

KONRAD KONIOR

Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego

STRESZCZENIE: Na podstawie nowych obserwacji poczynionych w kamieniołomie na Goruszce koło Grodzca autor stwierdził, że cieszynity tworzą nie tylko sille lecz i dajki z wszelkimi możliwymi przejściami pomiędzy tymi formami. Wyniki licznych w tym obszarze wierceń ustaliły, że intruzje cieszynitowe występują nie tylko w warstwach cieszynskich płaszczowiny cieszynskiej — jak to znane było z powierzchniowych badań — ale również w płaszczowinie podśląskiej, a wreszcie nawet w utworach autochtonicznego miocenu. Próbkę pobrane z warstw sąsiadujących z intruzją cieszynitową w miocenie wskazują na ich dolno-tortonński wiek. Ponieważ warstwy miocenne w pobliżu żył cieszynitowych ulegają zazwyczaj kontaktowemu przeobrażeniu, intruzje magmy cieszynitowej muszą być młodsze, a więc górnowiązględnie potortonńskie. Pewne dane i obserwacje wskazują na to, że „zjawisko cieszynitowe“ mogło przebiegać w dwóch fazach. W takim przypadku w górnym tortonie względnie po tortonie miała miejsce druga, młodsza faza intruzji. Wiek fazy pierwszej, starszej należałoby odnieść do okresu pooligocenińskiego, do momentu przed nasunięciem płaszczowin cieszynskiej i podśląskiej na miocen.

WSTĘP

Charakterystyczną właściwość Śląska Cieszyńskiego i obszarów przyległych stanowią intruzje zasadowych skał magmowych określanych potocznie ogólną nazwą cieszynitów. Tworzą one żyły o grubości od kilku centymetrów do kilkunastu i więcej metrów, najczęściej wśród warstw cieszynskich. Skały magmowe Śląska Cieszyńskiego były przedmiotem szczegółowych opracowań O. Pacáka (1926) i K. Smulikowskiego (1929, 1930), dzięki czemu sprawa ich petrografii i systematyki została w dużej mierze wyjaśniona. Gorzej przedstawia się do tej pory sprawa ustalenia wieku intruzji, brak było bowiem dostatecznych w tym kierunku dowodów. W chwili obecnej w wyniku przeprowadzenia na tym obszarze kilkudziesięciu głębokich wierceń znalazły się nowe fakty, które zdają się stanowić podstawę do rewizji dotychczasowych na ten temat poglądów. Przystępując do przedłożenia tych faktów wyrażam serdeczne podziękowa-

nie Prof. Dr. A. Gawłowi za przejrzenie szlifów, Mgr W. Porębskiej za opracowanie mikrofauny, J. Janikowi oraz Mgr. I. Gućwie i Mgr J. Szczurowskiej za wykonanie zdjęć fotograficznych.

BUDOWA OBSZARU WYSTĘPOWANIA CIESZYINITÓW NA POWIERZCHNI

Bardziej zwarty obszar występowania dość częstych aczkolwiek porzrzucanych intruzji skał magmowych typu cieszyńskiego rozciąga się w granicach Państwa od doliny Olzy po okolicę Czańca na S od Bulowic. Na starszych mapach najdalej ku wschodowi wysunięte wystąpienia tych skał znaczone w okolicy Hałcnowa koło Białej. Dalsze ku wschodowi wystąpienia, a mianowicie w okolicy Podlesia i Czańca stwierdził autor kilka lat przed wojną. W okolicy Podlesia odsłania się w związku z górnymi łupkami cieszyńskimi czarna, twarda i świeża, drobnoziarnista skała typu cieszyńskiego, natomiast w okolicy Czańca znajduje się już tylko rozsypliwa zwietrzelina cieszynitowa.

Ze względu na uproszczenie terminologii używać będę w niniejszej pracy nazwy cieszyńskie, zastrzegając się jednak, że określa ona to całe bogactwo typów skał, jakie na podstawie szczegółowych badań ustalił w omawianym rejonie K. Smulikowski (1929, 1930).

Większość dotychczas znanych wystąpień cieszyńskich obserwowana była już przez K. Smulikowskiego. Nie należy więc oczekiwać, aby liczba wyróżnionych przez tego autora typów magmowych mogła się powiększyć przy dalszych badaniach¹.

Występowanie intruzji cieszyńskich związane jest na omawianym obszarze z dolno-kredowymi warstwami cieszyńskimi, a mianowicie łupkami cieszyńskimi dolnymi, wapieniami cieszyńskimi i łupkami cieszyńskimi górnymi. Intruzje w dolnych łupkach cieszyńskich stanowią 18,3% ilości wszystkich zanotowanych dotychczas punktów wystąpienia cieszyńskich na tym obszarze, wapień cieszyński zawierają najmniej bo za ledwie 8,2%, natomiast najwięcej intruzji bo aż 73,5% występuje w łupkach cieszyńskich górnym.

Warstwy cieszyńskie zawierające intruzje skał magmowych wchodzą na omawianym obszarze w skład jednej z głównych tektonicznych jednostek, a mianowicie wyróżnionej przez J. Nowaka (1927) płaszczowiny cieszyńskiej. Składa się ona z kilku nasuniętych na siebie podjednostek niższego rzędu o charakterze dygitacyjnym wyróżnionych przez K. Koniora

¹ W dniu 21 maja 1958 r. podczas pobytu wraz z Prof. A. Gawłem w wyrobisku na Goruszcze koło Grodzca odkryliśmy wśród zwietrzałego cieszyńskie jednej z intruzji szaro-popielatą skałą drobnoziarnistą, odbiegającą już zewnętrznym wyglądem od ogólnie znanych odmian cieszyńskich. Prof. Dr A. Gaweł podejrzewa, że skała ta może być porfirytem. Dalsze badania umożliwią sprecyzowanie jej stanowiska w systematyce.

(1931) i M. Książkiewicza (1932). Miejscami jednostki wyższe powodują całkowite nawet wyciśnięcie jednostki najniższej. Dwie główne, najbardziej zewnętrzne i najniższe dygitacje posiadają największe znaczenie w budowie płaszczowiny cieszyńskiej, zajmując największy obszar. W ich obrębie położone są nieomal wszystkie znane intruzje cieszyńskie.

Przypuszczalny północny brzeg płaszczowiny cieszyńskiej zaznaczony został na fig. 1 na podstawie badań M. Książkiewicza (1932, 1937), autora (1931, 1937, 1938), oraz wyników wierceń przeprowadzonych już w okresie powojennym. Linia brzegowa tej jednostki zdaje się potwierdzać wyrażone jeszcze w roku 1931 przypuszczenie autora co do ukośnego zanurzania się tej jednostki pod płaszczowinę godulską. Równocześnie, zwłaszcza we wschodniej części obszaru zwraca uwagę cały szereg półokien i okien tektonicznych, wskazujących na bardzo płytkie położenie warstw cieszyńskich, a zwłaszcza zepchniętych ku północy łupków cieszyńskich górnych leżących na warstwach młodszych, na które nasunięta jest płaszczowina cieszyńska. Osady czwartorzędowe pokrywają starsze utwory płaszczem przekraczającym 30 m miąższości, dzięki czemu nakreślony na mapie brzeg płaszczowiny cieszyńskiej może być tylko przybliżony i posiada charakter orientacyjny. W części zachodniej brzeg płaszczowiny cieszyńskiej odtworzony został na podstawie wyników głębokich wierceń. Ogólna miąższość płaszczowiny cieszyńskiej wynosi na podstawie wyników wierceń od 120 m w brzeżnej części płaszczowiny w okolicy Hażłacha do 644 m w najgrubszej dotychczas stwierdzonej jej części w okolicy Ogrodzonej. We wschodniej części obszaru płaszczowina cieszyńska sięga bardzo płytko i posiada miąższość zaledwie 30-50 m.

Na płaszczowinę cieszyńską nasuwa się od południa rozległa płaszczowina godulska wyróżniona przez J. Nowaka (1927) jako najwyższa jednostka tektoniczna omawianego obszaru. Jest ona zbudowana z wyższych ogniw kredy, w postaci warstw wierzowskich, lgockich, godulskich, istebniańskich, oraz utworów trzeciorzędowych. Brzeg tej jednostki zarysowuje się wyraziście w morfologii. Przecinające ją dyslokacje wyznaczyły kierunki ważniejszych rzek i potoków, na co zwracałem już uwagę (Konior 1938 i 1939). W brzeżnej części płaszczowiny godulskiej ujętej w szereg antyklin i synklin zwraca uwagę wyraźnie zaznaczająca się w morfologii czapka tektoniczna Górki, położona na SE od Grodzca. Wysuwająca się tu wydatnie ku północy płaszczowina godulska wgniotła lokalnie w głąb spoczywającą pod nią jednostkę cieszyńską, na co wskazują wyniki wierceń. W pobliżu występuje kilka intruzji cieszyńskich, które mogą mieć związek z opisanymi zjawiskami.

Płaszczowina cieszyńska nasunięta jest na niższą płaszczowinową jednostkę podśląską. Jest to najbardziej zewnętrzna i najniższa jednostka fliszowa brzegu karpackiego na omawianym obszarze. Jednostkę tę wy-

dzielił po raz pierwszy, przyjmując jej nasunięcie na warstwy miocenu, V. Uhlig już w roku 1907 pod nazwą „płaszczowiny podbeskidzkiej“. W ciągu wielu lat pod wpływem poglądów W. Petraschecka (1912) odrzucano istnienie tej jednostki jako odrębnej płaszczowiny w sensie przyjętym przez V. Uhliga (1907) i widziano w niej część składową autochtonicznego fliszu trzeciorzędowego, na który nasunięte są utwory dolnokredowe. Dopiero wykonane od roku 1946 wiercenia poszukiwawcze w Dębowcu i okolicy ustaliły, że ma się tam do czynienia pod warstwami cieszyńskimi z nasuniętą na miocen odrębną jednostką tektoniczną o pozycji ustalonej już w roku 1907 przez V. Uhliga. Pod wpływem twórcy pojęcia i nazwy tej jednostki, który określił ją mianem „płaszczowiny podbeskidzkiej“, M. Książkiewicz opisał ją w roku 1951 w obrębie arkusza Wadowice pod nazwą płaszczowiny podśląskiej. Nazwa ta jest obecnie powszechnie używana. Płaszczowina podśląska w obrębie omawianego arkusza składa się przede wszystkim — jak na to wskazują wyniki wierceń — z elementów łupkowych, plastycznych. Elementy sztywne pozostały daleko na południu, albo też zostały podczas szariażu wyciśnięte ku północy na zewnątrz od brzegu płaszczowiny cieszyńskiej. Na podkreślenie zasługują niespotykane w wyższych płaszczowinach komplikacje tektoniczne w obrębie płaszczowiny podśląskiej, oraz liczne porwaki tektoniczne tak z leżącej wyżej płaszczowiny cieszyńskiej, jak też z warstw miocenu. Wśród tych ostatnich na szczególną uwagę zasługują fragmenty gipsów dolnotortońskich. Zdają się one wskazywać na występowanie tych chemicznych osadów miocenu pod nasuniętymi masami fliszu daleko na południu (Konior i Tokarski 1959). Najprawdopodobniej zostały one porwane przez nasuwającą się na nie płaszczowinę podśląską, zmięte i przewleczone daleko na północ — aż do miejsc, w których ujawniły je wiercenia. Porwaki tektoniczne, oraz zmięcie, zgniecenie, zlustrowanie składników łupkowych płaszczowiny podśląskiej do stanu drobnych łuseczek włącznie, a także przemieszanie warstw utrudniają ustalenie pełnej i rzeczywistej stratygrafii tej jednostki. Wśród elementów łupkowych, z których zbudowana jest przeważnie płaszczowina podśląska, przeważają pstre, czerwone, zielone, ciemnoszare i czarne łupki, często margliste. Sporadycznie występują typowe łupki menilitowe, a nawet warstwy krośnieńskie. Na tej podstawie można by przypuszczać, że będą tu reprezentowane wyłącznie paleogeńskie, a co najwyżej górno-kredowe ogniwa stratygraficzne. Tego rodzaju przypuszczenie byłoby poparte wynikami badań płaszczowiny podśląskiej w rejonie Żywca wykonanych przez S. Gerocha i R. Gradzińskiego (1955). Natomiast prace M. Książkiewicza (1951, 1953) i W. Nowaka (1956) wskazywałyby na występowanie w płaszczowinie podśląskiej ogniw niższych, do kredy dolnej włącznie. Ostatnio przeprowadzone badania przekroju Międzyrzecza (Konior 1959) w oparciu o szczegółowe opracowanie mikro-

paleontologiczne Mgr J. Liszkowej wykazało, że w obrębie silnie zlustrowanej i przemieszanej masy przeważnie łupkowej występuje mikrofauna od barremskiej do środkowo-eoceńskiej włącznie. Okazuje się więc, iż podobne do siebie, zwykle zlustrowane łupki pstre, zielone, ciemnoszare, ciemnobrunatne i czarne, zawierające lokalnie wkładki piaskowców i fragmenty syderytów ilastych, intruzje cieszyńskie, a nawet tufity, należą w rzeczywistości do różnowiekowych ogniw stratygraficznych. Pełna identyfikacja tych ogniw ze znanymi seriami kredowymi względnie paleogeńskimi, a zwłaszcza tymi pierwszymi, jest na razie niemożliwa ze względu na tektoniczne pogniecenie, zlustrowanie i przemieszanie warstw.

W okolicy Roztropic, Grodzca i Kostkowic występują w otoczeniu warstw cieszyńskich pstre łupki zwykle silnie zgniecione i zlustrowane, oraz piaskowce odpowiadające swoimi cechami litologicznymi a także wiekiem utworom serii podśląskiej. Nanosząc na mapę te warstwy w rejonie Grodzca i Roztropic (Burtanówna, Konior i Książkiewicz 1937, Konior 1938) uważałem je za okna tektoniczne w obrębie płaszczowiny cieszyńskiej, a więc sądziłem, że ukazują się one spod warstw cieszyńskich. Dopiero opracowując w roku 1955 powierzchnię spągu warstw cieszyńskich wspomnianego rejonu, oraz oparte o wyniki głębokich wierceń odnośne przekroje doszedłem do wniosku, że wspomniane pstre łupki nie mogą ukazywać się spod warstw cieszyńskich, lecz wprost przeciwnie — spoczywają one na tych warstwach. Potwierdziły ten pogląd wyniki wiercenia wykonanego w roku 1956 na terenie Kostkowic, gdzie u samej góry stwierdzono występowanie zgniecionych i zlustrowanych zielonych i czerwonych łupków do głębokości około 110 m, pod którymi napotkano warstwy cieszyńskie o 460 m miąższości. Te ostatnie spoczywają tu wprost na miocenie autochtonicznym, bez pośrednictwa warstw płaszczowiny podśląskiej, wygniecionej w tym miejscu. Interpretacja tektoniczna przytoczonych spostrzeżeń nastęrcza pewne trudności, albowiem nie jest ustalone, czy pstre łupki leżące miejscami na warstwach cieszyńskich stanowią resztki pierwotnego nadkładu płaszczowiny cieszyńskiej, osadzonego miejscami na formującej się tektonicznie jednostce, co byłoby bardziej zrozumiałe, czy też chodzi o fragmenty płaszczowiny podśląskiej w jakiś skomplikowany sposób zafałdowane w serię cieszyńską. Sprawę tę całkowicie wyjaśnić mogą tylko drobiazgowo badania.

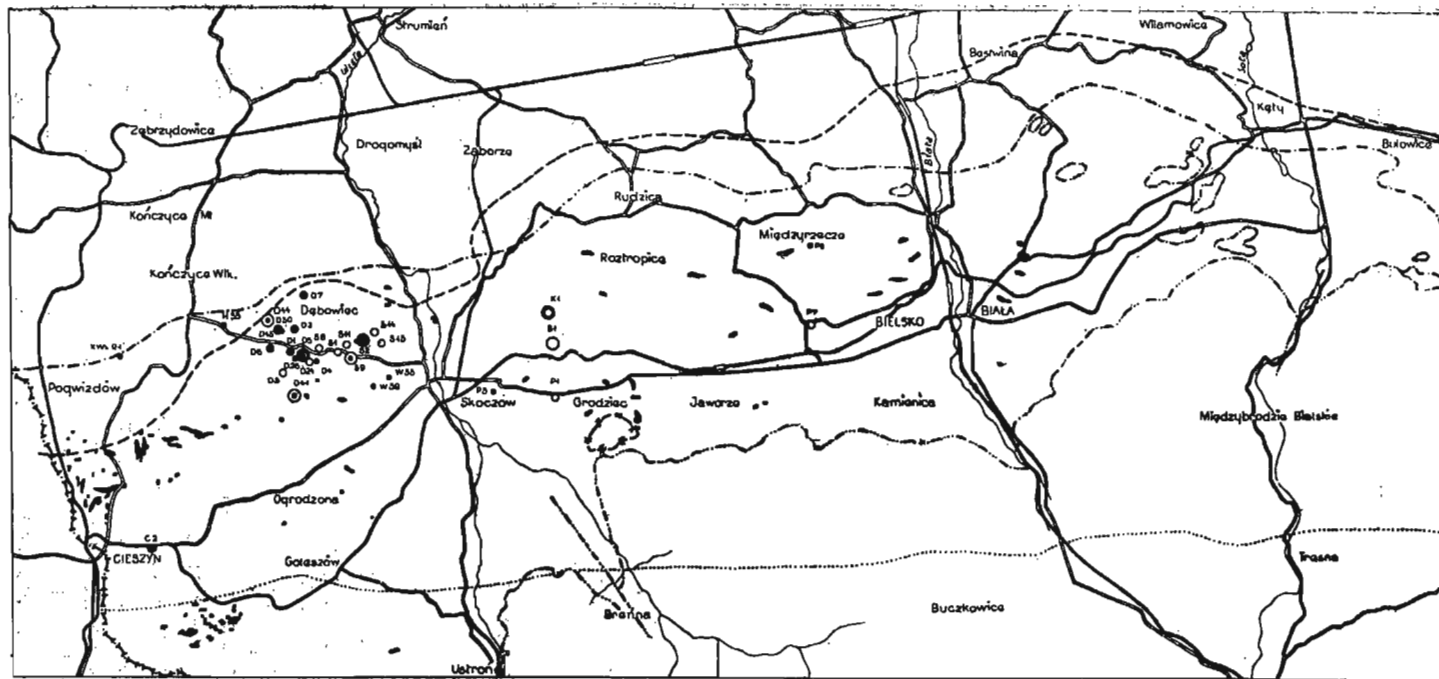
Miąższość płaszczowiny podśląskiej ustalona dotychczas na podstawie wierceń wynosi maksymalnie 413 m. Zwykle jest ona na skutek wyciśnięcia mocno zredukowana, czasem nawet do niespełna 20 m. W niektórych miejscach ulega całkowitemu wyciśnięciu jak np. we wspomnianych już Kostkowicach lub też na północ od Jasienicy. W takich przypadkach do

bezpośredniego kontaktu z wyższą jednostką cieszyńską dochodzą warstwy autochtonicznego miocenu.

Zewnętrzna część płaszczowiny podśląskiej przykryta jest przez łożupki dolno-tortońskie, które jakby uzupełniają profil warstw tej jednostki (1956). Stwierdzona dotychczas miąższość ich zdaje się nie przekraczać 200 m. Ku południowi redukuje się ona stopniowo do zera. Warstwy miocenijskie nadkładu płaszczowiny podśląskiej przykrywają zewnętrzną część tej płaszczowiny, a gdzieś i płaszczowiny cieszyńskiej, co stwierdziły wiercenia. Szerokość strefy tego nadkładu nie przekracza — jak wskazywałyby na to dotychczasowe obserwacje — szerokości 5 km. Orientację w panujących stosunkach umożliwiły wiercenia, które równocześnie rzuciły nowe światło na tektonikę omawianego obszaru. Spoczywając na utworach podśląskich warstwy miocenu uległy wraz z nimi przefalowaniu i dofałdowaniu, a w ostateczności nasunięciu na autochtoniczne miocenijskie osady przedgórze. Charakter tektoniczny omawianej serii miocenijskiej odpowiada wprowadzonemu przez B. Świderskiego (1952) pojęciu parautochtonu stropowego.

Płaszczowina podśląska stanowi w obszarze omawianym najbardziej zewnętrzną, brzeżną jednostkę fliszową. Jednostka ta jest nasunięta na autochtoniczne już warstwy miocenu przedgórze. Granica płaszczowiny podśląskiej z mioceniem, ze względu na przykrycie obszaru przez osady czwartorzędowe, trudna jest do dokładniejszego określenia. Trudności te komplikuje jeszcze okoliczność, że nawet stwierdzenie w danym punkcie utworów miocenijskich nie wyjaśnia sprawy, albowiem mogą to być właśnie warstwy miocenijskie parautochtonu stropowego, stanowiącego nadkład płaszczowiny podśląskiej i wklonowane w warstwy tej płaszczowiny, a nie miocen autochtoniczny, na który jest nasunięta jednostka podśląska. Bliżej sprecyzowany przy pomocy wierceń północny brzeg i zasięg tej jednostki oraz jednostek wyższych, a mianowicie płaszczowiny cieszyńskiej i godulskiej, uwidocznił jest na figurze 1.

