly visible. Typomorphic graphite forms nearly idioblastic flakes and scales, sometimes hexagonal. Muscovite which replaces feldspars and sillimanite are additional minerals, while among accessories zircon is very frequent, accompanied by magnetite, rutile, apatite and staurolite. The percentage composition varies as follows: plagioclase 5,9—6,3; orthoclase 18,0—12,0; quartz 63,5—75,2; graphite 11,2—2,4; muscovite to 1,1; magnetite and other accessories to 1,9. The original rocks has been an arkose sandstone of argillaceous matrix with admixture of coaly or bituminous substance.

The orthoclase-biotite gneiss from Zagórze is a rare type of rock. Its texture is fine-grained, granoblastic, hornfelsic, the structure is massive. Isometric plagioclase belongs to albite and oligoclase ($An_{10} - An_{22}$); orthoclase showing irregular contours, penetrating neighbouring grains and untwinned. Quartz and biotite possess features characteristic for granulites. Muscovite is idioblastic and exposes signs of elastic deformation. Zircon is very frequent, isometric to prismatic with predominant combination (100). (111). Needle-like apatite, magnetite, and secondary hematite

are also present. The gneiss has following percentage composition: plagioclase 8,9; orthoclase 15,0; quartz 57,8; muscovite 0,2; biotite 17,8; other 0,3. This gneiss is probably of «ortho» type, but it is not excluded that it originates from granitized sedimentary rock.

The orthoclase gneiss, also occurring at Zagórze, is a very rare rock. It is fine-grained to medium-grained rock of a granitoid appearance. The texture is granoblastic or blastogranitoid, the structure is massive. The usual composition: oligoclase and andesine occurring in thick plates or isometric grains, with 22—32 per cent of An content within and 35—40 per cent on the outside; orthoclase similar in habit but xenoblastic, belonging partly to microperthite; microcline more isometric and poorer in inclusions than other feldspars; quartz xenomorphic and forming a mosaic of fine-grained aggregates; muscovite in scales with poikilmats of hematite occurring together with orthoclase and garnet; rare biotite altered in muscovite and iron oxides; garnet occurring in form suggesting that it may be product of biotite alteration. Accessories: magnetite, hematite and apatite. The percentage composition is as follows; plagioclase 24,9; orthoclase 33,6; microcline 6,8; quartz 33,6; muscovite 0,6; biotite 0,1; garnet 0,3; other 0,1. The described gneiss mineralogically corresponds to aplites or aplitic granites.

Granulites

The varieties of these rocks occur in Harańczykowa, Zubakówka and Mucharz. In the contrast with the granulites of the Lower Istebna beds these granulites are more differentiated. However, they possess a normal granulitic texture and the differences are caused only by different degrees of the cataclasis. The usual constituents are always orthoclase, quartz and garnet and minor admixture of plagioclase and biotite; in some varieties either typomorphic sillimanite or kyanite occur, sometimes both these minerals appear. Sillimanite occurs in nearly spherical or ellipsoidal aggregates with criss-cross felted, parallel or radiating arrangement of fibres. There exists connection between sillimanite and fissurity of the rock. Kyanite is idioblastic, platy along (100), without terminal faces. The extinction angle on (010) is $c\wedge Z = 6^\circ$.

Kyanite is sometimes enveloped by a rim of sillimanite fibres. The varieties of granulites containing sillimanite and kyanite are characterised by a variable texture, compact lamellar perthite intergrowth and more flattened habit of quartz, what according to Seng¹⁾ is characteristic for transition facies of granulite massives. Accessories are composed of isometric apatite, magnetite, hematite, short prisms of zircon, cordierite which is altered into muscovite, chlorite and sillimanite; prismatic rutile (sometimes twinned along (101) and (301)) and nigrine. The varieties which contain abundant rutile, belong usually to the sillimanite - biotite granulites and are characterised by a large content of garnet and rutile, relatively slight variation in mineral composition, regular banded structure and parallel cleavage. All the characteristics correspond to the so - called normal granulites of Seng. The quantitative composition of the granulites is shown in table 5.

Table 5.

Rock type	Main components					Accessories					
	Plagio class	Ortho class	Quartz	Bio- tite	Garnet	Iron ores	Ru- tile	Apa- tite	Zir- con	Silli- mani- te	Kya- nite
Granulite:											
Harańczykowa	2,5	54,5	40,8	0,1	2,0			0,1	— 0,2		
Zubakówka	0,8	62,2	34,2	0,2	2,0	—	0,1	—	—	0,1	0,2
Mucharz	3,2	54,1	33,1	1,3	0,7	—	0,4	0,5	—	—	—
Zagórze	3,5	52,2	39,4	0,1	3,3	0,1	0,3	0,1	—	—	—
„	4,3	52,5	40,1	—	3,6	0,1	0,3	0,1	—	—	—
„	2,0	58,4	37,5	—	1,9		0,2	—	—	—	—
Sillimanite-kyanite granulite:											
Mucharz	6,1	66,2	25,8	0,2	1,0	n.d. ²⁾	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1
„	6,3	54,7	37,9	0,1	0,3	n.d.	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1
„	6,7	49,5	42,8	—	0,3	n.d.	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Gneiss-granulite:											
Mucharz	7,0	57,2	28,2	3,4	2,4	0,3	1,2	0,1	0,1	0,1	—
„	8,0	61,1	28,0	6,0	0,7	n.d.	0,1	0,1	—	—	—

¹⁾ Seng, H.: Die Gefuegeeigenschaften von Granuliten, Tschermak's Mitt., Bd. 41, s. 453, 1931.

²⁾ not determined.

From the comparison of the composition and structural and textural features with Seng's classification results the appartenance of granulites provening from Zagórze to the normal granulites, while sillimanite - kyanite granulites from Mucharz belong to the transition facies, and the gneissic granulites to the border facies of granulite massifs.

Granites

The granites occuring in the Upper Istebna beds belong to two types: aplitic granites from Zubakówka and microcline granite known from Mucharz and Zagórze.

The aplitic granite in its typical development is a grey - red, fine - grained rock of granitoid texture and massive structure. Among its constituent plagioclase is spectacular by its thick euhedral plates, strongly clouded. Plagioclase belongs to oligoclase ($An_{23} - An_{25}$) and albite in large margins ($An_3 - An_4$). Orthoclase is euhedral, isometric, kaolinized and strongly impregnated with iron compounds. There is no twinning. In the contrast with those two feldspars, microcline is anhedral and not clouded. Quartz is anhedral and besides magnetite, rare apatite, rutile and zircon, contains gas and liquid inclusions. Biotite in spite of the absence of weathering effects, shows a feeble pleochroism from light - yellow (x) to orange - red - pink ($Y = Z$). Muscovite in scales replaces orthoclase and plagioclase. The probable succession of crystallization has been as follows: 1) oligoclase, biotite; 2) orthoclase; 3) microcline; 4) quartz; 5) muscovite; 6) albite; 7) sericite, kaolinite.

At Zubakówka a rock occurs which as regards its mineral composition should be termed as an aplitic granite although genetically it is connected with migmatic rocks. It is a light - grey, fine - grained rock with layered, lenticular secretions of bluish - grey quartz. Besides hypidiomorphic varying to panallotriomorphic the porphyritic texture also appears, caused by the aggregates of plagioclase grains which do not expose euhedral shapes but appear as resorbed. Plagioclase corresponds to oligoclase ($An_{20} - An_{25}$; maximum up to An_{32}). Orthoclase also forms aggregates of grains, slightly kaolinized and without twinning. Microcline differs from orthoclase by the presence of «drop» - quartz inclusions and

polysynthetic twinning. Quartz shows highly sutured, indented boundaries and distinct undulatory and lamellar extinction. Pseudomorphs of chlorite after biotite are filled with numerous poikilmats of needle-like rutile and iron ores. There is also evidence of baueritisation on those pseudomorphs. Isometric apatite and octahedral magnetite are the only accessories. The described rock resembles a migmatite in which relics of not completely resolved plagioclase have been preserved. The quartz secretions are possibly connected with metamorphic differentiation and belong to the so-called «venites» of Holmquist¹⁾.

Aplitic character is also shown by the muscovite-biotite granites which owing to the predominance of microcline over plagioclase and orthoclase, have been termed microcline granites. They are fine-grained, light-grey with normal granitoid texture and massive structure. Plagioclase is poorly represented; it occurs in thick euhedral plates. At contacts with microcline myrmekite intergrowths are exposed. The core (with kaolinite and sericite inclusions) belongs to acid oligoclase ($An_{12} - An_{15}$), in the outer zones to albite ($An_2 - An_3$; maximum $An_5 - An_8$) which is not clouded. Beside albite twinning there also exists twinning of Manebach type. Orthoclase more automorphic than microcline, occurs in thick plates, strongly altered into sericite and kaolinite. Its twinning is of Carlsbad or Manebach type. Microcline is the most abundant among feldspars; its isometric to thick-platy grains are euhedral only with regard to quartz. Microcline contains gas and liquid inclusions, apatite needles and albite inclusions of «rod perthites» type. Rare twinning is according to Carlsbad, Manebach and Baveno law. Xenomorphic quartz possesses streaks of gas and liquid inclusions, which cross each other under varying angles, and also rare topaz inclusions. Biotite is euhedral forming thick plates, intergrown in an oriented manner by muscovite and showing pleochroism: yellow-grey (X), green-brown to black ($Y = Z$) in the variety from Zagórze, and yellow (X), red-brown ($Y = Z$) in the variety from Mucharz. Muscovite occurs either in inde-

¹⁾ Holmquist, P. J.: Typen und Nomenklatur der Adergesteine, Geol. Fören. i Stockholm, Förhandl. 43, 1921.

pendent euhedral plates or in symplectic aggregates together with quartz and microcline, which seem to corrode plagioclase and orthoclase grains what in the end leads to an irregular mixture of microcline, quartz and prevailing muscovite. Apatite and zircon are main accessories. In table 6 the quantitative composition of the granites of Upper Istebna beds is shown.

Table 6.

Rock type	Main components						Accessories		
	Plagioclase	Orthoclase	Microcline	Quartz	Biotite	Muscovite	Apatite	Iron ores	Zircon
Aplitic granite:									
Zubakówka I	31,1	43,8	6,0	17,2	1,9	—	n. d.	n. d.	—
„ II	25,2	38,6	3,9	31,1	0,4	0,8	—	n. d.	—
Microcline granite:									
Zagórze	24,7	13,4	30,7	27,3	1,3	2,4	0,1	—	—
Mucharz	5,6	19,8	32,3	31,8	4,0	6,5	n. d.	n. d.	n. d.