Północny brzeg płaszczowiny podśląskiej we wschodniej części omawianego obszaru przebiega w pewnej odległości od północnego brzegu płaszczowiny cieszyńskiej, mniej więcej równoległe do niego. Odległość pomiędzy granicami obydwu jednostek nakreśla zarazem obszar występowania jednostki podśląskiej na powierzchni. Na północ od Skoczowa brzegi wspomnianych jednostek zbliżają się do siebie coraz więcej, co w końcu doprowadza do przecięcia się brzegów obu jednostek, a dalej na zachód aż do granicy Państwa obserwuje się zjawisko wzrastającego cofnięcia brzegu jednostki podśląskiej w stosunku do płaszczowiny cieszyńskiej. W tym obszarze najbardziej zewnętrzny, brzeżny element fliszowy stanowi nie jednostka podśląska, lecz cieszyńska. Jak ustaliły wiercenia, jednostka podśląska występuje w profilu Cieszyna ale bardziej na południe, przy



1 2 3 4 5 6 7 8 9 0
0 8 km

Fig. 1. Rozmieszczenie i zasięg głównych jednostek tektonicznych w obrębie arkuszy Skoczów i Bielsko. Występowanie cieszynitów na powierzchni podano na podstawie zdjęć K. Koniora i M. Książkiewicza. Występowanie cieszynitów w poszczególnych jednostkach tektonicznych oparte na materiale z wierzeń uzupełnionym obserwacjami A. Trnobransky'ego

1 brzeg płaszczowiny podśląskiej, 2 brzeg płaszczowiny cieszynskiej, 3 brzeg płaszczowiny godulskiej, 4 skałka roczyńska, 5 przypuszczalna południowa granica zasięgu autochtonicznego miocenu pod nasunięciem filszu karpackiego, 6 występowanie cieszynitów na powierzchni, 7 wiercenia, w których nawiercono cieszynity w płaszczowinie cieszynskiej, 8 wiercenia, w których nawiercono cieszynity w płaszczowinie podśląskiej, 9 wiercenia, które nawierciły cieszynity w autochtonicznym miocenie

Répartition et extension des principales unités tectoniques sur les feuilles de Skoczów et Bielsko. L'affleurement des teschénites à la surface est indiqué sur la base d'élaborations de K. Konior et de M. Książkiewicz. La présence des teschénites dans différentes unités tectoniques est basée sur le matériel des forages minutieusement examiné et complété par les observations de A. Trnobransky

1 bord de la nappe subsilésienne, 2 bord de la nappe de Cieszyn, 3 bord de la nappe de Godula, 4 klippe de Roczyń, 5 limite méridionale probable de l'extension du Miocène autochtone sous le charriage du Flysch karpatique, 6 affleurement des teschénites à la surface, 7 forages dans lesquels on a constaté des teschénites dans la nappe de Cieszyn, 8 forages dans lesquels on a constaté des teschénites dans la nappe subsilésienne, 9 forages dans lesquels on a constaté des teschénites dans le Miocène autochtone

czym cofnięcie w stosunku do płaszczowiny cieszyńskiej oceniać można na około 2,5 km.

Miocen autochtoniczny swoją pozycją tektoniczną i właściwościami odpowiada pojęciu autochtonu płytowego B. Świderskiego (1952). Składa się on z ilolupków, piaskowców i zlepieńców, tworzących trzy wyraźne zespoły litologiczno-stratygraficzne. Są to licząc od góry: zapiaszczone przeważnie warstwy grabowieckie, poniżej (poza granicą południowego zasięgu warstw grabowieckich) reprezentujące głównie miocen warstwy chodenieckie, lokalnie jak np. w Żorach z osadami chemicznymi w stropie, oraz niezmiernie dla tego obszaru charakterystyczne zlepieńce spagowe miocenu znané pod lokalną nazwą warstw dębowieckich (Tołwiński 1950). Warstwy miocénskie spoczywają przeważnie wprost na karbońskim podłożu, przy czym w miejscach gdzie nie osadziły się zlepieńce spagowe, do bezpośredniego kontaktu z tym podłożem dochodzą w zależności od konfiguracji powierzchni karbonu coraz młodsze ogniwa miocenu. Gdziekolwiek w największych obniżeniach powierzchni karbońskiej występują pod zlepieńcami spagowymi miocenu pstre łupki oraz czarne łupki z ciemnymi rogowcami, zawierające ubogą mikrofaunę eocénsko-górno-kredową oznaczoną przez Dr J. Syniewską i Mgr J. Liszkową. Wspomniane utwory zachowane w strzępach stanowią fragmenty autochtonicznego fliszu zewnętrznego. Znalazł go również i opisuje w swej pracy o wglębnej tektonice fliszu cieszyńskiego A. Tokarski (1954).

Miąższość autochtonicznych warstw miocénskich w obrębie omawianego obszaru waha się w bardzo szerokich granicach. Dzięki licznym wierceniom można było ustalić ścisłą jej zależność od ukształtowania powierzchni podłoża w tym przypadku karbońskiego, które decydowało o warunkach sedymentacyjnych w tym okresie. W obrębie najbardziej wyniesionych elementów morfologicznych miąższość warstw miocénskich redukuje się do niespełna 120 m, wzrastając wielokrotnie, bo do 700 m w obrębie największych obniżení tej powierzchni.

Cieszynity w wierceniach stwierdzono na obszarze występowania trzech odrębnych, wzajemnie na siebie nasuniętych, jednostek tektonicznych (fig. 2). Są to licząc od południa płaszczowina godulska, płaszczowina cieszyńska, z którą jest związane powierzchniowe występowanie intruzji cieszyńitowych, oraz leżąca najniżej, najbardziej zewnętrzna płaszczowina podśląska. Ta ostatnia spoczywa na miocénskim autochtonie płytowym, na który została jakby lekko zsunięta, nie powodując zaburzenia warstw. Liczne wiercenia umożliwiły nakreślenie przypuszczalnej południowej granicy tego autochtonu, uwidocznionej na figurze 1. Dzięki niej można w przybliżeniu określić przeciętną amplitudę nasunięcia warstw fliszowych brzegu karpackiego na utwory miocénskie, która wynosi 9-17 km.

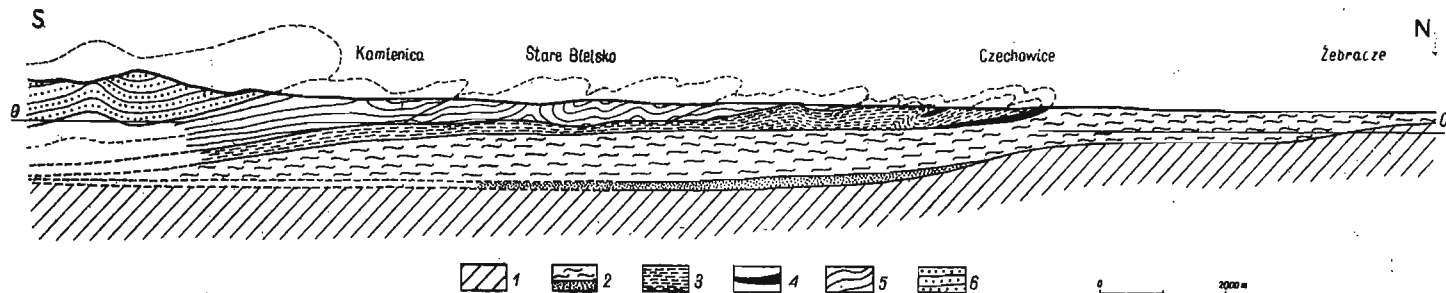


Fig. 2

Brzeźne jednostki karpackie i ich stosunek do utworów autochtonicznych w rejonie Bielska

1 podłoże paleozoiczne, 2 miocen autochtoniczny (autochton płytowy) ze zlepieńcami spagowymi, 3 piaszczowina podśląska, 4 parautochton stropowy, 5 piaszczowina cieszyńska, 6 piaszczowina godulska

Unités karpatiques marginales et leur relation aux formations autochtones dans la région de Bielsko

1 substratum paléozoïques, 2 Miocène autochtone (autochtone tabulaire) avec conglomérats de base, 3 nappe subsilésienne, 4 parautochtone du toit, 5 nappe de Cieszyn, 6 nappe de Godula

CHARAKTER INTRUZJI CIESZYNITOWYCH

Wszystkie dawniejsze prace poruszające zagadnienie charakteru intruzji cieszynitowych jak np. F. Hoheneggera (1861), J. Morozewicza (1890), H. Becka (1911), K. Smulikowskiego (1929, 1930), J. Burtanówny, K. Koniora i M. Książkiewicza (1937), K. Koniora (1938) stwierdzają, że

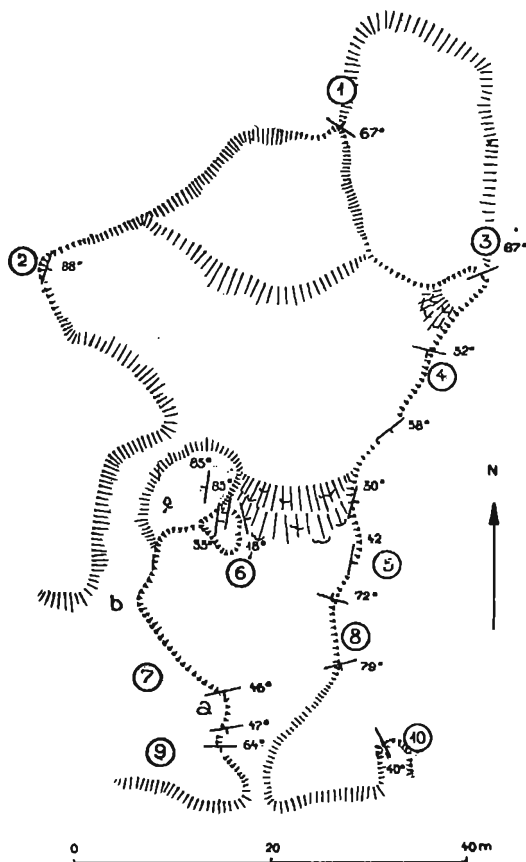


Fig. 3

Plan kamieniołomu na Goruszce koło Grodzca opracowany przez K. Koniora, Zb. Michałka i W. Żabińskiego. Liczbami oznaczono ważniejsze opisywane fragmenty kamieniołomu

Plan de la carrière de Goruszka près de Grodziec, dressé par K. Konior, Zb. Michałek et W. Żabiński. Les chiffres indiquent les fragments décrits les plus importants de la carrière

tworzą one wyłącznie żyły pokładowe grubości od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Te ostatnie rozciągają się nawet na przestrzeni kilkuset metrów. Zasadniczo intruzje cieszynitowe związane są z warstwami cieszynskimi.

Niemniej już A. Madelung (1865) wspomina o żyłach cieszynitowych przecinających utwory eoceńskie i o kontaktowym tychże przeobrażeniu w czerwone i żółto-pomarańczowe utwory przypominające jaspisy. Występowały one w odległości kilku kilometrów na NW od Boguszowic, już na terenie Czechosłowacji. V. Uhlig (1903) zauważył, że cieszynity występują przeważnie w postaci żył pokładowych, natomiast dajki należą do rzadkości. Wynikałoby więc z tego, iż autorzy prac późniejszych w znanych im, zwykle większych odsłonięciach intruzji cieszynitowych, nie napotkali dajek przecinających warstwy.

Nowe światło na charakter intruzji cieszynitowych zdają się rzucać stosunki obserwowane w kamieniołomie na południowym zboczu wzniesienia Goruszka koło Grodzca. Kamieniołom ten powstał w roku 1952 w pobliżu starych, dawno zarzuconych wyrobisk. Szybka eksploatacja doprowadziła do powstania wyrobiska o długości ponad 70 m, a szerokości w najbardziej interesującej części około 20 m (fig. 3). Odsłaniają się w nim wapienie cieszynskie zawierające szereg intruzji cieszynitowych. Ze względu na bogactwo obserwowanych form intruzji uważam za wskazane krótko omówić ważniejsze i ciekawsze fragmenty wyrobiska. W tym celu oznaczono je na załączonym planie liczbami.

Odsłonięcie Nr 1 (pl. XLI, fig. 1) położone jest w północnej części wyrobiska. Posiada ono około 2 m wysokości. Bieg i upad warstw 305° NW 67° NE. Obserwuje się tu 0,2-0,3 m grube nieregularnie uformowane żyły cieszynitu mocno zwietrzałego, wciśniętego i wypełniającego jakby próżnie wśród słabo kontaktowo przeobrażonych ziarnistych, szaro-popielatych wapieni z wkładkami łupków. Wtrącone warstwy marglistych odmian wapieni (hydraulicznych) przybrały pod wpływem sąsiedztwa intruzji barwę jasnokremową, ponadto zaś zostały w dużej mierze odwapnione, gdyż tylko miejscami reagują na kwas solny.

Odsłonięcie Nr 2 (pl. XLI, fig. 2) znajduje się w najbardziej zachodniej części wyrobiska. Odsłaniają się tutaj grubsze warstwy szaro-brunatnawych, ziarnistych wapieni przegradzanych łupkami o biegu i upadzie 203° SW 88° SE z żyłami kalcytu. W partię łupkową i w wolne — jakby w wyniku pofałdowania i popękania — miejsca wciska się nieregularna, zwężająca się i zanikająca żyła zwietrzałego cieszynitu, o charakterze raczej żyły pokładowej. Osiąga ona tu grubość około 0,4 m.

Odsłonięcie Nr 3 stanowi wschodni kraniec wyrobiska, a znajduje się w górnej jego części. Bieg i upad warstw 250° SW 67° SE. Wysokość ściany około 2 m. Obserwuje się tu zanikającą ku północy żyłę cieszynitu. Maksymalna jej grubość w tym odsłonięciu wynosi 0,3 m. Żyła ta rozciąga się dalej w kierunku południowym i odsłania się na pewnym odcinku w obrębie odsłonięcia łączącego się z opisywanym odsłonięciem Nr 4, stanowiącym północną część głównej ściany wyrobiska.

Odsłonięcie Nr 4 (pl. XLII, fig. 1) ukazuje w ścianie wysokiej około 5 m gruboławicowe wapienie ziarniste przyciemnione przez kontakt z magmą, jakby „przypalone“.

Lawice wapieni osiągają 2 m miąższości. Wśród nich występują dwie pokładowe żyły cieszynitu. Żyłę górną w jednym miejscu rozgałęzioną o nierównomierniej grubości około 2,5-3 m tworzy gruboziarnisty cieszynit tak zwietrzały, że przybrał nieomal postać ciemnobrunatnej gliniastej masy z białymi okrągławymi plamkami. Żyła dolna o grubości 0,3-0,5 m tworzy dalszy ciąg żyły widocznej w odsłonięciu

Nr 3. Występujący tu cieszynit jest skałą względnie świeżą, twardą, drobnziarnistą, barwy ciemnozielonawej, a miejscami szaro-popielatej. Bieg i upad łańwicy wapienia pod dolną żyłą cieszynitową wynosi 285° NW 52° SW. W południowej części odsłonięcia ukazuje się w otoczeniu cieszynitu górnej, grubszej żyły jakby porwak wapieni cieszynskich o miąższości najgrubszej części około 0,7 m. Dalszy ciąg ściany odsłonięcia Nr 4 jest przysypany aż do połego stopnia łączącego je z odsłonięciem Nr 5, stanowiącym dalszy ciąg głównej ściany wyrobiska (pl. XLII, fig. 2). Na podstawie obserwacji dalszej części ściany, a zwłaszcza w obrębie wspomnianego stopnia, jakby oddzielającego odsłonięcia Nr 4 i Nr 5 sądzić można, że górna grubsza żyła cieszynitowa odsłonięcia Nr 4 w dalszym ciągu przybiera ogólnie na miąższości. Niemniej jednak jej charakter jako żyły pokładowej ulega na nieznacznej zresztą przestrzeni zaburzeniu spowodowanemu, zdaje się, pogruchotaniem grubej łańwicy wapienia występującej w spągu żyły cieszynitowej (pl. XLII, fig. 2). W pobliżu tego miejsca bieg i upad tej spągowej łańwicy wapienia cieszynskiego wynosi 20° NE 30° SE. W opisanym ostatnio odsłonięciu u samego dołu widoczna jest cienka dajka cieszynitowa. W kierunku południowym grubość jej wzrasta (pl. XLIII, fig. 1).

Odsłonięcie Nr 5 (pl. XLIII, fig. 2) stanowi dalszy ciąg poprzednio opisanego odsłonięcia Nr 4. Ściana tego odsłonięcia osiąga wysokość około 6 m ukazując całą różnorodność form i stosunków związanych z wtargnięciem magmy w obręb warstw cieszynskich. Przede wszystkim zwraca tu uwagę sama forma intruzji, która z żyły pokładowej w odsłonięciu Nr 4 przybrała stopniowo kształt jakby nieregularnie sfornowanego falkitu. Spągowa jego część odcina się bardzo wyraźnie od grubej łańwicy wapienia cieszynskiego, która w samym spodzie przecięcia jest przez cienką dajkę o grubości 0,1-0,2 m, wzrastającej w kierunku południowym. Nad łańwicą wapienia o biegu i upadzie 190° SW 42° SE, a więc na ogół zgodnym z poprzednio podanym, występuje główna masa cieszynitu o podobnym ogólnym nachyleniu. Istnieje tu prawdopodobnie zgodność orientacji wciśniętego pośród warstw wapienia cieszynskiego ciała intruzyjnego z biegiem i upadem warstw. Sama intruzja cieszynitowa zawiera różnego kształtu i wielkości porwaki zdruzgotanych wcześniej wapieni i margli cieszynskich. Ku południowi, na skutek zmięcia warstw, bieg ich i upad dość nagle się zmienia na 110° SE 72° NE, co powoduje niewidoczne obecnie, ze względu na powstałe osypiska, komplikacje w stosunku cieszynitu do wapieni cieszynskich. Żyła cieszynitu o ogólnej miąższości około 4 m jest tu rozdzielona na dwie części 30-50-centymetrową smugą wapienia cieszynskiego o charakterze porwakowym. W pobliżu dolnej granicy intruzji występuje nieznaczny, grubiejący ku północy klin wapieni cieszynskich. Na skutek wygięcia warstw obserwowana na planszy XLII, figurze 2 intruzja pokładowa przybiera dość nagle postać dajki (prawa strona pl. XLIII, fig. 2).

Dajka pojawiająca się u spodu odsłonięcia 4 (pl. XLIII, fig. 1), prawdopodobnie przybierając na miąższości, przebiega w kierunku południowym, co zaznaczają miejscami spod gruzu osypiska widoczne in situ cieszynity i wapienie cieszynskie (pl. XLIII, fig. 2 u dołu).

Odsłonięcie Nr 8 (pl. XLIV, fig. 1) łączy się z opisanym odsłonięciem Nr 5. W spodzie występują tu zmienione w pobliżu intruzji popielate wapienie cieszynskie gruboławicowe o biegu i upadzie 255° SW 79° SE. U góry urywają się one nagle, a wzdłuż nieregularnej powierzchni przylegają do nich cieszynity, tworząc pomimo pozorów dajkę łagodnie nachyloną ku wschodowi. Odsłonięcie Nr 8 wskazuje najwyraźniej, że nieraz wyglądająca pozornie na żyłę pokładową intruzja jest w rzeczywistości dajką.

Po prawej stronie zdjęcia widać, jak dajka na nim przedstawiona z porwa-

kową smugą wapieni cieszyńskich w środku zmienia swój charakter i nagle przybiera postać żyły pokładowej (sillu).

Odsłonięcie Nr 6 (pl. XLIV, fig. 2) jest szczególnie interesujące z powodu kontrastów zaznaczających się pośród warstw intrudowanych wapieni cieszyńskich. Ściana tego odsłonięcia wysoka jest na około 8 m. Cieszyinit występuje tu w formie dajki o miąższości około 2 m. Żyła cieszyinitowa posiada tu bieg i upad 192° SW 35° SE w bardziej stromej i podniesionej zachodniej części odsłonięcia, oraz 170° SE 18° NE w zwichrowanej nieco części wschodniej. Bardzo silnie z biegami i upadami cieszyinitu kontrastują upady nadległych i leżących niżej wapieni cieszyńskich. Różnią się one również litologicznie. Bieg gruboławicowych popielatych wapieni pod żyłą cieszyinitową wynosi 12° NE 40° NW, a więc przy ogólnej zgodności biegu z żyłą cieszyinitową obserwuje się zupełnie przeciwny upad warstw. Nad żyłą cieszyinitu występują zupełnie odrębnie wykształcone cienkowerstwowe jasnoszare wapienie margliste o biegu prawie identycznym, ale o wiele stromszym upadzie, bo wynoszącym 10° NE 85° NW. Te gwałtowne kontrasty wskazują na połamanie warstw wapieni cieszyńskich i ich przemieszczenie prawdopodobnie przy końcowym etapie fałdowania i formowania płaszczowiny cieszyńskiej, który zapewne, jak na to wskazywałyby stosunki obserwowane w wyrobisku, był zarazem okresem intruzji magmowych w dosuwające się warstwy.

Odsłonięcie Nr 7a i b (pl. XLV, fig. 1) zajmuje SW część wyrobiska. Wysokość ściany około 5 m. Składa się ona z dwóch części, a mianowicie bardziej spokojnej zachodniej oznaczonej jako 7b i bardziej zaburzonej w kierunku SE określonej jako 7a. W odsłonięciu 7b występuje u dołu intruzja cieszyinitu z porwakami wapieni marglistych kontaktująca z występującymi w stropie cienko uwarstwionymi wapieniami cieszyńskimi wzdłuż łukowato zarysowanej granicy (pl. XLV, fig. 1). Powyżej występuje grubiejąca gwałtownie ku północy druga żyła cieszyinitowa. Czy posiada ona jakiś związek z intruzją odsłonięcia Nr 6 położonego w sąsiedztwie, nie wiadomo. Bardziej pd.-wschodnia część odsłonięcia określona jako 7a (pl. XLV, fig. 1) ukazuje urozmaicony obraz intruzji cieszyinitowej wciśniętej w pogniecione warstwy wapieni cieszyńskich. Są to w przewodzie dajki.