Granite porphyries (granophyres)

Under this term rocks of various origin (extrusive, hypabyssal and especially subvulcanic) are collected. In all these rocks, plentiful in Mucharz, Zagórze nad Zubakówka, granophyric intergrowths are beautifully developed, therefore the discussed rocks are also termed as granophyres. In their typical form they are in hand specimen grey, mottled rocks with not numerous phenocrysts enveloped by dense or fine-grained matrix. The texture is holocrystalline-porphyrific with granophyric or poikilitic development of the groundmass. Plagioclase occupies the first place among phenocrysts owing to its euhedral and tabular grains. Plagioclase as a rule is altered, particularly in the internal parts of grains, into its secondary products as kaolinite, sericite, calcite, epidote, quartz and iron ores. Normally it is an oligoclase or andesine ($An_{23} - An_{32}$). In the external parts (in unweathered rim) of grains of some varieties the presence of more acid plagioclase ($An_{15} - An_{18}$) has been stated. Orthoclase is also euhedral, but the size of its prismatic or rarely isometric grains is of mi-

microliths dimensions. It is kaolinized but kaolinization has not attacked its large concentric albite rims. Albite in the shape of »patch and veins perthites», and calcite filling up the interiors of microcliths are also present. The albite rims pass outwardly into granophyric intergrowths of quartz, orthoclase and albite, which envelops them in form of spherulites. Orthoclase also forms micropegmatite intergrowths with quartz; these intergrowths exhibit a texture resembling the normal graphic texture of pegmatites. Quartz is present only in the groundmass filling interstitial spaces left after the consolidation of eutectic mixture. Euhedral biotite occurs in thick or thin flakes (in form of microliths); this shape is declining when biotite passes into clinocllore, often developed as spherocrysts. Biotite phenocrysts occasionally include numerous needle-like inclusions of rutile (often as sagenite network) and iron ores, concentrated in opacite rims. Traces of bleaching and signs of protoclasis are fairly numerous. The original pleochroism of biotite exhibits colours from yellow (X) to dark-brown with red (Zagórze) or olive (Zubakówka) tint. Among accessory minerals calcite (with magnetite grains) is particularly numerous, apparently of xenolithic origin, iron ores (magnetite) and prismatic apatite. The groundmass is developed mainly as granophyric intergrowth of feldspars and quartz of spherical, oval (axioliths) or irregular, feathered, bushy, a. s. o. shape. Phenocrysts of plagioclase are centres of these intergrowths. Beside granophyric intergrowths there are in the groundmass also those of micropegmatite or poikilitic type and local microgranitoid aggregates of feldspars, biotite and quartz. The consolidation of granophyres ran in two not sharply divided stages: in the first stage with slow crystallization, biotite and plagioclase have been formed; in the subsequent stage owing to more or less sudden change of conditions the rest of constituents crystallized as feldspar-quartz granophyric intergrowth interspersed with microliths.

The syenite-biotite porphyry occurring only in Świnna Poręba is closely related with the above described granophyres. In this rock large phenocrysts of white orthoclase and biotite are visible in hand specimen. In thin section holocrystalline-porphyrific texture can be noticed while the groundmass is microgranitoid. Rare plagioclase is also forming

phenocrysts (4,2 per cent of phenocrysts). They are idiomorphic, forming thick plates while the plagioclase of the groundmass occurs in short prisms. Chemically plagioclase corresponds to acid and basic andesine ($An_{38} - An_{42}$) with narrow albite rim (ca. An_8). Orthoclase which is exceptionally idiomorphic occurs in thick prisms, thick plates or is isometric (only in groundmass). Some grains are corroded. Nearly all grains are kaolinized and sericitized. The dominating twinning is of Carlsbad type, less frequent are Manebach twins, and Baveno type is very rare. Perthite intergrowth are common. Orthoclase constitutes 78 per cent of phenocrysts. Quartz is also idiomorphic but usually strongly corroded. Crystallographically quartz forms a combination of hexagonal pyramid with short prism. Quartz content is only 1,3 per cent. Biotite forms euhedral plates, occasionally slightly protoclased with numerous magnetite inclusions (caustic action of magma), partly in opacite rims and rutile in sagenite webs. Round the infrequent zircon inclusions no radioactive haloes are visible. Pleochroism strong in colours from light - yellow (X) to nearly black with red - brown tint ($Y = Z$). Accessories: magnetite, apatite, zircon and titanite.

Liparites and andesites

These rocks are infrequent, occurring only at Mucharz and Zagórze. The liparites can be separated into two different varieties.

The felsitic liparite from Mucharz is a dark grey rock with rare phenocrysts of feldspars and biotite enveloped by dense microfelsitic groundmass with subconchoidal fracture and hornfels appearance. Euhedral plagioclase occurring in thick tabular phenocrysts belongs to acid andesine (An_{24}) in the core and basic oligoclase (An_{28}) in the rim. Sanidine also occurs in phenocrysts, contains gas and glass inclusions and less frequent inclusions of sericite, kaolinite, apatite and zircon. Biotite is euhedral and pseudo-hexagonal; it exhibits a strong pleochroism from light - yellow - brown (X) to dark brown, nearly black ($Y = Z$). Microfelsitic groundmass is feebly transparent, consisting of very small (up to 0,05 mm) scales, fibres and granules which only in parallel or radial

arrangement show distinct birefringence. Sometimes there exists an appearance of flow structure of the groundmass caused by the zonal arrangement of ore pigments (magnetite).