Odsłonięcie Nr 10 (pl. XLV, fig. 2) znajduje się już poza ścisłym obszarem wyrobiska w niedużym wkopie. Widoczna jest tu rozdzielająca się intruzja cieszyinitowa wyraźnie widoczna na tle jaśniejszej barwy wapieni cieszyńskich. Grubsza górna część intruzji posiada miąższość około 0,8 m, a dolna oddzielona od niej klinem wapienia cieszyńskiego — 0,35 m.

Obserwując stosunek intruzji cieszyinitu do skał otaczających w opisanym wyrobisku nie można się oprzeć wrażeniu, że magma wciskała się tu w obręb zgniatanych, pękających i przemieszczonych warstw. Sądząc po przejawach pewnej sztywności fałdowanych mas skalnych, był to moment końcowego dofałdowywania się i ostatecznego tektonicznego formowania płaszczowiny cieszyńskiej. Wskazuje na to wyraźnie obserwowany charakter intruzji z wszelkimi przejściami od żył pokładowych do dajek.

ZJAWISKA KONTAKTOWE I OGÓLNE WŁAŚCIWOŚCI CIESZYINITÓW

Intruzjom cieszyinitowym towarzyszą często zjawiska kontaktowe. Omawiano je nie tylko w związku z zagadnieniem cieszyinitów, lecz były również one przedmiotem specjalnych opracowań jak np. praca J. Moroze-

wicza (1890) na temat kontaktu cieszynitu z łupkami cieszyńskimi w Boguszowicach. Na zjawiska te zwrócił oczywiście uwagę w swej monograficznej pracy K. Smulikowski (1929, 1930). Autor ten nie tylko opisał różne formy obserwowanych przez siebie zjawisk kontaktowych, lecz również wyjaśnił ich przyczyny. Omawiając stratyografię warstw cieszyńskich (Konior 1938) wspominałem o charakterystycznych cechach zjawisk kontaktowych napotkanych w łupkach cieszyńskich dolnych, wapieniach cieszyńskich oraz w łupkach cieszyńskich górnych. Późniejsze moje spostrzeżenia dotyczą zjawisk kontaktowych związanych z intruzjami cieszynitowymi w Świętoszówce, a ostatnio w wyrobisku na zboczu Goruszki koło Grodzca. Przeprowadzone obserwacje dotyczą zarówno samej skały magmowej, jak i bezpośrednio z nią sąsiadujących skał osadowych. Zamknąć je można w kilku punktach:

1. Na granicy zetknięcia się cieszynitów ze skałami osadowymi obserwuje się cieńszą lub grubszą strefę kontaktową, a więc skały zmienionej pod wpływem gorącej magmy i jej roztworów. Rozmiary strefy kontaktowej uzależnione są od grubości intruzji, a więc od ilości dostarczonego przez nią ciepła, co stwierdził już K. Smulikowski (1929). Stosunki obserwowane w wyrobisku na Goruszce całkowicie potwierdzają ten pogląd. W pobliżu grubych żył cieszynitu miąższość strefy kontaktowej, zresztą nie całkiem jednolitej, osiąga 1,5-2,0 m, a nawet więcej, zmniejszając się nieomal do zera przy cienkich intruzjach magmowych. Najgrubsze strefy kontaktowe występują przy intruzjach cieszynitowych w poziomie wapieni cieszyńskich, a znacznie mniejsze przy takichże samych intruzjach w poziomie łupków cieszyńskich górnych, najmniejsze zaś w poziomie łupków cieszyńskich dolnych. Oprócz ilości ciepła dostarczanej przez samą intruzję czy też ich zespół, zdają się tu odgrywać rolę właściwości przewodnictwa cieplnego samego kompleksu skalnego oraz jego przepuszczalność.

2. Charakter przeobrażeń kontaktowych uzależniony jest od cech litologicznych warstw, w które wdarła się magma. Różne zjawiska kontaktowe omawia w swej pracy wyczerpująco K. Smulikowski (1929), są one również scharakteryzowane krótko w pracy K. Koniora (1938). W wyrobisku na Goruszce, w którym widoczne są intruzje cieszynitu w wapieniach cieszyńskich, obserwuje się w przypadku marglistych odmian wapieni (hydraulicznych) proces poważnego ich odwapnienia i nadania im równocześnie barwy jasnokremowej, podczas gdy odmiany ziarniste posiadają barwę jakby przyciemnioną przez kontakt, a przede wszystkim przybierają postać drobnoziarnistego marmuru. Niezmiernie ciekawe zjawisko zaobserwowane na Goruszce stanowią częste ziarna świeżego piryty spotykane w warstwach cieszyńskich w pobliżu kontaktu z cieszynitem. Ponieważ w identycznej sytuacji zdają się one występować i w materiale wiertniczym z wierceń udarowych, występowanie tego minerału musi

się w tym przypadku wiązać ze zjawiskami towarzyszącymi samym intruzjom. Może on więc zawdzięczać swe powstanie — zgodnie z poglądami K. Smulikowskiego (1929) — metamorfozie kontaktowej, albo też procesom hydrotermalnym.

Pomimo braku typowych minerałów kontaktowych jak epidot, granat, wollastonit, zjawiska kontaktowe spowodowane intruzjami cieszynitów zasługują na przeprowadzenie szczegółowych badań petrograficznych, a także ze względu na możliwość występowania pierwiastków śladowych, do czego wyrobisko na Goruszcze stwarza szczególnie dogodne warunki.

3. Występowanie kalcytu często zarówno w skale magmowej jak i w skałach otaczających zostało szeroko omówione przez K. Smulikowskiego (1929). Nowe spostrzeżenia na Goruszcze zdają się wskazywać jakby na dwie odmiany tego minerału. Jedna z nich, ważniejsza, posiadać mogłaby związek — jak to już przewidywał K. Smulikowski (1929) — z zakończeniem fazy magmowej i początkiem fazy hydrotermalnej, podczas gdy druga zawdzięczałaby swe powstanie chemicznym czynnikom powierzchniowym, działającym w zwykłej temperaturze w czasie późniejszym.

4. Struktura cieszynitu pozostaje w ścisłym związku z grubością intruzji. Odmiany gruboziarniste występują zwykle w żyłach najgrubszych. W miarę zmniejszania się grubości żył zmniejsza się również grubość ziarna skały. Struktury drobnoziarniste cechują cieszynity żył cienkich. Również i na peryferiach żył grubych skała staje się coraz bardziej drobnoziarnista, osiągając w pobliżu kontaktu z otaczającymi skałami osadowymi najdrobniejsze ziarno, na co zwrócił już uwagę K. Smulikowski (1929).

5. Cieszynity występujące w grubych żyłach reprezentują często odmianę leukokratyczną (Smulikowski 1929), a więc zawierającą większą ilość jasnych składników. Wybitnie zasadową odmianę melanokratyczną spotyka się zwykle w żyłach cienkich. Grubsze intruzje tej odmiany należą do rzadkości.

6. Charakterystyczną cechą cieszynitów nawet występujących w jednym odsłonięciu jest różny stopień zwietrzenia. Skały zupełnie świeże spotyka się wyjątkowo i to zwykle tylko w materiale z wierceń. Najbardziej zwietrzałe są zwykle odmiany leukokratyczne, tworzące najczęściej grube żyły. W ich obrębie obserwuje się cieszynity zwietrzałe jako ciemnobrunatną gliniastą masę z okrągławymi białawymi plamkami minerałów wtórnych (Goruszka), a gdzie indziej jako rozsypliwą brunatny piasek z połyskującymi czarno ziarnami amfibolu i blaszkami miki (Puńców, Czaniec). Oczywiście końcowy produkt wietrzenia uzależniony jest całkowicie od warunków, w których znajdowała się skała danej intruzji i jej otoczenie, tudzież od charakteru czynników na nią działających. Względnie świeże skały spotyka się najczęściej w cienkich żyłach, chociaż

i w ich obrębie są one czasem silnie zwietrzałe. Wyjątkowo tylko jak np. w kamieniołomie w Rudowie tworzący grubszą żyłę cieszynit jest względnie świeży. Ciekawą formę wietrzenia cieszynitu obserwuje się po zachodniej stronie wejścia do wyrobiska na Goruszce, a podobnie i w wyższej, grubszej żyłe odsłonięcia 4. Wśród zwietrzałej masy cieszynitu występują tam kuliste skupienia skały świeższej. W miarę stopniowego coraz dalszego jej rozbijania wypadają skorupowato coraz bardziej spoiste i coraz świeższe kawałki skały. W samym środku wreszcie znajduje się kuliste jądro skały zupełnie świeżej barwy szaro-popielatawej, bardzo drobnoziarnistej. Tego rodzaju forma wietrzenia jest niewątpliwie uwarunkowana zjawiskami, które zachodziły podczas procesu stygnięcia magmy wciśniętej w postaci żyły w obręb skał osadowych.

WYSTĘPOWANIE CIESZYINITÓW W WIERCENIACH

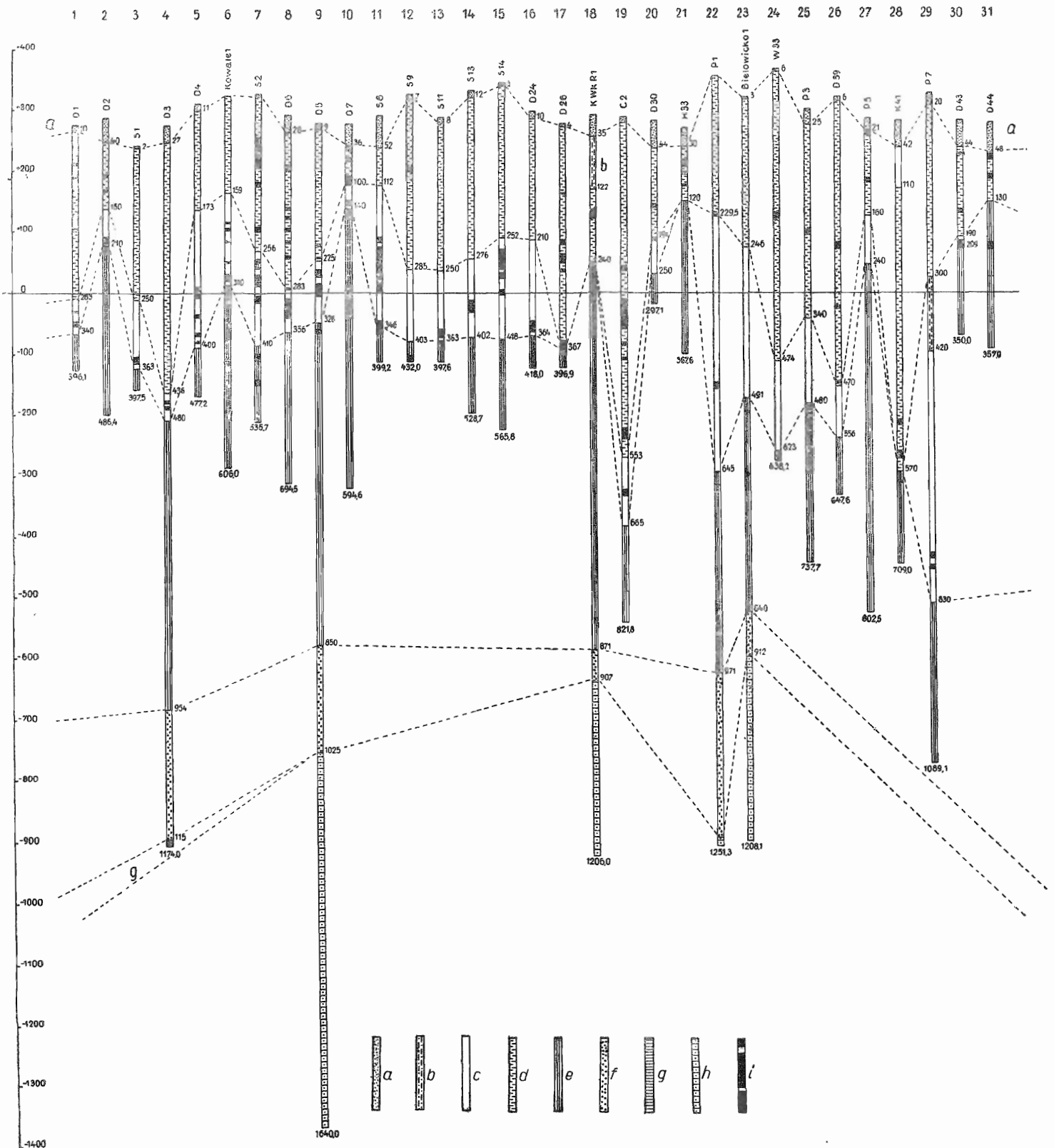
Jak już powyżej podano, znane do tej pory, odsłaniające się na powierzchni intruzje cieszynitów związane są na omawianym obszarze ściśle z płaszczowiną cieszynską. Dzięki temu wszelkie rozważania na temat charakteru i wieku intruzji posiadały ograniczone możliwości, jakie stwarzają wyłącznie powierzchniowe obserwacje. Możliwości te zostały co prawda znacznie rozszerzone przez niesłychanie wnikliwe rozważania J. Nowaka (1930) w pracy na temat wieku cieszynitów, w której autor ten podaje przykłady występowania intruzji cieszynitowych w warstwach eoceńskich na podstawie próbek jednego z wierceń na terenie Czechosłowacji, niemniej na naszym terenie właściwie brak było tego rodzaju danych. Dopiero liczne, wykonane po roku 1945 wiercenia poszukiwawcze i eksploatacyjne dostarczyły materiałów, które umożliwiają ponowne zajęcie się sprawą charakteru i wieku intruzji cieszynitowych.

Na odwierconych do miesiąca marca 1958 w tym obszarze 63 otworów, które mogły napotkać intruzje cieszynitowe, zaobserwowano je w 31 otworach. Wystąpiły one zarówno w warstwach płaszczowiny cieszynskiej, jak też w płaszczowinie podśląskiej i autochtonicznym miocenie (tabl. I). Ilość otworów, które nawierciły cieszynity w poszczególnych jednostkach tektonicznych, przedstawia się następująco:

Ilość otworów, które nawierciły cieszynity		
w płaszczowinie cieszynskiej	w płaszczowinie podśląskiej	w miocenie
19	19	7

Z powyższego zestawienia wynika, że częstość występowania cieszynitów w płaszczowinie podśląskiej jest taka sama, jak w płaszczowinie

Wiercenia w których stwierdzono cieszyńnię
 Forages dans lesquels on a constaté des teshénites



a czwartorzęd, b miocen parautochtonu stropowego, c paleogen i kreda płaszczowiny podśląskiej lub cieszyńskiej, d warstwy cieszyńskie płaszczowiny cieszyńskiej, e miocen autochtonu płytowego, f zlepienie spągowe miocenu, g paleogen i górna kreda fliszu zewnętrznego, h karbon produktywny, i cieszyńnię

a Quaternaire, b Miocène du parautochtone du toit, c Paléogène et Crétacé de la nappe subsilésienne ou de la nappe de Cieszyn, d couches de Cieszyn de la nappe de Cieszyn, e Miocène de l'autochtone tabulaire, f conglomérats de base du Miocène, g Paléogène et Crétacé supérieur du Flysch extérieur, h Carbonifère productif, i teshénites

cieszyńskiej, wyłącznie w której cieszynty ukazują się na powierzchni. Natomiast w utworach autochtonicznego miocenu, na który nasunięte są powyższe jednostki, liczba ta spada nieco poniżej 50%, niemniej jest ona dostatecznie duża, aby stwierdzić fakt przebijania warstw miocenijskich przez cieszynty, co pociąga za sobą duże konsekwencje w związku z określeniem wieku tych intruzji.

Z podanych liczb można byłoby sądzić, że ilość otworów, które nawierciły cieszynty, jest większa od podanej na początku. Tymczasem niektóre z otworów nawierciły cieszynty wyłącznie tylko w jednej z przewierconych jednostek, podczas gdy inne w dwu, a nawet we wszystkich trzech. Poniżej podaję zestawienie otworów, w których nawiercono cieszynty, z zaznaczeniem, w jakich jednostkach je nawiercono.

Lp	Nazwa otworu	Występowanie cieszyntów		
		w płaszczynie cieszyńskiej	w płaszczynie podśląskiej	w miocenie
1	Dębowiec 1	+	+	—
2	Dębowiec 2	+	+	—
3	Simoradz 1	—	+	—
4	Dębowiec 3	—	+	—
5	Dębowiec 4	—	+	—
6	Kowale 1	—	+	+
7	Simoradz 2	+	+	+
8	Dębowiec 6	+	+	—
9	Dębowiec 5	+	+	+
10	Dębowiec 7	+	+	—
11	Simoradz 8	—	+	—
12	Simoradz 9	+	—	+
13	Simoradz 11	—	+	—
14	Simoradz 13	—	+	—
15	Simoradz 14	—	+	—
16	Dębowiec 24	—	+	—
17	Dębowiec 26	+	—	—
18	Kończyce Wk R 1	+	—	—
19	Cieszyn 2	+	+	—
20	Dębowiec 30	+	—	—
21	Hażlach 33	+	—	—
22	Pogórz 1	—	+	—
23	Bielowicko 1	—	—	+
24	Wilamowice 33	+	—	—
25	Pogórz 3	+	—	—
26	Wilamowice 39	+	—	—
27	Pogórz 5	+	—	—
28	Kostkowice 41	+	—	+
29	Pogórz 7	—	+	—
30	Dębowiec 43	+	+	—
31	Dębowiec 44	+	—	+

Ciekawe wyniki otrzymuje się po zestawieniu stref występowania cieszynitów w poszczególnych jednostkach tektonicznych, biorąc pod uwagę najmniejszą i największą głębokość ich w danej jednostce, odniesionych do poziomu morza. Zestawienie takie daje następujący obraz:

Zasięg głębokości w odniesieniu do poziomu morza oznaczających strefę występowania cieszynitów					
w płaszczynie cieszynskiej		w płaszczynie podśląskiej		w miocenie	
+ 265	— 267	+ 152	— 452	+ 88	— 305

Okazuje się — co jest zresztą zupełnie naturalne — iż przypowierzchniową strefę do głębokości —267 m zajmują w odwierconych otworach intruzje cieszynitowe w warstwach cieszynskich. Nieco niżej bo od głębokości +152 m ale aż do głębokości —452 m, czyli w strefie wynoszącej z górą 600 m, występują cieszynity związane z płaszczyną podśląską. Intruzje cieszynitowe w warstwach autochtonicznego miocenu obejmują w dotychczasowych wierceniach strefę od głębokości +88 m do —305 m, wynoszącą niespełna 400 m. W tej chwili trudno jest przewidzieć, czy przedstawiony powyżej rozkład głębokości nawiercenia cieszynitów poszczególnych jednostek tektonicznych może posiadać jakieś szersze znaczenie. Nie jest to całkiem wykluczone, jakkolwiek nie jest również wyłączony czysty przypadek w tego rodzaju układzie stosunków. Jedno zdaje się nie ulegać wątpliwości, a mianowicie okoliczność, że cieszynity występujące w płaszczynie podśląskiej mogą się ukazywać na powierzchni zajętej przez tę jednostkę, natomiast cieszynity tworzące żyły w warstwach miocenijskich ujawnić w omawianym obszarze mogą tylko wiercenia.

Stwierdzenie w całym szeregu otworów występowania cieszynitów w płaszczynie podśląskiej i w warstwach miocenijskich posiada duże znaczenie w związku z zagadnieniem wieku intruzji. Szczególnie ważne są zaobserwowane zmiany kontaktowe w skale przylegającej do żył cieszynitów. Ponieważ opisywanie wszystkich cieszynitów oraz towarzyszących im stref kontaktowych nawierconych w płaszczynie podśląskiej czy też w miocenie uważam za zbędne, ograniczę się tylko ze względów dokumentacyjnych do opisu intruzji cieszynitowych i towarzyszących im warstw w otworach Pogórz (Wapienica) 7 i Kostkowice 41, oraz do krótkiego przedstawienia stosunków w otworach Dębowiec 43 i Cieszyn 2.

Otwór Pogórz (Wapienica) 7

W otworze tym nawiercono cieszynity w warstwach płaszczyny podśląskiej. Płaszczynę tę w omawianym otworze napotkano w głąbo-

kości 420,0 m, a przewiercono w głębokości 830,0 m. W głębokości 431,0-559,0 m, 658,7-670,0 m oraz 673,4-701,0 m natrafiono na porwaki warstw cieszyńskich. W sąsiedztwie cieszyнитów wystąpiły tu następujące warstwy:

744,3-746,8 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I.² piaskowiec droбноziarnisty szary, miejscami z ciemnymi smugami substancji organicznej.

Sk. II. 90 cm iłółpek czarny (—) zlustrowany przemieszany z iłółpkciem ciemnoszarym rozsypliwym bardzo silnie zlustrowanym (na drobne łuseczki), 10 cm ciemnoszara skała magmowa typu cieszyнитowego.

747,4-751,3 (wydobyto 3,45 m rdzenia).

Sk. I. 90 cm margle zielone kontaktowo przeobrażone z infiltracjami kalcytu zmieszane z czarnymi łupkami (—) przeobrażonymi w rodzaj łupków jaspisowych. Zawierają cienkie żyły kalcytu i noszą ślady wysłizgania. U dołu 10 cm szaro-brunatna skała magmowa typu cieszyнитowego.

Sk. II. szaro-brunatnawa, droбноziarnista skała magmowa typu cieszyнитowego z większymi osobnikami mineralnymi, wykazująca jakby pozorne warstwowanie o upadzie około 62°. Sporadycznie występują warstewki kalcytu na pęknięciach skały łukowatego kształtu. Wspomniane pozorne warstwowanie wskazuje najprawdopodobniej kierunek dajki cieszyнитowej.

Sk. III. szaro-brunatnawa droбноziarnista skała magmowa z większymi osobnikami mineralnymi i sporadycznymi cienkimi żyłami kalcytu, który w wypełnieniach próżni tworzy zespoły kryształów.

Sk. IV. 20 cm ciemnobrunatnej zwietrzałej skały magmowej typu cieszyнитowego, lśniącej na powierzchni od wielkiej ilości minerałów blaszkowych, poniżej 25 cm stalowo-szara, bardzo twarda droбноziarnista skała cieszyнитowa z większymi osobnikami mineralnymi, o smugach ciosowych zapadających pod kątem 40°.

759,7-760,8 (wydobyto 0,7 m rdzenia)

Sk. I. 30 cm piaskowiec jasnoszary o nieprzesortowanym ziarnie (+) ze sporadycznie występującymi większymi skaolinizowanymi skaleniami, 40 cm iłółpki zielone i ciemnoszare (+) silnie zgniecione.

760,6-766,7 (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I. iłółpki ciemnoszare i czarne (+) silnie zgniecione i łuskowato zlustrowane.

Sk. II. jak wyżej.

Sk. III. jak wyżej.

Sk. IV. iłółpki ciemnoszare silnie zgniecione bardzo słabo wapniste z cien-

² Wydobyty z otworu wiertniczego rdzeń dzieli się na jednometrowe odcinki, które wkłada się do odpowiednich skrzynek. Skrzynki te opatruje się nazwą wiercenia, głębokościami interwału rdzeniowanego mechanicznie, porządkowym numerem rdzenia oraz liczbą skrzynki, jak np. Sk. I, Sk. II itd., w zależności od długości wydobytego rdzenia. Sk. I oznacza zawsze najwyższy metrowy odcinek wydobytego rdzenia, a liczby wyższe odcinki metrowe następne. Najniższa skrzynka nie zawiera zwykle pełnego metra rdzenia, lecz pozostałość ponad całe metry. Używanie tego rodzaju oznaczeń jest konieczne ze względu na okoliczność, że są one ogólnie stosowane przy rdzeniach wydobytych z wierceń obrotowych. Znak (+) oznacza zawartość węglanu wapnia, (++) bardzo dużą zawartość, (—) brak węglanu wapnia.

kimi soczewkowatymi wtrąceniami bardzo drobnoziarnistych jasnoszarych piaskowców wapnistych.

Sk. V. łożupki ciemnoszare silnie zgniecione i zlustrowane z domieszką łożupku ciemnoszarego wapnisteo bez śladów zmian tektonicznych.

766,7-770,2 (wydobyto 4 m rdzenia)

Sk. I. łożupki czarne (—) liściaste, silnie zgniecione i zlustrowane, zawierające miejscami cieniutkie do 2 mm warstewki drobnoziarnistego, jasnoszarego piaskowca bezwapnisteo.

Sk. II. łożupki ciemnozielone wapniste przemieszane z silnie zlustrowanymi łożupkami czarnymi bezwapnistymi.

Sk. III. łożupki ciemnoszare, zlustrowane.

Sk. IV. jak wyżej.

770,4-771,4 (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I. 80 cm skała magmowa szaro-brunatnawa typu cieszynitowego upstrzona ciemnymi plamami, zawierająca miejscami nagromadzenia krystalicznego kalcytu i białe plamki nieoznaczonych bliżej minerałów wtórnych, 20 cm łożupki ciemnoszare (—) zmienione kontaktowo, jakby skrzemieniałe.

771,4-773,0 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I. 80 cm piaskowiec jasnoszary, średnioziarnisty z nieforemnymi skupieniami, a także żyłkami żółtego kalcytu, przechodzący ku dołowi w drobny zlepniec, 20 cm łożupki liściaste czarne, zlustrowane z cienkimi warstewkami jasnoszarych drobnoziarnistych piaskowców (+).

Sk. II. 20 cm piaskowiec szary o źle wysortowanym ziarnie z białymi plamami skaolinizowanych skaleni, 80 cm czarne łożupki rozsypliwe, silnie zlustrowane.

Przytoczony megaskopowy opis rdzeni intruzji magmowych i sąsiadujących z nimi skał wskazuje na widoczne zmiany kontaktowe. Były one ostatnio przedmiotem szczegółowych badań Dr. W. Parachoniaka. Wyniki tych badań, jak również i badań mikropaleontologicznych warstw opisanego odcinka wiercenia znajdują się w będącej obecnie w druku pracy wymienionego badacza pt. „Cieszynity z otworu wiertniczego Pogórz 7“. Stwierdzają one przynależność intrudowanych skał do płaszczowiny podśląskiej.

Otwór „Dębowiec 43“

Z tej samej jednostki tektonicznej pochodzi fragment rdzenia, którego zdjęcie przedstawia plansza XLVI. Wydobyty on został z otworu „Dębowiec 43“, głębokość 198,1-202,7 m, Sk. II, 23-38 cm od góry. Obserwuje się tam 2 cm miąższości wyraźnie kontaktowo zmieniony popielatoszary łożupki z jasnymi soczewkowatymi smugami, przylegający bezpośrednio do skały magmowej. Skała ta posiada barwę ciemnoszara, upstrzoną ciemniejszymi plamkami próżni po gazach oraz białawymi, okrągłymi plamami wtórnych minerałów. Ponadto widoczne są okrągławe lub owal-

ne, dość rzadko rozsiane wypukłości o średnicy 1-3 mm, o barwie skały, utworzone z trudnych do zidentyfikowania pod lupą osobników mineralnych. „Migdałowcowy“ charakter skały cieszyńskiej wskazuje na duże bogactwo gazów w brzeźnych częściach intruzji przylegających bezpośrednio do skały osadowej. Równocześnie — ze względu na typowy charakter łupków występujących w sąsiedztwie — podany przykład jeszcze raz potwierdza wiek cieszyńców młodszy w tym przypadku od eocenu. Bogactwo w występowaniu w próżniach skały minerałów wtórnych, a zwłaszcza kalcytu zaznacza się w cienkich żyłach cieszyńca w płaszczynie podśląskiej w otworze „Kowale 1“.

Otwór Kostkowice (Dębowiec) 41

W otworze Kostkowice 41 warstwy cieszyńskie z intruzjami cieszyńców występują do głębokości 570,0 m. Spoczywają one bezpośrednio na szaro-zielonych marglistych iłolupkach z resztkami makrofauny przynależnych do autochtonicznych warstw miocenu. W tych właśnie warstwach nawiercono intruzję cieszyńską.

537,2-539,3 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I. łupki ciemnobrunatne i czarne (+) zlustrowane, lokalnie z warstewkami kalcytu.

Sk. II. jak wyżej.

539,3-541,8 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I. łupki ciemno-brunatne (+).

Sk. II. drobnoziarnisty, ciemny cieszyńca.

541,8-543,2 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I. 90 cm drobnoziarnisty, ciemny cieszyńca, 10 cm wapień szary, twardy.

Sk. II. 30 cm szary twardy wapień kontaktowo zmieniony, 70 cm drobnoziarnisty ciemny cieszyńca.

543,2-545,0 (wydobyto 1,80 m rdzenia)

Sk. I. drobnoziarnisty, ciemny cieszyńca.

Sk. II. jak wyżej.

545,0-547,1 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I. ciemny drobnoziarnisty cieszyńca, u dołu przechodzi w brunatny.

Sk. II. iłolupki zielone, zlustrowane, porwak ze skał płaszczyny podśląskiej.

547,1-548,8 (wydobyto 1,3 m rdzenia)

Sk. I. łupek ciemnostalowy, smugowany, twardy wapnisty kontaktowo zmieniony.

Sk. II. ciemny, drobnoziarnisty cieszyńca.

548,8-550,2 (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I. łupki ciemnostalowe twarde, kontaktowo zmienione.

550,2-551,0 (wydobyto 0,3 m rdzenia)

Sk. I. ciemny, drobnoziarnisty cieszynit (rdzeń w kawałkach).

551,0-554,2 (wydobyto 3,4 m rdzenia)

Sk. I. iłołupek ciemnobrunatny wapnisty silnie zlustrowany.

Sk. II. iłołupek ciemnobrunatnawy wapnisty silnie zlustrowany.

Sk. III. iłołupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane, przemieszane z czarnymi łupkami liściastymi (—) silnie zlustrowanymi, bitumicznymi (porwak łupków menilitowych?).

Sk. IV. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane, twardsze niż normalnie.

554,2-555,5 (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I. łupki ciemnobrunatne bardzo wapniste silnie zlustrowane.

555,5-558,9 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I. łupki ciemnobrunatne wapniste silnie zlustrowane.

Sk. III. jak wyżej.

558,9-562,9 (wydobyto 3 m rdzenia)

Sk. I. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane.

Sk. II. jak wyżej.

Sk. III. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane z cienkimi warstewkami ciemnoszarych wapieni.

562,9-567,0 (wydobyto 2,7 m rdzenia)

Sk. I. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane, upad 11°, miejscami uwarstwienie nieregularne.

Sk. II. jak wyżej.

Sk. III. jak wyżej.

567,0-569,0 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I. 10 cm drobnoziarnisty ciemny cieszynit, 90 cm łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane z wkładkami ciemnoszarych wapieni, upad warstw 40°.

Sk. II. łupek ciemnobrunatny zlustrowany z wkładkami ciemnoszarych wapieni.

569,0-575,4 (wydobyto 6 m rdzenia)

Sk. I. ciemnobrunatne iłołupki (+) silnie zlustrowane (łupki cieszyńskie dolne).

Sk. II. 50 cm. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane, poniżej 50 cm iłołupki ciemnoszare z okruchami makrofauny. Od głębokości 570,5 m miocen.

Sk. III. iłołupki ciemnoszare wapniste mioceniśkie, lokalnie zapiaszczone, z drobnymi łuskami miki.

Sk. IV. jak wyżej.

Sk. V. jak wyżej.

Sk. VI. jak wyżej.

575,4-578,6 (wydobyto 2,4 m rdzenia)

Sk. I. 85 cm łupki szaro-zielonawe wapniste zlustrowane, 15 cm mułowiec szaro-zielony twardy wapnisty z nielicznymi blaszkami miki.

Sk. II. łupek szaro-zielonawy wapnisty.

Sk. III. łupek czarny, bitumiczny, marglisty z wkładkami ciemnoszarych wapieni ze strzałką (porwak łupków cieszyńskich dolnych).

578,6-582,7 (wydobyto 2,4 m rdzenia)

Sk. I. łożupki szaro-zielone wapniste miejscami piaszczyste, słabo zlustrowane, u dołu piaskowiec jasnoszary ze skaolinizowanymi skaleniami, średnioziarnisty wapnisty.

Sk. II. łożupki szaro-zielonawe wapniste.

Sk. III. łożupki szaro-zielonawe wapniste, w spodzie ciemno-szare „skamieniałe błoto“ z ziarnami białego i ciemnego kwarcu z częstymi odciskami makrofauny mioceńskiej.

582,7-586,0 (wydobyto 3 m rdzenia)

Sk. I. łożupki ciemnoszare (+).

Sk. II. mułowiec ciemnoszary, twardy z resztkami makrofauny.

Sk. III. jak wyżej

586,0-588,2 (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I. 50 cm mułowiec ciemnoszary, zbity z okruchami makrofauny mioceńskiej, 50 cm skała magmowa ciemna, drobnoziarnista, przypominająca ciemną odmianę cieszyńców.

588,2-589,4 (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I. łożupki ciemnoszare, cienkolaminowane zbite, miejscami krzemieniste, kontaktowo zmienione.

589,4-591,4 (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I. łożupek ciemnoszary wapnisty, miejscami piaszczysty, o nieregularnym przełamie. Upad około 2°.

591,4-593,8 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I. łożupki ciemnoszare wapniste, miejscami piaszczyste. Upad około 2°.

Sk. II. jak wyżej.

593,8-596,1 (wydobyto 2,3 m rdzenia)

Sk. I. łożupek ciemnoszary wapnisty, miejscami piaszczysty.

Sk. II. jak wyżej.

Sk. III. łożupek ciemnoszary wapnisty, u góry cienkie 2 cm wkładki szarego, gruboziarnistego piaskowca z okruchami makrofauny.

596,1-599,0 (wydobyto 2,9 m rdzenia)

Sk. I. łożupek ciemnoszary wapnisty, miejscami piaszczysty.

Sk. II. łożupek ciemnoszary wapnisty, z wkładkami szarego piaskowca gruboziarnistego z okruchami makrofauny.

Sk. III. łożupek ciemnoszary wapnisty, miejscami piaszczysty.

Z warstw sąsiadujących ze skałą magmową pobrałem cztery próbki w głębokości od 578,6 m do 589,4 m dla badań mikropaleontologicznych, które zostały wykonane przez Mgr W. Porębską (por. tab. 1).

Tabela (Liste) 1

Mikrofauna z wiercenia (Microfaune du forage) Kostkowice 41	578,6— 582,7 m	582,7— 586 m	586— 588,2 m	588,2— 589,4 m
<i>Dendrophrya latissima</i> Grzyb.	S	S		S
<i>Reophax pilulifera</i> Brady		S		
<i>Ammodiscus incertus</i> d'Orb.	S			
<i>Trochamminoides contortus</i> (Grzyb.)		S		
<i>Recurvoides deflexiformis</i> (Noth)		S		
<i>Haplophragmoides</i> sp.	F	S		R
<i>Spiroplectammina carinata</i> (d'Orb.)	R	S		S
<i>Textularia</i> sp.		S		
<i>Karreviella gaudryinoides</i> (Forn.)	R	S	S	
<i>Quinqueloculina agglutinans</i> d'Orb.		S		
<i>Q. akneriana</i> d'Orb.		S	S	S
<i>Q. lamarckiana</i> d'Orb.		S		
<i>Q. longirostra</i> d'Orb.		S		
<i>Spiroloculina depressa</i> d'Orb.		S		
<i>Trochammina</i> sp.		S		
<i>Robulus calcar</i> (Linne)		S		
<i>R. clericii</i> (Forn.)		S		
<i>R. clypeiformis</i> d'Orb.		S		
<i>R. cultratus</i> Montfort		R		
<i>R. echinatus</i> (d'Orb.)		S		
<i>R. inornatus</i> d'Orb.		S		
<i>R. orbicularis</i> (d'Orb.)		S		
<i>R. papilous</i> (Ficht. & Moll)		S	S	S
<i>Robulus</i> sp.		S		
<i>Spirolina arietina</i> (Batsch)		S		
<i>Dentalina scabra</i> Reuss		S		S
<i>Nodosaria longiscata</i> d'Orb.				S
<i>Globulina gibba</i> d'Orb.	S			
<i>Nonton pompilloides</i> (Ficht. & Moll)	S	S		S
<i>N. scaphum</i> (Ficht. & Moll)	S	S		S
<i>Elphidium advenum</i> (Cushm.)		S		
<i>Heterostegina costata</i> d'Orb.		S		
<i>Pseudotextularia</i> sp.		S		
<i>Nodogenerina consobrina</i> (d'Orb.)	S	S	S	S
<i>N. scripta</i> (d'Orb.)	S			
<i>Bulimina elongata</i> d'Orb.	S			S
<i>B. elongata subulata</i> Cushm. & Park.	S			S
<i>B. inflata</i> Seguenza	S	S		S
<i>Bolivina dilatata</i> Reuss	R			R
<i>B. polonica</i> Bieda	S			
<i>Uvigerina acuminata</i> Hosius		S		
<i>U. cocoaensis</i> Cushm.				S
<i>U. laubeana</i> Schubert	S			
<i>U. mioschwageri</i> Finlay		S		S
<i>U. tenuistriata</i> Reuss		S		

(c.d. Tab. (Liste) 1)

Mikrofauna z wiercenia (Microfaune du forage) Kostkowice 41	578,6— 582,7 m	582,7— 586 m	586— 588,2 m	588,2— 589,4 m
<i>Uvigerina</i> sp.	S	S		S
<i>Sphonodosaria</i> sp.		S		
<i>Ellipsolagena apiculata</i> Reuss				S
<i>Valvulineria complanata</i> (d'Orb.)	R	S		
<i>Gyroidina soldani</i> d'Orb.	R	S		S
<i>Eponides haidingeri</i> (d'Orb.)				S
<i>E. praecinctus</i> (Karrer)	S	S		
<i>E. schreibersi</i> (d'Orb.)				S
<i>Rotalia beccarii</i> Linne	R	S		S
<i>R. stellata</i> Reuss		S		
<i>Epistomina elegans</i> (d'Orb.)		S		
<i>Amphistegina</i> sp.		S		
<i>Ceratobulimina carpatica</i> Bieda		S		
<i>Cassidulina laevigata</i> d'Orb.				S
<i>Pullenia bulloides</i> d'Orb.	R			S
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.				S
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	F	S		C
<i>Globigerinoides triloba</i> (Reuss)	R	R	S	C
<i>Orbulina suturalis</i> Bronnimann		S		
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady)	A	S	S	A
<i>Cibicides boueanus</i> (d'Orb.)	S			
<i>C. pseudoungerianus</i> Cushman	S	S		S
<i>Asterocyclina</i> sp.		S		
<i>C. ungerianus</i> (d'Orb.)	S			R
<i>C. ungerianus</i> (d'Orb.) var. <i>ornata</i> Cushman	S			

Na podstawie częstości występowania poszczególnych form (tab. 1) —
Mgr W. Porębska wydała następującą opinię:

„Najbogatszą mikrofaunę zawiera próbka z głębokości 582,7-586 m, a najuboższą (zaledwie ślad fauny) — próbka z głębokości 586-588,2 m. Wspólną cechą dwóch pozostałych próbek jest masowe występowanie gatunku *Globorotalia scitula* (Brady). W składzie zespołu bogatej próbki (z głęb. 582,7-586 m) uderza znaczna ilość robulusów. Charakterystycznym wśród nich jest gat. *Robulus echinatus* (d'Orbigny). Dla stratygrafii najważniejsze jest występowanie gatunku *Heterostegina costata*

* Częstość występowania mikrofauny zaznaczono następującymi symbolami:

La fréquence de la présence de la microfaune est marquée par les symboles suivants:

S = 1—5 ok. (specimen), R = 5—12 ok., F = 12—25 ok., C = 25—50 ok., A = ponad (au-dessus de) 50 ok.

d'Orbigny. W próbce tej na uwagę zasługuje również pojawianie się dość licznie otwornicy z rodzaju *Quinqueloculina* (rodzina Miliolidae).

Gatunki z rodziny Miliolidae (*Quinqueloculina agglutinans* d'Orbigny, *Q. akneriana* d'Orbigny, *Q. lamarckiana* d'Orbigny, *Q. longirostra* d'Orbigny, *Spiroloculina depressa* d'Orbigny) wskazują na ciepłe i niezbyt głębokie morze.

Wśród wszystkich gatunków przewagę stanowią gatunki wapienne; formy aglutynujące reprezentowane są przez gatunki: *Dendrophrya latissima* Grzybowski, *Haplophragmoides* sp., *Spiroplectammia carinata* (d'Orbigny), *Karrerella gaudryinoides* (Fornasini).

Nieznaczna domieszkę form fliszowych stanowią: *Reophax pilulifera* Brady, *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Recurvooides deflexiformis* (Noth), *Trochamminoides contortus* (Grzybowski), *Trochammina* sp., *Pseudotextularia* sp.

Wiek wszystkich próbek określa się jako dolnotortonński. Wskazuje na to: występowanie *Heterostegina costata* d'Orbigny, liczne występowania robulusów, a głównie dolno-tortonńskiego *Robulus echinatus* (d'Orbigny) oraz masowe występowanie *Globorotalia scitula* (Brady)“.

Z powyższej opinii wynika, że warstwy zawierające intruzję cieszynitu należą do dolnego tortonu.

Badania mikropaleontologiczne uzupełniają wyniki prac petrograficznych wykonanych przez Prof. Dr. A. Gawła, za co Mu niniejszym składam serdeczne podziękowanie. Opinia Prof. Dr. A. Gawła na temat cieszynitu nawierconego w warstwach miocénskich oraz jego otoczenia przedstawia się następująco.

„Opis mikroskopowy materiału z wiercenia Kostkowice (Dębowiec) 41“

„Utworki miocénskie, zawierające cieszynit na głęb. 586,0-588,2 m (dolna część rdzenia) są zbudowane w pobliżu występowania tej skały z piaskowców i mułowców. I tak na głęb. 575,4-578,6 m znajduje się drobnoziarnisty piaskowiec ciemnosmugowany (mułowiec), o spoiwie kalcytowym. Obok ostrokrawędzistych ziarn kwarcu widoczne są drobne ilości miki białej i liczne nieoznaczalne szczątki wapienne mikroorganizmów. Oprócz węglanu wapnia o strukturze niewątpliwie organogenicznej istnieje też kalcyt krystaliczny ziarnisty, spełniający rolę spoiwa. Smugowanie równoległe pochodzi od brunatnych substancji organicznych.

Na głęb. 586,0-588,2 m (górną część rdzenia) piaskowiec (mułowiec) miocénski staje się średnioziarnisty o spoiwie częściowo kalcytowym, ziarnistym, częściowo pelitycznym i pozbawionym oznaczalnych struktur. Rzadko zdarzają się nieoznaczalne szczątki wapiennych szkieletów. Ziarna kwarcu ostrokrawędziste, klarowne, zazwyczaj nie posiadają wrostków i wygaszają falisto światło spolaryzowane, czasem okazują wyraźne spękania, co przemawiałoby za silnym oddziaływaniem dynamicznym na materiał skalny już osadzony. Sporadycznie można zauważyć drobne okruchy wielokrotnie zbliźnionego skalenia o wyglądzie całkowicie świeżym. Rzadkie są skupienia pyłków ilastych i rudnych, gdziekolwiek są widoczne blaszki muskowitu i nieregularne ziarenka glaukonitu o średnicy poniżej średnicy kwarców.