The spherulitic liparite from Zagórze is a rock related to granophyres. The rock may also be called a spherulite (fels) as is composed of not numerous, small phenocrysts of feldspars and biotite enveloped by the spherulitic-felsitic groundmass. Phenocrysts are composed of plagioclase which is strongly clouded (with kaolinite, sericite and ores) and contains beside quartz, chlorite and albite inclusions. Plagioclase belongs to andesine (An_{24}) and not clouded albite (An_9) in outer rims of grains. Plagioclase occurring in some parts of the groundmass of microgranitoid texture corresponds to albite with 10 per cent in An content. Prismatic phenocrysts of orthoclase are nearly completely replaced by sericite and kaolinite excepting the rejuvenated rims. The same composition as the feldspar of these rims is shown by the feldspar laths constituting the groundmass; they show square sections, $0,02-0,05 \times 0,05-0,7$ mm wide and long, and may be considered as typical forms of growth similar to skeletal crystals. Such forms result from a considerable afflux of substance, for instance due to diffusion currents and by sudden checking of the growth of quickly growing crystal owing to the overcrossing of the viscosity of the fluid. Quartz is anhedral, biotite phenocrysts are partly changed into clinoclone and filled with iron ores inclusions. Zircon, apatite, and particularly common magnetite are accessory minerals. The groundmass is chiefly composed of spherulitic aggregates (80 per cent of the surface in thin section), which as a matter of fact consists of beams exhibiting cryptocrystalline, microfelsitic texture (felsospherulites). Some spherulites show feldspar and quartz fibres and accordingly should be treated as pseudospherulitic cryptographic intergrowths. Phenocrysts and microliths are usually centres of the spherulitic growth. Felsitic mass fills the space between spherulites, passing in places into granophyric or microgranitoid matrix.

The hornblende-augite-biotite andesite from Mucharz is commagmatic with the above described liparites. This rock possesses holocrystalline-porphyritic texture with nearly trachytic development of the groundmass. The

rock is composed of plagioclase occurring in platy phenocrysts, to a different degree replaced by aggregates of sericite, kaolinite and gibbsite. Quartz, albite and calcite are other minerals forming inclusions. Calcite appears in the cores of more basic feldspars, which as a rule exhibit zoning. Plagioclase of the groundmass are less altered and presumably much more acid. The advanced degree of weathering renders impossible the determination of anorthite content in feldspars. Quartz in anhedral grains is very rare in the groundmass (0,3 per cent). Biotite forming thick plates with corroded edges contains numerous ore grains along boundaries and cleavage planes. It also contains apatite and sagenite webs. The presence of these inclusions while any evidence of chloritization is lacking, is due to the caustic action of magma. Biotite is pleochroic from pale - yellow (X) to dark chocolate - brown with red tint (Y = Z). Some of biotite plates exhibit protoclasia. Among phenocrysts pseudomorphs consisting of calcite, chlorite, ores and epidote occur, possessing the habit of elongated prisms (after hornblende?) or nearly isometric grains (after augite?). They are quite frequent (30 per cent). Among accessories magnetite is fairly frequent as dendritic or skeletal crystals and apatite sometimes in euhedral, hexagonal cross - sections.

The percentage composition of the exotic blocks occurring in the Istebna beds is shown in table 7.

IV. CONCLUSIONS

A) The comparison of the Lower and Upper Cretaceous exotic blocks

From the vertical and regional repartition of exotic boulders in the Wadowice area the following conclusions can be made:

There is a striking contrast in the composition of exotic blocks in the Lower and Upper Cretaceous. The Lower Cretaceous exotica are characterised by a poor development of gneisses and the appearance of granitic (muscovite - biotite granite of tonalite type) and extrusive (porphyrites, augitophyres) rocks different from the rocks occurring in the Upper

Table 7.

Place	Petrographic type of rocks								
	Epi- gnei- sses	Meso- gnei- sses	Kata- gnei- sses	Gra- nulites	Granites		Granite porphy- ries a. s. o.	Lipa- rites a. s. o.	Other rocks
					aplitic	musc.- biotite			
Góra Żar	4	83	7	2	—	—	—	—	4
Podlesie	10	15	7,5	27,5	10	25	—	—	5
Brody	10	55	3	12	—	15	—	—	5
Izdebnik	10	50	—	—	—	32,5	—	—	7,5
Leńcze	2	5	12	15	—	30	—	—	35
Ostra Góra	32,5	12,5	5	15	7,5	17,5	—	—	10
Harańczy- kowa	4	86	—	2	2	—	—	—	6
Zubakówka	—	76	5	4	5	—	5	—	5
Świnna Po- ręba	31	25	—	30	—	—	—	—	14
Mucharz	47,5	5	4	13	2	—	5,5	—	23
Zagórze	31	10	37	12	1	—	2	—	7

Cretaceous. In the Upper Cretaceous the predominant rocks belong to metamorphic rocks as various epi-, meso- and kata-gneisses, granulites and quartzites; there also occur aplitic granites, granulites and muscovite - biotite granites of monzonite type and a suite of hypabyssal rocks closely related to the granitic rocks composed of granite and syenite porphyries, kersantites apart from a small admixture of rare extrusive rocks (liparites, andesites). The only rocks occurring both in the Lower and in the Upper Cretaceous beds are sericite - albite gneisses and liparites. However these rocks are not of special significance for the comparison as the mineralogical composition of epi - gneisses is very variable and the repartition of liparites is normally wide.

The comparison of the exotic blocks from the two members of the Upper Cretaceous, i. e. between the Lower and Upper Istebna beds is difficult because only one point of the exotica occurring in the Lower Istebna beds is examined, while several places have been examined from the Upper Istebna beds. On the whole, however, can be said, that there is no difference in composition of the exotic blocks of the two members of the Upper Cretaceous.

Because the exotica - bearing beds of the Lower Creta-

ceous belong to another tectonic unit than the exotic blocks of the Upper Cretaceous, namely the first occur in the Woźniki nappe and the second in the Silesian nappe, the same can be said about the difference of their exotic blocks what has been said about the difference between the Lower and Upper Cretaceous. Both unit exhibit great differences in the composition of their exotic blocks.

In the composition of the Upper Istebna beds some regional differences may be observed. It is visible when comparing the Upper Cretaceous exotica occurring in the tectonic units of the second order, such as the blocks of Mały Beskid, of Lanckorona and Radziszów Uplands. These differences may have been due partly to the distance from the shore and the length of transport during which the different resistance of transported rocks to the abrasion and the degree of their weathering played some part in the selection of pebbles and blocks, but generally they may be ascribed to the differences in the composition of the shore line from which the material has been brought. In the units of the Lanckorona and Radziszów Uplands there occur such rocks like monzonite granites and related hypabyssal (dyke) rocks as kersantites, and migmatites which are absent in the unit of Mały Beskid. On the contrary in the unit of Mały Beskid aplitic and microcline granites, liparites and andesites, which are lacking in eastern units occur in fairly large quantity. These differences do not deny the observation that there exists a close resemblance in the metamorphic rocks occurring in all secondary units of the Silesian nappe. One can presume that the differences may be caused by a somewhat deeper level of denudation in this part of the continent from which the exotic blocks of the Lanckorona and Radziszów Upland have been transported.

B) Comparison with other exotic blocks

From the Wadowice area one of the most interesting exotic rock has been described, namely the granite from Bugaj, examined by S. K r e u t z (1927, p. 395). This rock occurring in large blocks, exhibits a coarse-grained, porphyritic texture. Its feldspars are either orthoclase and microcline

(both with perthite intergrowth) or plagioclase with 28,5 per cent in An content. Biotite shows pleochroism from light-yellow to red-brown and contains zircon inclusions always with radioactive haloes. The mineral composition calculated from analysis is as follows: plagioclase 43 per cent; orthoclase and microcline 17,5 per cent; quartz 38; biotite 10,3; other 4 per cent. These data indicate that there is a resemblance between the granites from Woźniki and Barwałd and the Bugaj granite. The fine-grained texture and development of «schlieren» in Barwałd and Woźniki granites indicate that these granites formed the outer zone of a granite batholith while the porphyritic granite from Bugaj descends from transition zone to the batholithic core (Keppel¹⁾).

S. Kreutz has also described a few granitic or porphyritic rocks collected by Rychlicki around Lanckorona and Zarzyce Wielkie. The granitic rocks belong to the Bugaj type while the porphyries are related to the Barwałd porphyry. The pebbles collected by K. Maślankiewicz (Kreutz, l. c., p. 425) at Izdebnik and Sułkowice are related or identical with rocks of monzonite type described in the present paper.

There exists a close resemblance between rocks collected from the Istebna beds by Kreutz in Barański Las near Węgierska Górka (Nowak, 1927, p. 102) and the exotic rocks of the Wadowice area from the same horizon. The microcline granite, granulite and two-mica granite-gneisses from Barański Las may correspond to similar rocks of Zagórze and Mucharz.

Farther to the west, exotic blocks have been described by V. Zoubek from Jabłonków Pass (Istebna beds). The rocks in question are composed of a muscovite-biotite orthogneiss (oligoclases strongly albitized, abundant microcline and accessory garnet) and porphyries (with acid albitized phenocrysts of plagioclase enveloped by granophyric intergrowth). These rocks may be related to similar rocks described in this paper.

K. Maślankiewicz has examined (Nowak, l. c., 1927, p. 106) exotic rocks occurring in the Babice fold. Among

¹⁾ Keppel, D.: Concentric pattern in the granites..., Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 51, p. 971, 1940.

these rocks various extrusive rocks such as porphyries, porphyrites, olivine diabases and diabases without olivine, andesites, liparite breccia and also microcline granites have been described. These extrusive rocks may correspond to porphyrites and augitophyres from Woźniki and Barwałd and to andesites and liparites in Mucharz and Zagórze.

Among rocks described by A. Gawel from the Sannok district the granophyres (1932, p. 145) exhibit features resembling similar rocks from Zagórze.

C) Hypothetical structure of the Praecarpathian crystalline range

The examined rocks permit only a limited reconstruction of the Praecarpathian range in a narrow boundaries as they have been collected in a comparatively small area, only from Cretaceous and two tectonic units.

A crystalline range must have extensively been eroded during the Upper Cretaceous, supplying a great quantity of exotic pebbles to the Istebna beds. According to M. Książkiewicz (1937, p. 493) in the Middle Cretaceous an uplifted Praecarpathian range divided an uniform sedimentary Flysch basin into two troughs: a southern in which sediments of the Magura nappe have been deposited and a northern basin where the Godula and Istebna facies have been laid down. The northern basin particularly abounds in exotic rocks.

An attempt of reconstruction of this range may be based on the structure of the crystalline area of Moldanubicum and Moravian - Silesian zone as presented by F. E. Suess (1926, p. 2). Presumably the Praecarpathian have been build up in a similar manner, consisting of three zones: 1) an external zone of non - metamorphic rocks with folded and thrust structure; 2) an intermediate zone of metamorphosed rocks with folds and thrusts; 3) a deeper zone with intrusive tectonics.

The external zone of the Praecarpathians has been composed of sedimentary rocks as limestones, dolomites, dark shales with carbonaceous substance, quartzites and siliceous shales. This sedimentary cover has been penetrated by numerous dikes of extrusive rocks either in volcanic (effusive)

facies (augitophyres of amygdaloidal structure) or subvolcanic resp. hypabyssal facies (granite and syenite porphyries, kersantites). The age of the sedimentary cover may be regarded as Upper Palaeozoic. The cataclasis of the constituents in the rocks of this zone is either very slight or not existing at all. The exotic rocks of this zone are very abundant in the Wierzowice shales.