W bezpośrednim sąsiedztwie cieszynitu występują ciemnoszare mułowce z okrucami fauny (głęb. 586,0-588,2 m). Pod mikroskopem zaznacza się słabo delikatne smugowanie, polegające na zagęszczeniu młuku kwarcowego kosztem substancji ilowych. Zdarzają się też smugi przechodzące w średnioziarnisty piaskowiec

o ziarnach zaokrąglonych, jeśli są większe, ostrokrawędzistych zaś im mniejsze posiadają rozmiary. Zdarzają się też sporadycznie dość duże okruchy ortoklazy o strukturze pertytowej. W partiach gruboziarnistych i w ich pobliżu mułowce wykazują stosunkowo najwięcej okruchów fauny. Substancje ilowe rozpraszają światło, czyniąc preparat mało przejrzystym. Niezależnie od tego zaciemnienia preparatu i w ogóle ciemna barwa skały pochodzi od substancji organicznych, bądź jednostajnie rozmieszczonych, bądź występujących w nieregularnych, często bardzo drobnych skupieniach. Wśród substancji ilowych obserwuje się dość gęstą siatkę nieziernie cienkich, beładnie rozmieszczonych blaszek muskowitu lub illitu.

Brak w dostępnych preparatach śladów przejaśnień, które by można odnieść do wytlenia substancji organicznej wskutek kontaktu z cieszynitem. Istnieją wobec tego dwie możliwości określenia pozycji cieszynitu. Można go uważać bądź za egzotyk, bądź za intruzję cienkiej żyły o bardzo niskiej temperaturze, bliskiej krzepnięcia magmy.

Dla zakończenia przeglądu skał klastycznych, należy podać opis piaskowca, występującego pod cieszynitem, na głęb. 596,1-599,0 m. Jest to piaskowiec średnio- a nawet gruboziarnisty o spoiwie wapnistym zbitym i kalcytowym. Przeważają ziarna kwarcu o dużych średnicach, zaokrąglone, klarowne, rzadziej falisto ściemniające. Często otoczkami kwarcu stanowią ząbębiony zrost kilku osobników, charakterystyczny dla skupień kwarcu w gnejsach, czy też granitach iniekujących w seriach migmatytowych. Frakcja ziarn średnioziarnistych ustępuje co do ilości zarówno frakcji mułku kwarcowego, jak i frakcji gruboziarnistej. Wśród frakcji gruboziarnistej zdarzają się ortoklasy, często pertytowo przerosłe. W niektórych ziarnach ortoklazę można stwierdzić występowanie wrostków skalenia zbliżonego, silnie zserycytowanego (z granitów migmatytowych?). Zdarzają się też okruchy skał wapiennych, kwarcytów i lidytów. Szczątki organiczne wapienne są nieoznaczalne i niezbyt liczne.

Cieszynit z głęb. 586,0-588,2 m (pl. L.) jest skałą średnioziarnistą, pozornie mezokratyczną, z powodu dość obfitego tła skalnego, zresztą silnie przeobrażonego. Pod mikroskopem ujawnia się struktura porfirowa reprezentowana występowaniem krótkosłupkowych minerałów ciemnych. Wśród minerałów ciemnych widoczne są dwie generacje. Starszą generację tworzą bezbarwne w cienkich płytkach idiomorficzne i słabo dwójłomne augity egirynowe o kącie Z/γ — około 52° i kącie osi optycznej $2V\gamma$ — $54-56^\circ$ i diopsydy (Z/γ — 37° , $2V\gamma$ — 52°). Minerale te często są obrośnięte pigeonitem. Ustępują im co do liczebności w skale i co do wielkości brunatne w świetle przechodzącym lamprobolity (Z/γ — 6° , $2V\gamma$ — 70°). Pojawiają się natomiast obficie brunatne blaszki biotytu, obwiedzione najczęściej obwódkami o intensywniejszym, ciemniejszym pleochroizmie. Biotytowi towarzyszą zwykle większe skupienia magnetytu, rozsianego poza tym równomiernie w całej skale. Spotyka się liczne wydłużone igły apatytu. Brak skaleni. Zaledwie w paru małych ziarnach można rozpoznać słabo dwójłomny skaień potasowy (sanidyn?).

Tło skalne opisywanego cieszynitu stanowią masy mało przejrzyste zbite, gdzieś tam przechodzące w słabo dwójłomne promienisto ułożone skupienia nadtrolitu. W kilku miejscach można było zauważyć niebieskawe, kwadratowe zarysy zmętniałego od wrostków hauynu na tle słabo przejrzystej masy mezostasis. Do produktów rozkładu skały, być może, typu wietrzenia powierzchniowego należy zaliczyć kalcyt i skupienia krzemionki bezpostaciowej, której brunatne zabarwienie często układa się w liesegangowskie smugi dyfuzyjne.

Opisany cieszynit przedstawia produkt krystalizacji magmy zasadowej szeregu alkalicznego, silnie uwodnionej w ostatniej fazie jej zestalenia. Stąd też tło

skalne być może predysponowane do wykształcenia się głównie w postaci nefelinu uległo zeolityzacji. Oddziaływanie autopneumatoliczne pary wodnej zaznaczyło się między innymi wytworzeniem ciemnych obwódek zewnętrznych na biotytach, w których pod wpływem pary wodnej żelazo dwuwartościowe biotyty uległo utlenieniu na żelazo trójwartościowe, powodujące pogłębienie barwy pleochroicznej. Wspomnianią cieszynit różni się od cieszynitów z warstw kredowych nasuniętych na mioceny, przede wszystkim obecnością biotyty (magma ouachitowa), a wśród minerałów wczesnych generacji obecnością bezbarwnego diopsydu i augitu egirynowego. W cieszynitach z warstw kredowych obecny jest augit zwyczajny i tytanowy, brak natomiast biotyty“.

W związku z ogólnie poruszonymi w przytoczonej wyżej opinii Prof. Dr. A. Gawła pewnymi różnicami pomiędzy cieszynitami z płaszczowiny cieszyńskiej, a cieszynitem z warstw miocenijskich otworu „Kostkowice 41“ powstało zagadnienie jakości różnic pomiędzy wymienionymi skałami. Prof. Dr. A. Gaweł zgodził się z całą życzliwością przejrzeć i zbadać dodatkowo cały szereg preparatów, po czym wydał następującą opinię.

„Cieszynity nawiercone w głębokości 543,20-569,00 m znajdują się w warstwach kredowych. Warstwy te są zbudowane nad cieszynitami z ilów mułkowych, kwarcowo-illitowych, często piaszczystych, laminowanych, zawierających smugi i gniazda kalcytu. Obfita strzałka kalcytowa przecina je poprzecznie do uławicenia. Dolna część ilów, stanowiąca spąg cieszynitu jest łupkiem marglistym. Należy podkreślić, iż wewnątrz cieszynitu znajdują się dwie wkładki ilów — jedna, wyraźnie laminowana na głębokości 548,80-550,20 m, druga pomiędzy 551,00-554,20 m. Wykształceniem zbliżają się te wkładki do niżej leżących łupków marglistych względnie wapieni marglistych.

Cieszynit stanowi odmianę gruboziarnistą o porfirowym wykształceniu. Spągowa jego partia (górną część rdzenia 567,00-569,00 m) jest silnie skalcytyzowana, minerały femiczne wykazują znaczny stopień hydrotermalnego przeobrażenia. Najlepiej są zachowane pirokseny jasne z odcieniem zielonkawo-szarym (diopsyd diabazowy), zazwyczaj doskonale idiomorficzne, choć nieraz wykazujące obtopienie konturów i kataklazę. Rzadsze są augity szarawe z odcieniem różowawym, przecięte bądź szczelinami płaszczyn łupliwości bądź nieregularnymi spękaniami przełamu muszlowego. Na ich powierzchniach gromadzą się obficie blaszki chlorytu. Od żółtawo-szarego tła skalnego słabo dwójłomnego, często wykazującego pęczki wykrytalizowanych igiełek apatytu, oddzielają się bardzo słabo blaszkowate natrolity o bardzo niskich barwach interferencyjnych.

Cieszynit nieprzeobrażony, stanowiący główną masę intruzji odznacza się dużą zmiennością składu mineralnego. W części najniższej cieszynitu dominuje wśród jego prakształów spękany augit częściowo tytanowy. Towarzystwają mu diopsydy augitowe (Z/γ — 34-36°). Zdarzają się też duże amfibole o silnym pleochroizmie brunatnym, nieraz obrastające pirokseny w sposób krystalograficznie prawidłowo zorientowany. W tle skalnym widoczne są słabo dwójłomne zarysy minerałów o tabliczkowatym rozwoju (natrolit). Ku górze (dolna część rdzenia 547,10-548,80 m) wzrasta ilość amfiboli w postaci obtopionych słupków, pojawiają się też nieliczne blaszki biotyty. W sąsiedztwie tych dwóch składników spostrzega się obfite skupienia dużych stosunkowo ziarn rud żelaza.

Wyższa partia cieszynitu cechuje się przewagą augitu tytanowego, wykształconego w dużych słupkowych osobnikach. Amfibol i biotyt są sporadyczne. Często są skupienia chlorytu, nieraz w postaci sferolitycznych agregatów. Zazwyczaj przyjmuje się, iż chloryt wypełnia pseudomorficzne oliwiny. Napotyka się jednakowoż także same skupienia chlorytu na miejsce piroksenów. Duże ziarna dość obfitych rud żelaznych i tło skalne częściowo przekryształizowane w nieregularne pęczki zeolitów dopełniają obrazu tej odmiany cieszynitu.

Nieco wyżej wewnątrz intruzji cieszynitu (górną część rdzenia 545,00-547,10 m) (pl. LI) pojawiają się obok mniej lub więcej równoważnych ilości diopsydu i augitu ponownie brunatne amfibole, tworzące bądź samoistne obtopione słupki, bądź narosłe obwódki na piroksenach. Odmiana ta jest bogata w długie, dość grube igły apatyty. Czarne rudy żelaza, chloryt, często sferolitycznie ułożony są równomiernie rozmieszczone wśród stosunkowo skąpego tła skalnego.

Najgórnieszczą część intruzji jest wykształcona porfirowo, przy czym ilość żółtawo-szarego tła skalnego wzrasta dość znacznie w porównaniu z innymi opisanymi odmianami. Przeważają różowawo-szare augity tytanowe często o budowie klepsydrowej. Obrastają one czasem jaśniejsze, zielonawo-szarawe diopsydy. Te ostatnie są dość rzadkie. Do rzadkości należą też płatki brunatnego biotyty. Tło skalne z licznymi igielkami apatyty ulega częściowemu przekryształizowaniu na zeolity.

Analiza mikroskopowa nawierconej intruzji cieszynitu ujawnia jej zróżnicowanie (pl. LII) w składzie mineralnym, będące wynikiem smugowego nagromadzenia się pary wodnej w obrębie intruzji. Stąd to wypływa istnienie poziomów bogatszych w amfibol i biotyt przy równoczesnym masowym pojawianiu się rud żelaza. Obfity chloryt zdaje się być produktem wczesnej autopneumatolizy prowadzącej do rozkładu zwłaszcza oliwinu, a także częściowo piroksenów. Istotnym składnikiem ciemnym są tutaj augity tytanowe obok mniejszych lub większych ilości wcześniejszego lub równoczesnego diopsydu. Na uwagę zasługują apatyty, koncentrujące się raczej w tle skalnym, a więc krystalizujące nieco później niż oliwiny i diopsydy. W porównaniu z cieszynitem z warstw miocenijskich w składnikach ciemnych odmiany cieszynitu z warstw kredowych brak wyraźnych śladów cząsteczek alkalicznych w postaci egirynu czy barkewikitu“.

Uzupełniając jeszcze wybrane wyniki niektórych wierceń, które nawierciły intruzje cieszynitowe, ze względu na wagę dla całości zagadnienia, wspomnieć trzeba o stosunkach zaobserwowanych w otworze „Cieszyn 2“ w Cieszynie. Stosunki te przypominają bardzo opisane w pracy K. Smulikowskiego (1929) z kamieniołomu w Boguszowicach.

W otworze „Cieszyn 2“ położonym w odległości około 3300 m na SE od kamieniołomu w Boguszowicach napotkano w głębokościach 247,5-370,7 m oraz 605,4-611,8 m kilka intruzji cieszynitu czarnego, drobnoziarnistego o grubości 2,3 m, 2,0, 3,0, 1,0 m, 2,3 m, 3,5 m, podczas gdy w głębokości 392,5-394,1 m wystąpiła żyła gruboziarnistego, jasnego cieszynitu z większą ilością skaleni. Wszystkie wspomniane intruzje związane są z warstwami cieszynskimi za wyjątkiem najniższej związanej z warstwami podśląskimi. Napotkanie w otworze „Cieszyn 2“ dwóch silnie kontrastujących odmian cieszynitów, a mianowicie melanokratycznej i leukokratycznej wskazywać może na zróżnicowanie wiekowe cieszynitów

i na dwa okresy intruzyjne. Zamknięcie ich w ewentualne ramy czasowe staje się możliwe dopiero teraz dzięki licznym wierceniom i nowym wyrobiskom.

WIEK INTRUZJI CIESZYNITOWYCH WEDŁUG DAWNIEJSZYCH PRAC

Skały magmowe Śląska Cieszyńskiego stały się tematem szeregu specjalnych prac z chwilą wyodrębnienia ich przez F. Hoheneggera (1861) jako charakterystycznej, swoistej grupy skał pod osobną nazwą cieszynitów. Badaczy interesowała zarówno budowa i skład mineralny tych skał, jak też towarzyszące im zmiany kontaktowe, a wreszcie zagadnienie wieku intruzji. W związku z tą ostatnią kwestią już w roku 1865 pojawiła się praca A. Madelunga, zawierająca niezmiernie cenne spostrzeżenia i poglądy, których znaczenie ocenić można w pełni dopiero w świetle ostatnio uzyskanych materiałów.

A. Madelung (1865) na początku swej pracy nawiązał do poglądów na temat wieku cieszynitów wypowiedzianych przez F. Hoheneggera (1861). Autor ten uznał bowiem cieszynity za skały magmowe okresu kredowego i eoceńskiego,

„...gdyż utworzyły one od początku neokomu, aż do końca powstawania osadów eocenu liczne pojedyncze intruzje“.

W wyniku własnych obserwacji i spostrzeżeń poczynionych przez H. Fal-laux doszedł A. Madelung (1865) do wniosku, że

„żaden cieszynit w północnych Karpatach nie jest starszy aniżeli co naj-wyżej osady górno-eoceńskie“.

W uzasadnieniu wyrażonego wyżej poglądu powołuje się A. Madelung (1865) na obserwacje poczynione w Boguszowicach, a zwłaszcza na północny zachód od Boguszowic, gdzie intruzje cieszynitowe występują w warstwach eoceńskich, w których obrębie spowodowały zmiany kontaktowe. W dalszym ciągu podkreśla omawiany autor tę okoliczność, iż przy dużym zróżnicowaniu cieszynitów te same typy co w młodszych warstwach eoceńskich występują i w starszych warstwach dolno-kredowych. Jednocześnie jednak niektóre odmiany cieszynitów pojawiają się tylko w starszych, inne natomiast wyłącznie w młodszych warstwach. W konkluzji stwierdza A. Madelung (1865), że:

1) cieszynity „...występują ogólnie w kredzie i eocenie w tym samym charakterze i w podobnej różnorodności wykształcenia,

2) warstwy kredy i eocenu uległy wyruszeniu przez cieszynity z pierwotnego położenia i mniej lub więcej przeobrażone,

3) istnieją miejsca, gdzie dwie leżące na sobie warstwy kredy, np. neokom i apt pod wpływem cieszynitu uległy różnorodnym zaburzeniom, a te ostatnie także przy przyjęciu młodszego wieku cieszynitu wyjaśnić można po prostu przez dwa podniesienia w różnych czasach i przez różnorodne petrograficzne właściwości skał osadowych,

4) nie znaleziono w końcu żadnego punktu, w którym musiałyby się przyjąć, że cieszynity są starsze aniżeli jakiegokolwiek górnokredowe warstwy“.

A. Madelung (1865) z zaobserwowanego faktu, że

„...wszędzie gdzie cieszynity występują w związku z warstwami eoceńskimi, te ostatnie uległy podniesieniu i przeobrażeniu“

przypuszcza możliwość jeszcze młodszego wieku, a mianowicie miocenińskiego. Ponieważ jednak (cytuje za wymienionym autorem)

„...w obrębie miocenińskich utworów cieszynity nie występują, a jedyną skałą wulkaniczną napotkaną w nich jest bazalt“

niemożliwe jest uzasadnienie tego przypuszczenia. Zdaniem A. Madelunga

„Całkowity brak cieszynitów w jeszcze młodszym osadach, aczkolwiek występują one przy granicy tych ostatnich z warstwami eoceńskimi, jest jedynym argumentem przeciwko przyjęciu górnokredowego, ale nie młodszego wieku cieszynitów“.

Przytoczone powyżej często nawet dosłownie wyjątki z pracy A. Madelunga (1865) wskazują, że autor ten wyraził nieomal 100 lat temu poglądy, z których większość dopiero obecnie w pełni się zaktualizowała.

Późniejsze prace, aż do ogłoszonych w roku 1929 i 1930 prac K. Smulikowskiego (1929, 1930) i J. Nowaka (1930) nie wniosły żadnych istotniejszych zmian w poglądach na temat wieku cieszynitów, wyrażonych przez F. Hoheneggera (1861) i A. Madelunga (1865). Dotyczy to również syntetycznej pracy V. Uhliga (1903).

Ze wspomnianych prac, prace K. Smulikowskiego (1929, 1930) stanowią wnikliwe studium petrograficzne, obejmujące wszystkie znane wówczas występowania cieszynitów w obszarze Śląska Cieszyńskiego. Precyzyjne i obszernie wnioski oparte na szczegółowych badaniach mikroskopowych i szeregu analizach wyjaśniają wiele niejasnych przedtem zagadnień związanych tak z właściwościami i dyferencjacją magmy cieszynitowej, jak i szeregiem zjawisk spowodowanych przez intruzje. Praca K. Smulikowskiego (1929) stanowi do pewnego stopnia uzupełnienie pracy O. Pacáka (1926) omawiającej szczegółowo cieszynity czechosłowackie z obszaru położonego na zachód od rzeki Ostrawicy. Ponieważ K. Smulikowski (1929, 1930) opracował cieszynity obszaru na wschód od Olzy, po-

między terenami prac obu autorów pozostała luka, którą tworzy obszar położony pomiędzy rzekami Ostrawicą a Olzą. Cenne prace K. Smulikowskiego (1929, 1930) nie poruszają zasadniczo sprawy wieku cieszyńskich, aczkolwiek zawierają szereg obserwacji posiadających znaczenie dla rozważań na ten temat.

Sprawą wieku cieszyńskich zajmuje się specjalnie J. Nowak (1930). Praca tego autora oprócz bardzo wszechstronnej i wnikliwej analizy samego zagadnienia zawiera cenne uwagi ogólne, które w pełni — podobnie jak i spostrzeżenia A. Madelunga — zaktualizowały się dopiero obecnie w świetle nowych danych. Do ważniejszych ustaleń J. Nowaka (1930) w tej pracy należą:

1) stwierdzenie, że ruchy, które zaznaczyły się podczas osadzania wapieni cieszyńskich penakordancją, trwały do najmłodszych epok geologicznych;

2) amplitudzie pogłębiania się basenów sedymentacyjnych w synklinach odpowiada harmonijnie amplituda wynurzania się stref antyklinalnych. Odkłucie diagenetycznie przeobrażonych osadów rozpoczyna się z końcem oligocenu, a nasunięcie da się śledzić aż do czasów potortońskich;

3) intruzje skał magmowych miały miejsce nie przed odkłuciem się płaszczowin cieszyńskich i przesunięciem ich w dzisiejsze położenie, lecz już po tym wydarzeniu;

4) odkłucie płaszczowin cieszyńskich jako następstwo długotrwałego nacisku zaczyna się nieco wcześniej aniżeli z końcem oligocenu, a nasunięcie osiąga swój szczytowy punkt w dolnym miocenie i trwa do końca tortonu, przy czym późniejsze efekty nie osiągają żadnej znaczniejszej skali. Na ostatnio wspomniany moment przypada zjawisko intruzji;

5) głębokie wciśnięcie stref synklinalnych podczas fałdowania i w wyniku obciążenia większych obszarów przez posiadające dużą miąższość nasunięte jednostki spowodowało wyciśnięcie magmy. Magma wykorzystywała drogi najmniejszego oporu, aby wzdłuż najdogodniejszych w tym przypadku płaszczowin odkłucia wznieść się stosunkowo wysoko;

6) wykształcenie tak licznych i różnorodnych końcowych produktów krzepnięcia magmy, częściowo w obrębie wąskich granic czasowych tworzy także prostą konsekwencję tego procesu, czynnego po maksimum nasunięcia płaszczowin cieszyńskich;

7) zarówno cieszyńskie, jak i godulskie płaszczowiny zostały wyciśnięte ze swego obszaru sedymentacyjnego przez nasuwanie się płaszczowin magurskich.

W wyniku rozważań ogólnych J. Nowak (1930) stwierdził słuszność poglądów A. Madelunga (1865) na młody, mioceni, a co najwyżej górno-

eoceński wiek intruzji cieszyinitowych. Jako uzasadnienie poza faktami stwierdzonymi przez A. Madelunga (1865) przytoczył J. Nowak (1930) wyniki wiercenia H-6 w Gbelý (Hodonin), które nawierciło cieszyinity w zielono-szarych, czerwonych i ciemnoszarych łupkach eoceńskich, przeobrażonych pod wpływem kontaktu z magmą.

W ten sposób sprawa wieku cieszyinitów zdawała się być załatwioną, gdyby nie odkrycie nowych wystąpień skały magmowej porfirytowej w okolicy Lanckorony przez M. Książkiewicza (Gawęł i Książkiewicz 1936). Na podstawie przeprowadzonych badań M. Książkiewicz uznał wiek odkrytych intruzji za średnio- lub górno-kredowy. Tego rodzaju stwierdzenie nie pozostało bez wpływu na dalsze kształtowanie się poglądów na wiek cieszyinitów, a zwłaszcza wobec wniosków A. Gawła w części petrograficznej cytowanej pracy nie tylko dopuszczających, ale nawet uzasadniających możliwość powstania badanych porfirytów i cieszyinitów ze wspólnej magmy.

Próbę określenia wieku cieszyinitów i najogólniejszego przedstawienia mechanizmu zjawisk towarzyszących intruzjom w nawiązaniu do wyników pracy A. Gawła i M. Książkiewicza (1936) podjąłem przy okazji omawiania geologii arkusza Biała-Bielsko (Konior 1938). Na podstawie obserwacji terenowych i wcześniejszych publikacji na temat cieszyinitów doszedłem do następujących wniosków.

„Wiek cieszyinitów należałoby wiązać... z czasem powstania płaszczowiny cieszyńskiej. ... Dygitacje płaszczowiny cieszyńskiej po pewnych ruchach przygotowawczych w beriasie i hoterywie uformowane zostały już w kredzie średniej. Do tego więc okresu należałoby odnieść powstanie intruzji cieszyinitowych. ... Można byłoby więc przypuszczać, iż zjawisko cieszyinitowe mogło przebiegać w dwóch fazach. Fazę pierwszą łączyłbym — co już wyżej zaznaczyłem — z kredą średnią, ewentualną fazę drugą z okresem formowania się płaszczowiny godulskiej i nasuwaniem jej na jednostkę cieszyńską. Okres ten mógł mieć miejsce w związku z tektonicznym ożywieniem się mas magurskich w czasie akwitany“.

Tego rodzaju postawienie sprawy wieku cieszyinitów uwzględniające świeżo odkryte wówczas porfiryty i przypuszczenia co do czasu ich intruzji, poza pewnymi faktami stwierdzonymi przez K. Smulikowskiego (1929) w kamieniołomie w Boguszowicach i przesłankami raczej ogólnymi, nie posiadało jednak odpowiedniego uzasadnienia. Z tej przyczyny sprawa wieku cieszyinitów w dalszym ciągu nie była bliżej wyjaśniona. Sprawę tę zdają się bardziej wyczerpująco naświetlać dopiero obecnie uzyskane nowe fakty, materiały i obserwacje.

SPRAWA WIEKU CIESZYINITÓW W ŚWIETLE NOWYCH DANYCH

W poprzednich rozdziałach poza szkicem geologicznym obszaru występowania cieszyinitów podałem nowe dane w związku z charakterem

intruzji i ich wiekiem, a w końcu przedstawiłem ważniejsze poglądy na wiek tych niezmiernie interesujących skał. Przystępując obecnie do narysowania aktualnego poglądu na wiek cieszyńców uważam za wskazane poprzedzić go ujętymi w kilka punktów najważniejszymi przesłankami ogólnymi. Przedstawiają się one następująco:

a) Płaszczowina cieszyńska nie stanowi najniższej jednostki tektonicznej Karpat nasuniętej już na autochtoniczne, względnie stosunkowo słabo wyruszone masy fliszu zewnętrznego leżącego bezpośrednio na podłożu.

b) Dawny flisz zewnętrzny okazał się mocno miejscami rozartą płaszczowiną, nasuniętą na utwory dolno- a nawet środkowo-tortońskie. Na płaszczowinę tę zwaną podśląską nasunięta jest płaszczowina cieszyńska jako druga z kolei, wyższa jednostka tektoniczna brzeżnej części Karpat.

c) Proces nasuwania się płaszczowin fliszowych na przedpole rozpadał się na dwa etapy. Etap pierwszy miał miejsce przed mioceniem. Świadczą o tym fragmenty brzeżnych jednostek fliszowych, a mianowicie podśląskiej i cieszyńskiej znajdujące jako materiał gruboklastyczny w osadach środkowo-tortońskich warstw grabowieckich. Etap drugi, końcowy nasunięcia się płaszczowin fliszowych na miocen autochtonu płytowego mógł mieć miejsce w okresie górno- względnie potortońskim.

d) Po nasunięciu się płaszczowin fliszowych na miocen nastąpiło może nie wszędzie jednakowe, niemniej ogólne podniesienie się ostatecznie już tektonicznie uformowanego obszaru. Dzięki temu utwory miocenские znalazły się obecnie na wysokości ± 250 m nad poziomem morza. Podniesienie to odbywało się stopniowo, powodując wycofywanie się morza z obszarów nim objętych.

e) Cieszyńcy występują nie tylko w obrębie warstw cieszyńskich — jak przez długi czas sądzono — lecz również w kredowo-paleogeńskich warstwach płaszczowiny podśląskiej, a nawet w utworach dolno-tortońskich, co zostało mikropaleontologicznie stwierdzone.

f) Cieszyńcy nie tworzą wyłącznie żył pokładowych (sillów) lecz dość często również dajki. Grubość tych ostatnich jest zwykle mniejsza niż sillów.

g) Wśród rozlicznych odmian cieszyńców rzucają się zasadniczo w oczy dwa mocniej kontrastujące typy, a mianowicie bardziej leukratyczny, jaśniejszy i wybitnie ciemny, melanokratyczny. Nie jest wykluczone, że wymienione typy nie powstawały jednocześnie i że mogą być różnoczasowe.

h) Kontakty cieszyńcy z warstwami cieszyńskimi, podśląskimi, czy też miocenскими wskazują na późniejsze od powstania tych warstw intruzje magmy.

W związku z wiekiem cieszyńców stwierdzono, że najmłodsze war-

stwy, w których je napotkano, należą do dolnego tortonu. Ponieważ jednak — ze względu na stosunki tektoniczne — magma, aby dojść do warstw płaszczowiny cieszyńskiej, musiała wprzód przebić się przez spoczywające pod nią kredowo-paleogeńskie utwory najniższej, nasuniętej jednostki karpackiej, a mianowicie płaszczowiny podśląskiej, oraz przez leżące pod nią autochtoniczne serie miocenijskie, wiek intruzji cieszyńskich musi być młodszy aniżeli wiek najmłodszego ogniwa stratygraficznego, przez które przedziarzać się musiała magma w swojej wędrówce ku powierzchni. A zatem wiek cieszyńskich w chwili obecnej musi się uznać — stosownie do wcześniejszych poglądów A. Madelunga (1865) i J. Nowaka (1930) — za miocenijski, ściślej górno-tortoński, względnie potortoński.

Nie jest wykluczone — co przypuszczałem na podstawie pewnych spostrzeżeń K. Smulikowskiego (1929) już w roku 1938 (Konior 1938), że „zjawisko cieszyńskie“ mogło przebiegać w dwóch fazach. Ponieważ wiek fazy późniejszej, młodszej jest już określony, pozostałaby próba określenia wieku ewentualnej fazy pierwszej, starszej. Można byłoby ją odnieść do wymienionego w punkcie c) niniejszego rozdziału pierwszego etapu pooligocenijskiego formowania i nasuwania się płaszczowin fliszowych.

Okolicznością przemawiającą za istnieniem starszej, najprawdopodobniej pooligocenijskiej fazy intruzyjnej jest do pewnego stopnia stwierdzenie w wierceniach występowania cieszyńskich w warstwach miocenijskich w ilości mniej aniżeli 50% przypadków nawiercenia ich w warstwach płaszczowiny cieszyńskiej i podśląskiej, których ilość jest jednako (w płaszczowinie cieszyńskiej nawiercono cieszyńskie w 19 otworach, w podśląskiej w 19 otworach, podczas gdy w utworach miocenijskich cieszyńskie nawierciło 7 otworów). Można by fakt ten tłumaczyć intruzjami magmy cieszyńskiej w warstwy płaszczowin cieszyńskiej i podśląskiej przed ich nasunięciem na miocen. W tym czasie warstwy tych płaszczowin kontaktowały bezpośrednio z paleozoiczno-krystalicznym podłożem, z którego pochodziła magma. Powstać wówczas mogły wspomniane odmiany bardziej leukokratyczne, a przede wszystkim intruzje grube. Po nasunięciu się płaszczowin cieszyńskiej i podśląskiej na miocen — wdzierająca się magma miała do odbycia znacznie trudniejszą i dalszą drogę ku powierzchni. Z tego względu same intruzje posiadają znacznie mniejsze wymiary, często występują dajki, a magma ma charakter bardziej zasadowy.

Do tej pory brak jednak jakichkolwiek bardziej ważkich dowodów uzasadniających możliwość istnienia tej „pierwszej“ fazy. Nie jest wykluczone, że przy dalszych, już szczegółowych pracach na temat cieszyńskich dowody takie się znajdą, albo też znajdą się ostatecznie argumenty odrzucające możliwość dwukrotnego wdzierania się magmy i to w różnych stadiach fałdowania, formowania się i nasuwania dotyczących płaszczowin karpackich.

J. Nowak (1930) wyraził pogląd, że

„...intruzje skał magmowych miały miejsce nie przed odkłuciem się płaszczowin cieszyńskich i przesunięciem ich w dzisiejsze położenie, lecz już po tym wydarzeniu“.

Ponieważ nowsze obserwacje pogląd ten w zupełności potwierdzają, można w tej chwili sądzić, że w końcu przeważać może koncepcja jednorazowego wylewu magmy cieszyńskowej w czasie górnego-względnie portortońskiego.

WNIOSKI KOŃCOWE

Bliższe określenie wieku intruzji cieszyńskowych na podstawie nowych obserwacji i wyników wierceń wymaga uzupełnienia szczegółami przez wnikliwe badania petrograficzne. Umożliwią one w efekcie ustalenie porządku zjawisk związanych z intruzjami magmy i ich mechanizmu. Sprawa jest tym bardziej interesująca, iż w świetle zebranych spostrzeżeń i stwierdzeń istota i mechanizm zjawisk górotwórczych zawiera wciąż jeszcze wiele zagadek, a wylewy magmy cieszyńskowej są niewątpliwie ze zjawiskami tymi jak najściślej związane. Jako pierwszy etap na tej drodze mam w projekcie szczegółowe opracowanie geologiczno-petrograficzne wszystkich odsłoneń cieszyńskowych, a przede wszystkim wyrobiska na Goruszce koło Grodzca, które dostarczyło już tak wiele cennego materiału.

*Institut Geologiczny
w Warszawie*

Kraków, w czerwcu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

- BECK H. 1911. Die tektonischen Verhältnisse der beskidischen Oberkreideablagerungen im nordöstlichen Mähren. — Jb. Geol. R.-A. Wien.
- BURTAN J., KONIOR K. & KSIĄŻKIEWICZ M. 1937. Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Wyd. Śląskie Pol. Akad. Um. Kraków.
- GAWEL A. & KSIĄŻKIEWICZ M. 1936. Porfiryty z Karpat Zachodnich (Die Porphyritgesteine aus den Westkarpaten). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XII. Kraków.
- GEROCH S. & GRADZIŃSKI R. 1955. Stratygrafia serii podśląskiej żywieckiego okna tektonicznego (Stratigraphy of the sub-Silesian series in the tectonic window of Żywiec — Western Carpathians). — Ibidem, t. XXIV.
- HOHENEGGER F. 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpaten. Gotha.
- KONIOR K. 1931. Über die Tektonik am Karpathenrande zwischen Biała und Andry-

- chów (O tektonice brzegu karpackiego między Białą a Andrychowem). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. et Lettr. Série A. Cracovie.
- 1938. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko (Études sur la structure géologique du bord Carpatique dans la région de Biała-Bielsko). — Prace geologiczne śląskie Pol. Akad. Um. nr 5. Kraków.
- 1939. Przyczynki do znajomości dziejów hydrografii arkusza Biała-Bielsko (Beiträge zur Kenntnis der Hydrographie des Blattes Biała-Bielsko). — Prace Kom. Geogr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk (Trav. Géogr. Soc. Sci. Poznań), t. I/5. Poznań.
- 1959. Nowy przekrój poprzeczny przez brzeg karpacki na zachód od Bielska (New transverse section of the Carpathians border zone west of Bielsko — Western Carpathians). W: Z badań geologicznych wykonanych w Karpatach, t. V (In: From the geological researches in Carpathians Mts., vol. V). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 141. Warszawa.
- 1959. Mapa miąższości płaszczowiny podśląskiej na obszarze Cieszyn-Bielsko i jej znaczenie dla badań stratygraficzno-tektonicznych (Map of isopachytes of the sub-Silesian nappe in the Cieszyn and Bielsko region and its significance for stratigraphic and tectonic investigations). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Série chim., géol. et géogr., vol. VII, no. 5. Warszawa.
- KONIOR K. & TOKARSKI A. 1959. Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna (New deep key bore-hole south of Cieszyn — Western Carpathians). W: Z badań struktur podłoża Polski, t. V (In: investigations of the substratum structures of Poland, vol. V). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 140. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1932. Der Bau des südlichen Teiles der Teschener Zone zwischen der Olsa und der Weichsel (Tektonika południowej części strefy cieszyńskiej między Olzą a Wisłą). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. et Lettr. Série A. Cracovie.
- 1951. Objąśnienie arkusza Wadowice. — Ogólna mapa geologiczna Polski, zeszyt 5. P. I. G. Warszawa.
- 1953. Karpaty fliszowe między Olżą a Dunajcem. — Reg. Geologia Polski, t. I, z. 2, rozdz. XII. Kraków.
- 1956. Geology of the northern Carpathians. — Geol. Rundschau, Bd. 45. Stuttgart.
- MADELUNG A. 1865. Über das Alter der Teschenite. — Jb. Geol. R.-A., Bd. 15. Wien.
- MOROZEWICZ J. 1890. Kontakt cieszyńnitów z marglem w Boguszowicach. — Pam. Fizjogr. t. X. Warszawa.
- NOWAK J. 1927. Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la Tectonique de la Pologne). Kraków.
- 1930. Zur Altersfrage der Intrusionsgesteine der Teschener Decken (Uwagi o wieku magmowców płaszczowin cieszyńskich). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. et Lettr. Série A. Cracovie.
- NOWAK W. 1959. Seria podśląska na obszarze arkusza Biała-Bielsko (Sub-Silesian series in the region of the Bielsko-Biała sheet). — Przegląd Geol., nr 10. Warszawa.
- PACÁK O. 1926. Sopečné horniny na severním úpätí Bezkyd Moravských. Česke Akademie Véd. a Umění. Praha.
- PETRASCHECK W. 1912. Die Tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. — Verh. Geol. L.-A. Berlin.

- SLAVIK F. 1930. Pikrit z podłożi naftonosného neogenu gbelského. — Příroda, roč. XXIII, č. 10 a 12. Brno.
- SMULIKOWSKI K. 1929. Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. — Arch. Tow. Nauk., Dział III, t. V, z. 1. Lwów.
- 1930. Skały magmowe strefy podbeskidzkiej Śląska i Moraw (Les roches éruptives de la zone sub-beskidique en Silésie et Moravie). — Kosmos, t. 54, z. 3-4, ser. A. Lwów.
- ŚWIDERSKI B. 1952. Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych (Voprosy tektoniki severnych Karpat). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. VIII. Warszawa.
- TOKARSKI A. 1954. Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego (Subsurface tectonics of the Cieszyn Flysch). — Acta Geol. Pol., vol. IV/3. Warszawa.
- TOLWIŃSKI K. 1950. Brzeg Karpat (The Carpathian marginal region). — Ibidem, vol. I/1.
- 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Sałidów (The chief tectonic elements of the Carpathian Mts. and the Salides range). — Ibidem, vol. VI/2.
- UHLIG V. 1903. Bau und Bild der Karpathen. Wien.
- 1907. Über die Tektonik der Karpathen. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Bd. 66. Wien.

K. КОНИОР

ХАРАКТЕР И ВОЗРАСТ ИНТРУЗИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЦЕШИНСКОЙ СИЛЕЗИИ

(Резюме)

Область выступления тешенитов распространяется на территории Польши от Ользы вплоть до окрестностей Чаньца около Кент (Фиг. 1). Поверхностное выступание этих пород связано с цешинскими слоями, из которых на рассматриваемой территории построен цешинский покров. На него надвигается годульский покров.

Под цешинским покровом выступает надвинутый на автохтонный миоцен, местами редуцированный, субсилезский покров. Крайнюю часть этой единицы прикрывает миоценовый кровельный паравтохтон, смятый в складки вместе со старшими слоями покрова (Фиг. 2). Автохтонный миоцен, осажженный на карбонном основании, на которое надвинуты крайние карпатские единицы, разделяется на три литолого-стратиграфических комплекса. Считая сверху это обычно песчанистые грабовецкие слои, далее, преимущественно глинистые, местами с химическими осаднениями в кровле ходеницкие слои, а также весьма характерные базальные конгломераты миоцена.

Во всех более ранних работах на тему тешенитов принималось, что они образуют силли. Только лишь в новом карьере на Горушке

(Фиг. 3) (Пл. XLI—XLV) около Гродзеца, автор констатировал выступание в цешинских известняках как силлей так и даек со всеми возможными переходами между этими формами. Отношения наблюдаемые в этом карьере указывают на поломанье слоев известняков и на их перемещение, вероятно, в конечной фазе образования складчатости и формирования цешинского покрова, которая является одновременно периодом магмовых интрузий в передвигающиеся слои.

На границе соприкосновения тешенитов с осадочными породами выступает обычно более или менее толстая контактная зона, образовавшаяся под влиянием горячей магмы и ее растворов. Очень интересны частые зерна пирита, встречаемые в цешинских слоях вблизи контакта с цешенитом.

Многочисленные бурения, произведенные на обсуждаемой территории после 1945 года, констатировали выступление тешенитовых интрузий как в слоях цешинского покрова, так и в субсилезском покрове, а также в автохтонном миоцене (Таб. 1). Частота выступания тешенитов в субсилезском покрове такая же, как и в цешинском покрове. Однако же, в отложениях автохтонного миоцена, на который надвинуты вышеупомянутые единицы, количество констатированных бурениями тешенитовых интрузий является меньшим более, чем на 50%.

Принимая во внимание основное значение для определения возраста тешенитов, были проведены микропалеонтологические анализы проб, отобранных из миоценовых слоев непосредственно соприкасающихся с магматической породой в бурении Костковице 41. Проведенные магистром В. Порембской анализы дали возможность установить, что эти слои принадлежат к нижнему тортону (Таб. 1) (Пл. XLVII—XLIX). Ввиду того, что вследствие тектонических условий — магма, чтобы достичь слоев цешинского покрова — должна была, прежде всего, пробиться через залегающие под ней мелово-палеогеновые отложения найнизшей, надвинутой карпатской единицы, а именно субсилезского покрова, а также через залегающие под ним автохтонные миоценовые серии, возраст тешенитовой интрузии должен быть младшим, чем возраст самого молодого стратиграфического звена, через которое должна была пробиваться магма на своем пути к поверхности. Итак, следовательно, возраст тешенитов в настоящее время должен быть признан — согласно более ранним воззрениям А. Маделюнга (1865) и Я. Новака (1930) — как миоценовый, точнее говоря, верхне-тортонский либо пост-тортонский.

Не исключается, что тешенитовые интрузии могли образоваться в двух фазах. Возраст последней, младшей фазы, уже определен. Он отвечает концевому моменту довершающейся складчатости цешин-

ского покрова и его надвига на миоцен автохтона. Что же касается более старшего этапа, то он мог иметь место, по всей вероятности, в аквитане, в первой фазе надвига флишевых покровов. Могут об этом свидетельствовать обломки пород крайних флишевых единиц, встречаемые как грубо кластический материал в тортонских осадках. Обстоятельством подтверждающим до некоторой степени существование старшей, по всей вероятности, постолигоценовой интрузионной фазы, является констатирование, что в бурениях тешениты в миоценовых слоях появляются в примерно на 50% меньшем количестве, чем в пробуренных слоях субсилезского и щешинского покровов, количество которых везде одинаково. Этот факт можно бы объяснить интрузиями тешенитовой магмы в слои щешинского и субсилезского покровов перед их надвигом на миоцен. До настоящего времени нет бесспорных фактов, обосновывающих возможность существования этой первой старшей интрузионной фазы. Не является исключением, что при дальнейших более подробных работах на тему тешенитов, такие доказательства найдутся, или же напротив — найдутся аргументы, исключающие возможность двухкратного вторжения магмы, к тому же, в разных стадиях образования складок и надвига карпатских покровов.

KONRAD KONIOR

LE CARACTÈRE ET L'ÂGE DES INTRUSIONS DES ROCHES MAGMATIQUES DE LA SILÉSIE DE CIESZYN

(Résumé)

SOMMAIRE: Sur la base de nouvelles observations faites dans la carrière de Goruszka près de Grodziec, l'auteur a constaté que les teshénites forment non seulement des sills mais aussi de dykes avec toutes les transitions possibles entre ces formes. Les résultats de nombreux forages dans cette région ont établi que les intrusions des teshénites apparaissent non seulement dans les couches de Cieszyn de la nappe de Cieszyn — comme cela était connu des affleurements à la surface — mais encore dans la nappe subsilésiennne et enfin même dans les formations du Miocène autochtone. Les échantillons provenant des couches voisinant avec l'intrusion de teshénite dans le Miocène indiquent l'âge du Tortonien inférieur. Comme les couches miocènes à proximité des filons de teshénites subissent d'habitude un métamorphisme de contact, les intrusions du magma de teshénite doivent être plus jeunes et dater par conséquent du Tortonien supérieur ou de l'époque post-tortonienne. Certaines données et observations indiquent que „le phénomène des teshénites“ pouvait se dérouler en deux phases. Dans ce cas, dans le Tortonien supérieur ou après le Tortonien avait lieu la deuxième phase, de l'intrusion, plus jeune. On

devrait rapporter l'âge de la première phase à la période postligocène, au moment précédent le charriage de nappe de Cieszyn, et de la nappe subsiléssienne sur le Miocène.