The intermediate zone was composed of metamorphic rocks of sedimentary or igneous origin. The sedimentary rocks must have been mostly of argillaceous and arenaceous composition with abundant carbonaceous matter, and igneous rocks were acid extrusive rocks. Metamorphism and granitization have altered these rocks. The absence of carbonate rocks in this zone is striking. The predominance of argillaceous and sandy sediments and acid igneous rocks is the cause that gneisses of «ortho» type are products of metamorphism and granitization in this zone. This type is visible in all three zones of metamorphism: in each zone there occur rocks of sedimentary clastic origin and extrusive acid rocks. In the zone *epi* they are represented by para-schists, sericite-albite gneisses, diaphorised ortho-gneisses and porphyroid rocks, in the zone *meso* beside normal ortho-gneisses, by mica para-schists and some feldspathized «ortho»-gneisses and in the *kata*-zone by granoblastic gneiss of hornfels appearance (permeation-gneiss), sometimes with augen structure, migmatites and granulites. The stages of progressive metamorphism may well be traced in the alteration of clastic sediments. In the first stage rocks have been dynamically and in part regionally metamorphosed, subsequently permeated with feldspar-bearing solutions; they have firstly been albitized and at a later stage after potash accession feldspathized. Together with permeation the rocks have been changed in the structure and texture according to the rock series of Balk and Barth¹⁾: [(sediment) — slate — schist — gneiss — augen gneiss — (intrusive granite)], through injection gneiss (with lit-par-lit structure) into feldspathized gneiss equigranular and massive, subsequently into augen gneisses (not very frequent with microcline augen), migmatites with nebulitic texture and normal

¹⁾ Balk, R., & T. F. W. Barth: Structural and petrologic studies in Dutchess County, N. Y., Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 47, p. 834, 1936.

«intrusive granites». The acid extrusive rocks have also been changed in the same direction but in not the same manner. In the transitional stage they have been metamorphosed into porphyroids, some meso-gneisses of ortho-type and probably granulites, regarded as belonging to the kata-zone. They are, however, in contrast to hybridal pelitic gneisses, only slightly or not changed at all and do not belong to proper syntectonic gneisses of Balk and Barth but they represent rocks which presumably underwent a solid diffusion (Perrin and Roubault, 1937, 1939, vide Read, 1948) or a diffusion with the assistance of mobile medium (volatile agent). Assuming that granulites have originally been acid extrusive rocks, particularly those of felsitic resp. granophyric texture, one must admit that their texture and structure have only been slightly altered. The alteration is only visible in some enlargement of size of constituents as can be seen in the felsitic and granophyric intergrowth altered into dense mutually penetrating aggregates of quartz grains and albite-rich microperthite.

In the metamorphosed zone there are no carbonate rocks in originally sedimentary rocks; no mafic igneous rocks are in this zone represented either. The age of the metamorphic rocks may be regarded as Algonkium or Early Palaeozoic. The epimetamorphism as well as katametamorphism (synorogenic granitization) of this zone may be connected with Caledonian or Hercynian orogeny.

In the zone of intrusive tectonics three types of granitic rocks related to various stages of orogeny may be discerned in the Praecarpathians. Departing from the Wahl's classification of prim-orogenic and ser-orogenic granites, corresponding to prae-tectonic and post-tectonic intrusions of S u e s s (l. c., p. 180), the muscovite-biotite granites and granite-gneisses from Woźniki and Barwałd (related to the tonalite type) should be regarded as prae-tectonic. This is proved not only in the mineral composition of these granites but also the association with mafic (biotite-rich) injection-gneisses, resp. «schlieren»-granite belonging to the border zone of a batholith and a poor development of aplites and pegmatites.

In contrast with those granites, the granitites of granodioritic or monzonitic character, known only from the Istebna

beds would correspond to ser- or post-orogenic intrusions. No gneissose structure is visible in these rocks, while porphyritic texture is frequently developed. Besides they are accompanied by aplitic microcline granites and pegmatites. These granitic rocks probably have formed centres from which migmatite front moved outwards. It is remarkable that these granites often pass into leucocratic varieties rich in potash of palingenetic nature; this refers to the aplitic granites from Zubakówka and microcline granites from Mucharz and Zagórze.

The third type of granite was probably connected with a later stage of orogeny, when actually intrusive bodies of hypabyssal granites have been formed. Basing on the analogy with the Little Carpathians and other Central Carpathian where intrusiva of strongly differentiated magma (from muscovite-biotite granites to diorites) are known, some igneous rocks from the Wadowice area with no schistosity as for instance the quartz-mica diorite from Barwałd may be treated as belonging to normal intrusive rocks. To this intrusive cycle also extrusive rocks penetrating the sedimentary cover may be corresponding. The porphyrites and augitophyres from Barwałd and Woźniki may be regarded as such rocks, presumably a little younger than the intrusive bodies.

When comparing the above pictured composition of the Praecarpathian range with Central Carpathian region or with the Moravian zone, one can notice, among previous lately metamorphosed rocks, the absence of mafic extrusive rocks and tuffs (difference with the Central Carpathians) and of limestones (difference with the Moravian zone). At the same time there are analogies between the Praecarpathians and the Central Carpathian region in existence of argillaceous and arenaceous sediments rich in carbonaceous matter and metamorphosed to various degrees.

Geological Department, Jagellonian University of Cracow.