INTRODUCTION

Un des traits caractéristiques de la Silésie de Cieszyn forment les intrusions des roches magmatiques basiques appelées généralement teschérites. Elles forment des filons d'une épaisseur variant de quelques cm à une quinzaine de mètres et plus, le plus souvent parmi les couches de Cieszyn. Les roches magmatiques de la Silésie de Cieszyn ont été l'objet d'ouvrages détaillés de K. Smulikowski (1929, 1930) et de O. Pacák (1926) grâce à quoi la question de leur caractère pétrographique et de leur systématique a été, dans une grande mesure éclairée. Le problème de l'âge des intrusions se présentait jusqu'à présent moins clairement car les preuves suffisantes pour le résoudre faisaient défaut. Actuellement, à la suite de quelques dizaines de profonds forages effectués dans cette région de nouveaux faits ont été révélés, qui semblent permettre une certaine révision des opinions concernant ce sujet.

LA RÉGION OÙ AFFLEURENT LES TESCHÉNITES ET SA STRUCTURE

La région où affleurent des intrusions de teschérites, plus serrées et assez fréquentes, bien que disséminées, s'étend dans la vallée de l'Olza jusqu'aux environs de Czaniec, au sud de Bulowice près de Kęty (fig. 1).

La présence des intrusions de teschérites est liée, dans le territoire en question, aux couches du Crétacé inférieur de Cieszyn à savoir aux schistes inférieurs de Cieszyn, aux calcaires de Cieszyn et aux schistes supérieurs de Cieszyn. Ces couches forment, dans le territoire en question, une des principales unités tectoniques, c'est-à-dire la nappe de Cieszyn distinguée par J. Nowak (1927). Elle se compose de plusieurs unités d'ordre inférieur, à caractère de digitation, charriées, distinguées par K. Konior (1931) et M. Książkiewicz (1932). Deux digitations principales, les plus extérieures et les plus inférieures, ont la plus grande importance dans la structure de la nappe de Cieszyn. Toutes les intrusions connues de teschérites sont liées à cette unité.

Au sud, la nappe de Cieszyn est recouverte par la vaste nappe de Godula, distinguée par J. Nowak (1927) comme l'unité tectonique la plus haute du territoire en question. Elle est composée de couches de Wierzów (Veřovice), de Lgota, de Godula, d'Istebna et des formations du Paléogène.

La nappe de Cieszyn recouvre la nappe inférieure nommée subsiléssienne composée de couches paléogéno-crétacées. Tous les termes schisteux

de la nappe subsilésiennne dans tout le territoire où affleurent des teshénites et dans les points pénétrés par les forages, accusent un degré intense de plissement et de lustrage jusqu'au stade de petites écailles y compris. Les lames de charriage plus ou moins grandes des couches de Cieszyn, du substratum du Carbonifère et les lames des schistes argileux et des grès ainsi que des gypses du Tortonien inférieur, apparaissent fréquemment.

La partie extérieure de la nappe subsilésiennne est recouverte de schistes argileux du Tortonien inférieur qui complètent en quelque sorte la stratigraphie de cette unité. L'épaisseur jusqu'à présent constatée des couches mentionnées, semble ne pas dépasser 200 m. Vers le sud, elle se réduit progressivement à zéro. La position tectonique de ces couches répond à la notion du parautochtone du toit, introduite par B. Świdorski (1952). Les couches miocènes du toit de la nappe subsilésiennne recouvrent la partie extérieure de cette nappe et dans les places où cette unité n'atteint pas le bord — également une partie de la nappe de Cieszyn, ce qui a été constaté par les forages. Les couches du Miocène reposant sur les couches subsilésiennes, ont été avec elles plissées et, en fin de compte, charriées sur le Miocène autochtone de l'avant-pays.

Le Miocène autochtone correspond par sa position tectonique et son caractère, à la notion de l'autochtone tabulaire de B. Świdorski (1952). Il se compose de schistes argileux, de grès et de conglomérats formant trois ensembles lithologiques et stratigraphiques nettement différenciés. Ce sont, en comptant d'en haut: les couches de Grabowiec plus ou moins sableuses, plus bas (en dehors de la limite sud des couches de Grabowiec) les couches de Chodenioe représentant principalement le Miocène, localement comme p. ex. à Żory avec des dépôts chimiques au toit, et les conglomérats miocènes de base, extrêmement caractéristiques pour ce territoire. Les couches du Miocène reposent pour la plupart directement sur le Carbonifère et, dans les endroits où les conglomérats de base ne se sont pas déposés, des termes de plus en plus jeunes sont en contact direct avec le substratum suivant la configuration de la surface du Carbonifère. Ça et là, dans les plus grandes dépressions de la surface du Carbonifère, on trouve sous les conglomérats miocènes de base, des schistes bigarrés et foncés avec des silex contenant une rare microfaune senono-paléogène déterminée par J. Syniewska (1948) et J. Liszkowa (1957).

Le territoire en question où affleurent des teshénites se compose donc de trois unités tectoniques distinctes, charriées les unes sur les autres. Ce sont, en comptant, à partir du sud, la nappe de Godula, celle de Cieszyn à laquelle sont liées des intrusions de teshénites à la surface et la nappe subsilésiennne la plus extérieure, située le plus bas. Cette dernière repose

sur l'autochtone tabulaire du Miocène sur lequel elle a été un peu charriée n'entraînant pas de dislocation de couches. De nombreux forages ont permis de tracer la limite probable de cet autochtone vers le sud. Grâce à ceux-ci on peut déterminer l'amplitude moyenne du charriage de Flysch du bord des Karpates sur le Miocène. Elle varie — d'après les résultats des forages dans le territoire en question — de 9 à 17 km.

CARACTÈRE DES INTRUSIONS DES TESCHÉNITES

Tous les ouvrages antérieurs abordant le problème du caractère des intrusions des teschénites (Hohenegger F. 1861, Morozewicz J. 1890, Beck H. 1911, Smulikowski K. 1929, 1930, Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M. 1937, Konior K. 1938) constatent qu'elles forment exclusivement des filons couches de quelques cm à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Ces derniers s'étendent sur une distance de centaines de mètres même. En principe les intrusions des teschénites sont liées aux couches de Cieszyn. Néanmoins A. Madelung (1865) mentionne déjà des filons coupants les dépôts de l'Eocène et V. Uhlig (1903) remarque qu'en dehors des filons couches qui apparaissent généralement on trouve, il est vrai rarement, aussi des filons du type de dykes. Les observations dans la carrière creusée en 1952 sur le versant sud du monticule Goruszka près de Grodziec jettent un nouveau jour sur le caractère des intrusions des teschénites. Dans cette carrière on voit des calcaires de Cieszyn abondamment pénétrés de filons de teschénites de différents genres et de différentes épaisseurs, on y voit également parfaitement des phénomènes variés de contact. Les différents détails de cette carrière extrêmement intéressante sont présentés dans les photos sur la pl. XLI, fig. 1 jusqu'à la pl. XLV, fig. 2. On y voit, ainsi que dans le plan de la carrière ci-joint (fig. 3) les relations compliquées entre les roches intrudées et les teschénites. Les teschénites forment ici non seulement des filons couches (sills), mais souvent aussi des dykes avec différents passages, parfois rapides des uns aux autres. En observant la relation entre l'intrusion du teschénite et les roches environnant la carrière, on ne peut résister à l'impression que le magma intrudait ici dans les couches comprimées, éclatantes et au moment de la dislocation. En jugeant des symptômes d'une certaine rigidité des masses rocheuses plissées, c'était le moment du plissement final de la nappe de Cieszyn.

LES PHÉNOMÈNES DE CONTACT ET LES PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DES TESCHÉNITES

Au contact des teschénites avec les roches sédimentaires on observe une zone plus mince ou plus grosse de contact, c'est-à-dire de la roche changée sous l'influence du magma chaud et de ses solutions. Les dimen-

sions de la zone de contact dépendent de l'épaisseur de l'intrusion c'est-à-dire de la quantité de la chaleur qu'elle fournissait, ce qu'a constaté déjà K. Smulikowski (1929). Les relations observées dans la carrière de Goruszka confirment entièrement cette opinion. A proximité de gros filons de teschénite l'épaisseur de la zone de contact pas tout à fait uniforme d'ailleurs, atteint 1,5-2,0 m. et même plus en diminuant presque à zéro dans les intrusions minces de magma.

Le caractère du métamorphisme de contact dépend des propriétés lithologiques des couches dans les quelles le magma a intrudé. Dans la carrière de Goruszka où l'on voit les intrusions du teschénite dans les calcaire de Cieszyn on observe dans les cas des variétés marneuses (des calcaires hydrauliques) le phénomène d'une sérieuse décalcification et la coloration simultanée en crème clair tandis que les variétés granuleuses ont une couleur comme assombrie par le contact et surtout prennent la forme de marbre finement granulé. Les grains fréquents de pyrite frais qu'on rencontre dans les couches de Cieszyn à proximité du contact avec le teschénite constituent un phénomène extrêmement intéressant observé à Goruszka. Etant donné qu'ils semblent apparaître dans une situation identique dans les échantillons examinés des forages la présence de ce minéral doit dans ce cas être liée aux phénomènes accompagnant les intrusions mêmes. Il peut donc devoir sa formation — conformément aux opinions de K. Smulikowski (1929) au métamorphisme de contact ou bien aux processus hydrothermaux.

La présence du calcite, fréquente aussi bien dans la roche magmatique que dans les roches qui les entourent, a été largement traitée par K. Smulikowski (1929). Les nouvelles observations à Goruszka semblent indiquer deux variétés de ce minéral. L'une d'elles, plus importante, pourrait être liée — comme le supposait déjà K. Smulikowski (1929) — à la fin de la phase magmatique et au début de la phase hydrothermale, tandis que la seconde devrait sa formation aux facteurs chimiques de surface agissant postérieurement dans une température normale.

La structure du teschénite reste en liaison étroite avec l'épaisseur de l'intrusion. Les variétés macrogrenues apparaissent habituellement dans les filons les plus épais. A mesure que l'épaisseur des filons diminue, la grosseur du grain de la roche diminue également. Les structures microgrenues caractérisent les teschéinites des filons minces. De même, à la périphérie des filons épais, la roche devient toujours plus finement granulée et atteint à proximité du contact avec les roches sédimentaires qui les entourent, le grain le plus fin — ce qu'a remarqué déjà K. Smulikowski (1929).

Les teschéinites qu'on trouve dans les filons épais représentent souvent la variété leucocratique (K. Smulikowski 1929), ils contiennent

donc le plus grand nombre d'éléments clairs; on rencontre les variétés mélanocratiques, remarquablement basiques, d'ordinaire dans les filons minces. Les intrusions plus épaisses de ces variétés sont rares.

Les teschérites, même se trouvant dans un seul affleurement, se caractérisent par un degré divers d'altération. On ne rencontre des roches tout à fait fraîches qu'exceptionnellement, d'habitude dans les échantillons des forages. Les variétés leucocratiques qui forment le plus souvent des filons épais, sont le plus altérées. Parmi elles, on observe des teschérites altérés sous forme d'une masse argileuse brun foncé avec des taches rondes blanchâtres de minéraux secondaires (Goruszka), ou bien à d'autres endroits comme le sable brun où reluisent des graines d'amfibole et des écailles de mica (Puńców, Czaniec). Evidemment, le produit final de l'altération dépend entièrement des conditions dans lesquelles se trouvait la roche de l'intrusion donnée et son entourage, ainsi que du caractère des facteurs qui agissaient sur elle. On rencontre le plus souvent des roches relativement fraîches dans les filons minces, bien que là même elles sont parfois fortement altérées. Exceptionnellement seulement, p. ex. dans la carrière de Rudów, le teschérite formant un filon épais est relativement frais. On observe une forme intéressante de l'altération du teschérite sur le côté ouest de l'entrée dans la carrière de Goruszka, ainsi que dans le filon plus épais de l'affleurement N° 4 situé plus haut. Parmi la masse altérée du teschérite, on trouve des agglomérations sphériques de roche plus fraîche. A mesure qu'on la casse, des éclats de plus en plus compacts et plus frais apparaissent. Au centre même se trouve enfin le noyau sphérique de la roche tout à fait fraîche, d'une couleur gris-clair, à grain très fin. Cette forme d'altération est sans nul doute due à des phénomènes qui survenaient au cours du refroidissement du magma intrudé en filon dans les roches sédimentaires.

LES TESCHÉNITES DANS LES FORAGES

Comme il a été dit plus haut les intrusions de teschérites connues jusqu'à présent à la surface sont strictement, dans le territoire en question, avec les couches de la nappe de Cieszyn. De ce fait, toutes les considérations au sujet du caractère et de l'âge des intrusions étaient limitées aux observations à la surface. Dans l'ouvrage de J. Nowak (1930) on trouve de nouvelles données très importantes au sujet de l'âge des teschérites. L'auteur y cite des exemples des intrusions de teschérites dans les couches éocènes en se basant sur des échantillons obtenus des forages en Tchécoslovaquie. Chez nous cependant, de telles données faisaient tout à fait défaut. Ce n'est que les nombreux forages de prospection et d'exploitation effectués après 1945 qui ont fourni des matériaux permettant

d'aborder de nouveau le problème du caractère et de l'âge des intrusions de teschémites.

Sur 63 forages effectués jusqu'au mois de mai 1958 dans ce territoire et dans lesquels on supposait la présence des intrusions de teschémites, on en a trouvé dans 31. On en a trouvé aussi bien dans les couches de la nappe de Cieszyn que dans la nappe subsiléensienne et dans le Miocène autochtone (tabl. I). Le nombre des forages où on a trouvé des teschémites se présente dans les différentes unités tectoniques comme suit:

Nombre de forages où l'on a rencontré des teschémites		
dans la nappe de Cieszyn	dans la nappe subsiléensienne	dans le Miocène
19	19	7

Il résulte du tableau ci-dessus que la fréquence des teschémites dans la nappe subsiléensienne est la même que dans la nappe de Cieszyn où, seulement à la surface on trouve des teschémites. Par contre, dans les formations du Miocène autochtone sur lesquelles ces unités sont charriées, leur nombre diminue un peu au-dessous de 50%.

On obtient des résultats intéressants en comparant les zones dans lesquelles on trouve des teschémites dans différentes unités tectoniques, compte-tenu de la plus petite et de la plus grande profondeur où ils ont été trouvés dans l'unité donnée par rapport au niveau de la mer. Cette comparaison donne le tableau ci-dessous:

Profondeurs par rapport au niveau de la mer des zones où l'on trouve des teschémites					
dans la nappe de Cieszyn		dans la nappe subsiléensienne		dans le Miocène	
+ 265	— 267	+ 152	— 452	+ 88	— 305

Il s'avère — chose d'ailleurs entièrement naturelle — que dans les forages effectués, les intrusions de teschémites dans les couches de Cieszyn occupent la zone près de la surface jusqu'à — 267 m. Un peu plus bas, depuis +152 m. jusqu'à —452 m. de profondeur, c'est-à-dire dans une zone dépassant 600 m. d'épaisseur, on trouve des teschémites liés à la nappe subsiléensienne. Les intrusions de teschémites dans les couches du Miocène autochtone occupent dans les forages effectués jusqu'à présent une zone de 400 m. à peine, depuis +88 m. à —305 m. de profondeur. Il est difficile de prévoir en ce moment si la disposition présentée ci-dessus concernant la profondeur où on a trouvé des teschémites dans

les différentes unités tectoniques, peut avoir une importance plus générale. Ce n'est pas entièrement exclu, que cette disposition soit tout à fait fortuite. Une chose semble indubitable, c'est la circonstance que les teschérites de la nappe subsilésiennne peuvent apparaître sur la surface occupée par cette unité; par contre on ne peut trouver des teschérites formant des filons dans les couches miocènes, qu'au moyen de forages.

Le fait d'avoir constaté dans toute une série de forages la présence de teschérites dans la nappe subsilésiennne et dans les couches du Miocène, a une grande importance pour le problème de l'âge des intrusions. Les phénomènes de contacts observés dans la roche adjacente au filon des teschérites sont particulièrement importantes.

Ces phénomènes ont été observés dans toute une série de cas. Parmi les plus classiques sous ce rapport citons les phénomènes de contact dans les couches de la nappe subsilésiennne existant à proximité de l'intrusion du teschérite dans le forage de Pogórz (Wapienica) 7, décrites dernièrement par W. Parachoniak. On voit parfaitement le contact du teschérite avec la roche sédimentaire de la nappe subsilésiennne sur un fragment de noyau du forage Dębowiec 43, présenté sur la pl. XLVI. Malheureusement, comme le noyau a été extrait en morceaux, on n'a pu saisir le contact direct du teschérite avec les couches du Miocène dans le forage Kostkowice 41. Néanmoins dans le noyau extrait d'une profondeur de 588,2-589,4 m. on a constaté la présence de schistes altérés par le contact.

Afin d'établir définitivement l'âge des couches du Miocène dans lesquelles on a trouvé dans le forage Kostkowice 41 un filon de teschérite, l'auteur a prélevé dans les couches voisines de la roche magmatique quatre échantillons sur une distance de 578,6 à 589,4 m. pour l'examen micropaléontologique. L'examen effectué par Mlle Porębska a constaté que les couches renfermant l'intrusion du teschérite appartiennent au Tortonien inférieur. L'examen pétrographique effectué par le prof. A. Gaweł que je remercie ici chaleureusement, démontré certaines différences entre les teschérites des couches de Cieszyn et les teschérites des couches du Miocène trouvées dans le forage Kostkowice 41.

LE PROBLÈME DE L'ÂGE DES TESCHÉNITES À LA LUMIÈRE DES NOUVELLES DONNÉES

Avant de présenter l'opinion actuelle sur l'âge des teschérites je pense qu'il est utile de donner quelques conclusions générales.

a) La nappe de Cieszyn n'est pas l'unité tectonique la plus basse des Karpates, charriée sur des masses autochtones de Flysch extérieur, relativement peu disloquées, situées directement sur le substratum.

b) L'ancien „Flysch extérieur” s'est avéré être une nappe par place fortement broyée, charriée sur les formations du Tortonien inférieur ou même moyen. Sur cette nappe dite subsilésiennne repose la nappe de Cieszyn, comme unité tectonique supérieure, deuxième dans l'ordre de la partie marginale des Carpates.

c) Le processus du charriage des nappes de Flysch sur l'avant-pays se déroulait en deux étapes. La première avait lieu avant le Miocène, ce dont témoignent les fragments des unités marginales du Flysch à savoir des unités subsilésiennes et de Cieszyn trouvés comme matériel grosclastique dans les sédiments du Tortonien moyen des couches de Grabowiec. La deuxième étape, finale, du charriage des nappes de Flysch sur le Miocène de l'autochtone tabulaire pouvait avoir lieu au Tortonien supérieur ou dans la période post-tortonienne.

d) Après le charriage des nappes de Flysch sur le Miocène, le territoire déjà définitivement formé du point de vue tectonique s'est élevé d'une manière générale bien que peut-être pas uniforme à tous les endroits. Grâce à cela les formations miocènes se sont trouvées à une hauteur de ± 250 m. au dessus du niveau de la mer. Cette élévation s'effectuait progressivement, provoquant le retrait de la mer des territoires occupés par elle.

e) Les teschérites se trouvent non seulement dans les couches de Cieszyn — comme on le supposait longtemps — mais encore dans les couches paléogéno-crétacées de la nappe subsilésiennne et même dans les formations du Tortonien inférieur ce qui a été constaté par les analyses micropaléontologiques.

f) Les teschérites ne forment pas exclusivement des filons couchés (sills) mais aussi des dykes. L'épaisseur de ces dernières est plus petite que celle des sills.

g) Parmi les nombreuses variétés de teschérites on distingue essentiellement deux types fortement contrastants, le type plus leucocratique, plus clair et le type mélanocratique, très foncé. Il n'est pas exclu que ces types ne se soient pas formés simultanément.

h) Les contacts du teschérite avec les couches de Cieszyn, les couches subsilésiennes ou miocènes, indiquent des intrusions de magma, postérieures à la formation de ces couches.

Relativement à l'âge des teschérites, on a constaté que les couches les plus jeunes parmi lesquelles on les a rencontrés, appartiennent au Tortonien inférieur. Etant donné cependant que — vu les relations tectoniques — le magma, pour pénétrer jusqu'aux couches de la nappe de Cieszyn, devait d'abord percer les formations paléogéno-crétacées de la nappe subsilésiennne et les séries miocènes autochtones situés sous

celle-ci, l'âge des intrusions du teschénite doit être postérieur à celui des couches les plus jeunes par lesquelles le magma dans sa migration vers la surface, devait se frayer la voie. L'âge des teschénites doit donc être actuellement rapporté — conformément aux opinions antérieures de A. Madelung (1865) et J. Nowak (1930) — au Miocène plus exactement au Tortonien supérieur; il est aussi possible qu'ils soient post-tortonien.

Il n'est pas exclu — ce que je supposais sur la base de certaines observations de K. Smulikowski (1929) dès 1938 (K. Konior 1938) que „le phénomène des teschénites” pouvait se dérouler en deux phases. Etant donné que l'âge de la phase postérieure, plus jeune, est déjà établi, il resterait à essayer de déterminer l'âge de l'éventuelle première phase. On pourrait la lier à la première étape de la formation et du charriage postoligocène des nappes de Flysch, mentionnée dans le point c) de ce chapitre.