BIBLIOGRAPHY

1. Gawęł A., (1931) Granite aus den Krosnoschichten in der Umgebung von Sanok, Bull. d. l'Acad. Pol. des Sc. et d. L., Série A. Cracovie. —
2. Gawęł A., (1932) Granophyre und Porphyre aus den Flyschkarpaten

in der Umgebung von Sanok, Bull. d. l'Acad. Pol. des Sc. et d. L., Série A, Cracovie. — 3. Kreutz St., (1927) Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven, Bull. de l'Acad. Pol. des Sc. et d. L., Série A, Cracovie. — 4. Książkiewicz M., (1932) Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. (Der Bau der randlichen Wadowicer Beskiden und ihr Verhältnis zum Vorlande), Rocznik Pol. Tow. Geol., t. VIII, z. 1, Kraków. — 5. Książkiewicz M. i Gawel A., (1936) Porfiryty z Karpat Zachodnich, Rocznik Pol. Tow. Geol., t. XII, Kraków. — 6. Książkiewicz M. i Skoczylas-Ciszewska K., (1937) Ein Vergleich des Wiener wald-Flysches mit dem Karpathen-Flysch, Bull. d. l'Acad. Pol. des Sc. et d. L., Série A, Cracovie. — 7. Książkiewicz M., (1949) Występowanie orbitolin w dolnej kredzie okolic Wadowic. Biuletyn Państw. Inst. Geologicznego. Nr w druku, Warszawa. — 8. Nowak J., (1927) Zarys tektoniki Polski, Kraków. — 9. Suess F. E., (1926) Instrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge, Berlin. — 10. Zoubek V., (1931) Caractéristique de quelques roches cristallophylliennes et éruptives des galets exotiques des conglomérats sénoniens et paléogènes des Carpathes Occidentales, Knihovna St. Geol. Ust., Čes. Rep., Sv. 13 A., Praha. — 11. Zoubek V., (1937) Le Cristallin des Carpathes Tchécoslovaques, Bull. de la Soc. Géol. de France, Vol. 7, Paris.

EXPLANATION OF PLATE II

Fig. 1. *Olivine augitophyre* from Woźniki. Serpentinised phenocryst of olivine impregnated with iron compounds and carbonates. Crystals of augite, iron ores and biotite also visible. Normal transmitted light. $\times 70$.

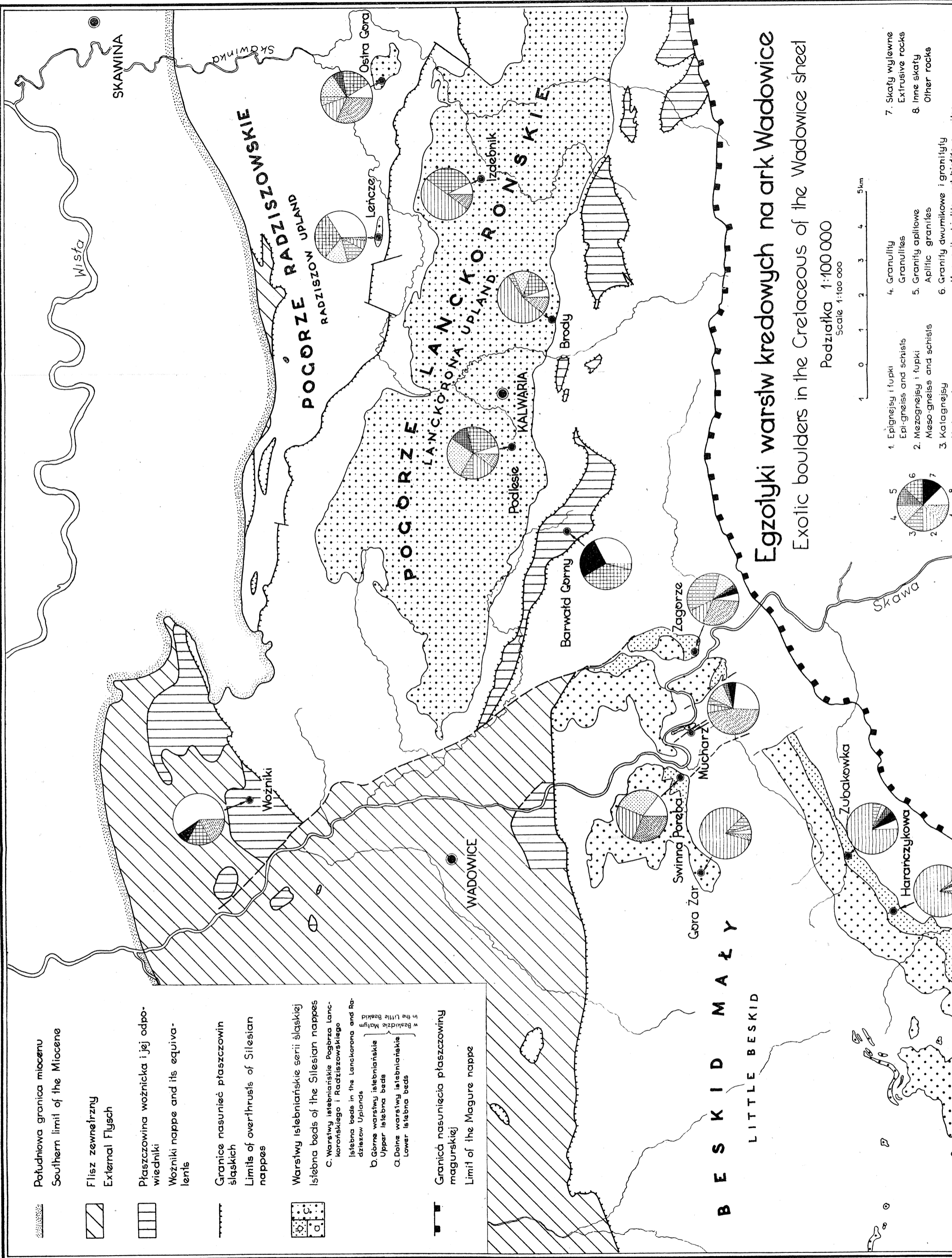
Fig. 2. *Graphite quartzite-gneiss* from Mount Żar. Turbid, grey grains of feldspars and flakes of graphite in quartz matrix. Normal transmitted light. $\times 70$.