L'existence de la première phase d'intrusion, le plus probablement postoligocène, est dans une certaine mesure prouvée par le fait que les teschénites trouvés par les forages dans les couches miocènes font moins de 50% du nombre constaté dans la nappe de Cieszyn et la nappe subsilésiennne (dans la nappe de Cieszyn on a trouvé des teschénites dans 19 forages, dans la nappe subsilésiennne — dans 19 forages, tandis que dans les formations miocènes — dans 7 forages). On pourrait expliquer ce fait par les intrusions du magma de teschénites dans les couches de la nappe de Cieszyn et de la nappe subsilésiennne avant leur charriage sur le Miocène. Au cours de cette période, les couches de ces nappes étaient en contact direct avec le substratum d'où provenait le magma. Les variétés plus leucocratiques et surtout les intrusions épaisses mentionnées plus haut pouvaient se former alors. Après le charriage des nappes de Cieszyn et subsilésiennne sur le Miocène, le magma intrudé avait à parcourir un chemin beaucoup plus long pour parvenir à la surface. Pour cette raison, les intrusions mêmes ont des dimensions beaucoup plus réduites, on trouve souvent des dykes et le magma a un caractère plus basique.

Des preuves plus convaincantes motivant la possibilité de l'existence de cette „première” phase font jusqu'à présent défaut. Il n'est pas exclu que dans les ouvrages ultérieurs, détaillés, au sujet des teschénites, de telles preuves se trouveront ou bien on trouvera des arguments définitifs rejetant la possibilité d'intrusions répétées du magma.

J. Nowak (1930) a émis l'opinion que „les intrusions des roches magmatiques avaient lieu non avant le décollement des nappes de Cieszyn et leur déplacement à leur position actuelle, mais après cet évène-

ment déjà". Etant donné que les observations les plus récentes confirment entièrement cette opinion, on peut actuellement supposer que finalement la conception d'une seule extrusion du magma de teschénite au Tortonien supérieur ou à l'époque post-tortonienne, peut prévaloir.

CONCLUSIONS FINALES

La détermination plus exacte de l'âge des intrusions de teschénites sur la base de nouvelles observations et des résultats des forages, nécessite des recherches pétrographiques. Celles-ci permettront d'établir l'ordre des phénomènes liés aux intrusions du magma et à leur mécanisme. Le problème est d'autant plus intéressant qu'à la lumière des observations et constatations rassemblées, la nature et le mécanisme des phénomènes orogéniques contiennent encore de nombreuses énigmes et les extrusions du magma de teschénite sont indubitablement liées le plus étroitement à ces phénomènes.

*Institut Géologique
à Varsovie
Kraków, Juin 1959*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XLI-LII
DESCRIPTION DES PLANCHES XLI-LII

PL. XLI

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodzca. Odsłonięcie Nr 1
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 1

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodzca. Odsłonięcie Nr 2
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 2

PL. XLII

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodzca. Odsłonięcie Nr 4
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 4

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodzca. Odsłonięcie Nr 5 (część północna)
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 5 (partie nord)

PL. XLIII

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodzca. Dolna część odsłonięcia z pl. XLII, fig. 2
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Partie inférieure de l'affleurement de la
pl. XLII, fig. 2

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodzca. Odsłonięcie Nr 5 (część południowa)
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 5 (partie sud)

PL. XLIV

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodzca. Odsłonięcie Nr 8
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement Nr 8

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 6
 Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 6

PL. XLV

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 7 (a i b)
 Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 7 (a et b)

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 10
 Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 10

Sytuację odsłonieć na planszach XLI-XLV wskazują liczby na planie kamieniołomu (fig. 3 w tekście). *wc* wapienie cieszyńskie, *c* cieszynity

La situation des affleurement sur les planches XLI—XLV est indiqué par les chiffres sur le plan de la carrière (fig. 3 dans le texte), *wc* calcaires de Cieszyn, *c* teshénites

PL. XLVI

Fragment rdzenia z otworu „Dębowiec 43”, głębokość 198,1-202,7 m, Sk. II, 23-38 cm od góry. W górnej części zdjęcia dobrze widoczny kontakt przeobrażonego łupku z cieszynitem zajmującym większą jego część, upstrzonym białawymi plamkami wtórnych minerałów. Dla porównania wielkości umieszczono centymetrową skalę.

Fragment de noyau du forage “Dębowiec 43”, profondeur 198,1-202,7 m., Sk. II, 23-38 cm. depuis le haut. Dans la partie supérieure de la photo on voit nettement le contact du schiste métamorphique avec le teshénite, qui occupe la plus grande partie de la photo et qui est parsemé de taches blanchâtres de minéraux secondaires.

Une échelle au centimètre permet de comparer la grandeur

un peu agrandi

PL. XLVII

Mikrofauna z otworu „Kostkowice 41”, głębokość 578,6-582,7 m, Sk. I, z warstw sąsiadujących z intruzją cieszynitową

Microfaune du forage “Kostkowice 41”, profondeur 578,6-582,7 m., Sk. I, des couches voisinant avec l'intrusion de teshénite

1 *Dendrophrya latissima*, 2 *Ammodiscus incertus*, 3 *Spiroplectammina carinata*,
 4 *Karriella gaudryinoides*, 5 *Marginulina* sp. (ułamek — fragment), 6 *Nodosaria longiscata*,
 7 *Globulina gibba*, 8 *Nonion pompilioides*, 9 *Nodogenerina consobrina*,
 10 *Bulimina elongata*, 11 *Bolivina dilatata*, 12 *Uvigerina laubeana*, 13 *Valvulineria*

complanata, 14 *Gyroidina soldani*, 15 *Rotalia beccarii*, 16 *Globigerina bulloides*, 17 *Globigerinoides triloba*, 18 *Globorotalia scitula*, 19 *Cibicides boueanus*, 20 *C. ungerianus*, 21 zęby ryb (dents de poissons)

× 25

Fot. J. Janik

PL. XLVIII

Mikrofauna z otworu „Kostkowice 41“, głębokość 581,7-586,0 m, Sk. III, z warstw sąsiadujących z intruzją cieszynitową

Microfaune du forage “Kostkowice 41” profondeur 582,7-586,0 m., Sk. III, des couches voisinant avec l'intrusion de teshénite

1 *Bathysiphon* sp., 2 *Quinqueloculina longirostra*, 3 *Robulus calcar*, 4 *R. cultratus*, 5 *R. echinatus*, 6 *R. inornatus*, 7 *R. clypeiformis*, 8 *R. papillosus*, 9 *Robulus* sp., 10 *Robulus* sp. (ułamki — fragmenst), 11 *Heterostegina costata*, 12 *Spirolina arietina*, 13 *Asterocyclina* sp., 14 Bryozoa, 15 kolce jeżowców (épines d'oursins), 16 otolit (otolite), 17 małże (lamellibranches)

× 12,5

Fot. J. Janik

PL. XLIX

Mikrofauna z otworu „Kostkowice 41“, głębokość 582,7-586,0 m, Sk. III, z warstw sąsiadujących z intruzją cieszynitową

Microfaune du forage “Kostkowice 41”, profondeur 582,7-586,0 m., Sk. III, des couches voisinant avec l'intrusion de teshénite

1 *Dendrophrya latissima*, 2 *Reophax pilulifera*, 3 *Spiroplectammina carinata*, 4 *Textularia* sp., 5 *Karriella gaudryinoides*, 6 *Quinqueloculina akneriana*, 7 *Robulus clericii*, 8 *Nonion scaphum*, 9 *Elphidium advenum*, 10 *Nodogenerina consobrina*, 11 *Uvigerina tenuistriata*, 12 *Rotalia beccarii*, 13 *Epistommina elegans*, 14 *Globigerina bulloides*, 15 *Globigerinoides triloba*, 16 *Orbulina suturalis*, 17 kolce jeżowców (épines d'oursins)

× 25

Fot. J. Janik

PL. L

Cieszynit z otworu „Kostkowice 41“, głębokość 586,0-588,2 m, Sk. I około × 20 bez analizatora

Fot. I. Gucwa i J. Szczurowska

Teschénite du forage „Kostkowice 41“, profondeur 586,0-588,2 m., Sk. I environ × 20 Sans analysateur

PL. LI

Cieszynit z otworu „Kostkowice 41“, głębokość 545,0-547,1 m, Sk. 1 i 2 około × 20
bez analizatora

Fot. I. Gucwa i J. Szczurowska

Teschénite du forage „Kostkowice 41“, profondeur 545,0-547,1 m., Sk. 1 i 2 environ × 20
Sans analysateur

PL. LII

Cieszynit z otworu „Kostkowice 41“, głębokość 539,3-541,9 m, Sk. II około × 20
bez analizatora

Fot. I. Gucwa i J. Szczurowska

Teschénite du forage „Kostkowice 41“, profondeur 539,3-541,9 m., Sk. II environ × 20
Sans analysateur



Fig. 1

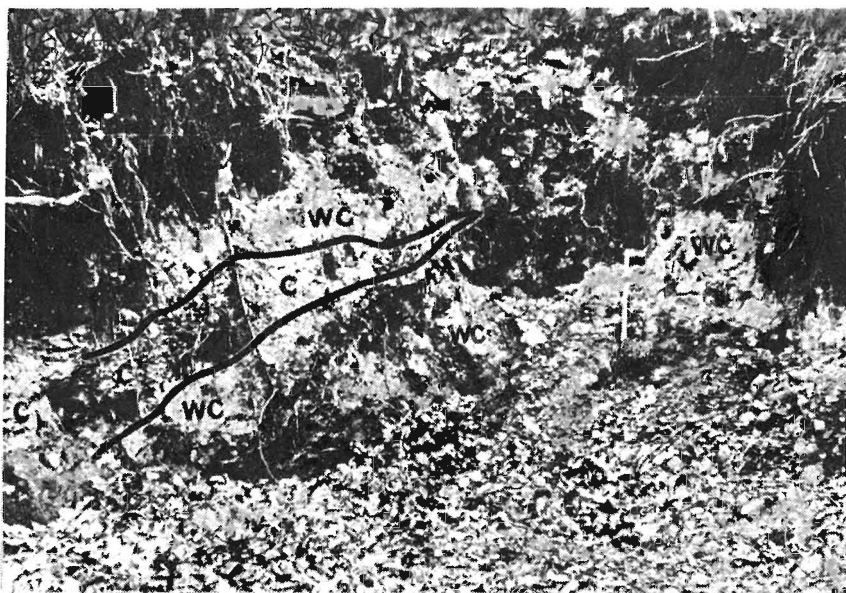


Fig. 2

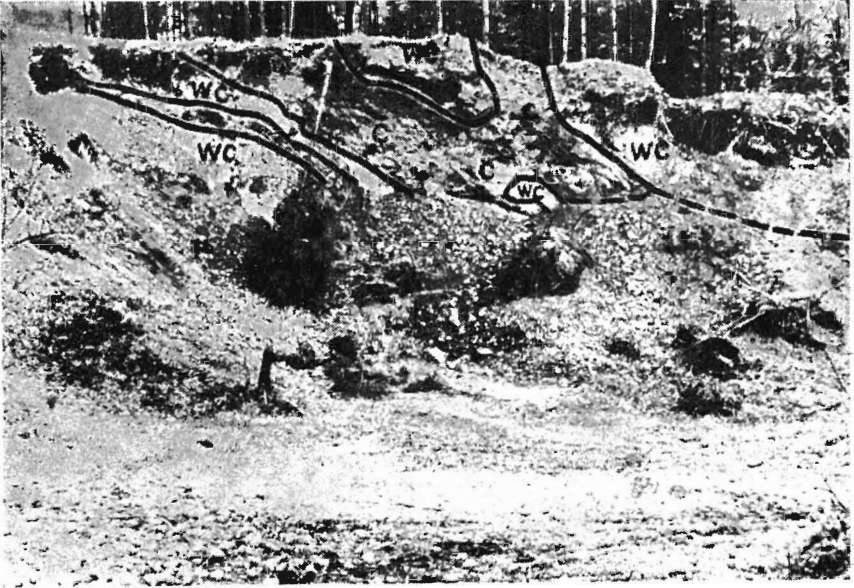


Fig. 1

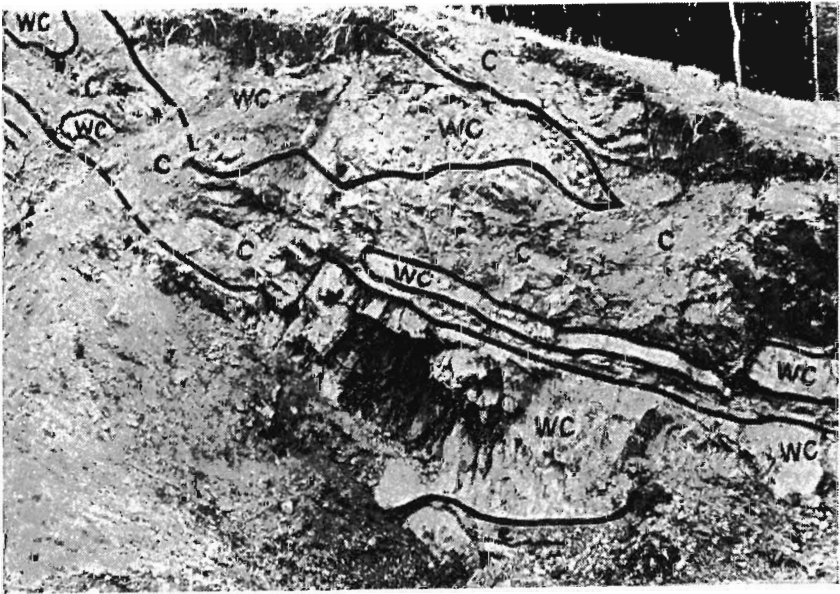


Fig. 2

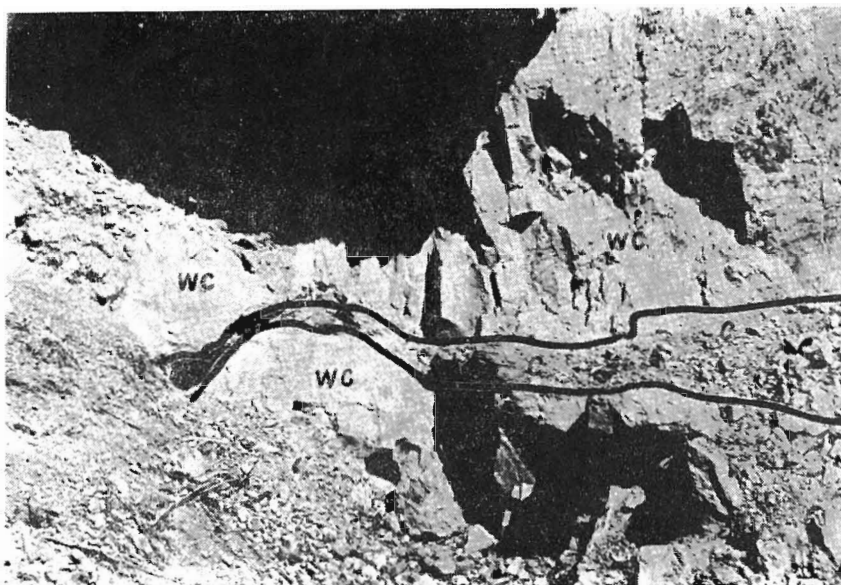


Fig. 1



Fig. 2

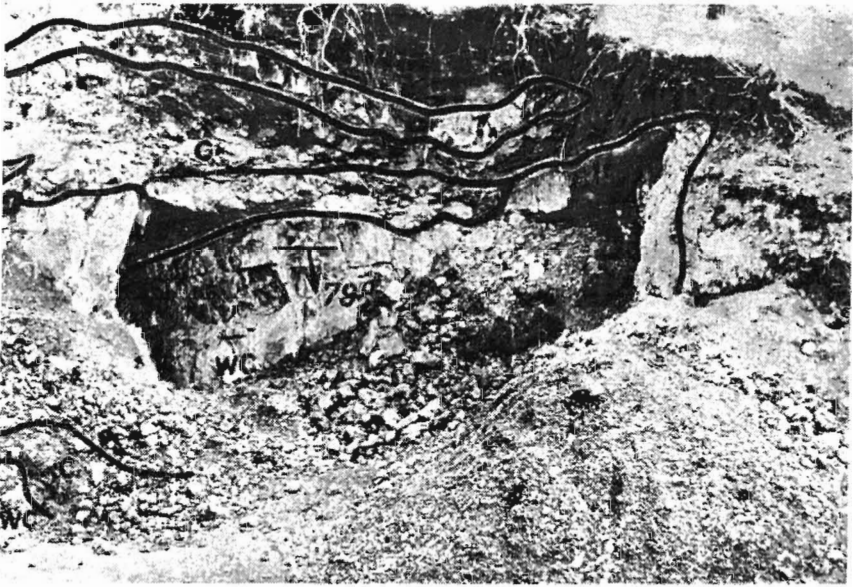


Fig. 1

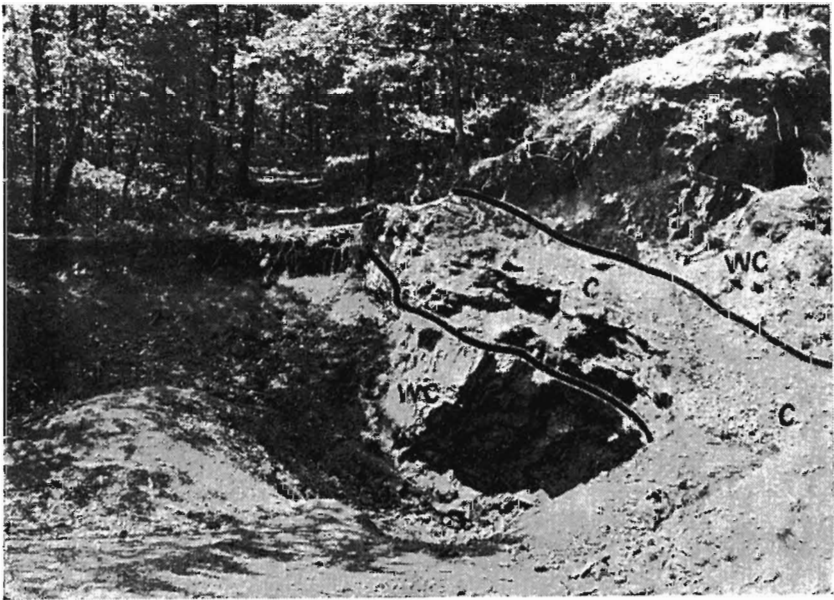


Fig. 2

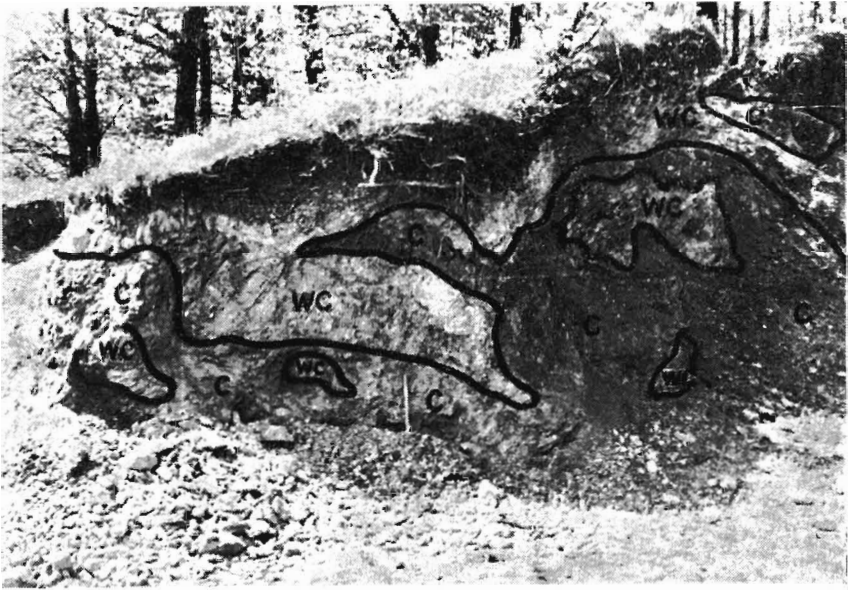


Fig. 1

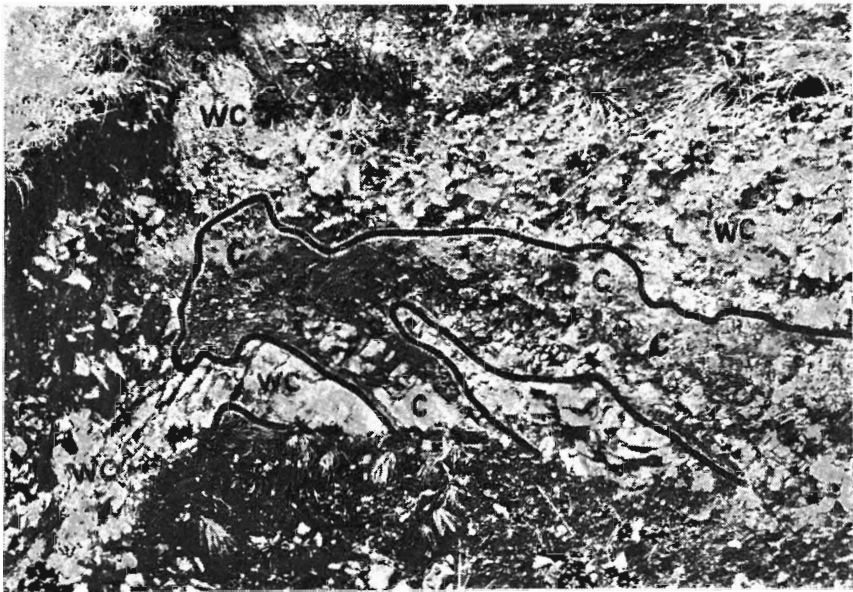


Fig. 2