Fig. 3. *Muscovite-biotite gneiss* from Harańczykowa. Vermicular myrmekite intergrowth of quartz in plagioclase enveloped in microcline (with «cross-hatched» structure). Crossed nicols. $\times 70$.

Fig. 4. *Granulite* from Zubakówka. Grains of kyanite with perfect cleavage // (100) with sillimanite rim surrounded by perthite and quartz. Crossed nicols. $\times 38$.

Fig. 5. *Granophyre* from Zagórze. Large euhedral phenocryst of plagioclase, strongly altered in the internal part, surrounded by a rim of granophyric intergrowth of feldspar and quartz. On the right side dark fan-like sphaerocrysts of chlorite. Crossed nicols. $\times 24$.

Fig. 6. *Spherulitic liparite* from Zagórze. Felsitic spherulite penetrated by feldspar microliths (square laths in transversal, fork-like in longitudinal section) and chlorite (black plates, pseudomorphic after biotite). Crossed nicols. $\times 70$.



- - - - - Południowa granica miocenu
 Southern limit of the Miocene
 ▨ Flisz zewnętrzny
 External Flysch
 ▨ Płaszczyzna woznicka i jej odpowiedniki
 Woznicki nappe and its equivalents
 - - - - - Granice nasunięć płaszczowin śląskich
 Limits of overthrusts of Silesian nappes
 [Diagram of boulder types] Warsiwy iściebniańskie serii śląskiej
 Iściebna beds of the Silesian nappes
 C. Warsiwy iściebniańskie Pogorza Lanc-
 koronńskiego i Radziszowskiego
 Iściebna beds in the Lancarkona and Ra-
 dziszow Uplands
 D. Górne warstwy iściebniańskie
 Upper iściebna beds
 A. Dolne warstwy iściebniańskie
 Lower iściebna beds
 - - - - - Granica nasunięcia płaszczowiny magurskiej
 Limit of the Magure nappe

B E S K I D M A Ł Y
LITTLE BESKID

Egzotyki warstw kredowych na ark. Wadowice
Exotic boulders in the Cretaceous of the Wadowice sheet

Podziafka 1:100 000
Scale 1:100 000

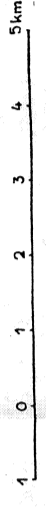
1 0 1 2 3 4 5 km

- | | | |
|--|--|-------------------------------------|
| 1. Epiognejsy i łupki
Epi-gneiss and schists | 4. Granulity
Granulites | 7. Skaty wylewne
Extrusive rocks |
| 2. Mezognejsy i łupki
Meso-gneiss and schists | 5. Granity apłtowe
Aplitic granites | 8. Inne skaty
Other rocks |
| 3. Katagnejsy | 6. Granity dwumikowe i granulity
Microcline biotite and plagioclase
granulites | |

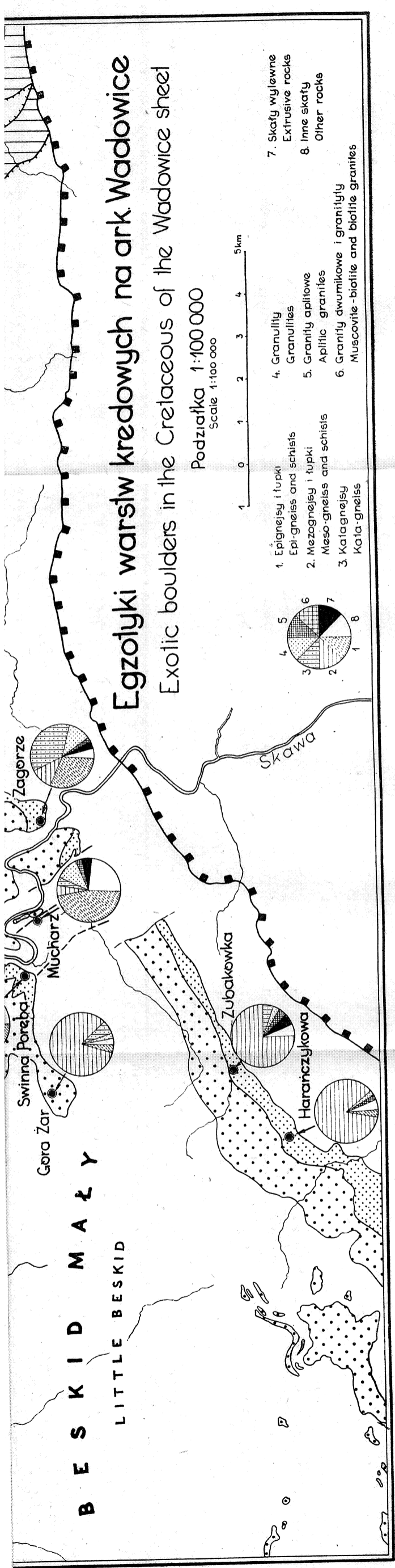
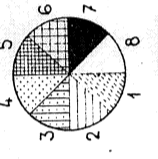
B E S K I D M A Ł Y
LITTLE BESKID

Egzotyki warszawskie kredowych na ark. Wadowice
Exotic boulders in the Cretaceous of the Wadowice sheet

Podziałka 1:100 000
Scale 1:100 000



- 1. Epignejsy i łupki
Epi-gneiss and schists
- 2. Mezognejsy i łupki
Meso-gneiss and schists
- 3. Katagnejsy
Kata-gneiss
- 4. Granulity
Granulites
- 5. Granity apłitowe
Aplitic granites
- 6. Granity dwumikowe i granityły
Muscovite-biotite and biotite granites
- 7. Skaty wylewne
Extrusive rocks
- 8. Inne skaty
Other rocks



T. Wieser. (Geologia wd. M. Książkiewiczza)
(Geology after M. Książkiewicz)

